UNIVERSIDAD DE JAÉN

FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TESIS DOCTORAL

LAS PLATAFORMAS DEL JURÁSICO MEDIO EN EL SECTOR DEL SUBBÉTICO CENTRAL

PRESENTADA POR:
VICENTE NAVARRO MOLINA

DIRIGIDA POR:
DR. D. PEDRO ALEJANDRO RUIZ ORTIZ
DR. D. JOSÉ MIGUEL MOLINA CÁMARA

JAÉN, 28 DE SEPTIEMBRE DE 2009

ISBN 978-84-8439-569-0

Nombre y apellidos del autor:

Vicente Navarro Molina

Título de la Tesis Doctoral:

Las plataformas del Jurásico Medio en un sector del Subbético Central

I.S.B.N.:

978-84-8439-569-0

Fecha de Lectura:

28 de Septiembre de 2009

Centro y Departamento en que fue realizada la lectura:

Facultad de Ciencias Experimentales

Departamento de Geología

Composición del Tribunal/Dirección de la Tesis:

Dirección de la Tesis	Dr. D. Pedro Alejandro Ruiz Ortiz
	Dr. D. José Miguel Molina Cámara
Presidente/a del Tribunal	Dr. D. Juan Antonio Vera Torres
Vocales	Dr. D. Ramón Más Mayoral
	Dr. D. Lorenzo Vilas Minondo
	Dr. D. José Manuel Castro Jiménez
Secretario/a	Dr. D. Victoriano Pujalte Navarro

Calificación Obtenida:

Sobresaliente Cum Laude

Universidad de Jaén

tesis doctoral

Resumen

La presencia de calizas oolíticas entre sucesiones más o menos potentes de calizas y margas pélagicas/hemipelágicas, es relativamente común en el Jurásico alpino (p. e. Abbots, 1989; Blechschmidt et al., 2004). La interpretación tradicional de las mismas como facies depositadas en medios marinos someros, sufrió un importante revés con la publicación del trabajo de Bosellini et al. (1981), en el que interpretaban la caliza Vajont como una formación de origen turbidítico. Esta interpretación hacía más comprensible la posición de las calizas oolíticas del Jurásico alpino entre sedimentos pelágicos. No obstante, en el Subbético, la Formación (Fm.) Jabalcuz había sido interpretada como un depósito de plataforma marina somera, interpretación confirmada con nuevos argumentos poco más tarde (Ruiz-Ortiz, 1980; 1982). Posteriormente, se definió la Fm. Camarena en el Subbético Externo (Molina, 1987), que también fue interpretada como depósitos de plataforma somera. Quedaba por conocer los procesos y los factores implicados en la instalación y desarrollo de estas plataformas someras sobre sedimentos marinos depositados a mayores profundidades, así como su desarrollo y su posterior abandono de vuelta al ámbito pelágico.

En esta memoria se presentan los resultados del estudio de los afloramientos de la Fm. Jabalcuz del Dominio Intermedio al S y E de Jaén, y de la Fm. Camarena del Subbético Externo, al S de las provincias de Jaén y Córdoba y al E de la de Sevilla. La Fm. Jabalcuz aflora estratigráficamente sobre la Fm. Baños constituida por calizas tableadas que lateralmente pasan a una sucesión de calizas, con intercalaciones de margas, que termina con unos metros de facies Ammonitico Rosso del Bajociense inferior (Ruiz-Ortiz, 1980). Por su parte, la Fm. Camarena se dispone sobre la Fm. Zegrí compuesta típicamente por dos miembros, el inferior en el que alternan rítmicamente calizas y margas y el superior constituido por calizas de facies Ammonitico Rosso (Molina, 1987). La Fm. Jabalcuz da paso, a partir del Bathoniense

inferior, a una sucesión de margas con intercalaciones de niveles ricos en radiolarios ("radiolaritas"; Ruiz-Ortiz, 1980), mientras que sobre la Fm. Camarena aflora la Fm. Ammonitico Rosso Superior (Molina, 1987). El techo de la Fm. Camarena es una discontinuidad muy característica de edad Bathoniense medio-superior, a la que se asocian rasgos como hardgrounds, diques neptúnicos, formas paleokársticas, fracturas, etc. (Molina, 1987; Molina et al., 1999).

En este trabajo se ha incidido en el estudio de los metros iniciales de las dos formaciones, con la intención de poder evaluar los factores y los procesos implicados en el notable cambio sedimentario que supuso el comienzo del depósito de las mismas. El comienzo del depósito de la Fm. Jabalcuz estuvo marcado por una importante actividad tectónica que dejó su huella en la sedimentación con el depósito de brechas y slumps. Se ha podido poner claramente de manifiesto la incidencia del basculamiento de bloques en la sedimentación. Concretamente en los afloramientos del Cerro San Cristóbal, al S de Jaén, el tránsito desde la Fm. Baños a la Fm. Jabalcuz muestra, en unas secciones, brechas depositadas al pie de fallas mientras que en otras secciones afloran potentes hojas de slumps. Se trata, según la interpretación que se da en esta Tesis Doctoral, de los depósitos a ambos lados de un bloque basculado, de tal modo que los slumps se habrían formado en la rampa del bloque levantado mientras que las brechas representarían el depósito en la cuenca de semigraben formada, en un bloque adyacente, por el basculamiento.

Por el contrario, el comienzo del depósito de la Fm Camarena no se liga a una actividad tectónica sinsedimentaria importante. Al menos, no hay ningún rasgo en el registro sedimentario que apunte en esa dirección. La posible configuración paleogeográfica de la cuenca pre-Jurásico Medio, puede ser clave para entender el diferente comportamiento de los bloques del Subbético Externo respecto a los del Dominio Intermedio coincidiendo con el comienzo del depósito de ambas formaciones.

Durante el desarrollo de las plataformas se depositaron distintos tipos de facies cuyas texturas oscilan desde wackestone/packstone de filamentos, o de filamentos y peloides, frecuentemente laminadas, a packstone/grainstone de peloides y/o oolitos. Asociadas a niveles de brechas depositados en relación con fracturas, se describen bioconstrucciones de bivalvos y de serpúlidos (Navarro et al., 2008). Estos crecimientos orgánicos estarían relacionados con momentos en los que el depósito de las brechas, que sirven de asiento a las bioconstrucciones, estaba interrumpido (Navarro et al., 2008). Aparecen

también, especialmente en la Fm. Camarena, facies de llanuras de mareas, facies de crinoides, de oncolitos y otras con desarrollo de colonias de corales (Reolid et al., 2009). En general, las sucesiones estratigráficas son somerizantes, de modo que se va pasando a facies cada vez más someras hacia el techo de las mismas. Esta somerización está frecuentemente relacionada con la progradación de los cuerpos oolíticos en distintas direcciones. La dirección de progradación de las facies oolíticas estuvo influenciada por el sentido en el que se inclinaban los bloques basculados, si bien se describe en algún caso progradaciones en sentidos opuestos.

El abandono de los medios de plataforma somera, durante el Bathoniense, estuvo ligado de nuevo a la actividad tectónica, a un ascenso eustático y a factores ambientales. La presencia de sedimentos bioclásticos formados por organismos heterótrofos (crinoides y bivalvos) sobre la fauna fotoautótrofa desarrollada hasta el momento, es indicativo de un cambio en las condiciones ambientales que dominaban sobre las plataformas (salinidad, temperatura del agua y cantidad de nutrientes). El factor principal que condicionó el cambio de biota y tipo de sedimento fue probablemente la eutrofización de las aguas, ya que este cambio se dio prácticamente sin variación en la batimetría del medio. Se produjo así una colonización de los bloques con los crinoides en las partes más someras y hacia las más profundas los bivalvos. Los datos geoquímicos corroboran que el basculamiento de los bloques favoreció la emersión de las zonas más elevadas en algunas áreas localizadas.

La actividad tectónica en este caso quedó especialmente registrada en la Fm. Camarena, en cuya parte alta-techo es posible ver pequeñas cuencas en semigraben rellenas de calizas rojas de facies Ammonitico Rosso, que muestran solapamientos expansivos sobre el fondo de las mismas. La presencia de fracturas y cavidades rellenas de sedimento pelágico, ha sido ampliamente descrita en la zona (Molina et al., 1999). De nuevo, los bloques del Subbético Externo continuaron en posiciones relativamente más altas y a menor profundidad en el Paleomargen que los del Dominio Intermedio. La fracturación y el hundimiento diferencial del Dominio Intermedio respecto al Subbético Externo, determinó el comienzo del depósito de margas y niveles ricos en radiolarios en el surco correspondiente al Dominio Intermedio. La profundización generalizada se vio favorecida por un ascenso eustático del nivel del mar.

Las especiales condiciones de afloramiento de algunas sucesiones, con clara tendencia somerizante, han permitido estimar la profundidad de depósito de

algunos tipos de facies. La escasa profundidad que arrojan las estimaciones para las facies más profundas, unos 70 m, plantea que la profundidad general a la que se depositaron las formaciones infrayacentes, Baños y Zegrí, fue lo suficientemente escasa como para que la actividad tectónica con basculamiento de bloques y los cambios eustáticos, combinados con una alta tasa de producción de sedimentos, fueran los factores fundamentales que permitieron la instalación y desarrollo de las plataformas donde se depositaron la Fm. Jabalcuz y la Fm. Camarena del Subbético.

Abstract

Oolite limestones between pelagic/hemipelagic deposits are a relatively common succession in the Middle Jurassic of the alpine Jurassic (e. g. Abbots, 1989; Blechschmidt et al., 2004). The traditional interpretation as shallow-marine environments was in doubt with the publication of Bosellini et al. (1981), who interpreted as turbidites the Vajont limestones. This was the most suitable interpretation to understand the position of oolite limestones between pelagic/hemipelagic deposits in the Alpine Jurassic. However, in the Subbetic, the Jabalcuz Fm. had been interpreted as shallow carbonate platform deposits. This interpretation was proved with new information later (Ruiz-Ortiz, 1980; 1982). Few years later, in the External Subbetic the Camarena Fm. was defined and interpreted as shallow platform deposits too (Molina, 1987). Therefore, the main question was to find out about the processes that interacted in the initiation and development of a shallow-water carbonate platform above deeper deposits, and its demise and drowning returning to a deeper environment.

This memory shows the results of the study of the outcrops of two formations. The Jabalcuz Fm. of the Intermediate Domain, which crops out to the S and E of Jaén city, and the Camarena Fm. of the External Subbetic, which occurs to the S of Jaén and Córdoba provinces, and to the E of the Sevilla province. In the Jurassic succession the Jabalcuz Fm. appears above the Baños Fm. This formation is made up of thin-bedded hemipelagic limestones that laterally change to an intercalated succession of limestone and marls with few meters of Ammonitico Rosso facies at the top (Early Bajocian; Ruiz-Ortiz, 1980). The Camarena Fm. crops out above the Zegrí Fm. This formation is made up of two members, in the lowermost there are limestones and marls interbeded; the uppermost is made up of Ammonitico Rosso facies (Molina, 1987). On top of the Jabalcuz Fm. appears a succession of marls with radiolarian-rich interbeds of Bathonian-Oxfordian age (Ruiz-Ortiz, 1980),while above the Camarena Fm. crops out the Upper Ammonitico Rosso Fm. of Callovian-Berriasian age

(Molina, 1987). The top of the Camarena Fm. is a very important stratigraphic break developed during the Middle-Late Bathonian. This discontinuity is characterized by hardgrounds, neptunic dykes, palaeokarstic forms, fractures, etc. (Molina, 1987; Molina et al., 1999).

This thesis insists on the lowermost meters of both formations to evaluate the factors and processes that caused the remarkable change in sedimentation represented by the beginning of them. The initiation of the Jabalcuz Fm. deposits was characterized by an important tectonic activity, which is represented by breccias and slumps in the sedimentation. The influence of tilting blocks has been clearly supported in the sedimentation. Specifically, in the outcrops of the San Cristóbal hill, to the south of Jaén, the transition from the Baños Fm. to the Jabalcuz Fm. shows different types of sections. While in some sections the transition is characterized by breccias that came from the break-up and erosion of the fault scarp, in other sections decametre-thick sheet-slumps occur. According to the interpretation given in this thesis, all these features were developed on opposite sides of a tilted fault-block. While the slumps would due to the syndepositional deformation of sediment occurred in the footwall ramp, the breccias would represent talus deposits accumulated in the half-graben basin formed by the tilting of the adjacent hangingwall.

In contrast, the beginning of the Camarena Fm. sedimentation is not linked to an important synsedimentary tectonic activity. At least, there are not any features in the sedimentary record in this sense. The possible palaeogeographic configuration of the basin in the Early Jurassic can be the key to understand the different behaviour of the External Subbetic with respect to the Intermediate Domain blocks during the beginning of both formations.

During the development of the platforms, different types of facies were deposited. The textures are from wackestone/packstone of filaments, or of filaments and peloids, frequently laminated, to packstone/grainstone of peloids and ooids. Some breccias beds associated with faults were colonized by bivalves and serpulids (Navarro et al., 2008). These organic buildups, would be related to episodic periods without clast breccias deposition, which were their substrata (Navarro et al., 2008). Especially, in the Camarena Fm., facies of tidal flats, and facies of crinoids, oncoids and corals appear too (Reolid et al., 2009). In general, the stratigraphic sucessions make up a shallowing-upward sequence, so the facies are shallower toward the top of them. These sequences are associated with the progradation of oolitic sands

in different directions. The direction of progradation of the oolitic facies was influenced by the dip direction of the tilted blocks, although in some cases progradations in opposite directions has been described.

The demise of the shallow platform environments was related with the tectonic activity again, sea-level rise and environmental factors during the Bathonian. The presence of bioclastic sediments made up by heterotrophic organisms (crinoids and bivalves) over the phototrophic fauna developed until the moment, is indicative of a change in the environmental conditions that dominated on the platforms (salinity, water temperature and amount of nutrients). The main factor that conditioned the change of biota and type of sediment was probably the water eutrophication, due to the fact that the change was without bathymetric variations. Therefore, the different blocks would be colonized by crinoids in the shallower areas, and bivalves toward the deeper areas. The geochemical information supports the idea that the block-tilting triggered the emersion of the shallowest part of some localized areas.

In this case, the tectonic activity was very well recorded on the upper part and top of the Camarena Formation, where it is possible to observe small half-graben basins filled by Ammonitico Rosso facies. This facies shows an onlap over the irregular top of the underlying formation. The presence of fractures and cavities filled by pelagic sediments has been commonly described in the area (Molina et al., 1999). Once again, the block of the Subbetic External continued relatively higher and shallower than the block of the Intermediate Domain in the Southern Iberian Continental Palaeomargin. The differential fracturation and drowning of the Intermediate Domain with respect to the External Subbetic, favoured the deposition of marls and radiolarian-rich interbeds in the graben created in the Intermediate Domain. The general drowning was favoured by an eustatic sea level rise.

The special conditions of the outcrops in some sections, with clear shallowing-upward successions, has allowed an estimation of the depths of deposition of some facies. The scarce depth deduced to the deeper facies, around 70 m, suggests the real depth of deposition of the underlying Baños and Zegrí Fms. Therefore, this depth was sufficiently scarce to understand that the tectonic activity with block tilting and sea-level eustatic fluctuations along with a high sediment production rate, were the triggering factors of the installation and development of the shallow carbonate platforms represented by the Jabalcuz and Camarena Fms

UNIVERSIDAD DE JAÉN

LAS PLATAFORMAS DEL JURÁSICO MEDIO EN UN SECTOR DEL SUBBÉTICO CENTRAL

VICENTE NAVARRO MOLINA

tesis doctoral

A mis padres, que tanto han luchado
por verme cumplir este proyecto.
A mis hermanos y a Elena.

Es mejor saber después de haber pensado y discutido que aceptar los saberes que nadie discute para no tener que pensar.

(Fernando Savater)

Índices

INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS 10

1.- INTRODUCCIÓN 15
1.1.- Localización geográfica de los afloramientos 17
1.2.- Localización geológica de los afloramientos 20
1.3.- Consideraciones estratigráficas 21
1.3.1.- Biozonación de ammonites 24
1.4.- Consideraciones paleogeográficas y paleoclimáticas 25
1.5.- Consideraciones tectónicas 27

2.- ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS 31

3.- METODOLOGÍA 41
3.1.- Recopilación bibliográfica 42
3.2.- Trabajo de campo 42
3.3.- Trabajo de laboratorio 46
3.3.1.- Preparación de láminas delgadas 46
3.3.2.- Estudios realizados sobre las láminas delgadas 47
3.3.2.I.- Microscopía óptica 47
3.3.2.II.- Catodoluminiscencia (CL) 48
3.3.2.III.- Microsonda electrónica (EMPA) 51
3.3.2.IV. Estudio isotópico 53
3.3.3. Estudio realizado sobre muestras en polvo 57
3.3.3.I Difracción de Rayos X 57
3.4.- Trabajo de gabinete. 58
3.5.- Terminología empleada 58

4.- FORMACIÓN JABALCUZ (Dominio Intermedio) 62
4.1.- Introducción: características generales y edad de la Formación 63
4.2.- La Formación Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz 66

4.2.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas 66
4.2.2.- Estudio sedimentológico y estratigráfico 67
4.2.2.I- Tipos de facies. 68
4.2.2.II- Sucesión vertical de facies..... 83
4.2.2.III.- Variaciones laterales de las características sedimentarias del muro y techo de la Formación 104
4.2.2.IV- Paleocorrientes y paleopendientes 107
4.2.2.V- Interpretación de facies..... 112
4.2.2.VI- Interpretación de las paleocorrientes y paleopendientes medidas 118
4.2.3.- Discusión 119
4.2.3.I.- Correlación de las facies e interpretación sedimentaria 119
4.2.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos 127
4.2.4.I- Descripción petrográfica y geoquímica..... 127
4.2.4.II- Interpretación..... 130
4.2.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria..... 132
4.3.- La Formación Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal..... 136
4.3.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas 137
4.3.2.- Estudio sedimentológico y estratigráfico 137
4.3.2.I- Tipos de facies..... 138
4.3.2.II- Sucesión vertical de facies..... 159
4.3.2.III- Paleofallas y relaciones laterales de facies 173
4.3.2.IV.- Paleocorrientes y paleopendientes..... 176
4.3.2.V.- Interpretación de facies 178
4.3.3.- Discusión 188
4.3.3.I.- Paleobatimetría de los sedimentos 188
4.3.3.II.- Estratigrafía secuencial 189
4.3.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos 193
4.3.4.I.- Descripción petrográfica y geoquímica..... 194
4.3.4.I.A.- Cementos asociados a la facies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos 194
4.3.4.I.B.- Placas de equinodermos y cemento sintaxial del techo de la Formación..... 198

4.3.4.II.- Interpretación 200
4.3.4.II.A.- Cementos asociados a la facies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos (F-VIII) 200
4.3.4.II.B.- Placas de equinodermos y cemento sintaxial del techo de la Formación 202
4.3.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria 203

5.- FORMACIÓN CAMARENA 211
5.1.- Introducción 212
5.2.- Formación Camarena al S de Jaén 212
5.2.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas 214
5.2.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico 215
5.2.2.I.- Tipos de facies 216
5.2.2.II.- Sucesión vertical de facies 222
5.2.2.III.- Paleocorrientes 242
5.2.2.IV.- Interpretación de facies 244
5.2.3.- Discusión 249
5.2.3.I.- Correlación de las facies e interpretación sedimentaria 249
5.2.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos 259
5.2.4.I.- Descripción petrográfica y geoquímica 260
5.2.4.II.- Interpretación 262
5.2.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria 264
5.3.- Formación Camarena al S de Córdoba 266
5.3.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas 271
5.3.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico 272
5.3.2.I.- Tipos de facies 272
5.3.2.II.- Sucesión vertical de facies 302
5.3.2.III.- Techo de la Formación 310
5.3.2.IV.- Paleocorrientes 317
5.3.2.V.- Interpretación de facies 320
5.3.3.- Discusión 331
5.3.3.I.- Correlación de las facies e interpretación sedimentaria 331

5.3.3.II.- Techo de la Formación..... 338
5.3.4- Aspectos diagenéticos y geoquímicos..... 342
5.3.4.I- Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Camarena en la Lastra (Cabra)..... 342
5.3.4.I.A- Cementos asociados a la facies de calizas oolíticas (Lastra-L) 343
5.3.4.I.B- Cementos asociados a los diques neptúnicos (D)... 345
5.3.4.II- Interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Camarena en el sector de la Lastra (Cabra) 349
5.3.4.II.A- Cementos asociados a la facies de calizas oolíticas de la Fm. Camarena 349
5.3.4.II.B- Cementos asociados a los diques neptúnicos 350
5.3.4.III.- Descripción petrográfica y geoquímica de los cementos diagenéticos de la Fm. Camarena en Puente Genil..... 352
5.3.4.III.A.- Cementos asociados a la facies de calizas oolíticas y de corales de la parte alta de la Fm. Camarena en Puente Genil..... 353
5.3.4.III.B.- Cementos asociados al relleno de los diques del techo de la Fm. Camarena en Puente Genil 359
5.3.4.IV.- Interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Camarena en Puente Genil 362
5.3.4.IV.A.- Cementos asociados a las facies de calizas oolíticas y de corales del techo de la Fm. Camarena en Puente Genil..... 362
5.3.4.IV.B.- Cementos asociados al relleno de los diques del techo de la Fm. Camarena en Puente Genil 365
5.3.5.- Evolución sedimentaria y diagenética..... 369
5.4.- Análisis de testigos de sondeo en la Sierra de Becerrero (Estepa)..... 377
5.4.1.- Localización de los testigos de sondeos estudiados 381
5.4.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico..... 381

5.4.2.I.- Tipos de facies 382
5.4.2.II.- Sucesión vertical de facies 395
5.4.2.III.- Techo de la Formación 396
5.4.2.IV.- Interpretación de facies 402
5.4.3.- Discusión 406
5.4.3.I.- Correlación de facies e interpretación sedimentaria 406
5.4.4.- Evolución sedimentaria 411

6.- SÍNTESIS Y DISCUSIÓN SOBRE EL ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS PLATAFORMAS ESTUDIADAS 414
6.1.- Origen de plataformas carbonatadas someras 415
6.2.- Desarrollo de las plataformas 423
6.3.- Destrucción y hundimiento de las plataformas 430

7.- CONCLUSIONES 437

8.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 445

ANEXOS 493

ANEXO 1: DATOS DE LOS ANÁLISIS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA 494

ANEXO 2: GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS CON RAYOS X. 516

Agradecimientos

En las siguientes líneas, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que han hecho posible la realización de este trabajo.

Tras terminar la licenciatura, decidí volver a Jaén para poder realizar un trabajo de investigación en aquellos mismos afloramientos que despertaron en mí el interés por la Geología. Jabalcuz, Los Cañones, Otíñar, San Cristóbal…, todos esos parajes han formado parte de mi infancia, adolescencia y juventud. Así, en primer lugar, quiero mostrar mi total agradecimiento a las personas que hicieron realidad ese deseo, a los Catedráticos de la Universidad de Jaén, los profesores Pedro Alejandro Ruiz Ortiz y José Miguel Molina Cámara, directores de esta Tesis Doctoral. Aquí, quiero agradecerles todo lo que han hecho por mí en estos últimos años. Su dedicación, apoyo, estímulo y sobre todo crítica, me han servido para madurar no solo como científico, sino también como persona. A ello, no solo han contribuido con su más que demostrada calidad científica, sino también con una extraordinaria calidad humana.

A continuación quiero agradecer su apoyo y ayuda a todos mis compañeros del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén. Entre ellos, quiero hace mención especial a José Manuel, actual director del Departamento, quien me dirigió el trabajo de investigación tutelada. A Ginés, Luis, Mario, Fernando y Matías con los que tuve mi primera experiencia como docente, y por todas las jornadas de campo que pasamos juntos. A todos ellos les debo gran parte de este trabajo. Sus datos y figuras, pero sobre todo su apoyo, reflexiones, compañerismo y crítica, han sido parte fundamental en el devenir de esta Tesis. A Antonio Piedra, técnico especialista del laboratorio, quien realizó la mayor parte de las láminas que se han estudiado. Por su esfuerzo y amistad. Finalmente a Fran Espinosa, quien siempre me ha ayudado con las tareas administrativas. Gracias por tu apoyo y dedicación.

Además de los especialistas con lo que he contado en el departamento, quiero agradecer al Dr. Hannes Löser, de la Universidad Nacional Autónoma de México, que clasificara los corales que aparecen en esta Tesis.

Al Dr. Ramón Más Mayoral que me diera la oportunidad de desplazarme a la Universidad Complutense de Madrid, donde se iniciaron los estudios de catodoluminiscencia, geoquímica elemental e isotópica sobre parte de los materiales estudiados en esta Tesis. En los tres meses de estancia que estuve allí, así como en las periódicas visitas posteriores, quiero agradecer a todos y cada uno de los componentes de dicho departamento el que me hicieran sentir como en casa. A Ricardo Arenas, Marian Fregenal, Cristino Dabrio y Mª Isabel Benito, quienes me dieron la posibilidad de conocer desde el punto de vista geológico Galicia, el Delta del Ebro, Almería y la Cuenca de Cameros (La Rioja). A las Lauras, Paco, Andrea, Gema y el resto de becarios, con los que pasé momentos inolvidables. A todos, muchas gracias.

Mención aparte merece la Dra. Mª Isabel Benito. Aunque he de reconocer que cuando la conocí me estresaba, el paso de los días me hicieron ver que su incuestionable nivel científico solo era superado por su calidad humana. Gracias a su paciencia y ayuda, me inicié en el estudio de las láminas con catodoluminiscencia. Me enseñó a utilizar la microsonda electrónica y a obtener muestras para el análisis isotópico. Además de toda la documentación que puso a mi disposición, su opinión, consejo y crítica han sido de gran importancia a la hora de conseguir parte de las conclusiones obtenidas en esta Tesis. Las salidas al campo, las tardes de gabinete, pero sobre todo las cervezas en el bar, me han mostrado que su inquietud, bondad y determinación, son los valores que hacen que aparte de ser una gran profesional, sea una gran persona. Gracias a ella pude asistir a dos cursos de "Geoquímica de isótopos estables aplicados a estudios paleoclimáticos y diagenéticos" impartidos por el especialista Kyger C. Lohmann, Director del laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan. A él le quiero agradecer sus conversaciones e interpretaciones y sobre todo, su cercanía y disposición.

Al Dr. Paul V. Wright, quien me permitió realizar una estancia de tres meses en la "*School of the Earth, Ocean and Planetary Sciences*" de Cardiff, Gales (Reino Unido). Durante este periodo me impartió un curso de geología carbonatada aplicada y se realizaron visitas guiadas a distintos afloramientos. De inestimable valor fueron aquellas conversaciones en su despacho, su opinión y ayuda, pero sobre todo quiero agradecerle su hospitalidad. Igualmente quiero extender mi agradecimiento a los becarios David Pollitt y Huw Williams, quienes me acogieron e hicieron sentir uno más. También, la estancia en Gales me permitió conocer a la Dra. Giovanna Della Porta y al Dr. Oscar A. Merino Tomé, quienes me permitieron participar en una campaña de investigación de tres semanas en el Alto Atlas (SE de Marruecos). Esta campaña se realizó en marzo de 2007 dentro del proyecto "*A GIS-based digital outcrop model integrating depositional anatomy and lithofacies of a continuously exposed Lower Jurassic carbonate platform: Jebel Bou Dahar (High Atlas, Morocco)*".

A mis compañeros de becariera. Cuando comencé esta Tesis éramos cuatro, Leticia, Mª José, Miguel y yo. Con el paso de los años las circunstancias han hecho que cada uno tome su camino. Sin embargo, todos y cada uno de los momentos que pasamos juntos permanecen imborrables en mi memoria. Juntos hemos festejado las alegrías y superado las penas. Gracias por vuestra ayuda, pero sobre todo, por compartir vuestras vidas conmigo.

Además de todas las personas indicadas previamente, han sido varias las instituciones que han permitido la realización de esta Tesis. Parte de los gastos han sido cofinanciados por los proyectos de investigación "Arquitectura estratigráfica del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Modelos paleogeográficos y genéticos (I) y (II)" del M.E.C. y por el grupo de investigación RNM-200 "Discontinuidades estratigráficas" del P.A.I. (Junta de Andalucía). Para la realización de esta Tesis Doctoral he disfrutado desde febrero de 2004 hasta febrero de 2007 de una beca F.P.U. del M.E.C. y hasta febrero de 2008 de un contrato de personal investigador en formación del M.E.C. Desde el 18 de febrero de

2008 al 17 de julio del mismo año, disfruté de un contrato por obra y servicio de la Universidad de Jaén a cargo del grupo de investigación previamente nombrado. Finalmente, y tras un mes en paro, este último año ha sido sufragado indirectamente por la Consejería de Educación de la Junta de Andalucía debido a mi posición como profesor de enseñanza secundaria.

Fuera del ámbito académico, quiero darles las gracias a mis amigos de promoción ya que a pesar de la distancia, nunca han dejado de animarme a realizar este trabajo. Entre ellos quiero destacar a Ángel, compañero de fatigas, gracias por haber estado siempre ahí. A Ana, la compañera de fatigas consorte, por su ánimo y amistad. Cómo no, a Nera, porque a pesar de la distancia que nos separa, siempre has estado a mi lado. A Alberto y Maite, porque me han enseñado que triunfa aquella persona que consigue su sueño, independientemente del que sea. A Coca, Pedrochero, Quillo, Mimosín, Rafa, Fleta, … gracias a todos por todas las experiencias que hemos vivido juntos.

A la "Peña los enfermos" con los que he compartido grandes momentos. A Antonio, Olga, Raúl, Juanqui, Jorge, Zorrillo, Susurros, José, Nuria, Pepe, Romario, Lou, Ana, Hector, Delia, Ciro y todos los demás. Gracias a todos por los grandes momentos que hemos pasado juntos. Porque sin duda, me habéis ayudado a desconectar siempre que lo he necesitado. Porque simplemente, sois el mejor grupo de amigos que hay.

A los waterpoleros Paulo, Rafa, Carlos, Manolo y todos los demás, por haber sido mi vía de escape siempre que lo he necesitado, por todos los momentos que hemos pasado juntos. A Leanne, gracias por todas esas tardes de charla en inglés, por la corrección del *abstract* que aparece en esta Tesis y, sobre todo, por tu amistad.

Especialmente quiero expresar mi agradecimiento total a mi familia. A mi Padre, quien me enseñó que una persona tiene que ser siempre fiel a sus convicciones. Que el esfuerzo y el trabajo diario son aspectos

fundamentales en la vida de cualquier buen hombre. Gracias padre por todo lo que has hecho por mí, porque gracias a tu esfuerzo pude estudiar Geología, porque si no hubiera sido por tu apoyo hoy no estaría escribiendo estas líneas. A mi Madre, Por todo su cariño y comprensión. Por todas aquellas mañanas que se levantaba antes que yo para hacerme la comida del día de campo, por los cientos de zumos que me preparabas cada tarde que estaba delante del ordenador. Por haberte preocupado siempre por mí y haber sido la mejor madre que se puede tener. A mis hermanos y cuñados, Antonio, Nuria, Inma, Fermín, Alfonso, Mari, Antonio y Javi. Por que siempre habéis estado a mi lado, ayudándome a superar los momentos de tristeza e incertidumbre y disfrutando todas las alegrías y logros conseguidos. Al resto de mi familia, tíos y primos, por que siempre os habéis preocupado por mí.

Y especialmente a mi Elena, mi mujer en pocas semanas. Porque desde que te conocí, has estado siempre a mi lado. Porque has hecho tuyas mis penas y frustraciones, por tu comprensión en todos aquellos momentos que no veía la salida, y por haberme ayudado a no perder jamás la esperanza. Por haber hecho mí sueño tuyo, porque mis logros son nuestros logros, porque mi vida es nuestra vida.

1. Introducción

1.- INTRODUCCIÓN.

En esta memoria se expone el estudio de la Formación (Fm.) Jabalcuz cuyos afloramientos aparecen en la Unidad de Jabalcuz-San Cristóbal y la Fm. Camarena cuyos afloramientos se extienden a lo largo de las unidades Grajales-Mentidero (al S de Jaén), Camarena-Lanchares (al S de Córdoba), y la Unidad de Sierra de Becerrero (Estepa) respectivamente. Estas formaciones están mayoritariamente constituidas por calizas oolíticas y/o peletoidales depositadas en ambientes de plataformas carbonatadas someras, que se establecieron en el Dominio Intermedio y en el Subbético Externo de la Cordillera Bética durante el Jurásico Medio.

Las facies que corresponden a estas plataformas aparecen intercaladas en la serie estratigráfica entre sedimentos pelágicos. En los casos que nos ocupan, los materiales infrayacentes estratigráficamente están constituidos por las Fms. Baños (respecto a la Fm. Jabalcuz) y Zegrí (respecto a Fm. Camarena), respectivamente. Por el techo, la Fm. Jabalcuz pasa a depósitos de margas radiolaríticas, es decir, con intercalaciones de niveles ricos en radiolarios y la Fm. Camarena da paso a calizas nodulosas rojas (Fm. Ammonítico Rosso Superior, Molina, 1987). La presencia de facies de calizas oolíticas entre sedimentos pelágicos ya mereció la atención de autores anteriores. Estas facies se han interpretado en algún caso como turbiditas, a partir del estudio de secciones donde aparecen rasgos turbidíticos (Bosellini *et al.*, 1981), o por el contrario, se han interpretado como depósitos típicos de ambientes marinos someros en zonas donde se encontraron estructuras sedimentarias típicas de estos ambientes como la estratificación cruzada (Ruiz-Ortiz, 1980, 1982). Las facies que se estudian en este trabajo presentan características que las identifican claramente, en la mayor parte de los afloramientos, como facies de plataforma. La presencia de facies de plataforma somera intercaladas entre sedimentos pelágicos/hemipelágicos, plantea interrogantes acerca de los mecanismos y procesos que condujeron a la iniciación y el posterior abandono de los ambientes someros. Tratar de conocer con el máximo detalle posible estos

mecanismos y procesos fue el principal objetivo que nos planteamos al inicio de este trabajo.

Para conseguir este objetivo, en el planteamiento de esta Tesis Doctoral se definieron una serie de objetivos más concretos:

1.- Realizar una datación precisa del muro y techo de las formaciones en cuestión, con el fin de determinar posibles diferencias temporales en el establecimiento y destrucción de las plataformas que representan dichas formaciones.
2.- Realización de un análisis de facies con especial hincapié en la composición de las facies, las formas de los lechos, las asociaciones de facies, su distribución y su interpretación sedimentológica para determinar medios de depósito y establecer comparaciones entre los distintos afloramientos estudiados.
3.- Analizar todos los datos disponibles que nos indiquen paleopendientes o paleocorrientes y restituirlas a su posición original.
4.- Estudiar todas aquellas fallas que hayan podido ser activas durante la formación de las plataformas carbonatadas, para determinar el grado de influencia de la tectónica en la dinámica sedimentaria de las plataformas.
5.- Llevar a cabo análisis geoquímicos para apoyar las interpretaciones sedimentológicas y especialmente, comprobar si hubo emersión coincidiendo con el final del depósito de las plataformas estudiadas.
6.- Discutir todos los datos disponibles para interpretar cuales fueron los mecanismos y procesos que condujeron a la iniciación y el posterior abandono de los ambientes someros.

1.1.- Localización geográfica de los afloramientos.

Todos los afloramientos estudiados se localizan en el S de la Península Ibérica, dentro de la Comunidad Autónoma de Andalucía. En concreto, las

tres zonas estudiadas se emplazan en el S de las provincias de Jaén, Córdoba y Sevilla (Fig. 1.1).

Para llevar a cabo este estudio se han utilizado 8 hojas del mapa geológico de España a escala 1:50000. Estos mapas corresponden a las hojas de Jaén (947), Martos (946), Valdepeñas de Jaén (969), Alcaudete (968), Baena (967), Lucena (989), Puente Genil (988) y Osuna (1005). Como se observa en la figura 1.1, las hojas donde están incluidos los afloramientos estudiados, describen aproximadamente una estrecha banda de dirección OSO-ENE. En la misma figura se representan los afloramientos estudiados y su disposición con respecto a la red de carreteras nacionales y comarcales, incluyendo las principales carreteras y pistas locales.

Se han diferenciado tres áreas en función de su localización geográfica: 1) S de Jaén, 2) S de Córdoba (Cabra y Puente Genil) y 3) S de Sevilla (Estepa).

1) S de Jaén. Justo al S de la ciudad de Jaén en una alineación de dirección aproximada E-O, se sitúan todos los afloramientos de la Fm. Jabalcuz estudiados. Estos afloramientos se disponen en dos grandes sectores: por un lado, al E de Martos, se encuentra la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz de unos 11 km de extensión en la horizontal, afloramientos a los que se puede acceder desde la carretera que une Jaén con Los Villares o por Jamilena. Por otro lado tenemos los afloramientos de la Fm. Jabalcuz situados en el Cerro San Cristóbal, justo al O de La Guardia de Jaén; a estos afloramientos se accede por pistas que parten desde la carretera que une Jaén con La Guardia de Jaén (pasando por el Puente Jontoya) o por pistas que parten de la carretera que va desde La Guardia de Jaén a Puerto Alto. Más hacia el S aparecen los afloramientos de la Fm. Camarena del S de Jaén. Estos afloramientos se distribuyen a lo largo de dos áreas: una situada entre el Puente de la Sierra y Carchelejo, a la que se accede desde la carretera que une el Puente de la Sierra con Otíñar, o por Carchelejo, y la otra zona situada justo al SE de Fuensanta de Martos a cuyo afloramiento se accede a partir de pistas que parten del mismo pueblo.

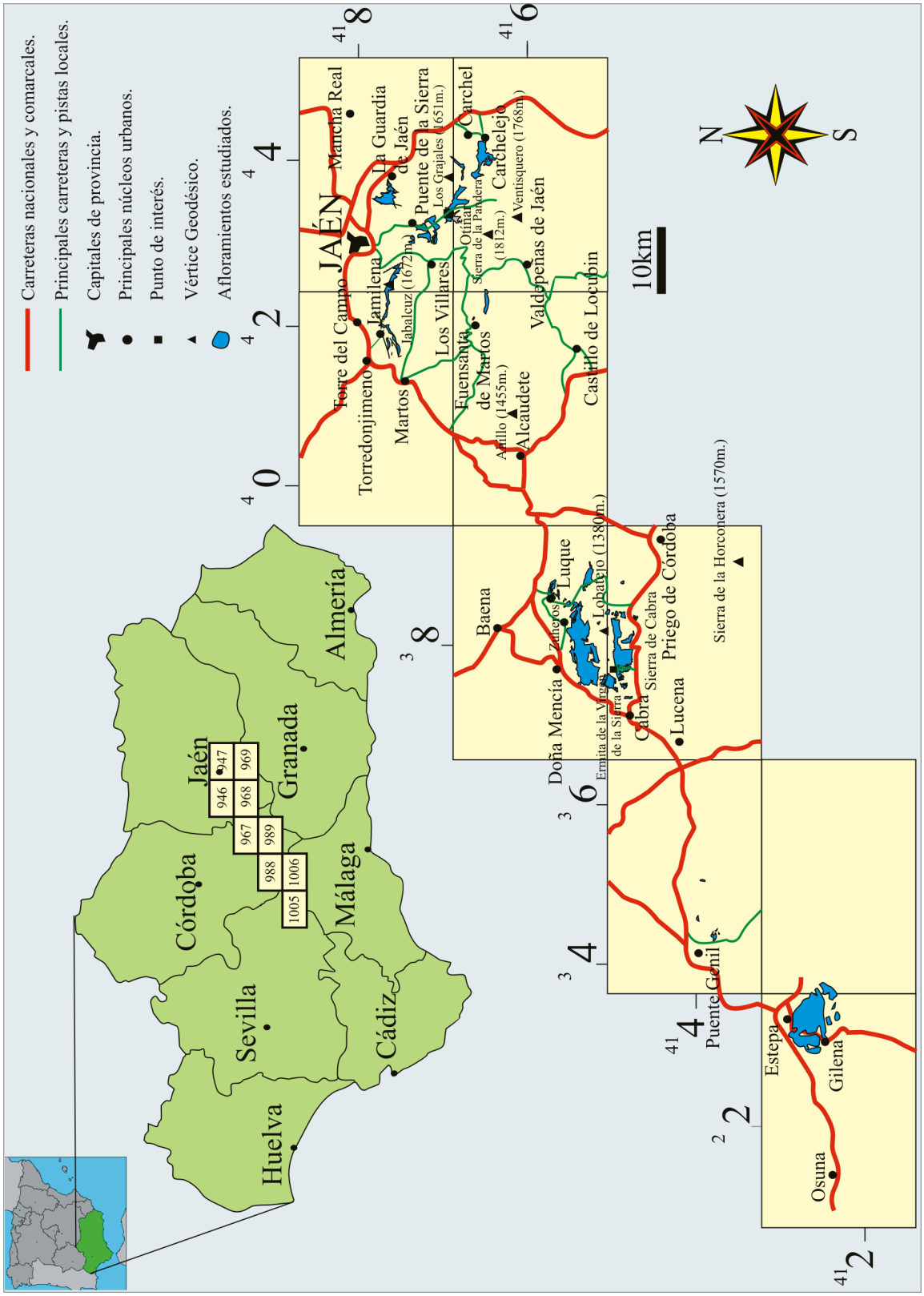


Figura 1.1.- Localización geográfica de los afloramientos estudiados en las distintas hojas del MAGNA.

2) S de Córdoba. La Fm. Camarena aflora en la Sierra de Cabra. A estos afloramientos se accede a través de pistas que parten desde Luque, Zuheros, Cabra, Carcabuey o de la carretera que sube a la Ermita de la Virgen de la Sierra. Del mismo modo la Fm. Camarena también aflora justo al SE de Puente Genil, afloramiento al que se accede por la carretera de servicio del canal del embalse de Cubillas.

3) S de Sevilla. Al S de Estepa aparecen los afloramientos más occidentales de la Fm. Camarena, a los que se accede a través de la carretera que une Estepa con Gilena.

Una descripción más detallada de la localización de cada uno de los afloramientos estudiados y secciones levantadas se hará posteriormente, en el apartado correspondiente de la presente memoria.

1.2.- Localización geológica de los afloramientos.

En el S de la Península Ibérica se encuentra la Cordillera Bética que se extiende con una orientación OSO-ENE desde Gibraltar hasta las Islas Baleares. Desde un punto de vista tecto-estratigráfico se distinguen dos grandes divisiones: las Zonas Externas y las Zonas Internas. Las Zonas Externas, situadas en la parte más septentrional de la cordillera, están representadas por rocas sedimentarias y localmente volcánicas, formadas en el Paleomargen Sudibérico durante el Mesozoico y el Terciario. Dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, se han diferenciado a partir de criterios tecto-estratigráficos dos zonas: Prebética y Subbética (p. e., Azema *et al.,* 1979a, García-Hernández *et al.,* 1980; Fontboté y Vera, 1986; Vera, 1983, 1988, 2001; Ruiz-Ortiz *et al.,* 2001; Vera *et al*., 2004). La Zona Prebética es la parte más septentrional del Paleomargen Sudibérico, situada al S y SE del antepaís, y está formada por depósitos autóctonos o parautóctonos marinos someros y litorales con intercalaciones continentales. La Zona Subbética esta formada por las unidades más

meridionales del Paleomargen, de carácter alóctono y presenta sedimentos típicos de ambientes más pelágicos. En ésta se pueden diferenciar cuatro subdominios paleogeográficos, cuyos afloramientos se extienden a lo largo de bandas discontinuas con la misma orientación general de la cordillera (Fig. 1.2). Estos subdominios paleogeográficos de NO a SE son:

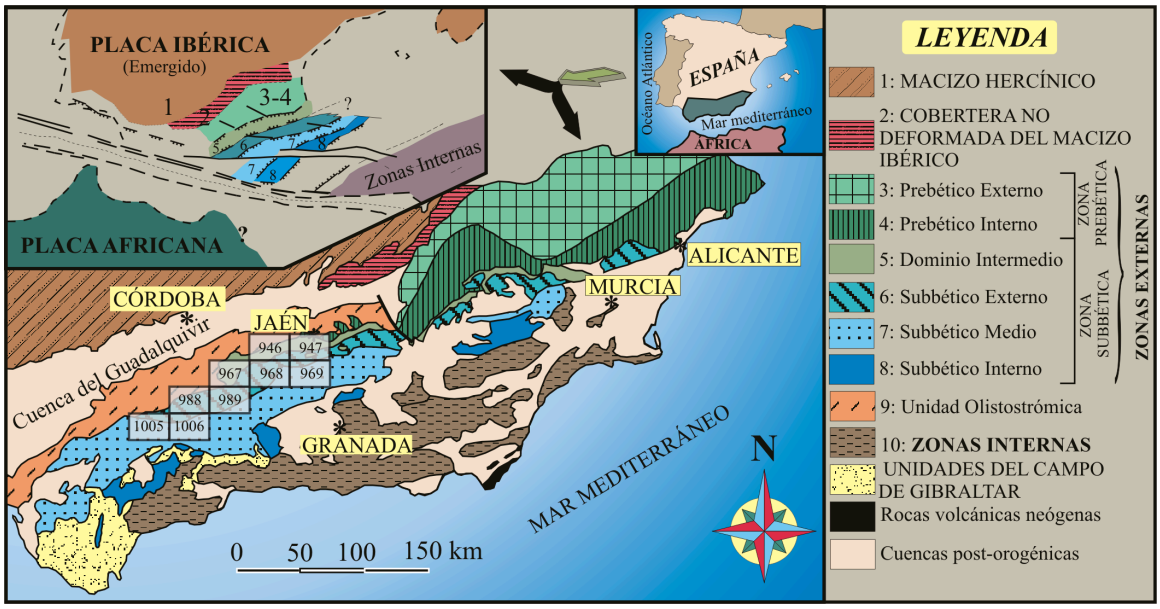


Figura 1.2.- Localización geológica de los afloramientos estudiados. En el mapa aparecen las hojas MAGNA en las que se encuentran los afloramientos. Modificado de Navarro *et al*. (2008).

Dominio Intermedio, Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno. Los afloramientos estudiados en esta Tesis se incluyen en el Dominio Intermedio y el Subbético Externo, y corresponden a la Fm. Jabalcuz y a la Fm. Camarena respectivamente.

1.3.- Consideraciones estratigráficas.

El conocimiento actual de la estratigrafía del Mesozoico de la Zona Subbética, permite dividirlo en una serie de ciclos tomando como límite las discontinuidades mayores diferenciadas en el registro geológico (García-Hernández *et al.*, 1989; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1997; Vera, 2001; Vera, 2004). De entre ellos, el ciclo II (Vera, 2004), abarca el intervalo de tiempo que se extiende desde el Domeriense basal al Bathoniense medio.

El ciclo II tiene su límite inferior en la discontinuidad intra-Carixiense, discontinuidad muy patente en los afloramientos del Subbético que suele coincidir con el techo de la Fm. Gavilán, la cual aflora profusamente en la mayor parte de las unidades tectónicas. Esta es una potente formación, dolomítica en su parte inferior y caliza en la superior, de edad Jurásico Inferior. En la Zona Subbética, la discontinuidad descrita marca el paso de las facies calcáreas propias de medios litorales y marinos someros características de la Fm. Gavilán, a facies de medios marinos más abiertos o pelágicos.

El ciclo II presenta una litoestratigrafía diversa dependiendo de la zona concreta de las Zonas Externas a la que nos refiramos. En el Prebético este ciclo no se diferencia prácticamente del ciclo I con el que constituye una potente masa dolomítico-caliza. En el Subbético, el ciclo II se inicia con sedimentos pelágicos/hemipelágicos de la Fm. Baños (Ruiz-Ortiz, 1980) en el Dominio Intermedio y de la Fm. Zegrí (Molina, 1987) en el Subbético Externo, Medio y localmente en el Interno. En el Bajociense se reestablecieron las condiciones necesarias para que se originaran depósitos típicos de plataformas carbonatadas, en este caso oolíticas, como es el caso de la Fm. Jabalcuz en el Dominio Intermedio (Ruiz Ortiz, 1980), de la Fm. Camarena en el Subbético Externo (Molina, 1987) e Interno (Rey, 1993), sobre edificios volcánicos formando *guyots* en el Subbético Medio (Vera *et al.,* 1997; Molina y Vera, 1999, 2000, 2001), o de la Fm. Endrinal del Penibético (Martín-Algarra, 1987). Donde no se depositaron las calizas oolíticas, aparecen desde el Bajociense calizas con sílex con estratificación cruzada de tipo *hummocky* depositadas en una rampa afectada por tormentas excepcionales, que corresponden a la Fm. Veleta (Molina, 1987, Molina *et al*., 1997), o facies *Ammonitico Rosso* correspondientes a la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Molina, 1987). Durante este periodo, en el sector oriental del Subbético Medio, se encuentra la Fm. Ricote compuesta por calcarenitas oolíticas turbidíticas (Nieto, 1997). Finalmente, hacia el Bathoniense, en el Subbético Medio, se pasa de una sedimentación calizo-

margosa (Fm. Zegrí), a una de tipo radiolarítico (Fm. Radiolarítica Jarropa; O´Dogherty *et al.,* 1997).

El límite superior del ciclo II lo constituye la discontinuidad intra-Bathoniense. En el Prebético, este límite coincide, en algunos sectores, con niveles de oolitos ferruginosos desarrollados a techo de un gran paquete dolomítico-calizo del Jurásico Medio, mientras que, en otros sectores, coincide con el final de la sedimentación carbonatada somera y la entrada de medios marinos más abiertos (Acosta y García-Hernández, 1988). En el Dominio Intermedio, esta discontinuidad está indicada por el *hardground* que aflora a techo de la Fm. Jabalcuz, previo al depósito de la alternancia de margas y radiolaritas correspondiente a la Fm. Era de la Mesa (Ruiz Ortiz, 1980). En los umbrales pelágicos subbéticos, esta discontinuidad aparece a techo de la Fm. Camarena y a techo de la Fm. Endrinal, donde también aparecen *hardgrounds* y localmente estructuras estromatolíticas de origen microbiano (Vera y Martín-Algarra, 1994; Martín-Algarra y Sánchez-Navas, 2000). En el conjunto de la Zona Subbética esta discontinuidad es compleja y está compuesta por tres discontinuidades menores muy cercanas en el tiempo (D9, D10 y D11 de O´Dogherty *et al.,* 2000) desarrolladas durante el Bathoniense superior.

El ciclo II de unos 25-30 Ma, constituye en su conjunto una secuencia de somerización, especialmente clara en aquellos ámbitos donde se restituyeron los ambientes de plataforma calcárea que se habían abandonado en el Carixiense. En la figura 1.3 se presenta un cuadro de correlación crono-estratigráfica para este ciclo.

Los procesos tectónicos que afectaron durante el Mesozoico al margen meridional de la placa Ibérica (Vera, 2001), introdujeron una mecánica de rotación o basculamiento de bloques en la que, como ya adelantaron Ruiz-Ortiz y Vera (1992), se generó un registro estratigráfico diferente según se tratara de las partes de los bloques elevadas o hundidas como consecuencia del movimiento de las fallas. A su vez la interacción entre

estos movimientos y las fluctuaciones del nivel del mar determinó, en algunos casos, que partes concretas de la cuenca sedimentaria quedaran emergidas, con lo que se interrumpió la sedimentación y se dio paso a procesos de erosión y meteorización que generaron discontinuidades estratigráficas muy patentes, caracterizadas por superficies paleokársticas y otros rasgos relacionados (Vera *et al.,* 1988; Molina, 2000). Esto es lo que ocurrió en algunas áreas como el Subbético Externo hacia el Bathoniense medio, mientras que en otras, donde se habían desarrollado ambientes equivalentes, como p. e. el Dominio Intermedio, se dio justamente una evolución diferente que determinó una profundización de la sedimentación encontrando en ésta un registro sedimentario más continuo (O'Dogherty y Ruiz-Ortiz, 2001).

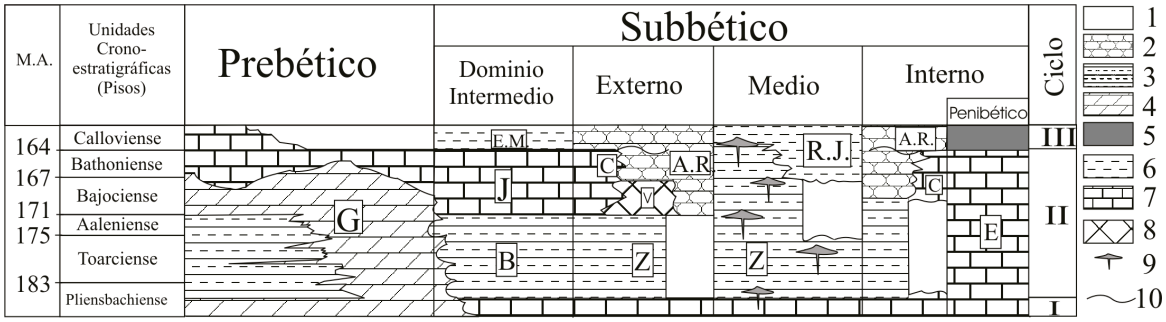


Figura 1.3.- Cuadro de correlación crono-estratigráfica de las Zonas Externas Béticas para el intervalo Pliensbachiense-Calloviense, modificado de Vera *et al*. (2004), en el que se marca la distribución areal y temporal del ciclo II y las principales unidades litoestratigráficas diferenciables en los sedimentos que se depositaron en el margen continental sudibérico. Leyenda: 1.- Hiato. 2.- Calizas condensadas, especialmente de facies "*Ammonitico Rosso*". 3.- Ritmita de caliza/margas pelágicas, con ammonites. 4.- Dolomías. 5.- Calizas oolíticas pelágicas y facies "*Ammonitico Rosso*". 6.- Facies radiolaríticas. 7.- Calizas de plataforma marina somera, incluidas calizas oolíticas. 8.- Calizas silíceas (Fm. Veleta). 9.- Rocas volcánicas submarinas. 10.- Discontinuidades más significativas. Nombre de las unidades: ***AR***.- Fm. Ammonítico Rosso Superior. ***B.-*** Fm. Baños. ***C.-*** Fm. Camarena. ***E.-*** Fm. Endrinal. ***EM.-*** Fm. Era de la Mesa. ***G.-*** Fm. Gavilán. ***J.-*** Fm. Jabalcuz. ***RJ.-*** Fm. Radiolarítica Jarropa. ***T.-*** Fm. Torcal. ***V.-*** Fm. Veleta. ***Z.-*** Fm. Zegrí.

1.3.1.- Biozonación de ammonites.

En este trabajo se utiliza la biozonación de ammonites, zonas y subzonas, para el periodo de tiempo Bajociense-Bathoniense del Subbético de O´Dogherty *et al.,* (2006), tal y como figura en la tabla que sigue (Tabla 1.1).

EDAD		ZONAS	SUBZONAS
BATHONIENSE	Sup.	DISCUS / ORBIS	
	Med.	COSTANUS	Suspensum
			Bullatimorphus
		SOFANUS	
	Inf.	AURIGERUS	Postpollubrum
			Yeovilensis
		ZIGZAG	Macrescens
			Dimorphitiformis
BAJOCIENSE	Sup.	PARKINSONI	Dimorphus
			Daubenyi
		GARANTIANA	Tetragona
			Subgaranti
			Dichotoma
		NIORTENSE	Baculata
			Polygyralis
			Banksi
	Inf.	HUMPHRIESIANUM	Blagdeni
			Humphriesianum
			Romani
		PROPINQUANS	Hebridica
			Patella
		LAEVIUSCULA	Laeviuscula
			Ovalis
		DISCITES	Subsectum
			Walkeri

Tabla 1.1.- Biozonación de ammonites en el Bajociense-Bathoniense de la Cordillera Bética según O´Dogherty *et al*. (2006).

1.4.- Consideraciones paleogeográficas y paleoclimáticas.

Desde el punto de vista paleogeográfico, a lo largo de todo el Jurásico, Iberia sufrió grandes desplazamientos latitudinales, de tal forma que los datos paleomagnéticos han indicado un desplazamiento del Paleomargen Sudibérico desde los 25ºN en el Jurásico Inferior, hasta los 5ºN en los que se situó al final del Jurásico Medio (Fig. 1.4; Muttoni *et al.,* 2005).

El clima jurásico se ha considerado a lo largo del tiempo como un clima típico de periodos de *greenhouse* con pequeños gradientes térmicos desde el polo al ecuador (Hallam, 1993). Estos periodos de *greenhouse* están relacionados con la concentración de CO_2 en la atmósfera (Dromart *et al.* 2003; Sellwood y Valdes, 2006). En la última década, se han estimado para el Jurásico unas concentraciones de CO_2 de 1200 y 3000 ppmv, que son de

4 a 10 veces superiores a los valores preindustriales modernos (Ekart *et al.*, 1999; Yapp y Poths, 1996; Retallack, 2001; Berner y Kothavala, 2001).

La presencia de un cinturón tropical durante el Jurásico ha sido claramente reconocida a partir de la distribución de organismos como corales hermatípicos, rudistas, foraminíferos, etc. (Hallam, 1984). En el Jurásico Medio, la presencia de corales hermatípicos en las plataformas estudiadas en este trabajo, indican que la temperatura del agua oscilaba entre 16 y 36ºC, aunque la temperatura óptima para el desarrollo de estos corales está entre 25 y 29ºC. Estos corales suelen vivir en aguas con salinidades entre 27 y 40‰ con un valor óptimo para los corales de 36‰ (Tucker y Wright, 1990; Wright y Burchette, 1996).

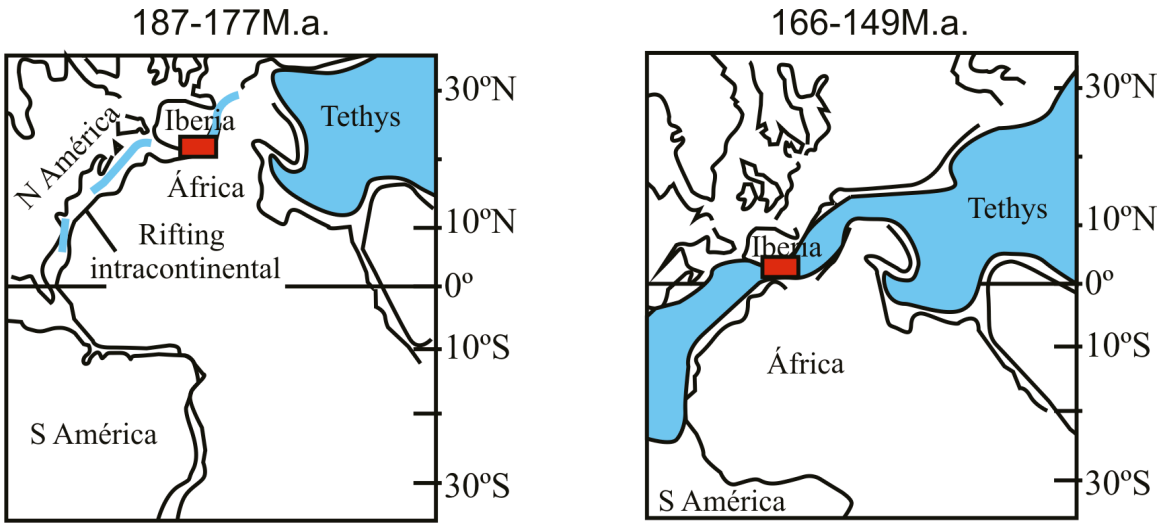


Figura 1.4.- Paleogeografía de Iberia durante el Jurásico Inferior (187-177 Ma) y Medio (166-149 Ma). Modificado de Muttoni *et al*. (2005). El recuadro indica la posición paleogeográfica del Paleomargen Sudibérico.

Para este periodo de tiempo (Jurásico), se ha sugerido que la zona donde se originaron estas plataformas estaban afectadas por fuertes tormentas tropicales e incluso huracanes, más que por simples tormentas invernales, que afectaban el margen oriental de los continentes (Marsaglia y Klein, 1983; Duke, 1985; Price *et al.,* 1995).

1.5.- Consideraciones tectónicas.

Hacia el Burdigaliense superior-Tortoniense inferior se dio la principal etapa de deformación en las Zonas Externas de la Cordillera Bética debido a la colisión oblicua de las Zonas Internas (Dominio de Alborán) contra el Paleomargen Sudibérico (Crespo-Blanc *et al*., 2004). Durante esta etapa, el Paleomargen Sudibérico pasó de tener una anchura de unos 200-250 km a los 80-100 km que presenta en la actualidad (Martín-Algarra, 1987). Este acortamiento se vio acomodado por grandes cabalgamientos y pliegues kilométricos así como por fallas de salto en dirección subverticales entre otras estructuras. El Triásico en facies Keuper es la principal superficie de despegue de los pliegues y cabalgamientos amén de otros niveles de despegue infra y suprayacentes (Fig. 1.5; Crespo-Blanc *et al*., 2004).

La estructura general en el sector central de las Zonas Externas se puede ver en las transversales de Granada-Jaén y Loja-Baena (Fig. 1.5B). En la trasversal de Granada-Jaén (Fig. 1.5B, corte I-II), se puede observar como el Dominio Intermedio cabalga sobre el Prebético hacia el NNO, del mismo modo que el Subbético Externo lo hace sobre el Dominio Intermedio. En esta zona también se puede observar la presencia principal de retrocabalgamientos vergentes hacia el S y SE, de modo que el bloque formado por el Subbético Externo y Medio cabalga sobre el Subbético Interno. En la transversal Loja-Baena (Fig. 1.5B, corte III-IV) es apreciable el cabalgamiento del Subbético Externo sobre el Dominio Intermedio. En el Subbético Externo del S de la provincia de Córdoba se ha diferenciado una lámina cabalgante inferior correspondiente a la Unidad de Camarena-Lanchares, de otra superior correspondiente a la Unidad de Gaena junto con la mayor parte de la Unidad de Lobatejo-Pollos (Molina, 1987). Ventanas tectónicas como las de Valdepeñas de Jaén o Carcabuey indican traslaciones hacia el N del Subbético Externo sobre el Dominio Intermedio de, como mínimo, 20 km. Los cabalgamientos y fallas inversas tienen una dirección actual ENE-OSO, aunque hay otras directrices que interfieren con esta como son N-S, NNE-SSO y NNO-SSE.

En el sector occidental de las Zonas Externas no existen afloramientos atribuibles al Dominio Intermedio o al Prebético, esto se debería a fallas de salto de dirección de orientación N120ºE (Azema *et al.,* 1979a; Vera, 1988 y 2001; Martín-Algarra, 1987). El Subbético en esta zona se caracteriza por el predominio de áreas con estructura interna caótica, por lo que también se denominan Complejos Caóticos Subbéticos. Estos complejos son masas desorganizadas constituidas sobre todo por materiales triásicos intensamente brechificados. La estructura caótica de estos complejos se adquirió durante el Mioceno Medio por la acción combinada de deslizamientos (García-Cortés *et al.,* 1991; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994), fallas transcurrentes (Smet, 1984; Hermes, 1985) y diapirismo (Pérez-López y Pérez-Varela, 2003; Pérez-Varela *et al.,* 2003; Pérez-Varela y Pérez-López, 2003). Dentro de este Complejo se ha descrito la presencia de sierras enteras con sucesiones jurásico-cretácico-terciarias, estructura interna y paleogeografía reconocibles pero sin continuidad lateral (Crespo-Blanc *et al*., 2004). Este sería el caso de las Sierras de Estepa y Puente Genil estudiadas en esta Tesis. En las Sierras de Estepa se han descrito estructuras de deformación que presentan las mismas directrices que el resto de las Zonas Externas, pero con la particularidad de que en estas Sierras la intersección de las directrices N-S y E-W forma una estructura en caja de huevos (Cruz-Sanjulián, 1974; Castro, 1990).

El análisis de la declinación paleomagnética jurásica llevado a cabo en las Zonas Externas Béticas (Platzman, 1994; Villalaín *et al.,* 1994, 1996; y Osete *et al.,* 2004), indica que se han producido rotaciones dextrosas variables, entre 0º y 140º, en diferentes áreas. Esto podría ser debido a rotaciones diferenciales de bloques a favor de fallas de salto en dirección, algunas de ellas de dirección E-O (Pérez-Varela *et al.,* 2006) y a las propias traslaciones tectónicas producidas durante la deformación alpina.

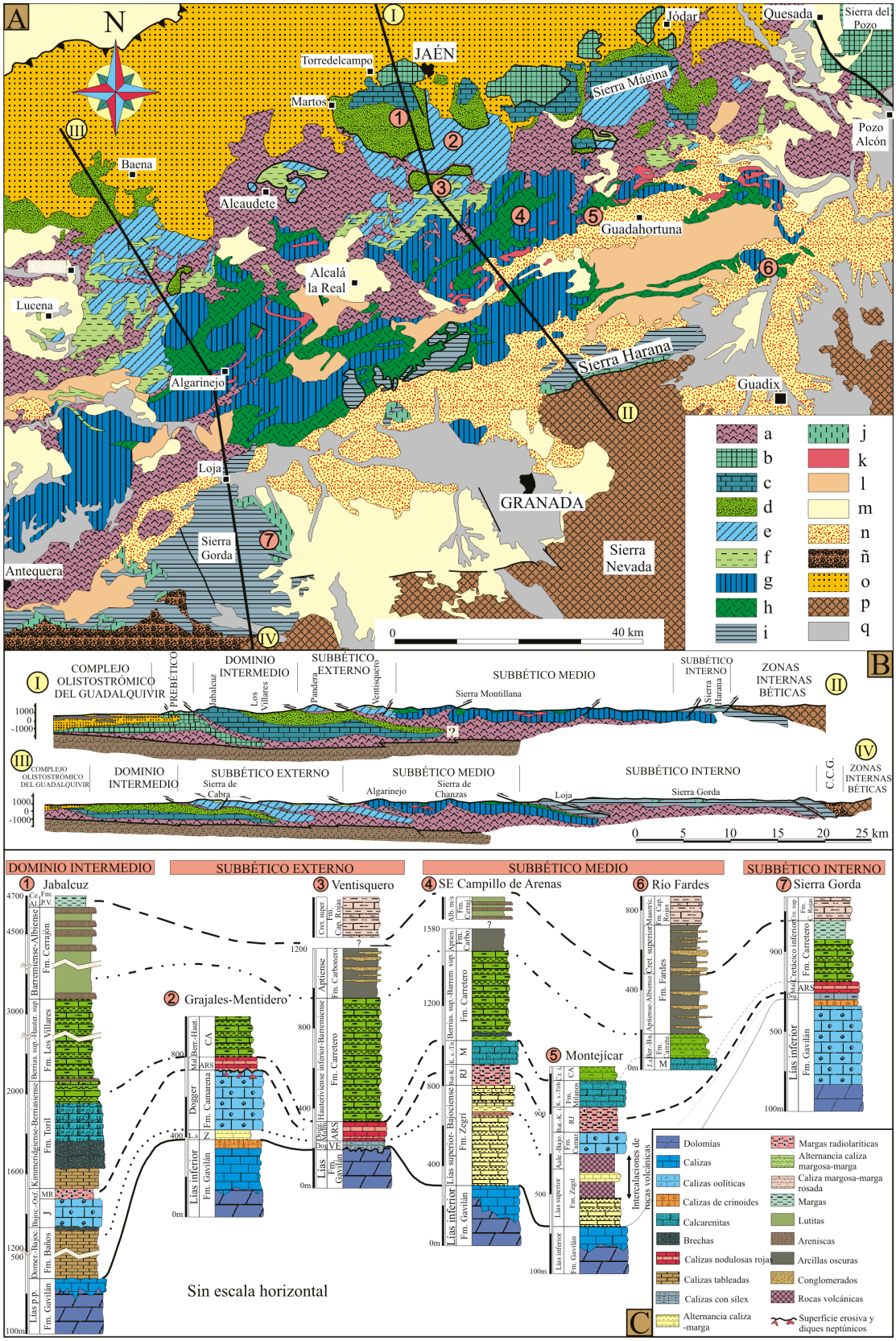


Figura 1.5.- El Subbético en el sector central de la Cordillera Bética. **A:** Afloramientos del Subbético en el sector central. **B:** Cortes geológicos indicados en la figura A. Leyenda de las figuras A y B. **a:** Complejos caóticos subbéticos y materiales triásicos. **b:** Prebético. **c:** Jurásico del Dominio Intermedio. **d:** Cretácico del Dominio Intermedio. **e:** Jurásico del Subbético Externo. **f:** Cretácico del Subbético

Externo. **g:** Jurásico del Subbético Medio. **h:** Cretácico del Subbético Medio. **i:** Jurásico del Subbético Interno y/o Penibético. **j:** Cretácico del Subbético Interno y/o Penibético. **k:** Rocas Ígneas mesozoicas (doleritas y basaltos). **l:** Terciarios subbéticos. **m:** Mioceno superior. **n:** Plioceno-Cuaternario. **ñ:** Unidades del Campo de Gibraltar. **o:** Complejo olistostrómico del Guadalquivir. **p:** Zonas Internas Béticas. **q:** Cuaternario. **C:** Columnas estratigráficas significativas de los distintos dominios diferenciados en el Subbético. Su situación está indicada en la figura A. C.C.G.: Complejo del Campo de Gibraltar; J: Fm. Jabalcuz; MR: Fm. Radiolarítica Era de la Mesa; Fm. PV: Fm. Puerto Viejo; Z: Fm. Zegrí; ARS: Fm. Amniótico Rosso Superior; CA: Fm. Carretero; VE: Fm. Veleta. RJ: Fm. Radiolarítica Jarropa; M: Fm. Milanos. (Tomado de Molina *et al*, 2004).

2. Antecedentes bibliográficos

2.- ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.

En este capítulo se hace una revisión de las aportaciones más relevantes, que han servido de punto de partida al trabajo de investigación realizado. Si bien, para un mayor detalle se pueden consultar los trabajos citados en este apartado.

Las formaciones que se abordan en este trabajo, han sido previamente incluidas en trabajos de índole regional, en los que se pueden encontrar referencias a toda la problemática que ha supuesto la división y caracterización de los distintos dominios paleogeográficos descritos en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Aquí se citan algunos de los trabajos clásicos que han sido imprescindibles a la hora de llegar al detalle de los estudios actuales, como pueden ser Blumenthal (1927), Carandell (1926, 1927, 1928), Carbonell (1926, 1927), Fallot (1927, 1928, 1930 y 1931-1934, 1945, 1948), Alastrué (1943, 1944), o Busnardo y Fontbote (1958). De estos, Blumenthal (1927) y Fallot (1945, 1948), comenzaron a definir la división de mayor rango dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética entre Prebético y Subbético. Estos términos, designan grupos de terrenos que se diferencian por su posición geográfica regional y por sus características estructurales, estratigráficas o paleogeográficas. Así, desde el punto de vista tectónico, el Prebético, situado más al N, está formado por materiales parautóctonos o moderadamente alóctonos, mientras que el Subbético está formado por materiales totalmente alóctonos.

A partir de los 60, la creación de la Sección de Geología en la Universidad de Granada, junto a la constante actividad investigadora de otros grupos nacionales e internacionales hace que se diera un gran impulso al estudio de la geología de la Cordillera Bética. Este cambio se refleja en las aportaciones de autores como Busnardo (1960, 1962, 1964), Foucault (1960, 1962, 1964, 1965), Felgueroso y Coma (1962, 1964), García Dueñas (1967), Fontbote (1970), González-Donoso *et al*., (1970), Sanz de Galdeano (1973), o Azema *et al.* (1979b) que siguen realizando estudios de

índole regional. Entre ellos, Foucault en sus distintos trabajos define las Unidades Intermedias como "trozos arrastrados en el avance del Subbético con facies intermedias entre el Subbético y el Prebético". Posteriormente, estas series y/o unidades con características tectonosedimentarias intermedias entre el Subbético y el Prebético, fueron denominadas "Dominio Intermedio" por Ruiz-Ortiz (1980, 1981). También cabe destacar a García Dueñas (1967) ya que diferenció los tres grandes subdominios que componen el Subbético. A estos dominios alargados según la dirección principal ONO-ENE, los denominó: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno.

Basándose en estos trabajos, García-Hernández *et al.* (1980, 1982), realizaron una síntesis paleogeográfica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética que sigue siendo muy aceptada y difundida. Para su realización, utilizaron criterios estratigráficos y tectónicos, y describieron los principales eventos que caracterizan la evolución paleogeográfica de las Zonas Externas durante el Mesozoico. Estos trabajos de índole regional, se siguen publicando a lo largo de los 80 principalmente por Vera (1981, 1983, 1984 y 1988), que realizó una serie de síntesis de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Aunque la presencia de calizas oolíticas había sido previamente puesta de manifiesto tanto en el Dominio Intermedio (Sanz de Galdeano, 1973), como en el Subbético Externo (Sanz de Galdeano, 1973; Cruz-Sanjulián, 1974), no es hasta los años 80 cuando la presencia de estas facies calcáreas es estudiada con más detalle. Así, Ruiz-Ortiz (1980, 1982), define por primera vez la Fm. Jabalcuz como una plataforma carbonatada somera, donde las estratificaciones cruzadas junto con la distribución de facies indicarían la migración principal de los cuerpos oolíticos hacia la dirección O-SO. Al mismo tiempo, la silicificación que acompaña a las facies de la Fm. Jabalcuz (*wackestone* principalmente), se interpretaron en relación con la disolución-calcificación de espículas silíceas (Bustillo y Ruiz-Ortiz, 1981). En su Tesis Doctoral, Ruiz-Ortiz (1980), también describe que el tránsito de las calizas

tableadas de la formación inferior (Fm. Baños) a las calizas oolíticas (Fm. Jabalcuz), se produce de una forma brusca en el área del Jabalcuz, San Cristóbal y zonas adyacentes, mientras que en el sector de La Grana ese tránsito se produce de forma gradual, pasando en la vertical a facies menos energéticas, y donde solo al final del depósito de la Formación se generan verdaderas *grainstone* oolíticas. Como las calizas nodulosas que coronan la Fm. Baños en el área de La Grana, habían sido datadas previamente por Busnardo (1979) y Ruiz-Ortiz (1980) como Aaleniense-Bajociense inferior, esta transición tuvo que ser posterior a esa edad. Busnardo (1979), encuentra un *Tmetoceras scissum* Benecke del Aaleniense y otras formas del Bajociense inferior; Ruiz-Ortiz (1980) cita en estas mismas calizas nodulosas *Ambersites sp*., *Calliphylloceras disputabilis* Zietem y *Holcophylloceras mediterraneum* Neumair que indican la misma edad. En cambio, la laguna estratigráfica del límite Bathoniense-Calloviense que Sequeiros (1974, 1979) había constatado en el sector central y occidental de la Cordillera Bética, en el techo de la Fm. Jabalcuz no se estudia en detalle hasta el año 2001, cuando O'Dogherty y Ruiz-Ortiz (2001), al datar las radiolaritas suprayacentes (Fm. Era de la Mesa) a la Fm. Jabalcuz, observan como en las proximidades de la sección que pasa por el vértice del Jabalcuz las radiolaritas datan Calloviense terminal-Oxfordiense, mientras que a 10 km hacia el O, en la sección de la Era de la Mesa, se datan como Bathoniense superior. Así los autores interpretan que, para este tiempo, el área del Jabalcuz pasó a ser la zona menos subsidente, ya que no se conserva el registro de la sedimentación del Bathoniense superior ni gran parte del Calloviense.

La presencia de facies de plataforma somera en el sector central del Subbético Externo comenzó a ser estudiada en detalle por autores como Molina *et al.* (1983a, 1984, 1985), Ruiz-Ortiz *et al.* (1985), o Vera *et al.* (1986), que presentaron e interpretaron los distintos tipos de facies existentes en el Jurásico Medio de la Unidad de Camarena-Lanchares como sedimentación propia de umbrales pelágicos de la Zona Subbética. Estas descripciones e interpretaciones parciales se recogen en la Tesis Doctoral de

Molina (1987), donde se define por primera vez la Fm. Camarena en la Unidad de Camarena-Lanchares (S de Córdoba) y en la Unidad Grajales-Mentidero (S de Jaén). En esta Tesis Doctoral, se concluye que la Fm. Camarena representa la sedimentación de un umbral pelágico, afectado por fracturas, en el que se suceden episodios de erosión (a veces con emersión) y de depósito. En el caso de las Sierras de Estepa, Castro (1990), en su Tesis de Licenciatura (inédita), hace un estudio estratigráfico, donde describe las facies que aparecen en la Fm. Camarena entre otras. Este autor, interpreta la Fm. Camarena en esta zona como una rampa carbonatada de tipo homoclinal (Tucker y Wright 1990), con una suave inclinación hacia el SE. En la Sierra de Estepa, la Fm. Camarena presenta una parte inicial dolomitizada y facies inter y supramareales en su parte media-superior como rasgos más característicos.

La edad de la Fm. Camarena fue establecida por Molina (1987), como Aaleniense basal-Bathoniense superior aunque puede presentar variaciones según el área. Esta edad se estableció a partir de las aportaciones bioestratigráficas propias de este autor y aportaciones previas de la facies *Ammonitico Rosso* infrayacente y suprayacente entre las que cabe destacar: Saavedra (1963), que aportó datos sobre la micropaleontología de la hoja de Puente Genil y Lucena entre otras; Busnardo *et al.* (1964), que estudiaron los ammonites del Calloviense de la Sierra de Cabra; Busnardo *et al.* (1971), que analizaron la bioestratigrafía del Jurásico de la Fuente de los Frailes (Cabra); Mangold (1975), que descubrió el Bathoniense inferior en la Sierra de Carcabuey; Linares y Sandoval (1981), que presentaron un trabajo de síntesis sobre el Jurásico Medio, acerca de sus aspectos bioestratigráficos, correlación y facies; Sandoval (1979a, 1979b, 1983), que analizó la bioestratigrafía y paleontología del Bajociense y Bathoniense de la Cordillera Bética; o Comas *et al.* (1981) que estudiaron la facies *Ammonitico Rosso* del Jurásico Superior y establecieron una hipótesis sobre su génesis. La heterocronía que ponen de manifiesto Molina (1987), o Castro (1990), en la edad del techo de la Fm. Camarena, está en relación con la fase de karstificación anterior al depósito del *Ammonitico Rosso* ya

que esta formación se fue depositando en las zonas más deprimidas del relieve formado por la karstificación previa. Esta karstificación del techo de la Fm. Camarena, ha sido motivo de un amplio tratamiento editorial desde los primeros trabajos de Molina *et al*. (1983b), Vera *et al*. (1984), y posteriores como Ruiz-Ortiz *et al.* (1990), Castro *et al.* (1990), Ruiz-Ortiz y Molina (1990), Ruiz-Ortiz *et al.* (1997), o Molina *et al.* (1999). En estos trabajos, las emersiones en relación con la fase de karstificación que afectó al techo de la Formación, se han argumentado a partir de los rasgos tecto-estratigráficos (diques neptúnicos, paleokarst, hardgrounds y brechas sinsedimentarias), pero también por la presencia de otros ambientes de depósito como los representados por calcretas (Jiménez de Cisneros *et al*., 1993), o por los análisis isotópicos de muestras silicificadas que detectan la contribución de un componente de aguas meteóricas que procederían de estas zonas emergidas (Bustillo *et al*., 1997, 1998). Estas emersiones en relación con la fase de karstificación fueron cuestionadas por Winterer y Sarti (1994). Estos autores publican un trabajo acerca de la formación de diques neptúnicos en las plataformas carbonatadas jurásicas de la Cordillera Bética, en el que interpretan los diques neptúnicos estudiados por Vera *et al.* (1984) como debidos a esfuerzos extensivos y disolución exclusivamente submarina. Esta interpretación fue rebatida por Molina *et al.* (1995). En estos mismo años, se realizaron nuevas aportaciones sobre la influencia de la tectónica en la génesis de la ruptura sedimentaria intra-Bathoniense (Rey, 1993, 1995 y 1996).

A finales de los 80 y principio de los 90, el I.G.M.E. dentro del plan MAGNA publica los mapas geológicos a escala 1:50.000 y la explicación de las hojas correspondientes que se han utilizado en este trabajo: Osuna y Benamejí en 1986; Puente Genil y Baena en 1988; y Lucena, Alcaudete, Martos, Jaén y Valdepeñas de Jaén en 1991. En esta época se retoma la discusión sobre la problemática que ha supuesto la división y caracterización de los distintos dominios paleogeográficos descritos en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Así, Blankenship (1992) propuso una nueva hipótesis estructural y paleogeográfica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética que se

contradice con las mayoritariamente aceptadas. Esta autora considera el Subbético Externo como un isleo tectónico, que formaría parte de lo que considera como la unidad simple de la "Plataforma Subbética" (Subbético Interno y Subbético Externo), y entre ésta y la "Plataforma Prebética" sitúa la "Cuenca Subbética" constituida por las Unidades Intermedias y el Subbético Medio. Esta hipótesis fue rebatida por distintos autores (Molina y Ruiz-Ortiz, 1993; Reicherter, 1993; Sanz de Galdeano *et al*., 1993) que resaltaron sus grandes incoherencias y su falta de correlación con datos empíricos.

Posteriormente se empiezan a publicar trabajos sobre distintos interrogantes que surgieron de los trabajos previamente citados. Ruiz-Ortiz *et al*. (1997) ponen de manifiesto la asociación de discontinuidades en los momentos críticos de evolución del Paleomargen durante el Jurásico y clasifican en rangos las discontinuidades en función de su importancia. En este sentido, el análisis de detalle de la discontinuidad Bathoniense-Calloviense del Jurásico de la Cordillera Bética en distintos cortes (O´Dogherty *et al*., 2000), demuestra que es una discontinuidad compleja, compuesta por tres discontinuidades menores muy cercanas en el tiempo (D9, D10 y D11) desarrolladas durante el Bathoniense superior. En ese mismo año, se describe el desarrollo de plataformas carbonatadas aisladas (*guyots*), con facies equivalentes a la Fm. Camarena, sobre edificios volcánicos en el Subbético Medio durante el Jurásico Medio-Superior (Molina y Vera, 2000), poniendo de manifiesto un ejemplo de los mecanismos que explicarían la presencia de facies calcáreas someras sobre sedimentos marinos pelágicos.

Vera (2001) analiza la evolución del margen continental sudibérico desde el Trías al Mioceno Inferior. Entre las distintas fases de evolución del margen, reconoció una primera fase que denomina "fase de *rifting* intracontinental" que abarcaría desde el Triásico al Calloviense. Además, presentó siete mapas paleogeográficos donde sintetizó la evolución del margen continental sudibérico y las zonas adyacentes desde el Triásico al Cenomaniense.

Dos años más tarde cabe destacar la publicación de la valiosa recopilación bibliográfica que se realiza en el libro "Bibliografía geológica de la Cordillera Bética y Baleares (1978-2002)" (Molina y Vera, 2003). Posteriormente, en el libro "Geología de España" (Vera *et al*., 2004), en el capítulo correspondiente a la Cordillera Bética, se hace una actualización de toda la información existente hasta ese momento. Además, se recoge la tendencia mostrada en las publicaciones de los últimos años, en las que se incluye el Dominio Intermedio en el Subbético, por su menor entidad respecto al Prebético y al Subbético como para constituir una subdivisión de rango equivalente, y por su mayor afinidad a las series Subbéticas.

Recientemente, el interés por la valiosa información que ofrecen los datos isotópicos, hace que O´Dogherty *et al.* (2006) publicaran una curva de variación del $\delta^{13}C$ para los pisos Bajociense y Bathoniense del Subbético Externo y Medio. Estos autores indicaron que los episodios de radiación de fauna de ammonites están asociados con un incremento en los valores del $\delta^{13}C$ y con una transgresión marina.

Ampliando nuestra perspectiva hacia otras cadenas de plegamiento, debemos decir que la presencia de calizas oolíticas sobre depósitos pelágicos o hemipelágicos, no es un rasgo exclusivo de la Cordillera Bética, sino que también aparece en secciones del Jurásico Medio en el resto de las Cadenas Alpinas. En algunos de los ejemplos, estos depósitos oolíticos se han interpretado como facies de plataforma somera como ya se ha descrito para la zona central de la Cadena Bética. Un ejemplo es la Fm. Hauptrogenstein en el N de Suiza (González, 1996), donde la alternancia de unidades margosas con unidades de calizas oolíticas someras están relacionadas con fluctuaciones del nivel del mar de 3er orden. Sin embargo, también se pueden encontrar contribuciones donde este tipo de calizas oolíticas se han interpretado como turbiditas (s.l.), en aquellas zonas donde afloraban con características típicas de este tipo de depósitos. Un ejemplo es la caliza Vajont (Jurásico Medio) de los Alpes venecianos (Bosellini *et al.*, 1981). Estos autores interpretan la caliza Vajont como abanicos submarinos

oolíticos que se acumularon en el surco de Belluno a partir de los oolitos que se generaban en la plataforma somera adyacente (plataforma de Friuli). El máximo espesor que presenta la caliza Vajont (800-1000 m) junto a la plataforma Friuli, la presencia de horizontes de brechas gradados, de estructuras sedimentarias propias de turbiditas distales en las secciones menos potentes (inferiores a 200 m), junto con la canalización de la base de las calizas que se encajan en los depósitos de cuenca de la formación inferior (Fm. Igne), son algunas de las principales características que estos autores tuvieron en cuenta a la hora de la interpretación de la caliza Vajont. Bosellini *et al.*, (1981) llaman la atención sobre la posibilidad de que muchas calizas oolíticas de otras cordilleras en las que se observa la misma transición vertical de facies de cuenca a calizas oolíticas, entre ellas las de la Cordillera Bética, correspondan al mismo modelo sedimentario. De hecho, Abbots (1989), en su Tesis Doctoral (inédita), interpreta de forma similar las calizas oolíticas de la Fm. Cutri en Mallorca (zona oriental de la Cordillera Bética). En este caso, las calizas oolíticas que afloran entre las calizas hemipelágicas de la Fm. Cuber y las radiolaritas de la Fm. Puig de Ses Fites, se interpretaron como facies resedimentadas con una potencia de 70 a 100 m. En concreto, la Fm. Cutri se interpretó como un abanico retrogradante formado al pié de una pendiente afectada por la tectónica, factor principal que condicionó su depósito. Otro ejemplo similar ha sido ampliamente descrito en lo que sería el margen meridional del Tethys, concretamente en Oman (Cooper, 1989, 1990; Blechschmidt *et al*., 2004). En este caso, en la parte superior de la Fm. Guwayza, entre depósitos pelágicos representados por *cherts* rediolaríticos y turbiditas calcáreas del miembro inferior de la Formación y el *chert* radiolarítico de la formación suprayacente (Fm. Srid), estos autores describen la presencia de más de 300 m de calizas oolíticas de edad Bajociense-Calloviense inferior. Estas calizas oolíticas se interpretaron como depósitos de flujos de masa y turbidíticos, asociados a un sistema de abanicos marinos canalizados, procedentes de la adyacente plataforma carbonatada de Oman.

En aquellas zonas en las que las calizas oolíticas se han interpretado como depósitos resedimentados, los mecanismos que dieron lugar a su formación y posterior enterramiento han sido ampliamente descritos. En cambio, como ya se adelantó anteriormente, la presencia de plataformas carbonatadas someras entre depósitos pelágicos o hemipelágicos plantea interrogantes acerca de los mecanismos que intervienen en la formación de estas plataformas. En concreto, el objetivo fundamental de esta Tesis es contribuir en lo posible a resolver estos interrogantes. Los primeros resultados de esta investigación han dado lugar a publicaciones (Navarro *et al.* 2006, 2007, 2008; Reolid *et al.*, 2007; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2007), donde se adelanta un estudio de detalle de la base de la Fm. Jabalcuz, describiendo una secuencia de facies que define la transición entre la sedimentación de calizas hemipelágicas de la Fm. Baños y las calizas de plataforma somera de la Fm. Jabalcuz. Del mismo modo, Navarro *et al*. (2009), interpretan la presencia de facies de lumaquela de filamentos a techo de la Fm. Jabalcuz, en relación con la destrucción y el hundimiento de la plataforma carbonatada en la que se depositó esta Formación. También se ha abordado y publicado recientemente un estudio monográfico sobre los corales de Fm. Camarena (Reolid *et al*., 2009).

3. Metodología

3.- METODOLOGÍA.

En este capítulo se presenta una descripción de los procedimientos llevados a cabo en el desarrollo de la investigación, así como los aspectos relacionados con la terminología utilizada en la descripción de las texturas deposicionales y diagenéticas.

3.1.- Recopilación bibliográfica.

Con esta labor comenzó el trabajo de investigación y ha continuado hasta la fase última de redacción de esta memoria. En una primera etapa, se llevó a cabo la recopilación de los trabajos y mapas geológicos publicados sobre el área y el tema de estudio y de trabajos generales sobre sedimentología, tectónica y diagénesis de carbonatos en plataformas carbonatadas. Progresivamente, a medida que se fueron recopilando datos y fueron aumentando los conocimientos sobre estos temas, se ha ido haciendo una recopilación de trabajos más específicos sobre sedimentología, tectónica, petrografía y geoquímica de carbonatos.

3.2.- Trabajo de campo.

El trabajo de campo ha constado de varias fases. En una primera fase, se llevó a cabo una exploración minuciosa de los afloramientos pertenecientes tanto a la Fm. Jabalcuz como a la Fm. Camarena, delimitando áreas de especial interés para su posterior estudio en detalle. Se han realizado tres cartografías de detalle a escala 1:25000. Por un lado se hizo la cartografía de la Fm. Jabalcuz a lo largo de la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz; por otro, se cartografiaron los afloramientos de la Fm. Camarena al S de la ciudad de Jaén y al S de Córdoba. Durante la exploración inicial de los afloramientos de las Fms. Jabalcuz y Camarena se recogieron 120 muestras correspondientes a particularidades observadas en los afloramientos.

Una segunda fase, consistió en el levantamiento de secciones estratigráficas de detalle. En total se han levantado 40 secciones estratigráficas, 18 en la Fm. Jabalcuz y 22 en la Fm. Camarena. La potencia representada en estas series es muy variable, de 4 a 412 m. Estas columnas han sido levantadas estrato a estrato e incluyen por tanto todos los estratos que afloran, numerados y estudiados. Se definieron los caracteres litológicos, contenido paleontológico, características texturales, tipos de estructuras, geometría de los cuerpos sedimentarios o cualquier otra característica que pudiera contribuir a un mejor estudio de los mismos. No obstante, en el texto no se ha hecho una descripción detallada de cada uno de los estratos. En su lugar, se ha realizado una representación gráfica minuciosa de estas columnas en las que, además de las características y componentes observados en el campo, se han representado los reconocidos en lámina delgada. En el texto, estas columnas gráficas van acompañadas de una descripción de cada una de las facies que aparecen definidas en función de las observaciones realizadas. El esquema que se ha utilizado para la realización de las columnas estratigráficas así como la leyenda de los símbolos utilizados, se muestran en la figuras 3.1 y 3.2 respectivamente.

A la vez que se hacía el levantamiento de las columnas se realizó un muestreo tras la definición de tramos de características homogéneas y se recogió, para el estudio de microfacies, al menos una muestra de cada tramo. Se realizó un muestreo más detallado de las geometrías o rasgos singulares que aparecen, principalmente estratificaciones cruzadas, acuñamientos laterales y acumulaciones masivas de bioclastos entre otras, tomando entre todas un total de 1252 muestras. En todos los casos las muestras se orientaron con respecto al techo de la unidad.

Para el estudio diagenético se seleccionaron entre las muestras recogidas, aquellas que presentaban cementos abundantes y de mayor tamaño posible tanto en porosidad primaria como en secundaria. Además de estas muestras, se hizo un muestreo de detalle de aquellas zonas que presentaban un especial interés, p. e., el techo de la Fm. Camarena.

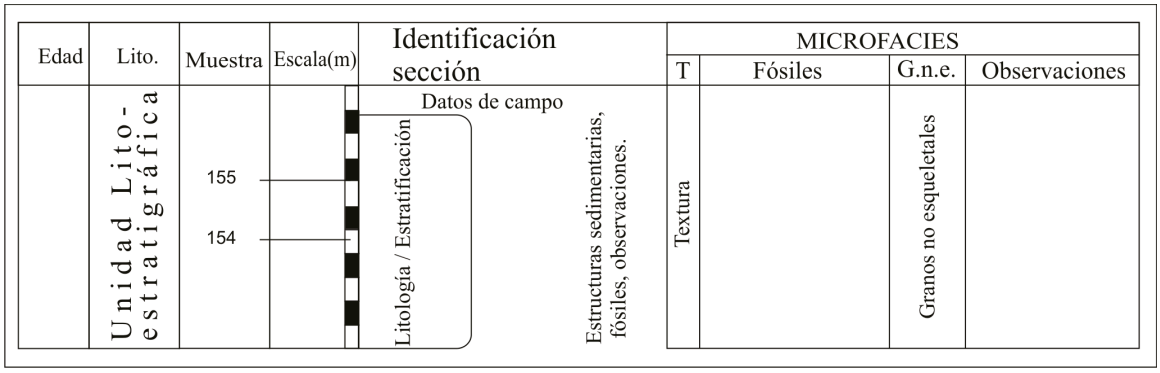


Figura 3.1.- Esquema utilizado para describir las columnas estratigráficas. Modificado de Castro (1997).

En el estudio de las concentraciones de bivalvos y serpúlidos se ha analizado la matriz, composición taxonómica, orientación de los granos esqueletales, rasgos taxonómicos de componentes individuales (calidad de preservación, grado de desarticulación, abrasión, encostración y bioerosión). La abundancia absoluta entre los granos y la matriz se ha definido por conteo de puntos (Flügel, 2004), usando una maya bidimensional de 1cm^2 de luz. Para ello se utilizó el método de medida por volumen de grano (Flügel, 2004). Se han medido 373 puntos de malla como valor medio, número que está dentro del rango establecido por Flügel (2004) para conseguir un error pequeño de muestreo. Los rasgos taxonómicos de los componentes individuales se determinaron solo de forma cualitativa (bajo, medio, alto grado). Para el estudio de corales se utilizó una maya bidimensional de 10 cm^2 de luz. En ambos casos, para el análisis de fragmentación se ha utilizado el índice de fragmentación de Olóriz *et al*. (2004).

En todos los afloramientos en los que ha sido posible una correlación física de los estratos entre las distintas columnas estratigráficas, se realizaron paneles de correlación entre las columnas levantadas. Para ello, se formó una imagen mosaico a partir de fotografías de cada afloramiento y con la ayuda de ésta, se completó el panel de correlación continuo.

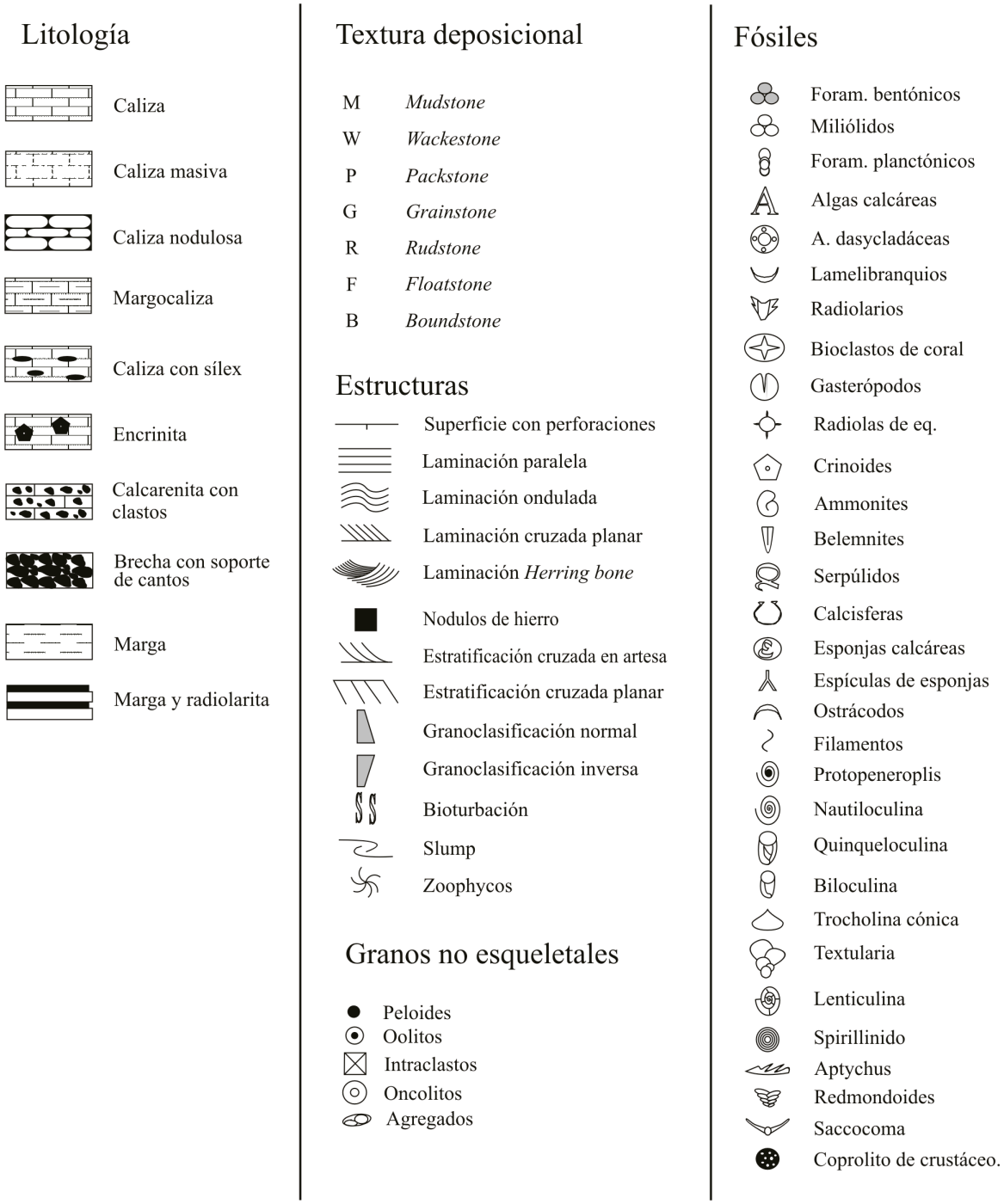


Figura 3.2.- Leyenda con los símbolos utilizados.

Se ha llevado a cabo el estudio de dos testigos de sondeos realizados en la Sierra de Estepa que atraviesan la Fm. Camarena. Estos testigos se hayan en la Litoteca del I.G.M.E. en Peñarroya-Pueblo Nuevo. Sobre estos testigos se llevó a cabo una toma de 56 muestras para su posterior estudio con el microscopio óptico. Además se realizaron 10 frotis en los distintos niveles

margosos para determinar la presencia de nanofósiles y 6 muestras para su estudio con rayos X.

Por ultimo, se han medido todos los indicadores de paleocorrientes presentes, tanto planares (estratificaciones cruzadas, laminaciones cruzadas, etc.) como lineales (orientación de charnelas de *slumps* u orientación de belemnites, etc.). Del mismo modo se midió la estratificación normal con el objetivo de restituir todas las medidas a su posición original.

3.3.- Trabajo de laboratorio.

El trabajo de laboratorio se ha realizado siguiendo las fases que se indican en los siguientes apartados:

3.3.1.- Preparación de láminas delgadas.

Este trabajo se ha llevado a cabo en casi su totalidad en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén y algunas muestras se prepararon en el laboratorio del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Todos los ejemplares recogidos fueron cortados en varias secciones paralelas y perpendiculares a la orientación del ejemplar, con el fin de encontrar la sección más adecuada para realizar el estudio de microfacies y diagenético. Estas secciones se cortaron posteriormente hasta conseguir los prismas, a partir de las cuales se realizaron 1315 láminas delgadas de 30 µm de grosor.

También se han realizado 45 láminas delgadas de 250 µm. Con este espesor se pueden diferenciar aún los rasgos de las microfacies al microscopio óptico de luz transmitida y catodoluminiscencia, permitiendo

además realizar el muestreo para los estudios geoquímicos e isotópicos que serán posteriormente explicados.

3.3.2.- Estudios realizados sobre las láminas delgadas.

El estudio realizado sobre las láminas delgadas ha sido esencial para llegar a las conclusiones obtenidas en este trabajo de investigación. A continuación se describirán todas las técnicas de estudio aplicadas a las láminas delgadas. En la figura 3.3 se representa un esquema sintético temporal de estas técnicas.

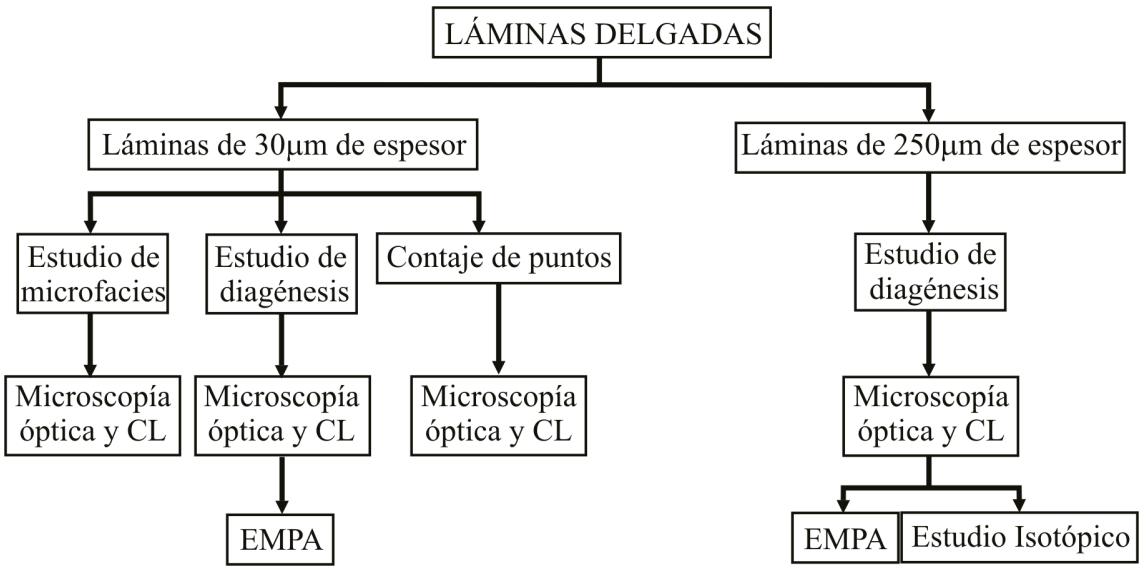


Figura 3.3.- Cuadro resumen de las técnicas de estudio y análisis aplicadas a las láminas delgadas.

3.3.2.I.- MICROSCOPÍA ÓPTICA.

Las láminas han sido estudiadas con microscopio de polarización y lupa binocular. También se ha utilizado para el estudio en detalle de acumulaciones masivas de granos esqueletales el conteo de puntos con una luz de malla de 1 mm.

3.3.2.II.- CATODOLUMINISCENCIA (CL).

Esta técnica se ha utilizado para la determinación de generaciones de cemento de calcita y dolomita no identificables bajo la microscopía de luz transmitida. Del mismo modo se ha utilizado para la determinación de fósiles y ha servido de base fundamental a la hora de realizar los estudios geoquímicos e isotópicos de detalle.

De modo resumido, la CL se produce cuando una muestra es bombardeada por un haz de electrones capaces de excitar un átomo y causar transiciones electrónicas entre los niveles de energía de estos átomos o iones. Antes de la excitación, el átomo se encuentra en lo que se ha llamado "estado base" que es el estado de mínima energía. Con la excitación se pueden producir saltos de los electrones de las últimas capas a un nivel energético mayor. El electrón queda en el nivel excitado un momento, para regresar a su estado de mínima energía emitiendo entonces una radiación que puede ser radiación X, ß, γ, α o luminosa (que es la utilizada en CL). Para las investigaciones en geología con CL solo interesan las radiaciones cuya longitud de onda se encuentran dentro del espectro visible.

Los carbonatos del tipo de la calcita y dolomita, sin la presencia de las impurezas, serían no luminiscentes o tendrían un tono azulado debido a los defectos en la red (Miller, 1988). Los *activadores* de luminiscencia más importantes en los carbonatos (tanto en calcita como dolomita) son los elementos de transición como el Mn^{2+}, Mn^{4+}, Ag^{+}, Sn^{2+}, Tl^{+}, Pb^{2+} y el Cr^{3+} y determinadas tierras raras como el Eu^{3+}, Sm^{3+}, Tb^{3+} y el Dy^{3+} (Machel *et al.*, 1991), aunque la mayoría de los autores consideran al Mn^{2+} como el más abundante e importante activador de la luminiscencia en los carbonatos naturales. Estos elementos sustituyen al Ca^{2+} en la calcita y dolomita, y también al Mg^{2+} en la dolomita, dando lugar a la emisión de luminiscencia de color variable entre el rojo, anaranjado y amarillo (Long y Agrell, 1965; Sommer, 1972; Machel, 1985, entre otros). Los *inhibidores* de la luminiscencia activada por el Mn^{2+} en carbonatos son el Fe^{2+}, Co^{2+}, Ni^{2+} y

el Fe^{3+} (Machel *et al.*, 1991) que hacen que la luminiscencia adquiera un color anaranjado oscuro o marrón.

En los últimos años, se han dado valores de entre 20 y 1000 ppm de Mn^{2+} en los carbonatos naturales para activar la luminiscencia (Pierson, 1981; Frank *et al.*, 1982; Grover y Read, 1983; Machel, 1985, entre otros). Sin embargo, el Fe^{2+} actúa como *inhibidor* de la CL, por lo que la proporción en la que aparezca también será importante a la hora de que un mineral presente una mayor o menor intensidad en la luminiscencia. Barnaby y Rimstidt en 1988 hacen una recopilación de los datos obtenidos en calcitas por varios autores como Pierson (1981); Frank *et al.* (1982); Meyers y Lohmann (1985) y Dorobek (1987). Con todos estos datos se han ido construyendo gráficos en los que se relaciona la concentración de Fe^{2+} y de Mn^{2+} (Fig. 3.4) con las distintas intensidades de luz observadas con CL, con el fin de comprobar fundamentalmente si es la cantidad total de activador y/o inhibidor o la relación entre ambos la que influye en la intensidad de la luminiscencia.

La catodoluminiscencia en las calcitas (color, intensidad y la zonación de los carbonatos diagenéticos) está controlada por numerosos factores. No obstante, los que más se han tenido en cuenta en los trabajos de geología son: mineralogía original del mineral; variaciones en el potencial redox de la solución, que hace variar el estado de oxidación del Mn y Fe; y naturaleza de la solución y su concentración en Mn y Fe.

En este trabajo, se han diferenciado las zonas de crecimiento de los cristales en función de las discontinuidades existentes entre ellas, hábito cristalino y sus características geoquímicas siguiendo la metodología de Benito (2001).

En esta investigación la catodoluminiscencia se ha utilizado para el estudio de sucesiones de cementos y su correlación (Estratigrafía de cementos), además de en estudios paleontológicos para diferenciar entre granos

esqueletales y el cemento intergranular en el caso en el que con el microscopio de polarización ésto fuera imposible. Se ha utilizado un aparato de CL fría Technosyn modelo 8200 Mk II acoplado a un microscopio de polarización Nikon Labophot-Pol. En este equipo de CL el haz de electrones incide de manera oblicua en la muestra, lo que aumenta la zona de visión (que forma una elipse de 4x7 mm), y disminuye el daño que se le pueda producir a la muestra por el bombardeo de electrones directo.

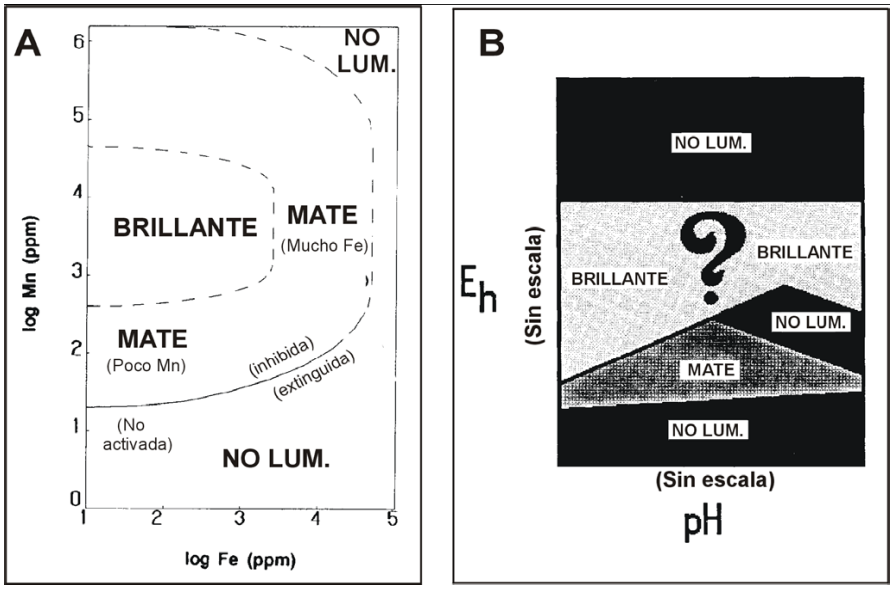


Figura 3.4.- A. Relación entre los contenidos en Fe y Mn y la luminosidad observada con CL en calcita y dolomita (traducida de Machel *et al*., 1991). **B**. Relación entre el pH y Eh con la luminosidad observada con CL en carbonatos (traducida de Machel y Burton, 1991). (Benito, 2001).

Las condiciones de uso más adecuadas para la observación de la CL y obtención de los mejores resultados en cuanto a luminosidad obtenida han sido: Voltaje: 11-16 Kv; intensidad: 300-500 μ A; vacío: 0.2-0.1 Torr (Benito, 2001).

Esta técnica se ha utilizado para 127 láminas delgadas de 30 μm y 250 μm de grosor seleccionadas para el estudio de la estatrigrafía de cementos. También se ha utilizado para el estudio detallado de las acumulaciones masivas de valvas, ya que el estudio de éstas solo con el microscopio de luz polarizada no daba suficiente información.

De cada una de las láminas estudiadas con CL, se fueron tomando fotografías digitales tanto con luz transmitida como con CL. Estas fotografías fueron esenciales a la hora de realizar los estudios geoquímicos e isotópicos explicados a continuación, ya que nos permitió localizar las zonas de muestreo con exactitud.

3.3.2.III.- MICROSONDA ELECTRÓNICA (EMPA).

Este estudio se ha realizado en su totalidad en el Centro de Microscopía electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid, donde se ha utilizado un equipo Jeol JZA-8900 M dotado de 5 espectrómetros o detectores.

La microsonda electrónica es una técnica utilizada para analizar la composición química de áreas muy pequeñas dentro de una muestra sólida. En ella también se produce un haz de electrones que incide sobre la muestra (comúnmente láminas delgadas pulidas), generando un espectro de Rayos X que contiene líneas que son características de cada elemento y cuya intensidad está relacionada con la concentración de ese elemento en el área analizada (Fairchild *et al.*, 1988). Comparando las intensidades de estas líneas con las emitidas por los minerales estándar de composición conocida, es posible determinar las concentraciones de estos elementos de una manera cuantitativa. En este trabajo de investigación se han utilizado los siguientes estándares: calcita, para determinar el contenido en Ca en la calcita; dolomita, para el contenido en Mg; estroncianita, para el contenido en Sr y siderita para el contenido en Fe y Mn.

Cuando el haz de electrones incide sobre la superficie de la muestra, algunos electrones se reflejan en forma de electrones retrodispersados y algunos se liberan en forma de electrones secundarios de baja energía. El modo de *electrones secundarios* de baja energía es utilizado generalmente para observar la topografía de las muestras, el hábito de los distintos minerales y

las relaciones entre ellos. El modo de *electrones retrodispersados* se utiliza para distinguir minerales y zonaciones dentro de un mismo cristal, ya que la eficiencia de reflexión de electrones a partir de una superficie plana inclinada hacia el detector depende de la química de la superficie (Fig. 3.5). El coeficiente de reflexión aumenta con el aumento del número atómico y por tanto las zonas con mayor número atómico se ven más brillantes. Esto hace que sea posible orientarse en la muestra ya que en muchos casos se observaban las mismas zonaciones que las que nos daba la CL.

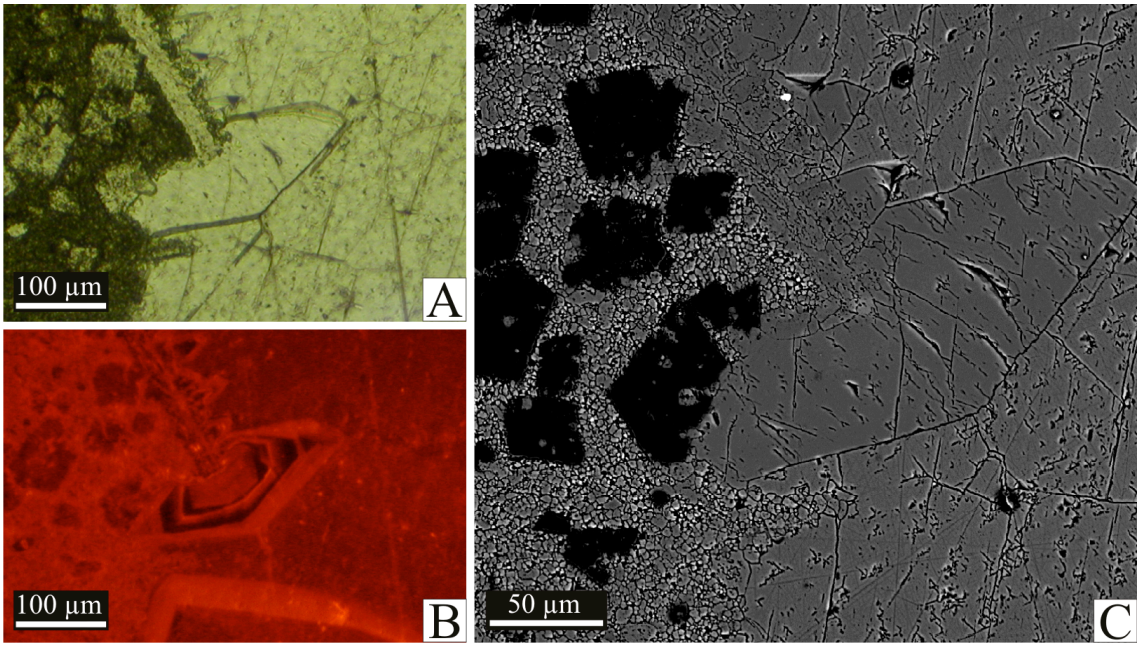


Figura 3.5.- A. Foto con microscopio de luz transmitida. **B**. Foto con CL. C. Imagen de electrones retrodispersados. Como el Mg tiene un número atómico menor que el Ca, los cristales de dolomita presentan tonos más oscuros que los de calcita.

A la hora de realizar los análisis, se ha trabajado con un voltaje de 15 Kv, una intensidad de corriente de 20 nA, un diámetro del haz de electrones de 5 µm, para los análisis puntuales y un tiempo de exposición para cada elemento de 15 segundos. Se utilizan estas condiciones ya que, según Benito (2001), la calcita es muy sensible al haz de electrones y se desintegra rápidamente, por lo que se debe minimizar el tiempo de exposición utilizando un voltaje relativamente bajo y aumentando la superficie de exposición hasta 5 µm.

Esta técnica se ha utilizado con las láminas delgadas que previamente habían sido estudiadas con microscopía óptica y CL. Con ella se ha obtenido la composición cuantitativa de los elementos mayores, menores y traza (en porcentajes de óxidos) de los distintos minerales o de las zonaciones de un mismo mineral. Los límites de detección varían en cada análisis, aunque como término medio han sido: 130 ppm para el Ca, 125 ppm para el Mg, 160 ppm para el Sr, 315 ppm para el Mn, 320 ppm para el Fe.

Para poder orientarse una vez introducida la muestra en la microsonda electrónica, se delimitaron las zonas a analizar con un círculo con rotulador. Estas zonas se fotografiaron con luz transmitida y con CL con el fin de identificar exactamente la generación de cemento que se iba a analizar. Se han realizado 279 análisis puntuales sobre las distintas generaciones de cementos que posteriormente se iban a analizar isotópicamente, con el fin de correlacionar los datos (geoquímicos e isotópicos).

3.3.2.IV. Estudio isotópico.

La aplicación de los isótopos estables a los problemas geológicos surge de las diferencias en el comportamiento de los distintos isótopos de un mismo elemento en los procesos naturales (Holmes, 1932 en Wedepohl, 1969). De los elementos más útiles en sedimentología como son H, C, N, O y S, en este trabajo se han analizado exclusivamente los del carbono y oxígeno.

La abundancia relativa de los isótopos estables de carbono y oxígeno en la naturaleza son (Faure, 1998):

- Carbono: ^{12}C - 98.90%; ^{13}C - 1.10%.
-Oxígeno: ^{16}O - 99.762%; ^{17}O - 0.038%; ^{18}O - 0.200%.

En el caso del carbono se utiliza la relación $^{13}C/^{12}C$. En el del oxígeno se utiliza la relación $^{18}O/^{16}O$, y no la relación $^{17}O/^{16}O$, debido a que la

proporción de ^{17}O en la naturaleza es muy pequeña y sería más difícil medirla. Por lo tanto, se utiliza la relación entre el isótopo más pesado, menos abundante y el ligero, más abundante.

Estas relaciones son analizadas por un espectrómetro de masas (ver fundamento, p. e., en Benito, 2001) que mide las diferencias relativas, no los valores absolutos, en la abundancia de ciertos isótopos de un elemento dado (Fairchild *et al.*, 1988). Al final se obtiene una relación isotópica de carbono y otra de oxígeno, referida al gas de referencia utilizado por cada laboratorio.

Las composiciones isotópicas medidas se expresan en partes por mil (‰) con el símbolo δ, que define la relación entre la diferencia de la muestra analizada y el estándar, y la propia composición del estándar:

$$\delta x = [(Rx - Rstd) / Rstd] \times 10^3$$

El patrón que se ha utilizado para el carbono es el estándar NBS-19 o VPDB (Viena-PDB), ya que el PDB original (*Belemnitella americana* de la Formación cretácica Peedee) se terminó. El VPDB tiene unos valores isotópicos prácticamente idénticos a los del original PDB ($\delta\ ^{13}C$ = 1.95‰ y $\delta\ ^{18}O$ = –2.2‰). En el caso de oxígeno hay dos estándares el PDB (ahora VPDB), ya explicado, y el VSMOW (Viena-SMOW) que, al igual que con el PDB, el VSMOW es el estándar que sustituye al SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), que originalmente se determinó a partir de una muestra de agua hipotética cuya relación isotópica era muy similar a la composición isotópica media del agua del mar.

El fraccionamiento isotópico consiste en la distribución de los isótopos entre dos sustancias o dos fases de la misma sustancia con distinta relación isotópica y puede ocurrir durante procesos físicos y/o químicos. La medida de este fraccionamiento viene dada por el "*coeficiente de fraccionamiento (α)*" que a su vez viene dado por la división entre la relación isotópica de un

elemento (por ejemplo $^{18}O/^{16}O$) en la sustancia A y la relación isotópica del mismo elemento en la sustancia B.

$$\alpha\, A\text{-}B = RA / RB$$

El fraccionamiento isotópico del O y del C esta controlado por una serie de factores como son la temperatura, procesos de evaporación y condensación y procesos biológicos.

1) Temperatura.

Estudios experimentales han demostrado que existe una relación entre α y la T (Rollinson, 1993). Este hecho ha dado lugar a una relación general entre ambos factores del tipo:

$$10^3 \ln\alpha_{sólido\text{-}fluido} = A(10^6/T^2) + B$$

Donde T es la temperatura expresada en grados Kelvin y A y B son constantes generalmente determinadas en el laboratorio.

Urey (1947), Craig (1965), O'Neil *et al.* (1969) o Friedman y O'Neil (1977) entre otros, han demostrado que el enriquecimiento en ^{18}O en el carbonato cálcico en relación al agua del mar es termodependiente, por lo que con esta relación se podría determinar la temperatura de los océanos antiguos.

En este trabajo se ha utilizado entre las distintas fórmulas existentes, la propuesta por O'Neil *et al.* (1969) y posteriormente modificada por Friedman y O'Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a unas temperaturas de entre 0 y 500ºC.

Fórmula de Friedman y O'Neil (1977): $10^3 \ln\alpha_{calcita\text{-}agua} = 2.78(10^6/T^2) - 2.89$

También hay que tener en cuenta que el fraccionamiento isotópico en el oxígeno decrece con el aumento de la temperatura, ya que a medida que aumenta la temperatura, el valor de α se va aproximando a 1; por esta razón una calcita precipitada a partir de un mismo fluido a distintas

temperaturas tendrá un valor más negativo a medida que la temperatura de precipitación vaya aumentando (Tucker y Wright, 1990).

2) Evaporación y condensación o "Efecto Glacial".
Por definición la composición isotópica media del agua del mar es 0‰. Cuando se produce la evaporación del agua del mar, el vapor queda enriquecido en isótopos ligeros con respecto al agua del mar, por lo que su composición isotópica será negativa. Cuando se produce la condensación y precipitación en forma de lluvia a partir del vapor, esta se enriquecerá en los isótopos más pesados, por lo que el vapor remanente quedará enriquecido en los isótopos más ligeros y así sucesivamente con los progresivos episodios de precipitación (p. e. Tucker y Wright, 1990; Vera, 1994).

3) Procesos biológicos.
Durante la fotosíntesis los isótopos ligeros (^{12}C) tienden a concentrarse en el material orgánico, de ahí que las plantas tengan una composición isotópica en carbono de –7 a –35‰, según su naturaleza (Hoefs, 1997). Cuando la materia orgánica se oxida para formar CO_2 + H_2O no se produce fraccionamiento, ya que todo el carbono es transformado en CO_2, que tendrá una composición isotópica similar a la de la materia orgánica de la que procede. Sin embargo, en condiciones reductoras la materia orgánica se transforma (bien por fermentación anaerobia o por degradación térmica) en CH_4. En este caso si existe fraccionamiento, de modo que el metano se enriquece en los isótopos más ligeros, y por tanto su composición isotópica será muy negativa (de hasta - 80‰) (Rollinson, 1993).

El análisis de isótopos estables de C y O se ha llevado a cabo en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan en Estados Unidos, donde se han analizado los isótopos de carbono y oxígeno de la calcita. En total se han realizado 140 análisis isotópicos de carbono y de oxígeno.

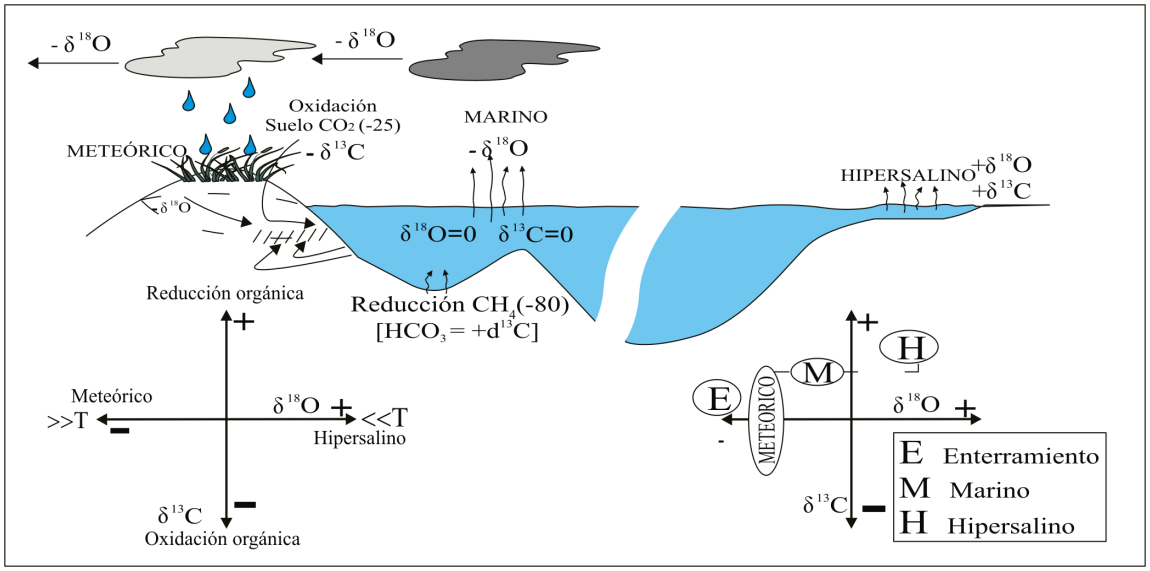


Figura 3.6.- Cuadro resumen de la variación del $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en aguas naturales.

En las láminas de 250 µm de grosor se delimitaron con círculos las zonas de las que se iba a sacar el polvo de la muestra. Las fotos tomadas con luz transmitida y CL sirvieron como orientación a la hora de tomar la muestra para análisis isotópico exclusivamente de las zonas que se querían analizar, muchas de las cuales son solo visibles con CL. La extracción del polvo se llevó a cabo con un torno de dentista acoplado a una lupa en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid; la cantidad mínima de polvo extraído en cada muestra fue de 100 µg.

3.3.3. Estudio realizado sobre muestras en polvo.

3.3.3.I DIFRACCIÓN DE RAYOS X.

En este trabajo se ha utilizado la difracción de rayos X para discriminar la composición de determinados niveles de margas de testigos de sondeo estudiados en la Sierra de Estepa. Se analizaron un total de 6 muestras. Para la caracterización mineralógica mediante difracción de rayos X, se empleó el difractómetro de polvo Siemens D-5000 de los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén con rendija automática y filtro de Ni, radiación CuKα en unas condiciones de voltaje 35 kV e intensidad 34

mA, constante de tiempo de 0.4 s, velocidad de exploración de 6º 2θ/min y explorando el intervalo de 3-70º 2θ. Todas las muestras analizadas con rayos X presentaban la fracción < 2 μm. La identificación de los minerales fue realizada por comparación con las tablas del *Powder Diffraction File* (JCPDS, 1974; en Hardy y Tucker, 1988).

3.4.- Trabajo de gabinete.

Se ha generado una ficha estándar para el estudio de las muestras tomando como referencia a Harwood (1988) y Tucker (2001), (Figs. 3.7 y 3.8).

Se ha realizado el análisis de todas las paleocorrientes medidas en el campo con la restitución a su posición original, teniendo en cuenta tanto los indicadores lineales como los planares. Para esto se utilizó el programa Stereo Winfull 120.

Se han generado en formato digital casi todas las figuras que aparecen en esta memoria, ayudados de los programas Corel Draw Suite y Macromedia Freehand. Por último, se ha llevado a cabo la redacción de la memoria.

3.5.- Terminología empleada.

Para describir la textura deposicional de las rocas carbonáticas, tanto en el campo como en sección pulida y lámina delgada, se ha utilizado la clasificación de Dunham (1962), modificada por Embry y Klovan (1971) y revisada posteriormente por Wright (1992), ya que las texturas de la mayoría de las calizas no solo está condicionada por factores deposicionales, sino también por la historia diagenética. En esta clasificación, los distintos términos y clases se pueden utilizar para dar nombre a una roca y/o como modificadores texturales.

El término micrita se ha aplicado para describir el carbonato oscuro, de grano fino, formado por cristales generalmente menores a 4 µm (Tucker, 2001). La terminología de los granos no esqueletales se ha tomado de Flügel (2004). Para describir la morfología y el tipo de envueltas de los oolitos se ha utilizado las clasificaciones propuestas por Strasser (1986) para el *Purbeck* del Jura francés. Para describir el tipo de agregado de grano se ha tomado la clasificación dada por Steinhoff y Strohmenger (1996) para las plataformas carbonatadas del Pérmico superior del NO de Alemania.

La descripción de la porosidad, rellena o no posteriormente de sedimento o cemento, se ha realizado siguiendo la clasificación de Choquette y Pray (1970). Para describir la morfología de los cementos de carbonato se ha utilizado la recopilación hecha por Flügel (2004) de las distintas clasificaciones anteriores a ésta.

Petrografía Sedimentaria

Petrógrafo .....
Fecha: .....
Muestra:.....

MUESTRA DE MANO

Color:

Granos: Tipo	Tamaño medio	Forma	Fracturación
.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....

Micrita/Esparita:
Estructuras sedimentarias:
Evidencias de alteración diagenética:
Granuloclasificación:
Tipo de roca (clasificación de Dunham revisada por Embry y Klovan y por Wright):

LÁMINA DELGADA

A tras luz (laminación, fósiles, granos):

Granos: Bioclastos	Forma	Estructura interna	Preservación	%
.....			.....	.....
.....			.....	.....
.....			.....	.....
.....			.....	.....
.....			.....	.....
.....			.....	.....

	Tamaño	Esfericidad	Redondeamiento	Fragmentación	%	Clasific.
Ooides	……	.....	.....	.....	.....	……
Agregados	……	.....	.....	.....	.....	……
Intraclastos	……	.....	.....	.....	.....	
Peloides	……	.....	.....	.....	.....	……
Cuarzo	……	.....	.....	.....	.....	
Oxidos Fe	……	.....	.....	.....	.....	
Otros	……	.....	.....	.....	.....	……

Micrita (uniforme, peloidal, microesparítica):

Cementación: Tipo de cemento	%
.....	.....
.....	.....
.....	.....

Temporización de cementación (pre-, postcompactación):.....
Marino, meteórico, enterramiento:.....
Reemplazamientos (Calcitización, neomorfismo, microesparitización, micritización y disolución):.....
.....Temporización:.....

Figura 3.7.- Ficha descriptiva. (Cara A)

Dolomitización:

Forma cristal	Tamaño	Distribución	Textura	Preservación fábrica	Temporización
.....	.....	.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....	.....	.....
.....	.....	.....	.....	.....	.....

Evidencias de compactación (rotura de granos, envueltas micríticas, estilolitos, contactos...).....
.....
.....

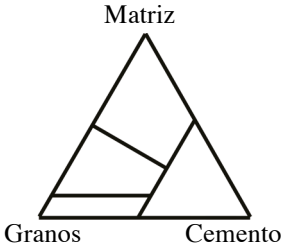
Porosidad:	Tipos	%
- Primaria:	.....	.....
	.....	.....
	.....	.....
	.....	.....
- Secundaria:	.....	.....
	.....	.....
	.....	.....
	.....	.....

Diagramas triangulares:

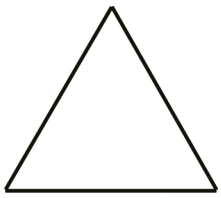
1.-Origen componentes.



2.-Componentes de la fábrica.



3.- Otros



Esquema de la lámina o foto.



Nombre/Microfacies:.....
:.....
.....
.....

Figura 3.8.- Ficha descriptiva. (Cara B)

4. Formación Jabalcuz
(Dominio Intermedio)

4.- FORMACIÓN JABALCUZ (Dominio Intermedio).

4.1.- Introducción: características generales y edad de la Formación.

El Dominio Intermedio de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, es la subdivisión más septentrional del Subbético (Vera *et al.,* 2004) y aflora ampliamente al S de la ciudad de Jaén. De hecho, los afloramientos del Jurásico de este dominio se incluyen prácticamente en su totalidad en esta provincia. En ellos, en rocas del Jurásico Medio, está registrado el desarrollo de una plataforma carbonatada somera representada por las calizas oolíticas correspondientes a la Fm. Jabalcuz (Ruiz-Ortiz, 1980; Ruiz-Ortiz, 1982; Vera *et al.,* 2004).

Los afloramientos correspondientes a esta Formación se distribuyen a lo largo de las cumbres más altas de la alineación de 11 km definida por los vértices Era de la Mesa-Grana-Peñablanquilla-Jabalcuz y, aparte, en el Cerro San Cristóbal (Fig. 4.1).

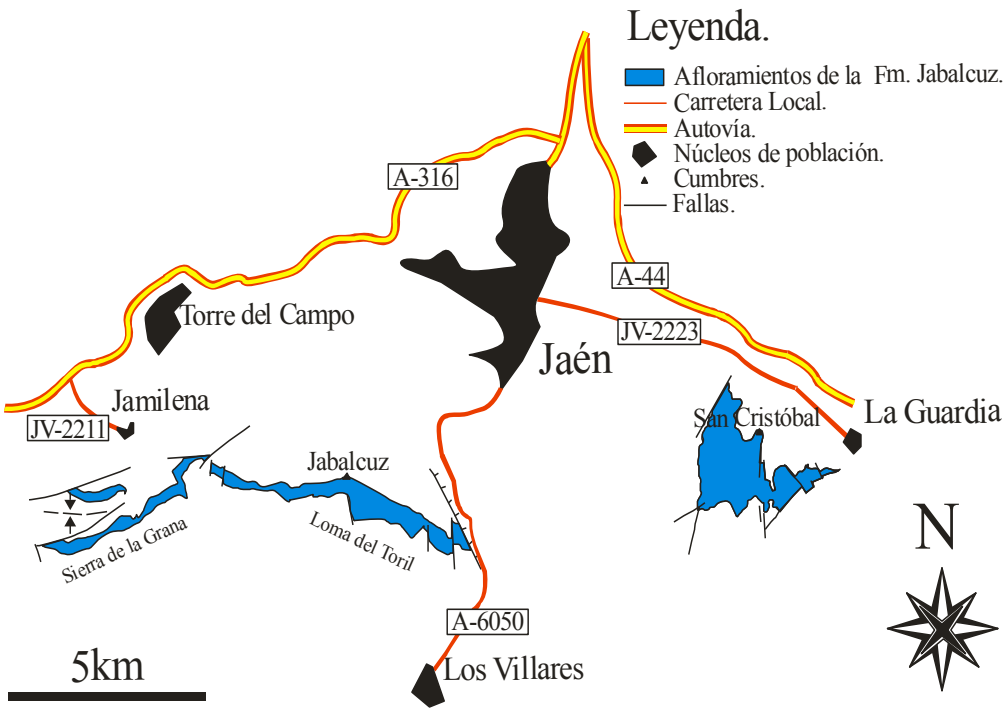


Figura 4.1.- Localización afloramientos de la Fm. Jabalcuz.

Estratigraficamente la Fm. Jabalcuz se sitúa sobre las calizas tableadas hemipelágicas de la Fm. Baños (Ruiz-Ortiz, 1980; Vera *et al.,* 2004), y bajo la alternancia de radiolaritas y margas de la Fm. Era de la Mesa (Busnardo, 1962; Sanz de Galdeano, 1973; Ruiz-Ortiz, 1980; Fig. 4.2).

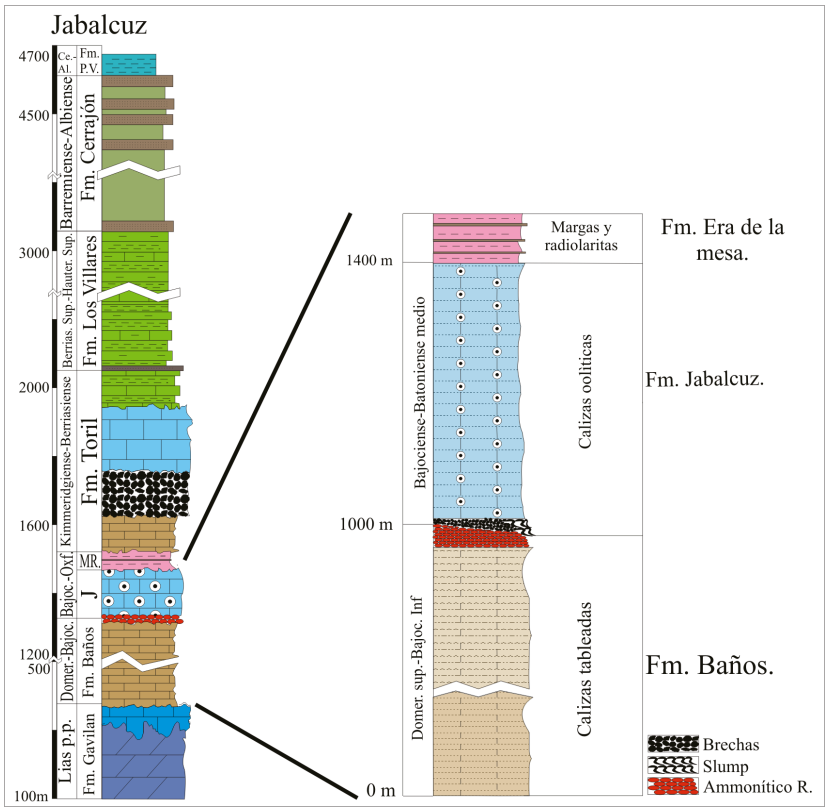


Figura 4.2.- Serie jurásica del Dominio Intermedio al S de la ciudad de Jaén.

Los mejores afloramientos del techo y muro, así como de la potencia total de la Formación en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, han hecho que en este sector se hayan centrado los esfuerzos a lo largo del tiempo para datar esta Formación. Los datos bioestratigráficos de los que se disponía hasta el momento eran los siguientes: por un lado, en cuanto a la base de la Formación, en las calizas nodulosas que coronan la Fm. Baños en el área de La Grana, Busnardo (1979), encuentra un *Tmetoceras scissum* Benecke del Aaleniense y otras formas del Bajociense inferior; Ruiz-Ortiz (1980) cita en estas mismas calizas nodulosas *Ambersites sp*., *Calliphylloceras disputabilis* Zietem y *Holcophylloceras mediterraneum* Neumair que indican la misma edad. Por otro lado la edad del techo de la Formación fue estudiada por

O´Dogherty y Ruiz-Ortiz (2001). Estos autores estudiaron la edad de las margas radiolaríticas suprayacente (Fm. Era de la Mesa) y mientras que en la zona más oriental datan en esta Formación el Calloviense terminal-Oxfordiense, en la zona de la Grana datan, en la parte baja de la Formación, el Bathoniense superior. En el mismo trabajo, en la zona de la Grana, estos autores dataron con radiolarios la edad del último estrato de la Fm. Jabalcuz como Bajociense terminal-Bathoniense inferior.

En la realización de este trabajo, se han recolectado ammonites en las calizas nodulosas del techo de la Fm. Baños (Fig. 4.3). Además de *Phylloceras sp.* y *Lytoceras sp.*, se han obtenido ejemplares de *Planammitoceras sp.* del Toarciense superior-Aaleniense basal en facies *Ammonitico Rosso* y ejemplares de *Holcophylloceras zignodianum*, *Ptychophylloceras flabellatum* del Jurásico Medio y *Cadomites sp.*, que data el Bajociense superior-Bathoniense medio (desde la Subzona de Blagdeni hasta la Zona de Costatum; O´Dogherty *et al.,* 2006) en la Sierra de la Grana. Han aparecido también ejemplares de *Holcophylloceras zignodianum* en facies *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Baños, en afloramientos más orientales, mientras que en una posición cercana al vértice de Jabalcuz, al O del mismo, se han vuelto a encontrar ejemplares de *Cadomites sp.* (Fig. 4.3).

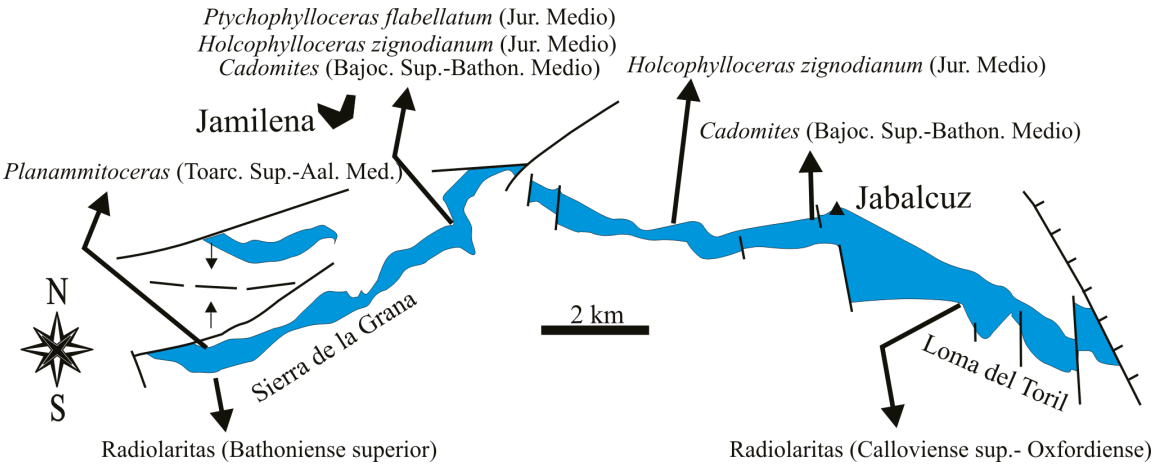


Figura 4.3.- Edad de la Fm. Jabalcuz.

Con todos estos datos se puede asumir que la Fm. Jabalcuz se formó en el intervalo de tiempo marcado, como máximo, por el Bajociense superior y el Bathoniense medio, por lo que según la escala de Gradstein *et al.,* (2004), toda la Formación se depositó en un máximo de unos 4,5 Ma.

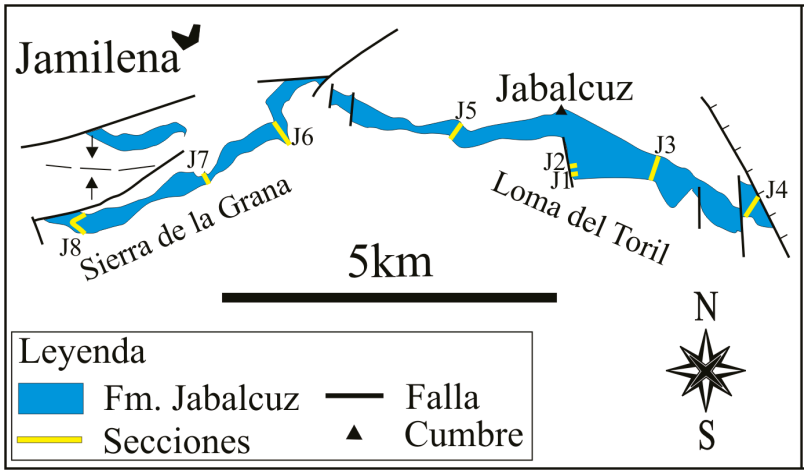
A continuación se llevará a cabo de forma separada la descripción e interpretación de los afloramientos de las dos zonas diferenciadas.

4.2.- La Formación Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz.

Ruiz-Ortiz (1980) describe como las facies oolíticas más energéticas se sitúan hacia los afloramientos más orientales, mientras que las facies más micríticas se sitúan en los afloramientos más occidentales. Del mismo modo este autor observa como generalmente, asociadas a las facies más micríticas, aparecen nódulos de silex. En esta alineación se han estudiado 8 columnas estratigráficas. En todas ellas menos en las secciones J1, J2 y J4, aflora toda la Formación desde el muro al techo. La potencia medida de la misma varía desde los 409 metros de la sección J3, hasta los 122 metros de la sección J5.

4.2.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas.

Las columnas estudiadas se distribuyen a lo largo de todo el afloramiento de la Fm. Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, situada al E de Martos y al S-SO de Jaén (Fig. 4.4).



COORDENADAS U.T.M.
J1: 0426058-4176211
J2: 0426061-4176249
J3: 0427521-4176645
J4: 0428858-4175687
J5: 0424132-4177034
J6: 0421055-4177121
J7: 0420013-4176238
J8: 0418698-4175805

Figura 4.4.- Localización de las columnas estratigráficas estudiadas en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz.

En la figura 4.4 se refleja la posición geográfica de las diez secciones estudiadas, con las coordenadas UTM del muro de cada una de las secciones.

4.2.2.- Estudio sedimentológico y estratigráfico.

Antes de explicar las características de las sucesiones estratigráficas de la Fm. Jabalcuz, necesitamos conocer las facies que las constituyen y, a simple vista, en el campo, no siempre es posible acertar con una precisa tipificación de las mismas. Por ello, se aborda en primer lugar el estudio petrográfico-sedimentológico, que nos va permitir caracterizar las facies y, posteriormente, se hará referencia a como se suceden éstas en las secciones estratigráficas levantadas.

El estudio realizado sobre los materiales que afloran en esta zona, ha permitido diferenciar 6 tipos de facies: 1) brechas; 2) calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas; 3) calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada; 4) calizas de calcisferas y filamentos; 5) calizas de peloides y filamentos; 6) lumaquela de filamentos. En los siguientes apartados se describirán los tipos de facies y las sucesiones verticales de éstas, se resaltarán las características del muro y techo de la Formación en

estos afloramientos, se describirán las paleocorrientes y las paleopendientes encontradas, se abordará la interpretación de las facies en función de los datos expuestos y se realizará el análisis de las paleocorrientes y las paleopendientes.

4.2.2.I- TIPOS DE FACIES.

F-I.- Facies de brechas.

A lo largo de la alineación Jabalcuz-Era de la Mesa y en distintas posiciones en la columna estratigráfica general, se han observado tres tipos de brechas:

F-I.1.- Brecha clasto-soportada de tipo 1. Esta brecha presenta clastos de dos tipos: (a) *mudstone-wackestone* con calcisferas, filamentos, radiolarios, embriones de ammonites y/o diversos tipos de foraminíferos, que son los clastos más abundantes; (b) en menor proporción aparecen clastos con textura *packstone-grainstone* de peloides y ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986), y bivalvos como componente esqueletal mayoritario. Los clastos angulosos presentan un tamaño muy variable aunque se puede definir un diámetro medio de 8 cm, muchos de ellos con formas tabulares. La matriz es un *packstone* de un 40% de ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986) y un 20% de peloides bahamianos, de lodo y pellets (Flügel, 2004), con una pobre granoselección. En esta matriz, como granos esqueletales aparecen filamentos, crinoides, *Protopeneroplis,* fragmentos de esponjas y espinas de erizos (Lámina 4.1A y B). Estas brechas se encuentran en la base de la Formación; en algunos afloramientos aparecen junto a estratos deformados con estructuras de *slump*.

F-I.2.- Brecha clasto-soportada de tipo 2. Los clastos son de dos tipos: (a) *packstone* de peloides de lodo y ooides de tipo 4 de Strasser (1986)

y como granos esqueletales filamentos, crinoides, espinas de erizos, *Protopeneroplis*, *Textularia, Lenticulina* y *Spirillina*; (b) clastos cuya textura es un *packstone* mucho más micrítico que el anterior con peloides de lodo y filamentos, calcisferas y espículas de esponja como fósiles/bioclastos principales. La matriz, con granos de tamaño arena con una pobre granoselección, es un *grainstone* donde el 45% de los granos son ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986), parcial o totalmente micritizados. Aparecen peloides de lodo (25%), intraclastos de hasta 1,92 mm de longitud (10%) y agregados del tipo 1 de Steinhoff y Strohmenger (1996) de hasta 1,85 mm de longitud (5%). En la matriz como granos esqueletales predominan los crinoides (10%; Lámina 4.1C y D).

Desde un punto de vista macroscópico, los clastos presentan un tamaño variable entre 2 y 16 cm. Gran parte de estos clastos son subangulares. Este cuerpo de brechas, que se encuentran hacia el techo de la Formación, presenta muro erosivo, techo irregular y gradación normal con un espesor máximo de 1 m. El techo de la brecha es un contacto brusco irregular marcado por el cambio de tamaño de grano hacia un estrato de 10 cm de las facies de peloides y filamentos que se describirán a continuación (F-V). En esta facies de brecha aparece una acumulación masiva de belemnites orientados.

F-I.3.- Brecha matriz-soportada. Los clastos que presenta esta brecha son muy similares a los de tipo (a) que forman parte de las brechas de facies F-I.1; tienen una textura *mudstone-wackestone*, con calcisferas, filamentos y radiolarios. Los clastos de esta brecha son muy heterométricos, subangulares, con diámetro máximo de 20 cm (Lámina 4.1E). La matriz es un *packstone* de ooides y peloides, con un 40% de los granos como ooides tipo 3 de Strasser (1986) y un 45% de peloides bahamianos, de lodo y pellets. Como granos esqueletales aparecen filamentos, crinoides y espinas de erizos (Lámina 4.1F). Esta brecha

aparece en sectores muy localizados del techo de la Fm. Jabalcuz, en lechos que no superan los 50 cm de potencia.

F-II.- Facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas.

Esta facies constituye estratos tabulares (Lámina 4.1G) o estratos con el techo plano y un muro irregular que se adapta a las irregularidades del fondo existentes antes de su depósito. Tienen una microfacies de *grainstone* compuesto por hasta el 60% de los granos de ooides de tipo 1, 3 y 4 de Strasser (1986) y hasta un 20% de peloides de lodo, bahamianos y pellets. También pueden aparecer hasta un 5% de agregados de tipo 1 de Steinhoff y Strohmenger (1996) y hasta un 10% de intraclastos con un diámetro medio que puede llegar hasta los 2,2 mm. Los granos que componen esta facies tienen una mala granoselección. Los fósiles que aparecen son crinoides, espinas de erizos, algunos foraminíferos bentónicos como *Lenticulina, Textularia, Protopeneroplis,* miliólidos y de forma esporádica algunos bivalvos (Lámina 4.1H).

F-III.- Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada.

Esta facies está formada por estratos con una potencia normalmente superior a 1 m, en los que es frecuente que aparezcan estratificaciones cruzadas de tipo planar (Lámina 4.2A). Estos estratos se acuñan en el mismo sentido hacia el que progradan las estratificaciones cruzadas. Presentan una microfacies de *grainstone* con buena granoselección de peloides de lodo, *pellets* y peloides bahamianos (50% de los granos) y un 45% de ooides que corresponden a los tipos 1 y 3 de Strasser (1986), algunos de ellos parcial o totalmente micritizados (Lámina 4.2B). Los granos esqueletales más abundantes que forman este tipo de facies son los filamentos y crinoides. Además, hay espinas de equinodermos y foraminíferos bentónicos de los géneros *Lenticulina*, *Protopeneroplis* y *Quinqueloculina*.

LÁMINA 4.1: Facies que afloran en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (I).

Fotos A-F.- **Facies de brechas (F-I).**

A.- Brechas clasto-soportadas de la base de la Formación (F-I.1).

B.- Microfacies de la brecha clasto-soportada de la base de la Formación (F-I.1). Se puede apreciar como los clastos micríticos están embebidos por una matriz de *packstone* de peloides, ooides y filamentos.

C.- Brecha clasto-soportada polimíctica que aflora hacia el techo de la Formación (F-I.2).

D.- Microfacies de la brecha clasto-soportada que aflora hacia el techo de la Formación (F-I.2). Se pueden ver los dos tipos de clastos y la matriz de *grainstone* oolítica que la forman. El clasto de la esquina inferior izquierda corresponde a un *packstone* de peloides y ooides, mientras que el clasto situado en la zona superior izquierda de la foto es un *packstone* de peloides, calcisferas y filamentos. Se aprecian también los ooides, agregados e intraclastos que forman la matriz.

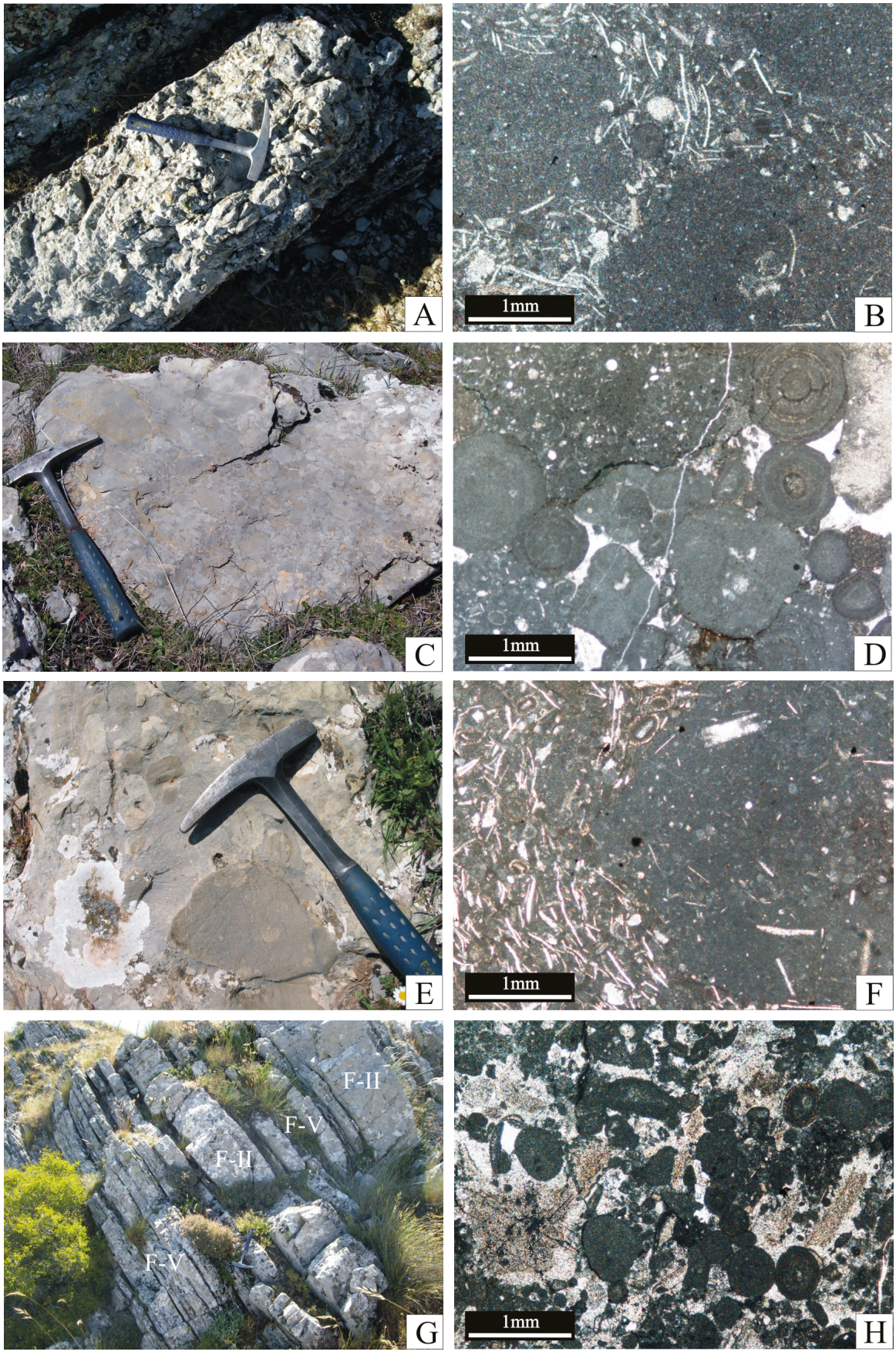
E.- Foto de campo de la brecha matriz-soportada que aflora en el techo de la Formación (F-I.3).

F.- Microfacies de brecha matriz-soportada que aflora en el techo de la Formación (F-I.3). Se puede apreciar que esta brecha es muy similar a la brecha de la base de la Formación en cuanto al tipo de clastos y matriz que la forman.

Fotos G-H.- **Facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas (F-II).**

G.- Foto de campo donde se puede ver como los estratos más potentes de las facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas (F-II), aparecen entre estratos finos correspondientes a las facies de calcisferas y filamentos (F-IV).

H.- *Grainstone* de bioclastos, ooides y peloides. Como se puede apreciar en la foto, los bioclastos de crinoides son los más abundantes en estas facies (F-II).


A
1mm
B
C
1mm
D
E
1mm
F
F-II
F-V
F-II
F-V
G
1mm
H

F-IV.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

Esta facies se suele presentar en estratos de 2 a 10 cm de potencia con formas tabulares u onduladas (Lámina 4.2C). Presentan una textura *mudstone* o *wackestone* en función de la proporción de filamentos y calcisferas. Se han observado en ella laminaciones paralelas que, en lámina delgada, se observa que son acumulaciones masivas de calcisferas. Estas láminas de hasta 3 mm de potencia, presentan una parte inferior con una concentración masiva de calcisferas, mientras que hacia arriba se observa como la concentración es progresivamente menor. De forma esporádica las microfacies de *mudstone* y *wackestone* de filamentos y calcisferas presentan óxidos de hierro y cristales de dolomita anhédricos. Dentro de la misma lámina delgada se puede apreciar como las dos microfacies de las que se compone estas facies, aparecen mezcladas debido a una intensa bioturbación (Lámina 4.2D y E).

F-V.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

Esta facies presenta un 60% de los granos como peloides de lodo y pellets. Los filamentos son el principal grano esqueletal que aparece en este tipo de facies; en menor proporción también se han observado crinoides y 5 subórdenes de foraminíferos bentónicos: Textulariina, Spirillinina, Lagenina, Milionina, e Involutinina. De estos, el suborden Textulariina esta principalmente representado por Textulariacea (*Redmondoides*); Lagenina incluye *Lenticulina.* Los miliólidos están representados por *Quinqueloculina,* mientras que las formas Involutinina corresponden al género *Protopeneroplis*.

Dentro de este tipo de facies podemos definir dos subfacies: (F-V.1) facies de peloides y filamentos con un alto contenido en micrita (Lámina 4.3A) y (F-V.2) facies menos micrítica, con peloides ligeramente más grandes y que pueden presentar hasta un 5% de ooides tipo 3 y 4 de Strasser (1986; Lámina 4.3B).

Aparece en estratos tabulares de 25 cm de potencia media. Los estratos más finos corresponden a los *packstone* más micríticos. Las principales estructuras asociadas a este tipo de facies son la laminación horizontal y cruzada. La laminación horizontal viene dada por cambios composicionales o de tamaño de grano en la lámina. La alternancia de láminas de filamentos subparalelos con láminas peloidales es el caso más común (Lámina 4.3C). En menor proporción se han observado laminaciones paralelas debidas a cambios entre las dos subfacies descritas (F-V.1 y F-V.2). Las laminaciones cruzadas se deben a variaciones en el tamaño de grano y aparecen asociadas a las subfacies F-V.2. Localmente, estas laminaciones aparecen deformadas por la acción de la bioturbación. Esta bioturbación es más intensa en la subfacies F-V.1. En este tipo de subfacies se han observado trazas horizontales sinuosas similares a las meandriformes de tipo "Pascichnia" interpretadas como trazas realizadas por organismos micrófagos que a la vez que se mueven van alimentándose. Estas trazas se han interpretado como correspondientes a ichnofacies tipo *Nereites* (Lámina 4.3D). Asociadas a la subfacies menos micrítica se han observado *sets* de estratificación cruzada planar con estratos de *foreset* de menos de 10 cm de potencia.

F-VI.- Facies de filamentos. Lumaquela.

Los estratos de 5 a 20 cm de potencia que forman esta facies, aparecen con estructuras que recuerdan a las estromatolíticas (Lámina 4.3E-G). Los lechos presentan bases planas u onduladas y techos ondulados. A microescala los estratos están formados por un *rudstone* de filamentos o *shellstone* (Cuffey, 1985). Esta facies está constituida por una densa concentración de filamentos que constituyen más del 65% del volumen de la roca. Las valvas presentan una longitud media de 3,5 mm y un grosor medio de 0,05 mm. Una proporción importante de las valvas aparecen rotas, con ausencia total de valvas articuladas y donde las microperforaciones y los encostramientos son poco frecuentes. La estructura interna de las conchas consiste en cristales calcíticos oblicuos a

las paredes de las valvas (Lámina 4.4A y B). No aparecen conchas aragoníticas ni moldes de esqueletos aragoníticos. Localmente, las conchas están orientadas de forma subparalela a la estratificación, aunque normalmente fueron reorientadas por la acción de la bioturbación (Lámina 4.4C y D). Frecuentemente, las valvas aparecen adaptadas de forma plástica a bioclastos más rígidos como pueden ser los aptychus (Lámina 4.4E y F) y crinoides (Lámina 4.4G y H). La deformación que han sufrido estas valvas es tan intensa que es imposible diferenciar una orientación convexa o cóncava hacia arriba de las mismas.

Los estratos están constituidos de forma casi exclusiva por valvas, aunque como ya se ha indicado, también pueden aparecer algunos ejemplares de aptychus, crinoides y peloides. No se han observado variaciones verticales ni laterales en los rasgos taxonómicos o tafonómicos a lo largo de los estratos. También se han observado grupos de estilolitos y microestilolitos.

En los afloramientos no se ha encontrado ningún espécimen completo. Debido a su pequeño tamaño, sólo se han podido medir las dimensiones (longitud y grosor) y observar la estructura interna de las valvas en lámina delgada. Los géneros *Bositra* y *Entolium* son los más descritos en el Subbético (Colom, 1935; Linares y Vera, 1966; Azema *et al*., 1971; González-Donoso *et al*., 1970; Rivas, 1975; Rivas *et al*., 1997). Rivas (1975) describe los rasgos distintivos que diferencian *Bositra* de *Entolium*. Desafortunadamente, las características taxonómicas observadas son insuficientes para la identificación de estas valvas como correspondientes al género *Bositra* o *Entolium*. El estilo de vida de los *Bositra Buchi* ha sido interpretado, entre otras posibilidades, como bivalvos pseudo-planctónicos (Hauff, 1921), nectónicos (Jefferies y Minton, 1965) o incluso como bivalvos con estilo de vida bentónico (Bottjer y Savrda, 1993; Etter, 1996; Röhl *et al*., 2001). Esta especie aparece en una gran variedad de ambientes deposicionales, aunque siempre en sedimento de tamaño de grano fino (Oschmann, 1994). En la Cordillera Bética aparece por primera vez durante

el Toarciense medio (Zona de Bifrons) y es muy abundante durante el Bajociense-Bathoniense.

En cambio, las concentraciones de *Entolium* se han registrado desde sedimentos someros de grano grueso a sedimentos de grano fino, desde ambientes de plataforma media a externa alrededor del mundo (Fürsich, 1984; Aberhan, 1992 y 1994). Aunque para el género *Entolium* se ha supuesto un estilo de vida nadador libre (Johnson, 1984), una posición estratigráfica similar ha sido descrita para ambos géneros. En este sentido, Rivas *et al.,* (1997), describieron la presencia en el Jurásico Inferior del Subbético Medio, de estratos de *Entolium lunare* aflorando entre depósitos carbonatados someros y sedimentos margosos pelágicos. Además, las calizas de *Bositra* también se han descrito en una posición similar a techo de las plataformas carbonatadas inundadas del Tethys (p. e. Jach, 2007). Ambos géneros (*Bositra* y *Entolium*), se encuentran utilizando una estrategia de *snowshoe* preferentemente en sustratos anaeróbicos, siendo considerados géneros oportunistas (Fürsich *et al*., 1991; Etter, 1996; Rivas *et al.,* 1997).

La lumaquela de filamentos presenta un espesor máximo de 7,5 m, espesor que hacia el E va disminuyendo. En la sucesión vertical de esta facies se diferencian 3 unidades de alrededor de 2,5 m de potencia cada una. El techo de cada intervalo está definido por la presencia de 1 m de estratos más finos (de 1 a 5 cm de potencia), que son menos resistentes a la alteración y muestran una textura *floatstone-rudstone*. Estratigraficamente, el techo del intervalo superior corresponde al techo de la lumaquela y al techo de la Fm. Jabalcuz en el área donde aflora la misma.

LÁMINA 4.2: Facies que afloran en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (II).

Fotos A-B.- **Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III).**

A.- Foto de campo de los estratos con estratificaciones cruzadas planares. El círculo contiene un martillo de escala (F-III).

B.- *Grainstone* de ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986) en esta facies (F-III).

Fotos C-E.- **Facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV).**

C.- Foto de campo de un grupo de estratos con potencia de 2 a 10 cm correspondientes a las facies de calcisferas y filamentos (F-IV).

D.- Lámina delgada en la que aparecen los dos tipos de texturas descritas para esta facies, *mudstone* hacia la esquina inferior derecha y *wackestone* hacia la esquina superior izquierda. Las dos texturas tienen como fósiles principales las calcisferas y los filamentos (F-IV).

E.- Esta facies está intensamente bioturbada con la presencia de *burrows*.

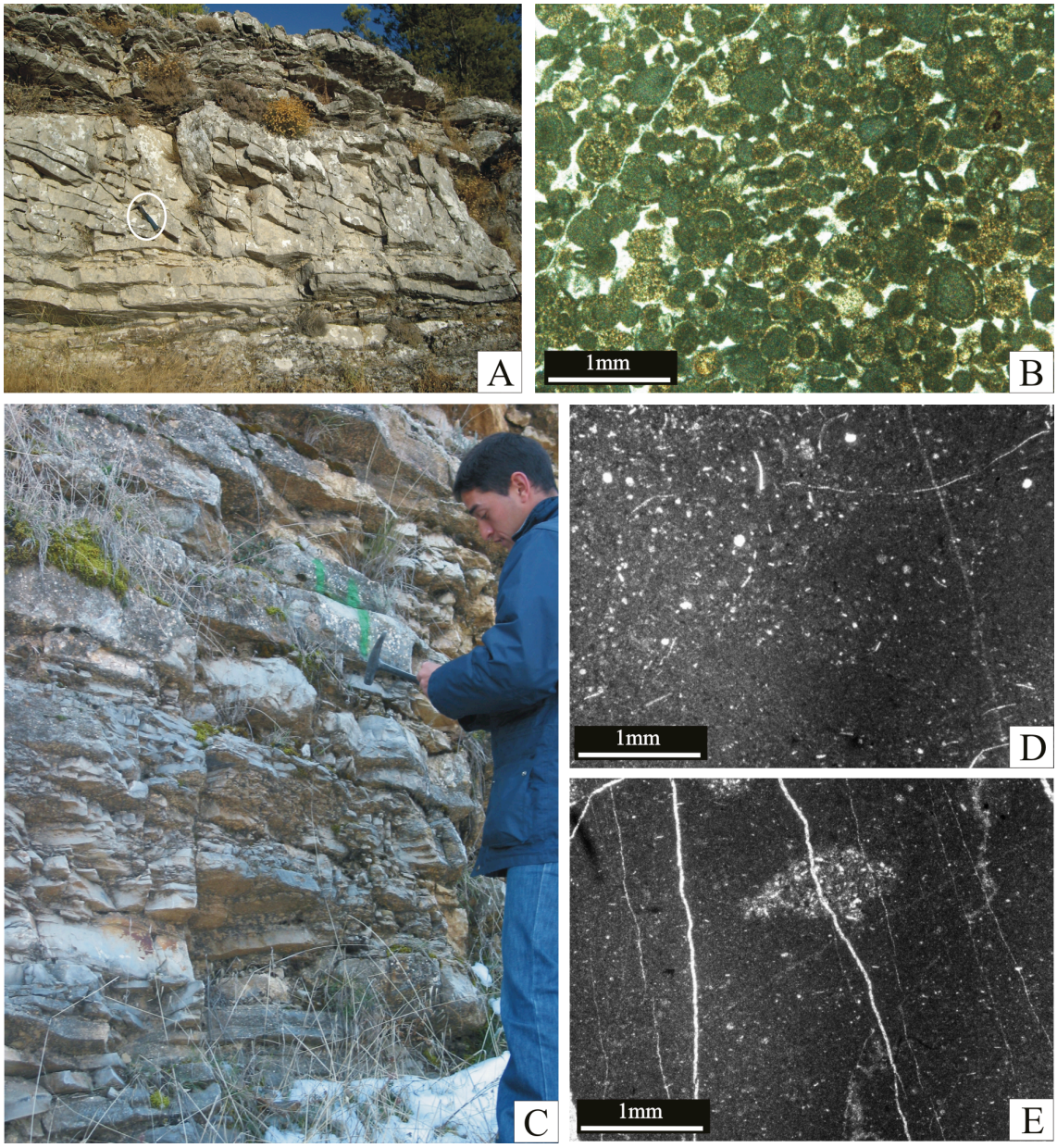

A
1mm
B
C
1mm
D
1mm
E

LÁMINA 4.3: Facies que afloran en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (III).

Fotos A-D.- **Facies de calizas de peloides y filamentos (F-V).**

A.- *Packstone* de peloides de la subfacies más micrítica con espinas de erizos y filamentos entre otros fósiles (F-V.1).

B.- *Packstone* de peloides en la subfacies menos micrítica. Obsérvese la orientación subparalela de las valvas (F-V.2).

C.- Foto de una lámina delgada donde se aprecia que las laminaciones que vemos en el campo se deben a la alternancia de niveles con más peloides con otros con filamentos orientados de forma subparalela.

D.- Traza fósil de *¿Nereites*? en facies de peloides y filamentos con alto contenido en micrita (F-V.1).

Fotos E-G.- **Facies de filamentos (F-VI).**

E-G.- Fotos de campo de la facies de una lumaquela de filamentos. En ellas se observa una estructura de los estratos que recuerda a la que suelen presentar los estromatolitos y las mallas de algas.

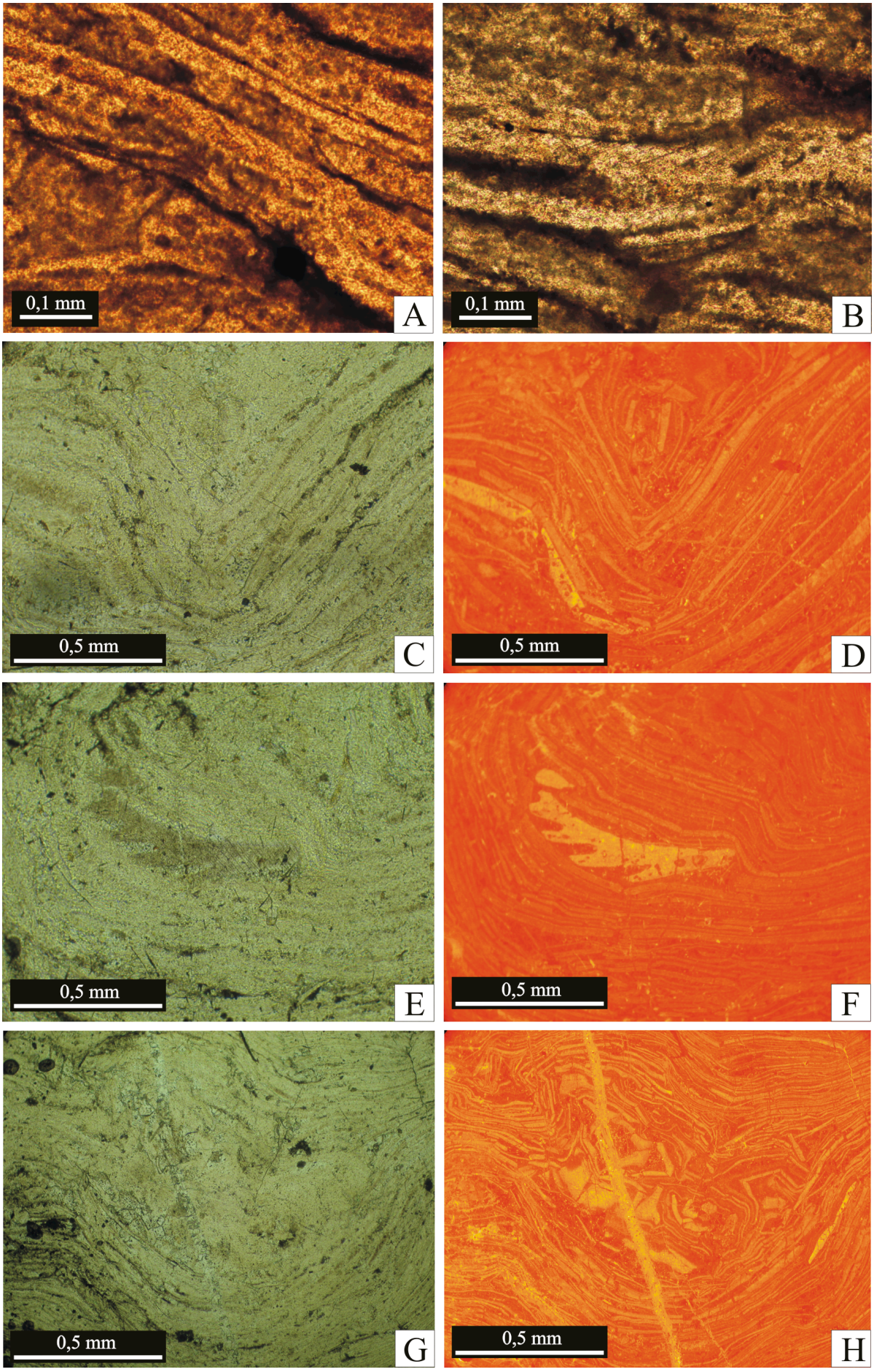

1mm
A
1mm
B
1mm
C
D
E
F
G

LÁMINA 4.4: Facies que afloran en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (IV).

Fotos A-H.- **Facies de filamentos (F-VI).**

A y B.- Estructura interna de los filamentos vista con microscopio óptico. Se observan los cristales de calcita oblicuos a las paredes de las valvas.

C-H.- Fotos de lámina delgada de la facies de lumaquela de filamentos. En las fotos se ve que la forma externa de los estratos es el fiel reflejo de su geometría interna. Las fotos **C, E** y **G** son fotos realizadas con el microscopio de luz transmitida, mientras que **D, F** y **H** son las fotos realizadas con catodoluminiscencia. En estas fotos de catodoluminiscencia se aprecia con nitidez la forma de los distintos bioclastos ya que los elementos activadores de la luminiscencia se acumulan de forma preferente en ellos, lo que hace que presenten una luminiscencia brillante que resalta sobre la luminiscencia mate del cemento. Las fotos **C** y **D**, muestran como las valvas que normalmente aparecen subparalelas a la estratificación, han sido reorientadas por la compactación y la bioturbación. **E**-**H**, Filamentos adaptándose de forma semiplástica a granos más rígidos como aptychus (**E** y **F**), o a pequeñas acumulaciones de crinoides que son más rígidos (**G** y **H**).


0,1 mm
A
0,1 mm
B
0,5 mm
C
0,5 mm
D
0,5 mm
E
0,5 mm
F
0,5 mm
G
0,5 mm
H

4.2.2.II- SUCESIÓN VERTICAL DE FACIES.

El estudio de la sucesión vertical de facies se ha realizado a partir del levantamiento de ocho columnas estratigráficas de detalle de la Fm. Jabalcuz a lo largo de la alineación Era de la Mesa-Jabacuz (Figs. 4.5 a 4.17). Todas las secciones levantadas, salvo las J1, J2 y J4 que son secciones que abarcan sólo el techo de la Formación, engloban toda la Formación de muro a techo.

La sección J1 (Fig. 4.5) de 14 m, se inicia en los primeros 7 m con facies de calizas de peloides y filamentos (F-V). Sobre ésta, la sección finaliza con 7,5 m de lumaquela o *shellstone* (F-VI), donde el último estrato presenta un tono ocre.

La sección J2 (Fig. 4.5) comienza con facies de calizas de peloides y filamentos (F-V). Hacia arriba aparecen estratos potentes con estratificación cruzada que corresponden a la facies F-III. Por encima vuelven a aparecer la facies de calizas de peloides y filamentos (F-V), que hacia techo es truncada por brechas que presentan un muro erosivo y el techo plano (F-I.2). Sobre ésta y de forma discontinua, aflora un estrato de facies de calizas de peloides y filamentos que precede a los 6 m de lumaquela de filamentos que culminan la sección. El estrato superior de la lumaquela presenta un tono ocre.

La sección J3 es la más potente con 409 m (Figs. 4.6-4.9). La serie comienza con 15 m de brechas de tipo F-I.1. Desde aquí, hasta el metro 275 de la serie, se alternan las facies de calizas oolíticas, peloidales y intra-bioclásticas (F-II), de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV) y de calizas de peloides y filamentos (F-V). En todo este tramo no se ha observado una tendencia general en el apilamiento de las facies, aunque en detalle, entre el metro 217 y el metro 224 se han observado con claridad hasta 7 ciclos de escala métrica estrato y grano-crecientes en los que se pasa de facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV) a facies de calizas de peloides y

filamentos (F-V) que comienza siendo muy micrítica para terminar con un estrato de unos 60 cm de potencia en facies de calizas de peloides y filamentos poco micrítica. Desde el metro 275 al metro 361, dejan de aparecer facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV) y se intercalan facies de calizas de peloides y filamentos (F-V) con otras oolíticas y peloidales (F-III), desde aquí hasta el metro 405 afloran estratos de 10 a 20 cm de potencia en facies de calizas de peloides y filamentos con laminaciones paralelas. Finalmente, aflora medio metro en facies de lumaquela de filamentos (F-VI) que pasan hacia arriba a un lecho de brechas del tipo F-I.3 sobre el que se disponen las facies de calizas de calcisferas y filamentos intensamente bioturbadas (F-IV; Fig. 4.9). En el techo de esta sección no se han observado rasgos de *hardground*.

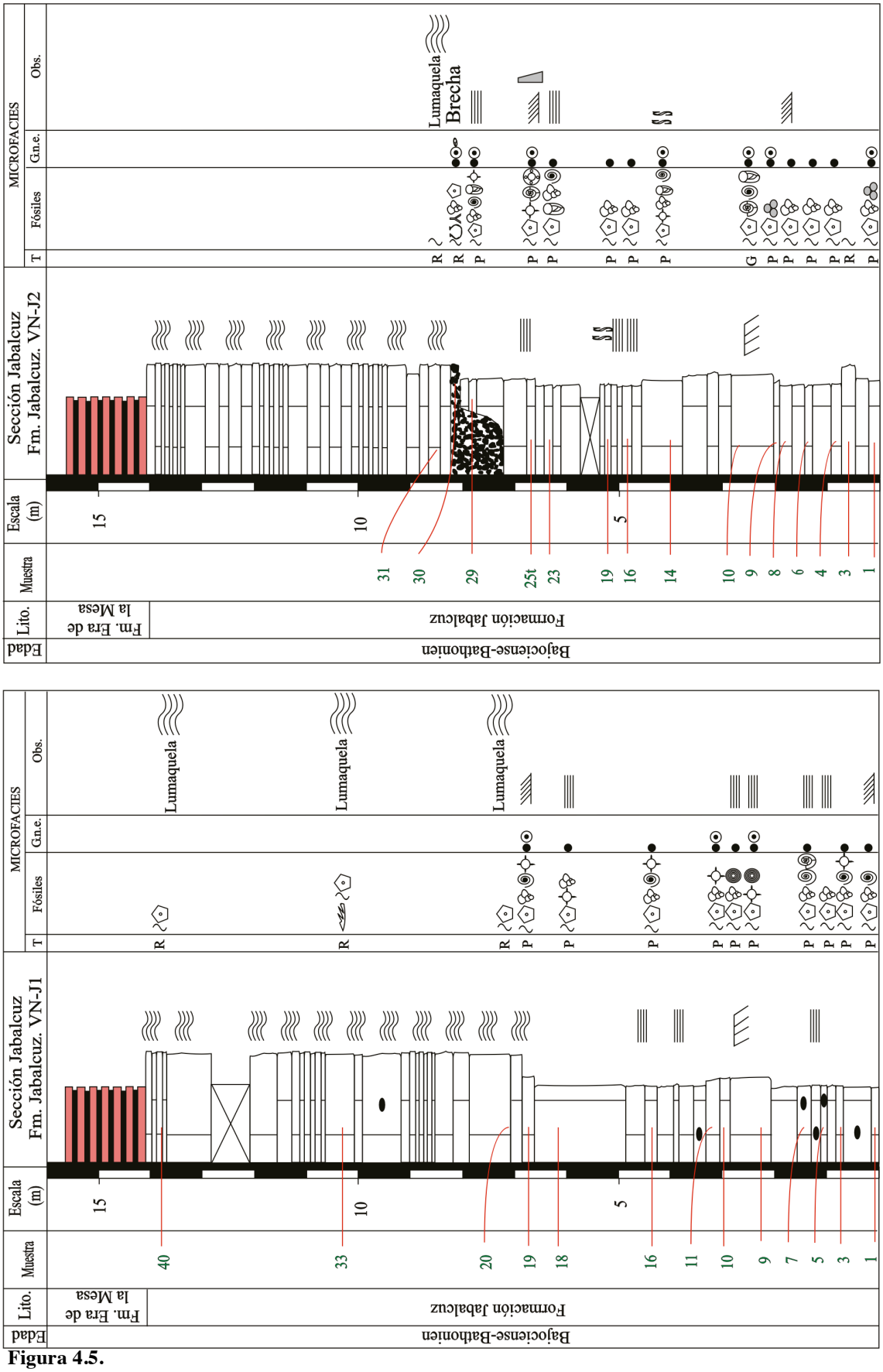

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J2
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J1
MICROFACIES
Obs.
G.n.e.
Fósiles
T
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathonien
Formación Jabalcuz
Fm. Era de la Mesa
Lumaquela
Brecha

Figura 4.5.

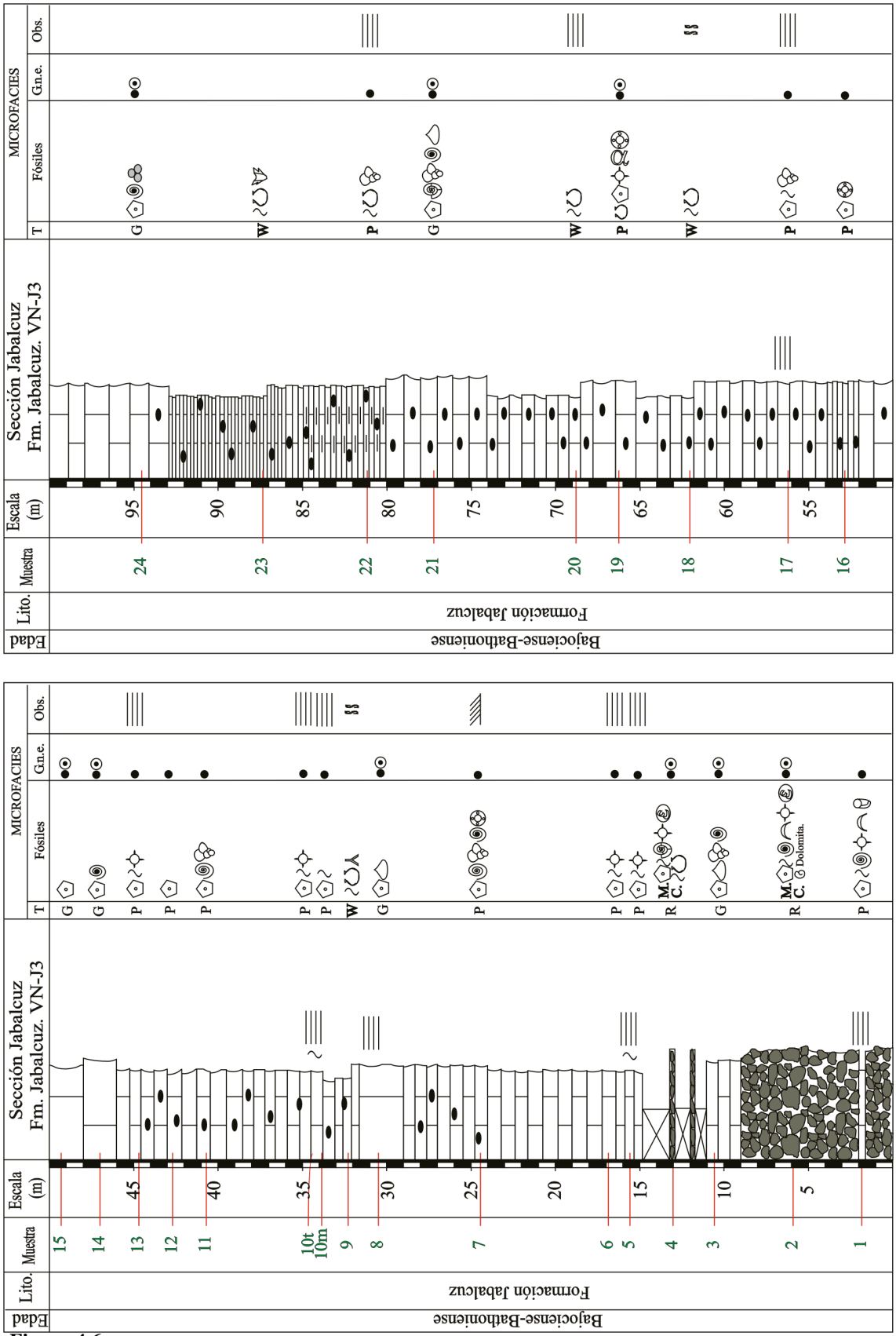

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
M.C. Dolomita.

Figura 4.6.

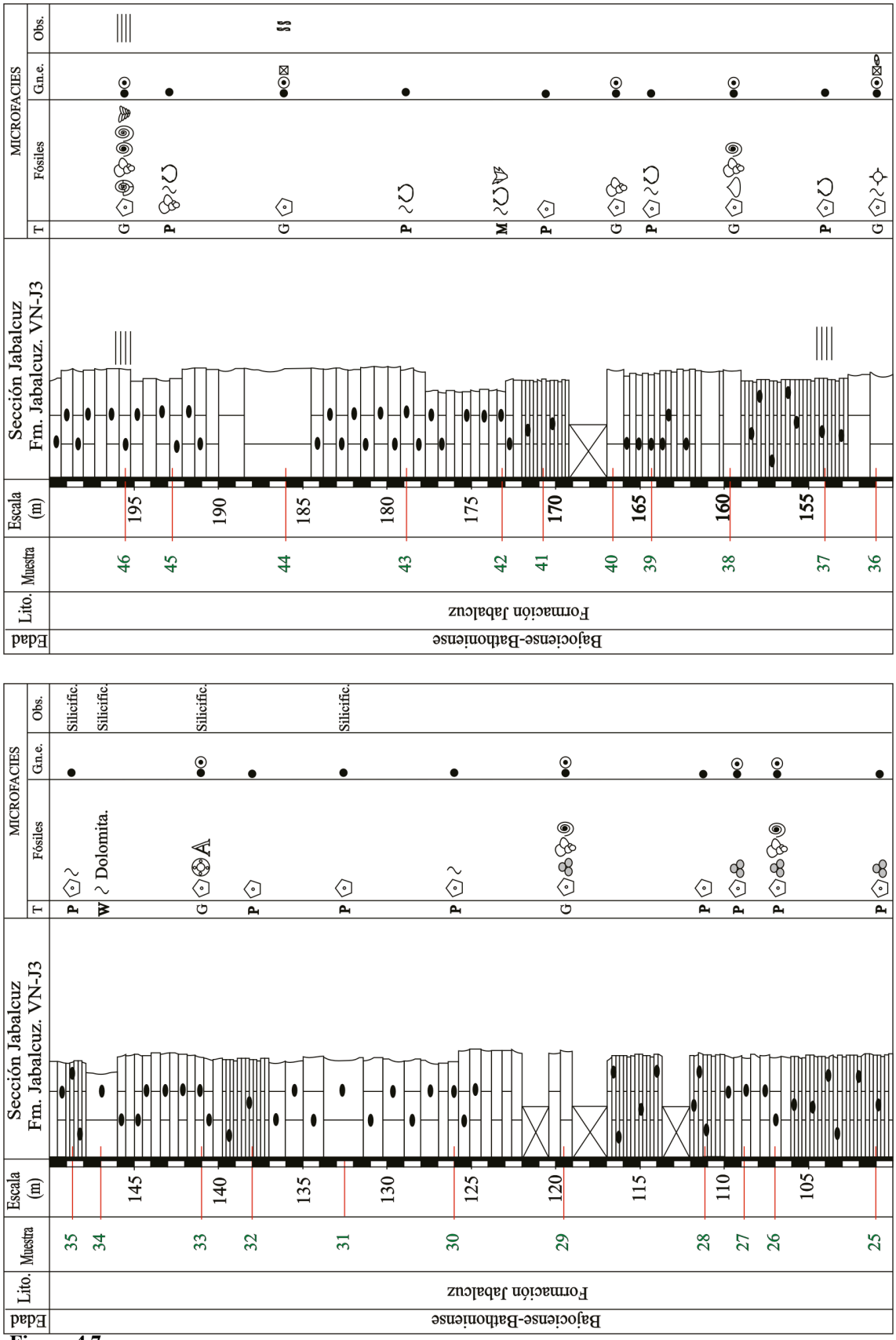

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J3
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
Dolomita.
Silicific.

Figura 4.7.

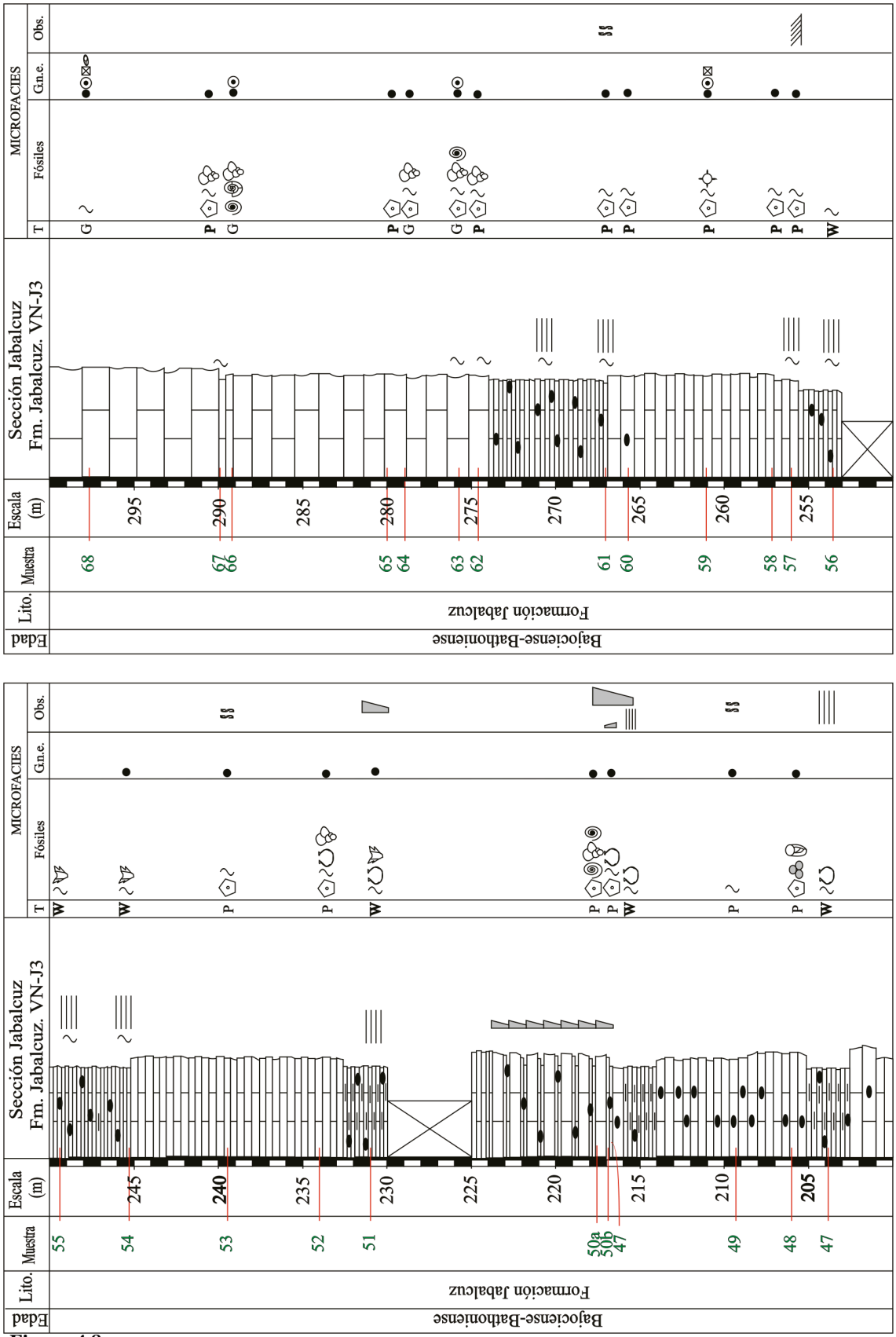

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
68
67
66
65
64
63
62
61
60
59
58
57
56
295
290
285
280
275
270
265
260
255
55
54
53
52
51
50a
50b
47
49
48
47
245
240
235
230
225
220
215
210
205

Figura 4.8.

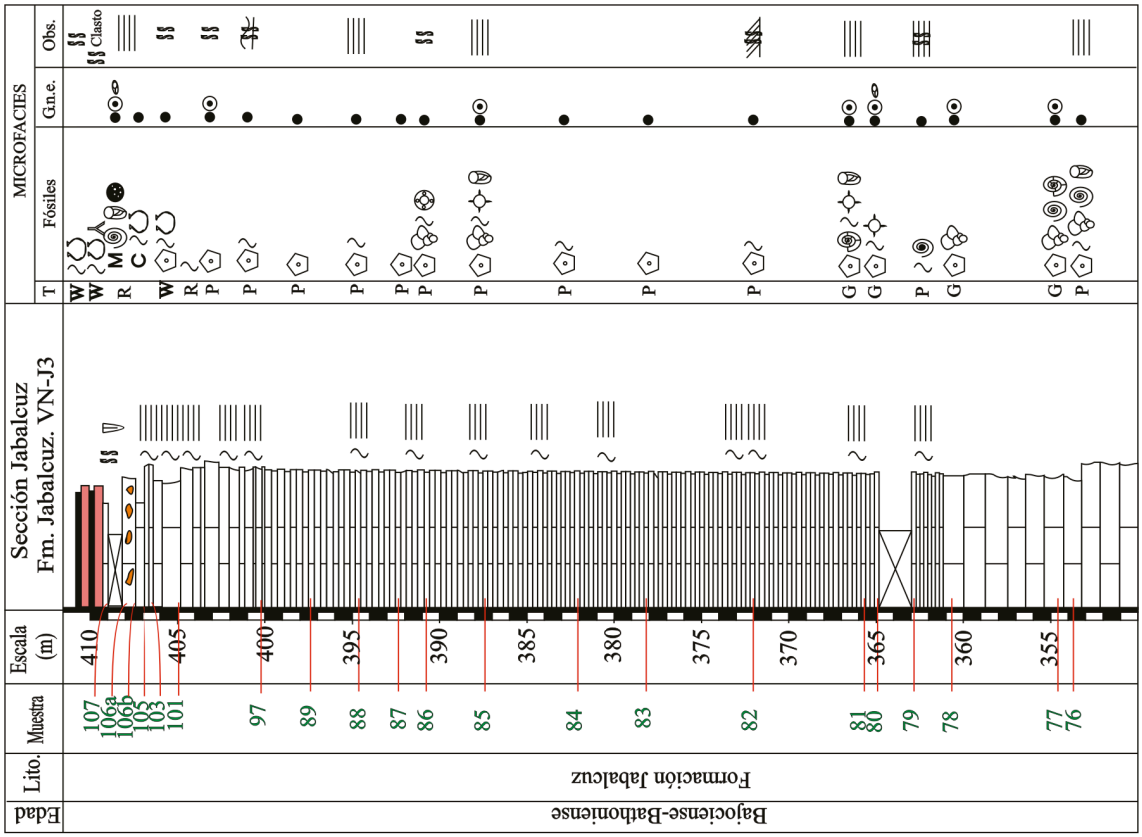

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J3
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
410
405
400
395
390
385
380
375
370
365
360
355
345
340
335
330
325
320
315
310
305
Clasto

Figura 4.9.

La sección J4 (Figs. 4.10 y 4.11) presenta una potencia de 116 m. En esta sección no llega a aflorar la base de la Formación. La sección comienza con 30 m de facies de calizas de peloides y filamentos (F-V). Desde aquí hasta los 100 m las facies son oolíticas y peloidales (F-III), con esporádicas intercalaciones de facies de calizas de peloides y filamentos (F-V). Finalmente la serie termina en facies de calizas de peloides y filamentos (F-V). En esta serie, en el techo de la Formación, no hay rasgos que indiquen el desarrollo de un *hardground*.

En la sección J5 (Figs. 4.11 y 4.12) el total de la potencia de la Formación es de 122 m. Esta serie comienza con 1,5 m de facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV), cuyos estratos superiores están ligeramente deformados. Sobre estos estratos afloran hasta 7,5 m de brechas de tipo F-I.1 interestratificadas con facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV) y facies de calizas de peloides y filamentos (F-V), fuertemente deformadas sinsedimentariamente dando lugar a *slumps.* Por encima, aparece la alternancia de facies de calizas de peloides y filamentos (F-V), con facies de calizas oolíticas y peloidales (F-III). Esta asociación de facies se mantiene hasta el final de la sección con excepción de un nivel de 1,5 m formado por facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV), que a techo pasan de nuevo a brechas de tipo F-I.1 que aflora entre los 24 m y 25 m de la sección. En este caso, en el techo de la Formación aflora el mejor ejemplo de *hardground* de toda la zona, con la presencia de nódulos de hierro de hasta 2 cm de diámetro, perforaciones de litófagos y *burrows* horizontales rellenos de micrita de color amarillo.

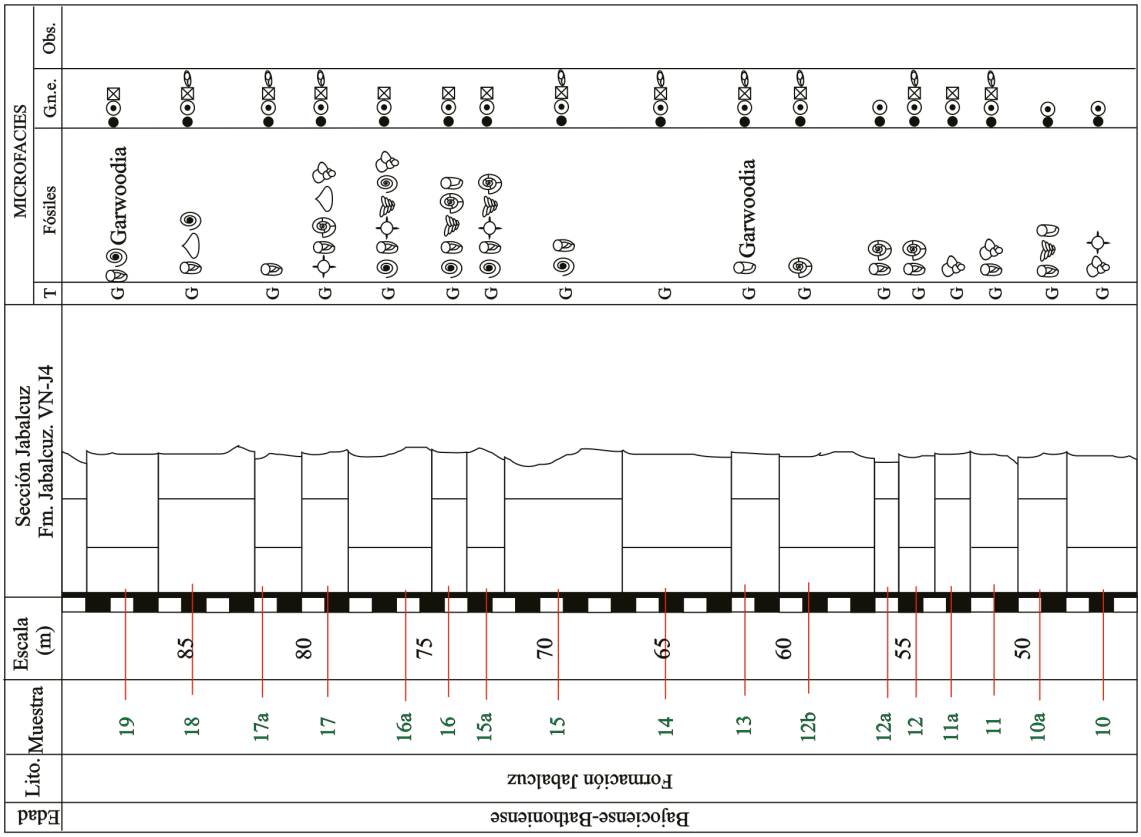
La sección J6 (Figs. 4.13 y 4.14), con una potencia total de 141 m, comienza con unos 35 m de alternancia de facies F-IV y F-V que se disponen sobre facies *Ammonitico Rosso* de la Fm. Baños en este área. Desde los 35 m a los 70 m se observa una alternancia entre facies F-III y facies F-V. Desde los 70 m a los 117 m aproximadamente (Figs. 4.13 y 4.14), se vuelve a dar la misma asociación vertical de facies que en la base de la sección. Finalmente la sección termina en facies de calizas oolíticas y

peloidales (F-III). En este caso en la superficie del techo de la Formación sólo se diferencian pequeños nódulos de hierro de tamaño milimétrico.

La sección J7 (Figs. 4.14-4.15) tiene una potencia de 154 m. Sobre la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la formación inferior, la sección comienza con la intercalación de facies F-II con facies F-V. Hacia los metros 35 y 45 tenemos las facies de calizas de peloides y filamentos deformadas formando pequeños *slumps*. A partir del metro 50 y hasta el 70, aparece la alternancia entre facies F-V y las facies de calizas oolíticas y peloidales F-III. Por encima, hasta los 115 m vuelve la alternancia de facies con la que empezaba la serie, F-II y F-V. En los siguientes 7 m de serie se puede ver en el afloramiento, como los estratos correspondientes a las facies F-V aparecen deformados en *slumps*. Finalmente, sobre la facies de calizas oolíticas y peloidales (F-III), aparece interestratificada la facies F-II con óxidos de hierro entre los ooides y las margas y radiolaritas que marcan la transición a la formación superior.

Por último, la sección J8 (Figs. 4.16-4.17), es la más oriental con 211 m de potencia. Comienza sobre la facies de *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Baños al igual que las dos secciones anteriores. Los primeros 130 m de sucesión muestran una alternancia de facies similar a la descrita para la base de la sección J3 con facies F-II, F-IV y F-V.

A partir de aquí y hasta los 177 m aflora la facies oolítica y bioclástica (F-III). Sobre esta facies y hasta el final de la sección, vuelve la asociación vertical de facies presente en la parte baja de la columna estratigráfica pero, en este caso, con niveles margosos intercalados que finalmente pasan a la alternancia de margas y radiolaritas de la formación superior. Por ello, en esta zona (secciones J7 y J8), el paso de esta formación a la superior no es brusco como ocurre en el resto de columnas, sino que es gradual.


Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz Fm. Jabalcuz. VN-J4
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathonense
Formación Jabalcuz
Garwoodia

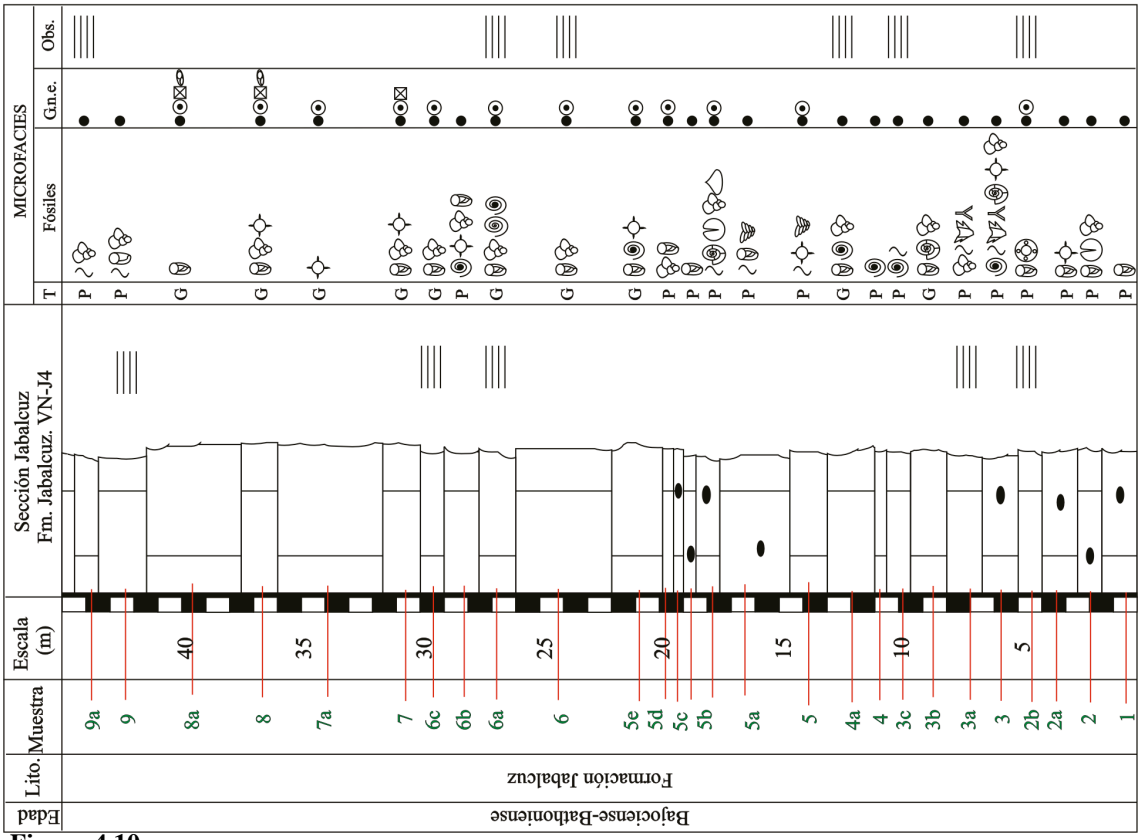

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz Fm. Jabalcuz. VN-J4
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathonense
Formación Jabalcuz

Figura 4.10.

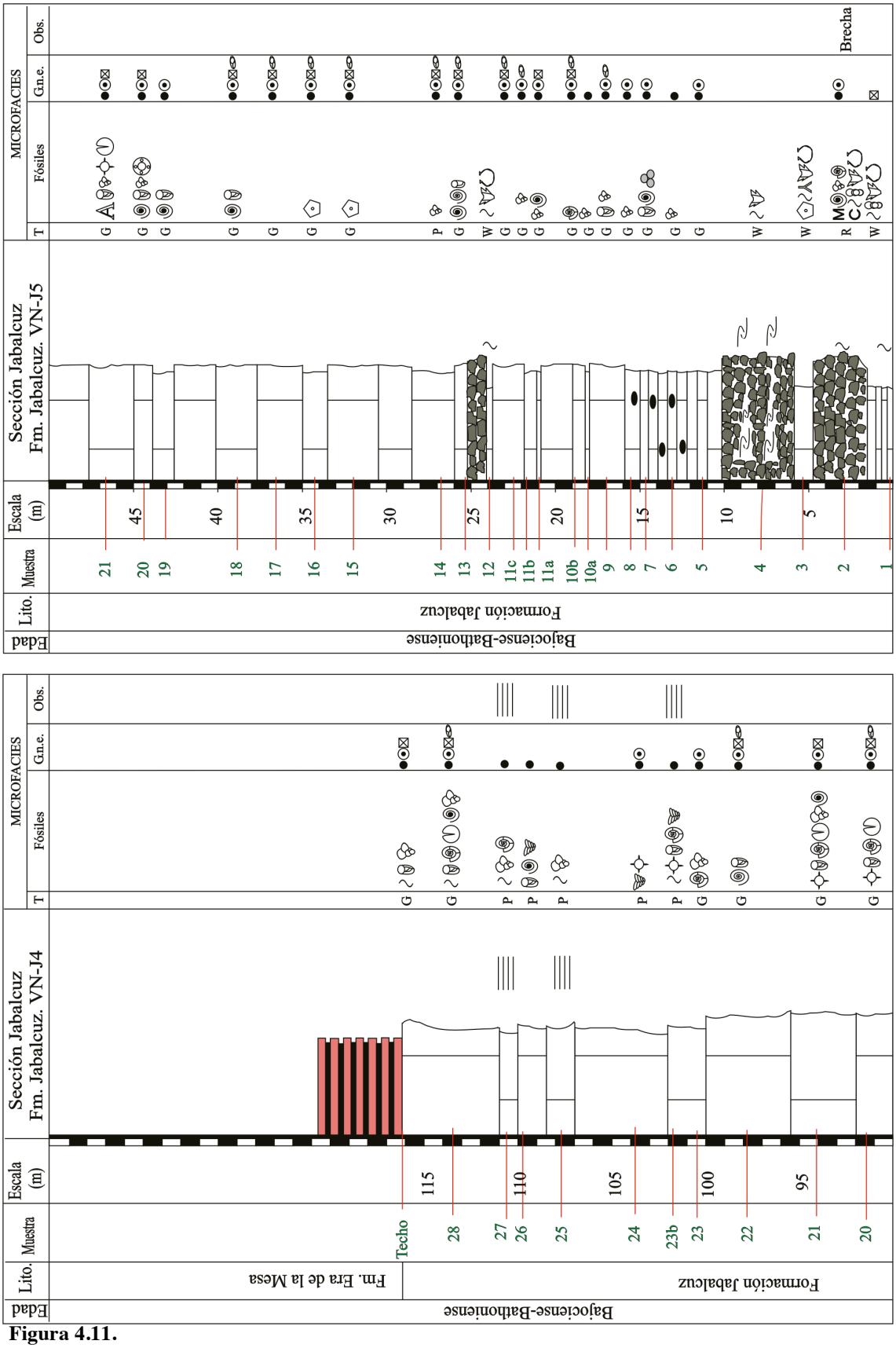

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J5
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J4
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathonense
Formación Jabalcuz
Fm. Era de la Mesa
Techo
Brecha

Figura 4.11.

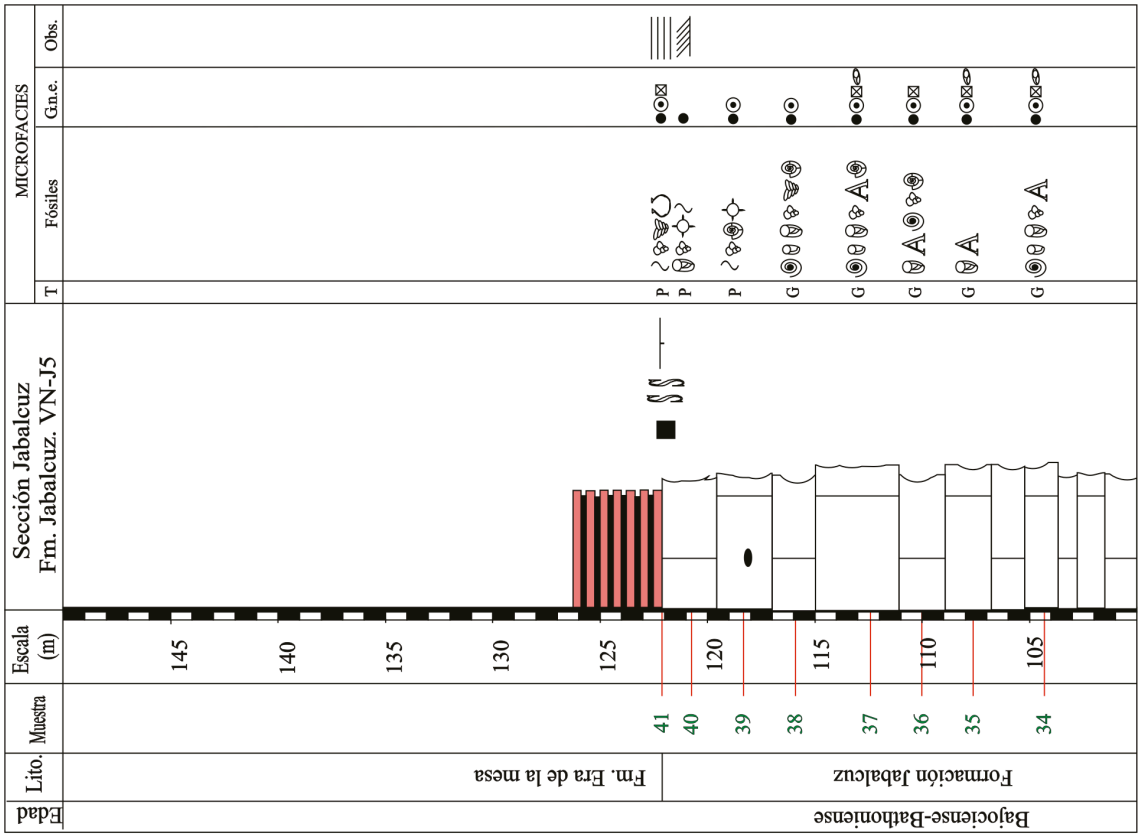

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J5
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
Fm. Era de la mesa
Estratos de 2 - 20 cm.

Figura 4.12.

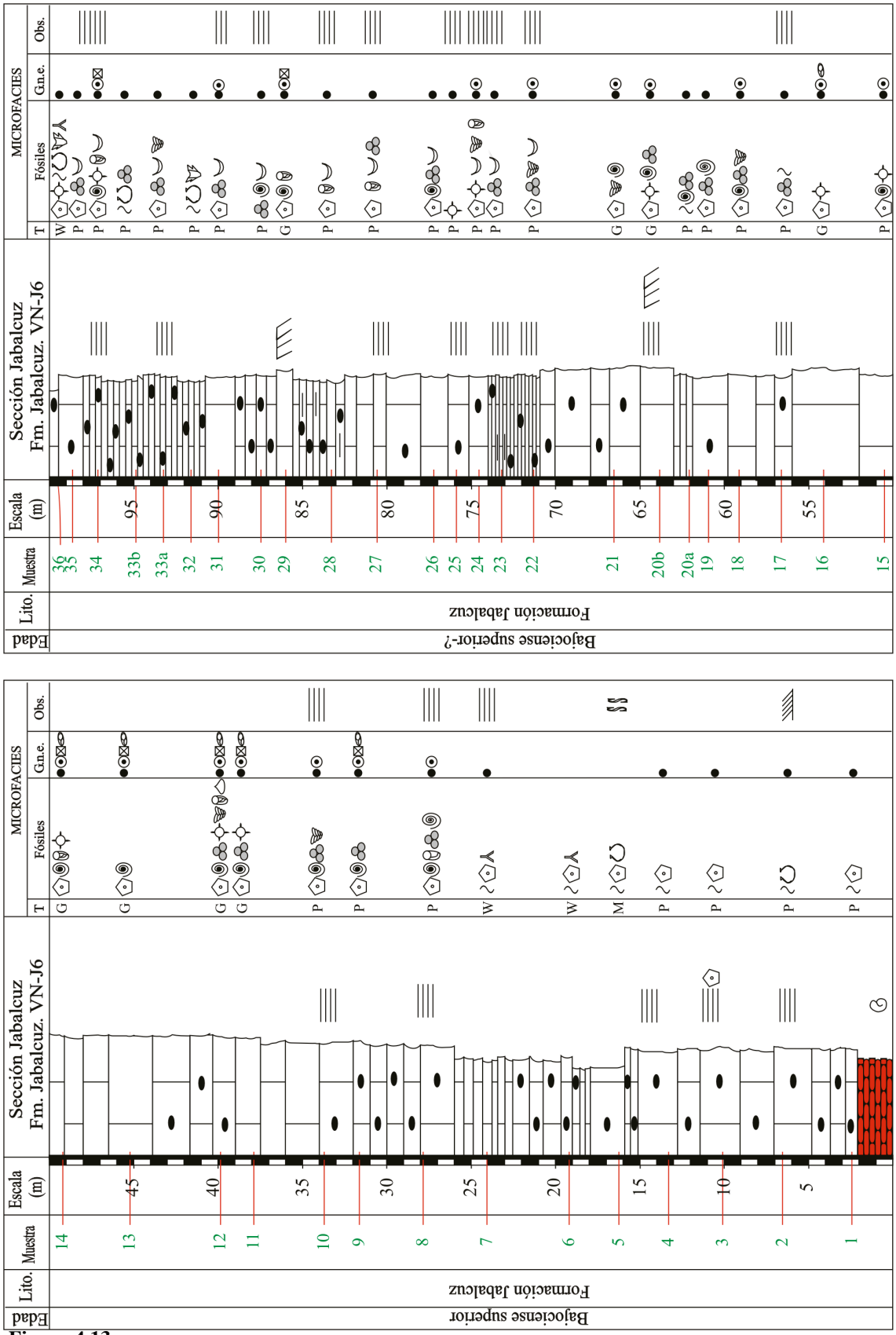

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J6
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense superior
Formación Jabalcuz
Bajociense superior-?
Formación Jabalcuz

Figura 4.13.

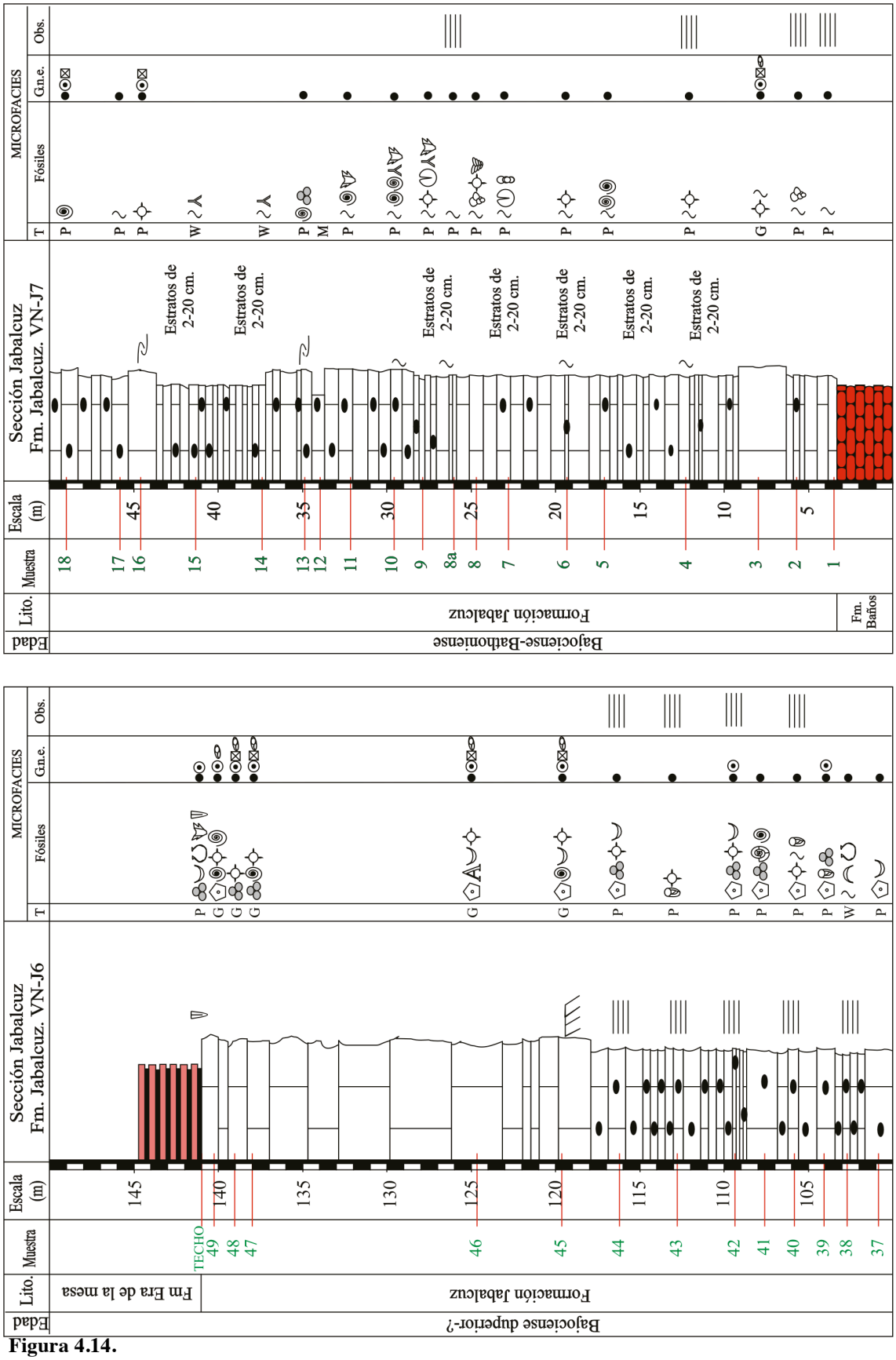

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J7
Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J6
MICROFACIES
Obs.
G.n.e.
Fósiles
T
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
Fm. Baños
Bajociense superior-?
Fm Era de la mesa
Estratos de 2-20 cm.
TECHO

Figura 4.14.

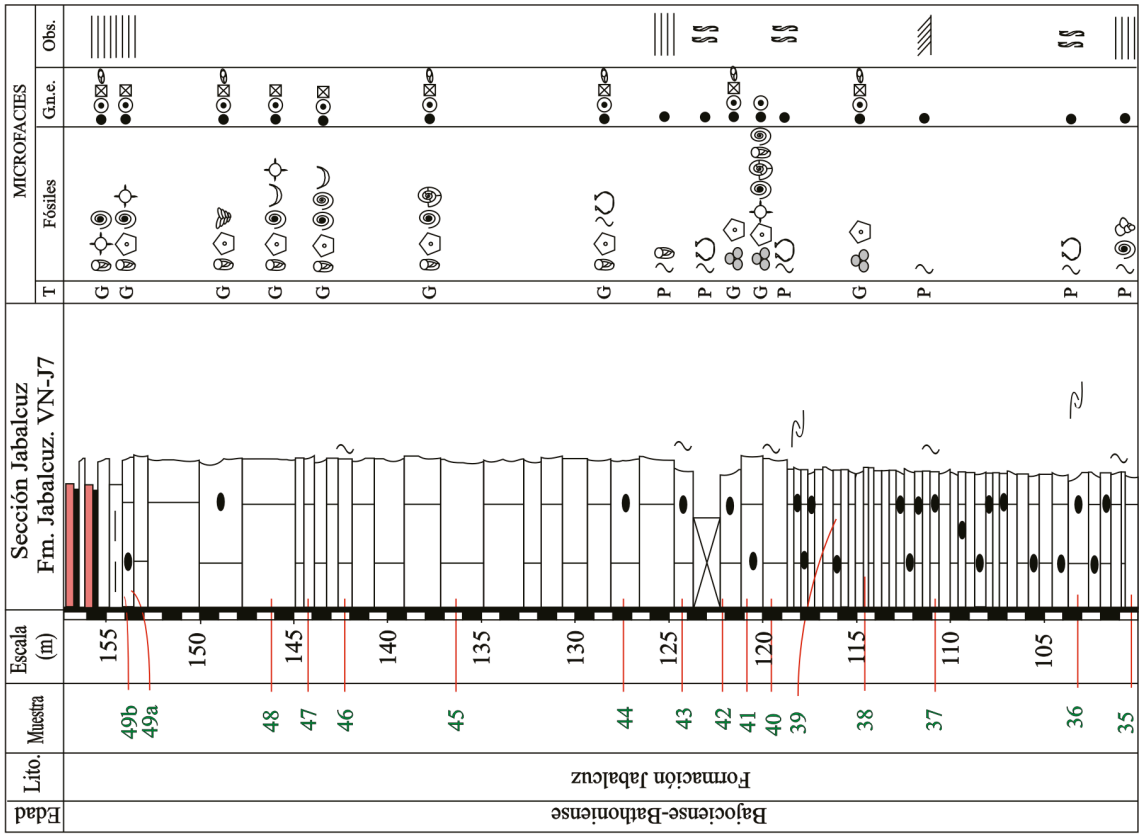

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J7
MICROFACIES
Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
Estratos de 2-10 cm.
Estratos de 2-10 cm.

Figura 4.15.

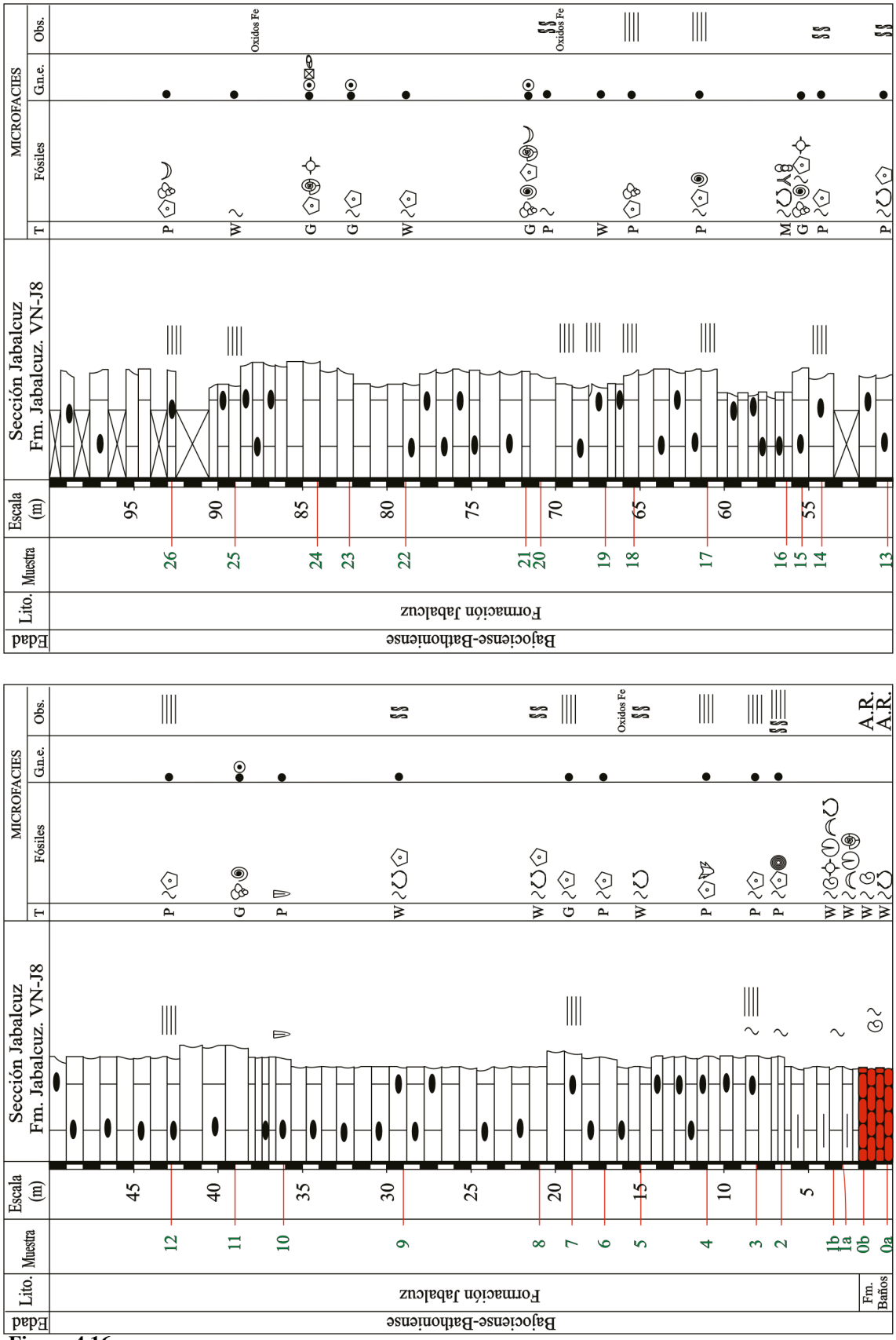
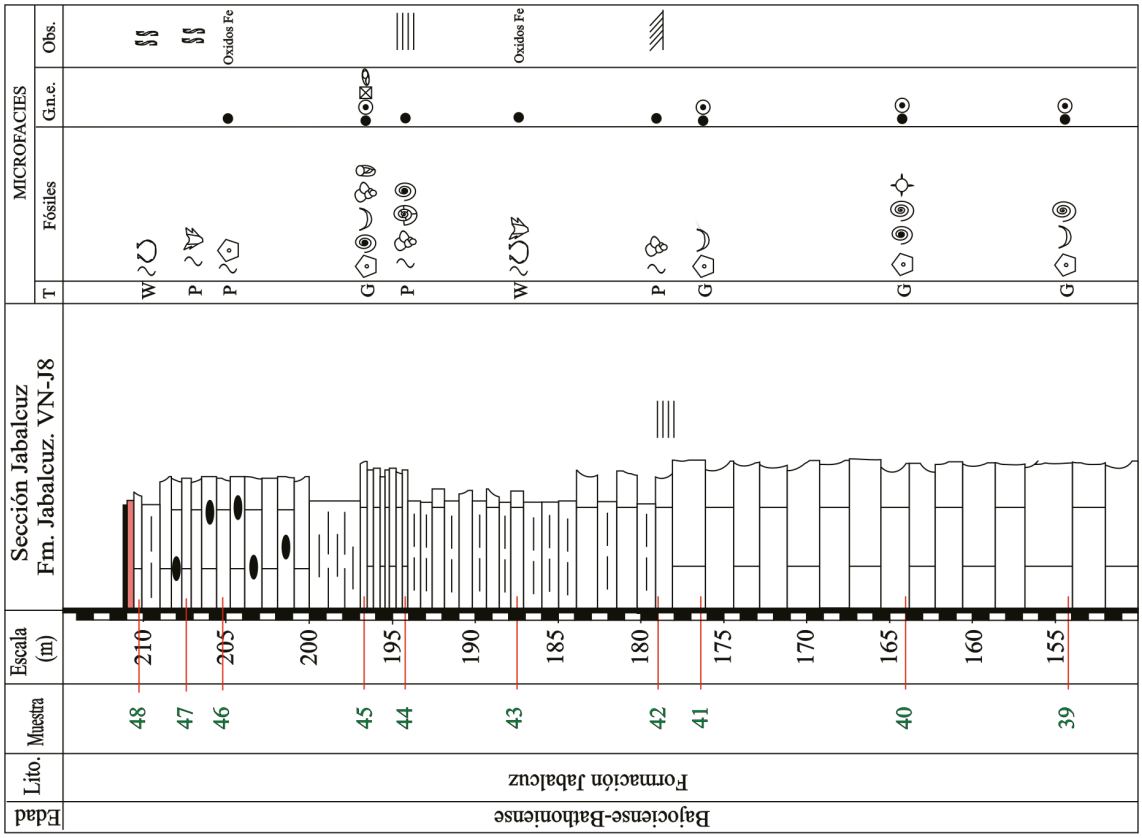

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J8
MICROFACIES
Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz
Fm. Baños
Oxidos Fe
A.R.

Figura 4.16.


Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J8
MICROFACIES
Obs.
G.n.e.
Fósiles
T
Oxidos Fe
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz

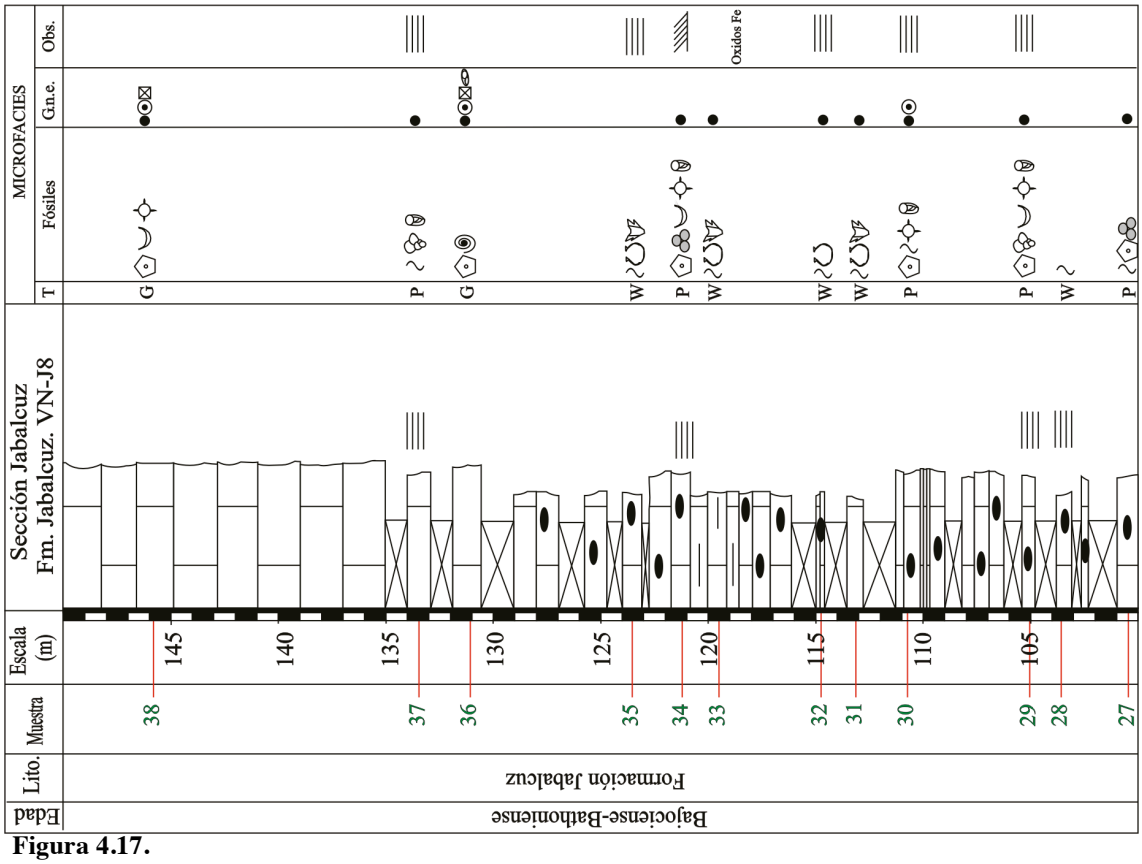

Sección Jabalcuz
Fm. Jabalcuz. VN-J8
MICROFACIES
Obs.
G.n.e.
Fósiles
T
Oxidos Fe
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Jabalcuz

Figura 4.17.

La relación vertical de facies descrita en las columnas se corresponde con la relación lateral de facies observada en los afloramientos, cumpliéndose así la Ley de Walther. Un ejemplo de esta relación lateral de facies se ha estudiado en el afloramiento del techo de la Formación que comprende las columnas estratigráficas J1 y J2 (Figs. 4.18 y 4.19). En estos paneles estratigráficos bidimensionales se puede apreciar como la facies de calizas de peloides y filamentos (F-V), puede aparecer lateral y verticalmente relacionada con la facies de calizas oolíticas y peloidales (F-III). En concreto, la relación vertical y lateral de facies que se puede observar es la siguiente: 1) subfacies de peloides y filamentos con alto contenido micrítico (F-V-1); 2) subfacies de peloides y filamentos con bajo contenido micrítico (F-V-2) y 3) facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III). Todas estas facies aparecen erosionadas por la facies de brecha F-I.2, sobre la que aparece un estrato discontinuo de facies de calizas de peloides y filamentos (F-V), para terminar los últimos metros de la Formación en este afloramiento, con la facies de lumaquela de filamentos (F-VI). En el afloramiento se puede observar como lateralmente, hacia el S, hacia la sección J1, desaparece la facies de brecha, la facies de calizas de peloides y filamentos aparece cubierta directamente por la lumaquela y como los estratos con estratificación cruzada (F-III) se van acuñando lateralmente hacia la misma dirección en la que buzan los *foresets* de la estratificación cruzada.

Finalmente, en la figura 4.20, aparece la distribución geográfica de las distintas series, así como una representación esquematizada de las mismas donde se observa la distribución vertical de las distintas facies descritas.

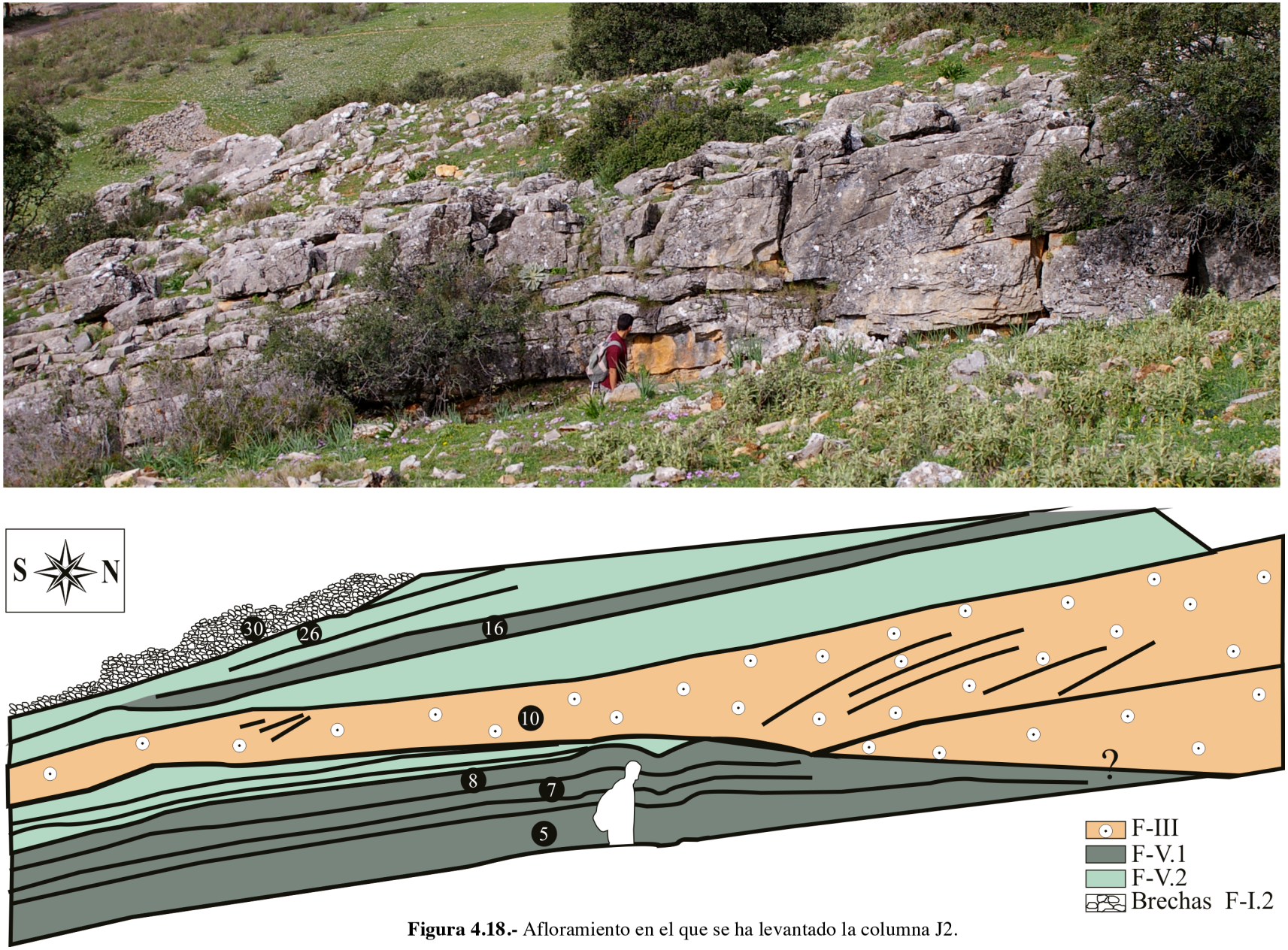


Figura 4.18.- Afloramiento en el que se ha levantado la columna J2.

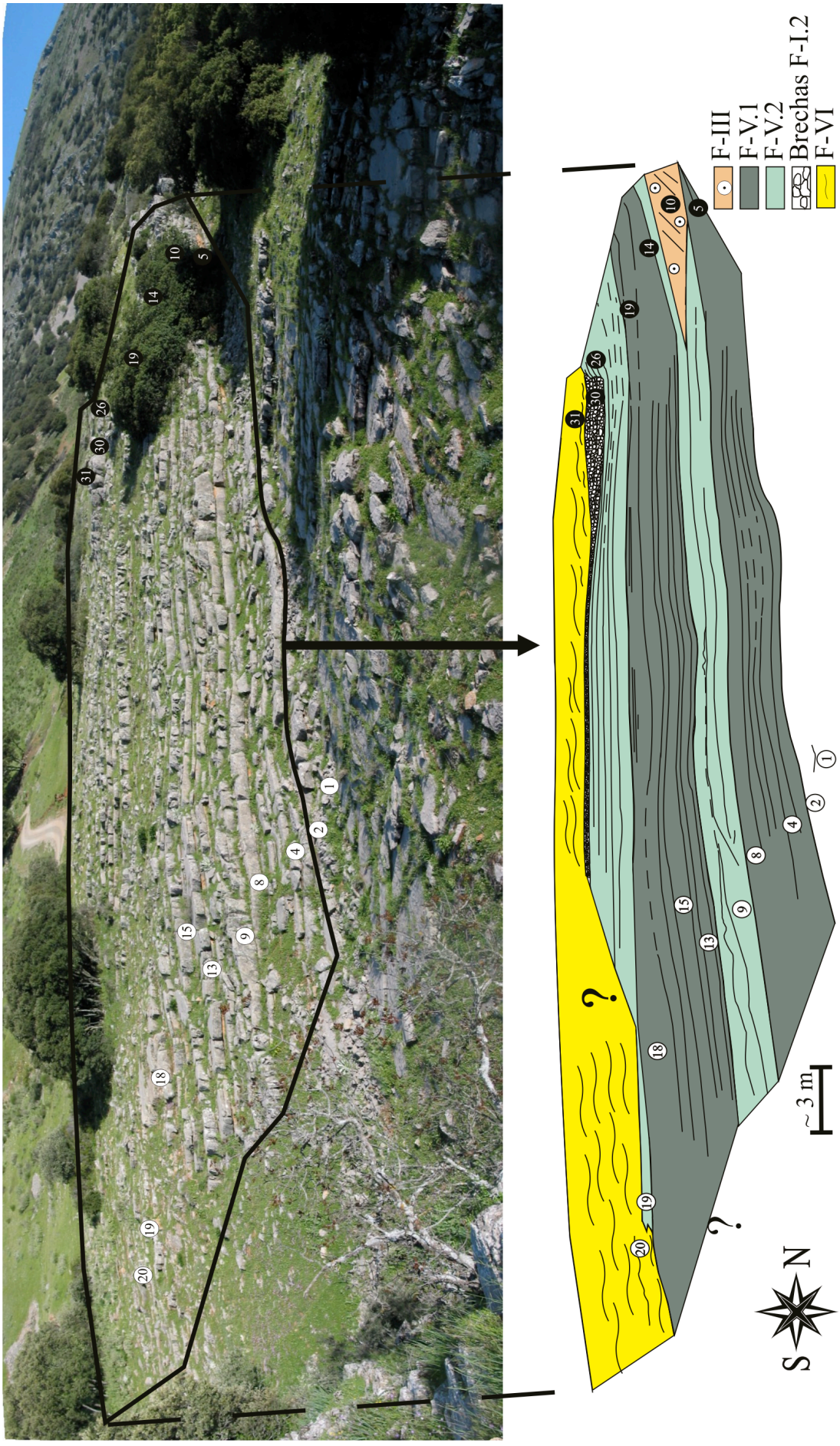


Figura 4.19.- Panel de correlación entre la sección J1 (números de color negro) y la sección J2 (números de color blanco).

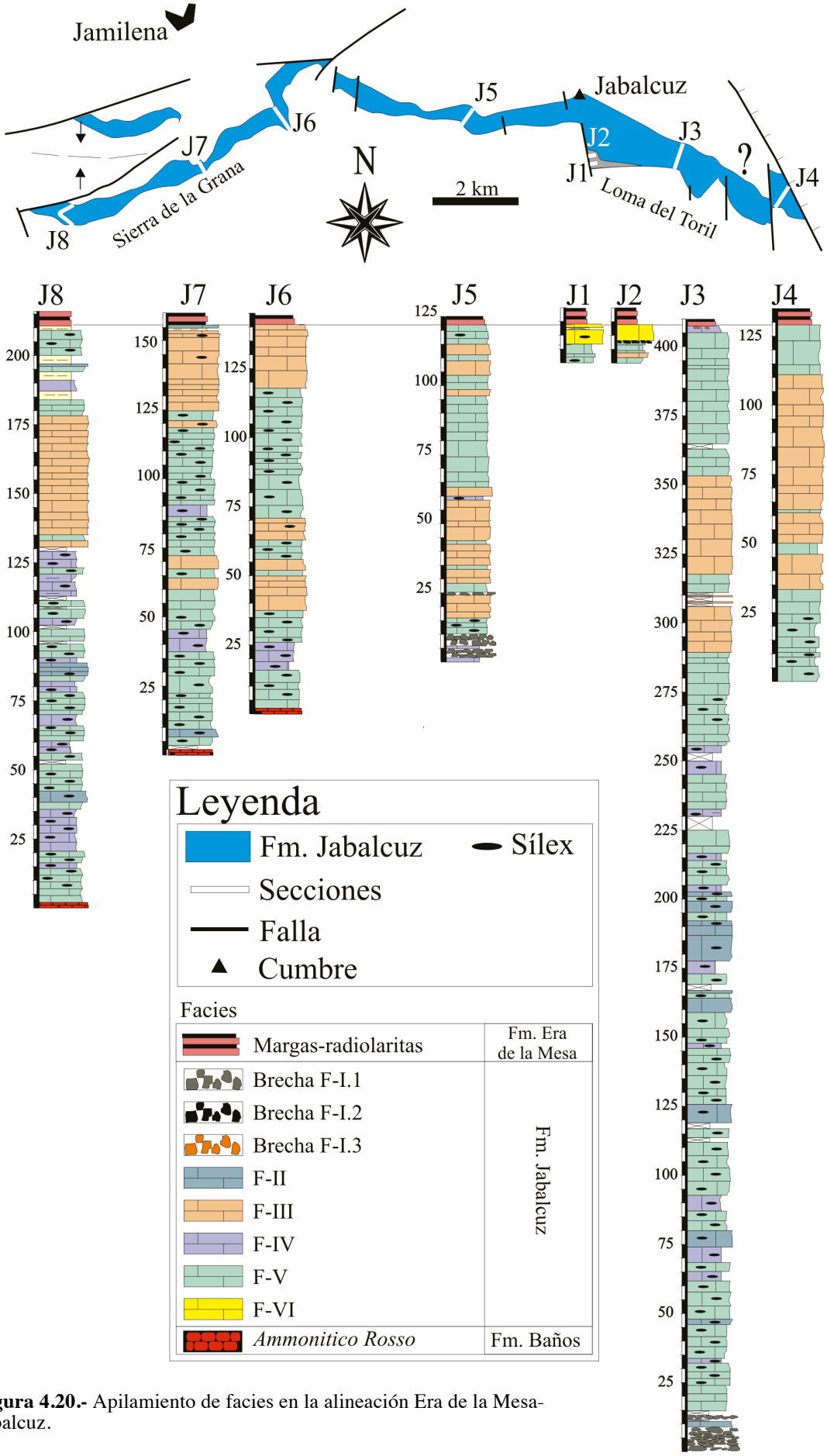


Figura 4.20.- Apilamiento de facies en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz.

4.2.2.III.- VARIACIONES LATERALES DE LAS CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARIAS DEL MURO Y TECHO DE LA FORMACIÓN.

Al estudiar las secciones descritas con anterioridad, se observaron claras diferencias en las características del techo y el muro en las distintas secciones, lo que llevó a la realización de una cartografía de detalle del muro y el techo de la Formación (Fig. 4.21).

Como se puede apreciar en la figura 4.21, el muro de la Formación en su afloramiento más occidental, hacia la base de la sección J8, es un contacto neto que pone en contacto la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la formación inferior, Fm. Baños, con las calizas de color gris de la base de la Fm. Jabalcuz (Fig. 4.21A). Esta situación se va a mantener igual a lo largo del muro de la Fm. Jabalcuz hacia el E, hasta un poco después de la base de la sección J6 donde el contacto entre las dos formaciones empieza a aflorar de forma discontinua (línea discontinua en Fig. 4.21), hasta llegar a una falla de dirección E-O. Hacia el E de esta falla, hasta un poco antes de la base de la sección J5, en el techo de la Fm. Baños sigue aflorando la facies *Ammonitico Rosso*, primero de forma discontinua (línea discontinua) y posteriormente de forma continua (línea continua). Por el contrario, en esta zona, en la base de la Fm. Jabalcuz aparecen ya brechas de tipo F-I.1 junto con *slumps* (Fig. 4.21B). A partir del muro de la sección J5, la facies *Ammonitico Rosso* pasa lateralmente a calizas tableadas con una tenue nodulización (base de la sección J5) y posteriormente a estratos calizos con techos nodulosos con la presencia esporádica de ammonites (Fig. 4.21C). En toda esta zona se puede apreciar como las brechas y *slumps* engloban a materiales tanto del techo de la Fm. Baños como a los de la base de la Fm. Jabalcuz (Figs. 4.21B-D). A partir del vértice del Jabalcuz hacia el E, las calizas nodulosas dejan de aflorar y los *slump* dejan de aparecer, quedando delimitada la base de la Fm. Jabalcuz por un nivel discontinuo de brechas de tipo F-I.1 de potencia variable. Desde la base de la sección J3 hacia el E, no aflora el muro de la Formación.

En cuanto al techo de la Fm. Jabalcuz, en su parte más occidental, como se ve en el techo de las secciones J7 y J8, se pasa de las calizas oolíticas de la Fm. Jabalcuz a las facies interestratificadas de margas y radiolaritas de la Fm. Era de la Mesa de forma relativamente gradual. Entre la sección J7 y J6, el techo deja de ser gradual y hacia el E, en la sección J6, el techo de la Formación aparece como una superficie neta donde sólo se aprecian, de forma dispersa, pequeños nódulos de hierro de tamaño milimétrico (Fig. 4.21E). Esta superficie se mantiene con las mismas características hacia el E hasta las inmediaciones del techo de la sección J5, área en la que aparece un *hardground* bien desarrollado. Este está representado por una superficie con perforaciones de litófagos, *burrows* rellenos de una marga de color amarillo y con costras y nódulos de hierro de tamaño centimétrico (Fig. 4.21F). Si se continúa hacia el E, poco después del techo de la sección J5, encontramos un pequeño afloramiento de brechas de tipo F-I.2 culminando la Fm. Jabalcuz, pero en toda esta zona la superficie del techo de la Formación vuelve a carecer de los rasgos propios de un *hardground*. Así se mantiene la superficie del techo de la Formación hasta los afloramientos más orientales del mismo, si bien con las siguientes particularidades: por un lado, junto a una de las fallas que afectan al techo de la Formación con dirección aproximada N-S, aparece el afloramiento representado en las figuras 4.18 y 4.19, donde se localizan las facies de lumaquela de filamentos (Fig. 4.21G). En este afloramiento, el techo de la Formación viene definido por una superficie neta delimitada por el techo de un estrato de lumaquela de filamentos en su versión más micrítica. Esta superficie presenta tonos ocres por la presencia de óxidos de hierro.

Por último, la otra particularidad que presenta el techo de la Formación en este área oriental se puede observar algo más al E y consiste, como ya se ha descrito en apartados anteriores, en la presencia de pequeños niveles centimétricos de brechas de facies tipo F-I.3 (Fig. 4.21H, parte superior derecha), sobre la que se superpone un estrato con facies de calcisferas y filamentos muy bioturbada (Fig. 4.21H, parte inferior izquierda).

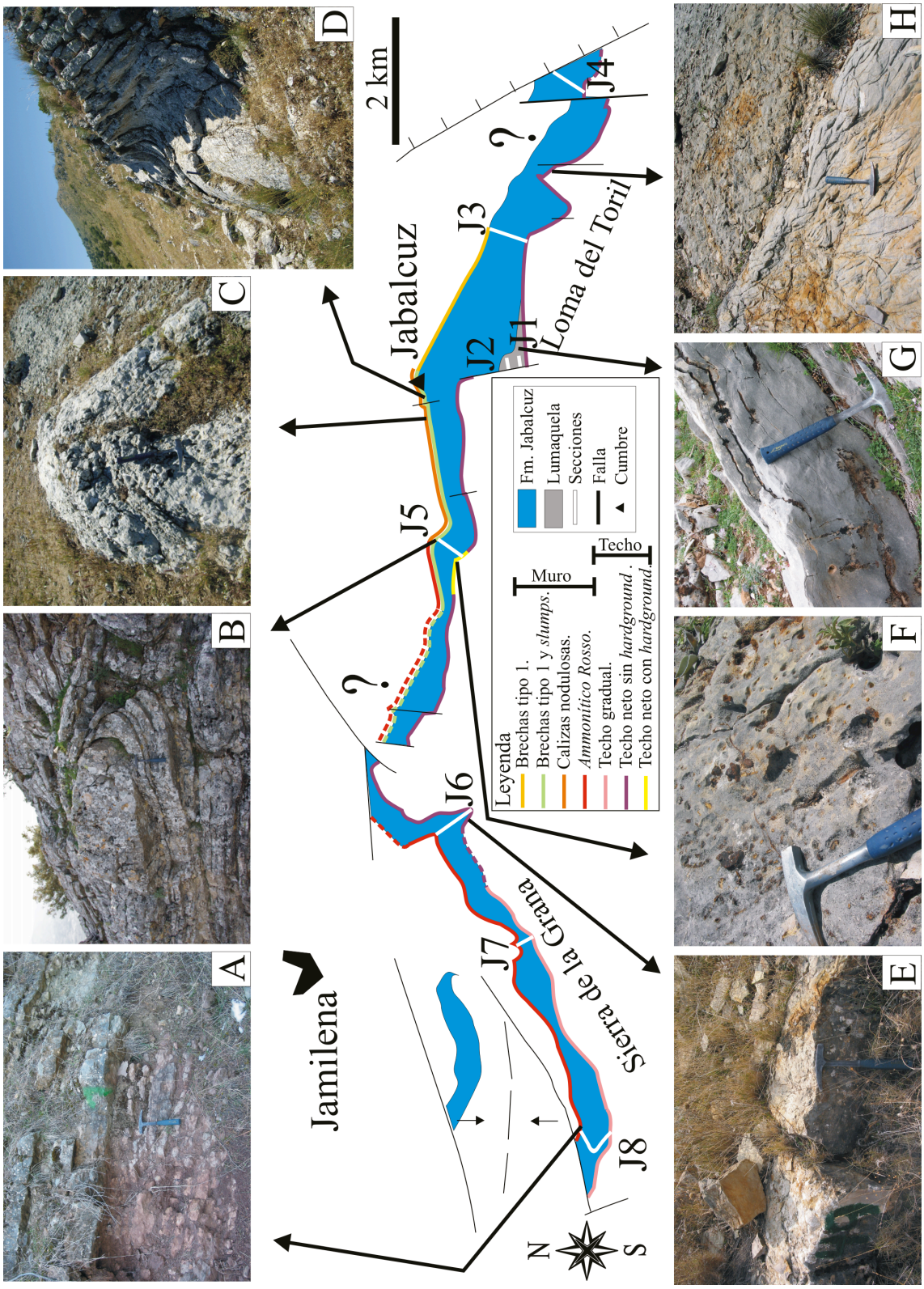


Figura 4.21.- Variaciones sedimentarias en muro y techo de la Fm. Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz.

En este caso, tanto las brechas como los materiales suprayacentes presentan tonos ocres debidos a óxidos de hierro.

Tanto en el techo como en el muro de la Formación se han observado fallas con un salto variable de 5 a 10 m que, en la mayoría de los casos, presentan como bloque levantado el más oriental.

4.2.2.IV- PALEOCORRIENTES Y PALEOPENDIENTES.

En este apartado se hace un análisis de las paleocorrientes deducidas a partir del análisis de estratificaciones cruzadas y orientación de belemnites, así como el análisis de las paleopendientes deducidas del estudio de la orientación de las charnelas de *slumps* en distintos afloramientos.

En el área donde se han levantado las secciones J1 y J2, a unos 25 m por debajo del techo de la Formación, se localiza el afloramiento de la figura 4.22. En éste hay un *set* de estratificaciones cruzadas correspondiente a la facies F-III con estratos de *foresets* de 12 cm de potencia (Fig. 4.22A). Los planos de estos estratos de *foresets* que buzan 9º hacia N190ºE, aparecen truncados en su parte superior por otros estratos de 7 cm de potencia que buzan 16º hacia N282,4ºE (Fig. 4.22B). Estudiando el resto del afloramiento se observa que el *set* de estratificación cruzada inferior es el que domina, y por lo tanto, define la principal dirección de migración.

En la figura 4.23 se presenta el análisis de todas las medidas de paleocorrientes, tanto lineales (belemnites) como planares (estratificación cruzada), que se han encontrado en el área donde aparece la facies de lumaquela de filamentos. En el apartado A se presenta el cálculo del vector principal de las medidas de estratificación normal. En B, el cálculo del vector principal de las medidas de estratificación cruzada principal. En C el cálculo del vector principal de las medidas de estratificación cruzada secundaria. En D, la rotación de eje horizontal de los vectores principales calculados en A,

B y C. En E se ha definido la rosa de los vientos que muestra la paleocorriente principal (rojo) y la secundaria (violeta). En F se ha llevado a cabo la rotación de eje horizontal de las alineaciones definidas por los belemnites situados en la zona A de las brechas de tipo F-I.2, y el cálculo del vector principal, con su error y la representación de las paleocorrientes definidas en un diagrama de rosa de los vientos. Finalmente en G y H se ha hecho lo mismo que en F para los belemnites de las zonas B y C de las brechas de tipo F-I.2 respectivamente.

Así, una vez abatidas todas las medidas, resulta que la paleocorriente principal se dirigía hacia N192,5ºE y la secundaria hacia N282,4ºE. Por otro lado, las alineaciones definidas en las tres zonas de acumulación masiva de belemnites, marcan la dirección de transporte adscrita a las brechas en las que están incluidos estos (F-I.2). Estos belemnites marcan una dirección de transporte hacia N231,7ºE en la zona A, N228,1ºE en la zona B y N230,3ºE en la C (Fig. 4.23 y 4.24).

La misma metodología que se ha llevado a cabo en este afloramiento, se ha utilizado en el resto de puntos de medida distribuidos a lo largo de toda la Formación (Fig. 4.25). En esta figura, 4.25, se han representado directamente las rosas de los vientos con las paleocorrientes y paleopendientes principales definidas por los elementos planares y lineales medidos, una vez llevadas las medidas a su posición horizontal. Para cada una de las estaciones de medida de los *slumps* se han utilizado 5 medidas de las charnelas de *slumps* y para hallar la rosa de los vientos del resto de afloramientos con estratificaciones cruzadas se han utilizado para cada uno de ellos, 10 medidas de estratificaciones cruzadas y otras 10 de estratificación normal.

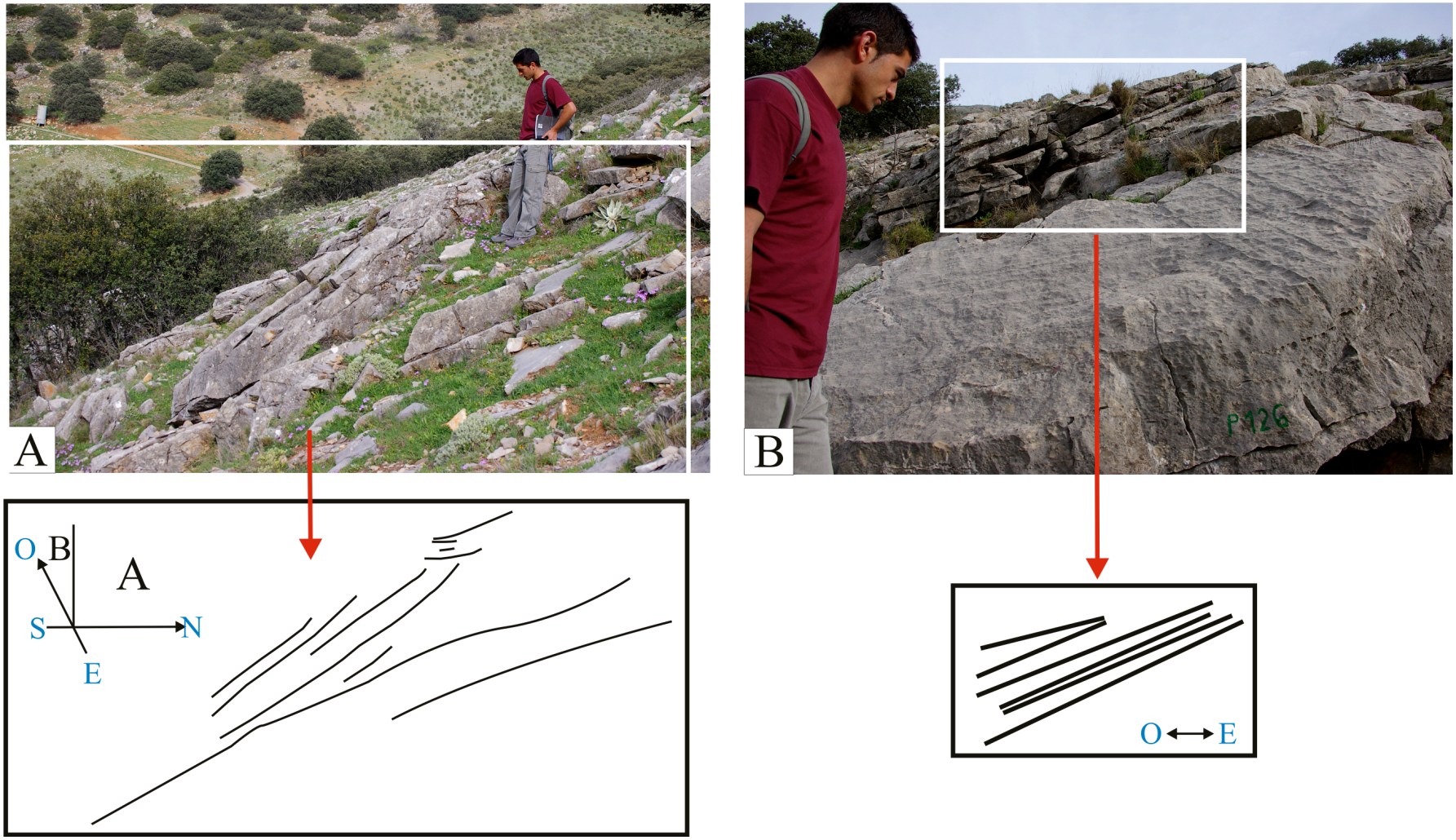


Figura 4.22.- A- Estratificación cruzada donde los *foresets* buzan hacia el S. En esta foto se observa como el *set* de estratificación cruzada inferior aparece truncado por el *set* de estratificación cruzada superior. **B**- Esta foto muestra el *set* de estratificación cruzada superior en la dirección E-O.

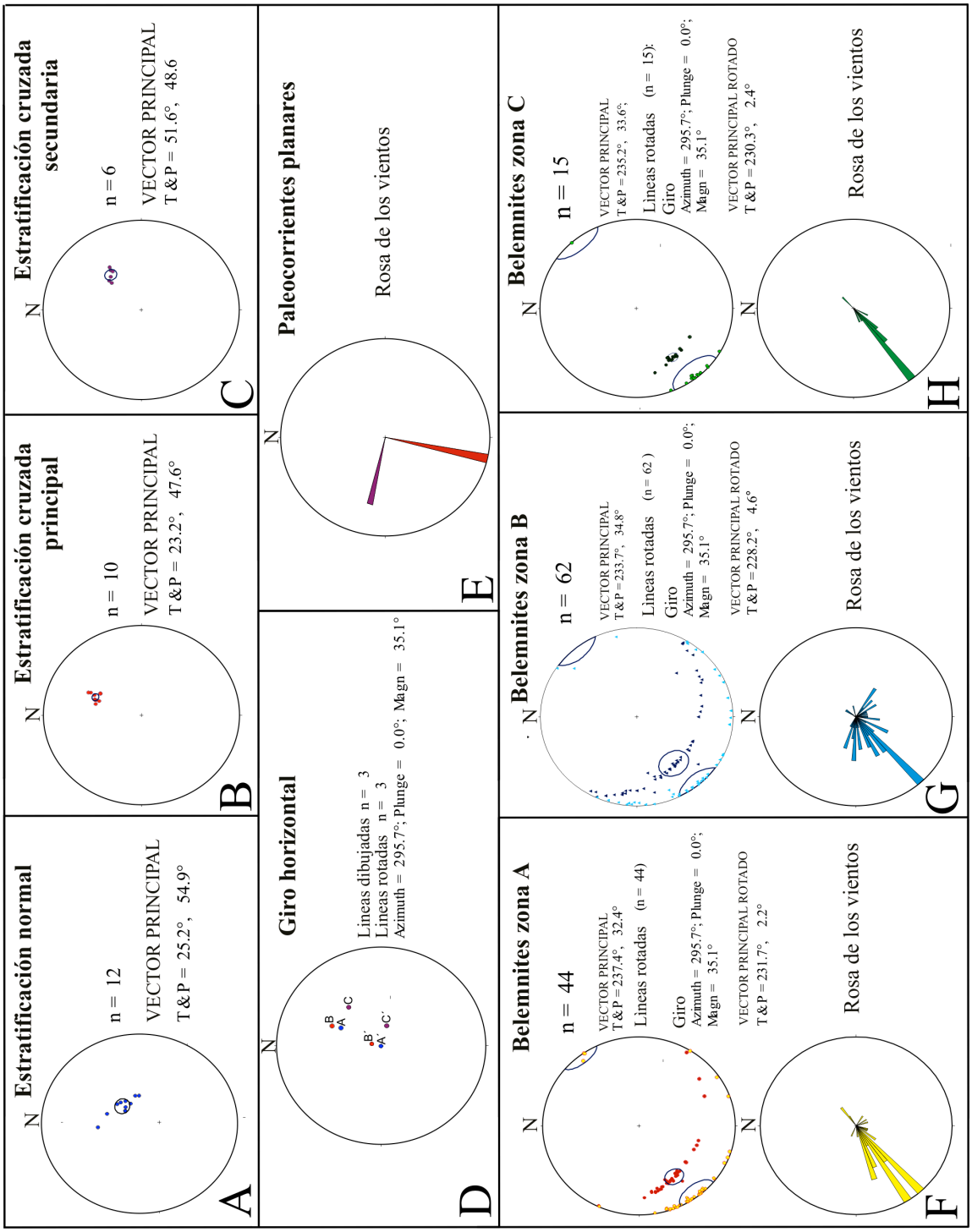


Figura 4.23.- Paleocorrientes medidas en el afloramiento. Explicación en el texto. Estereográfica equiareal.

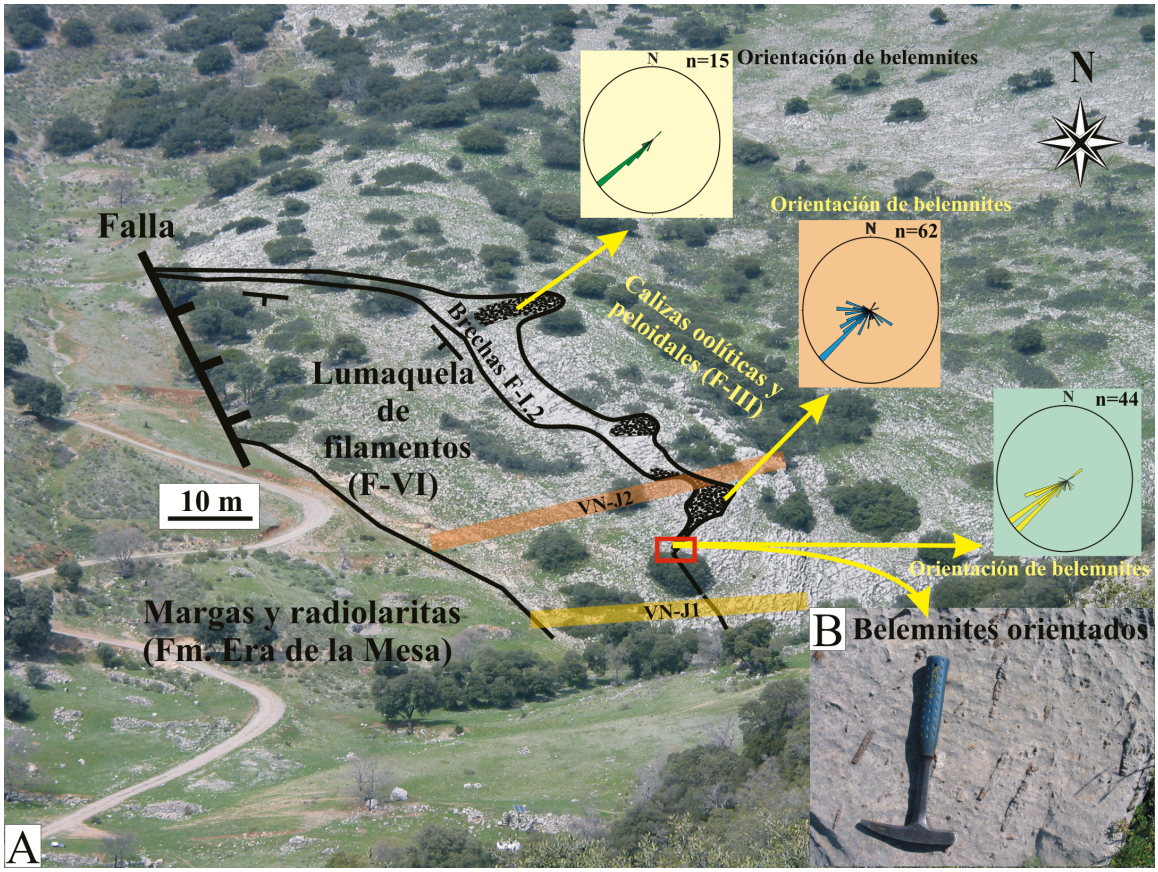


Figura 4.24.- A- Imagen de la planta del afloramiento donde aflora la lumaquela de filamentos en la parte más alta de de la Fm. Jabalcuz. Cartografía de detalle de las facies presentes con la localización de las zonas de acumulaciones de belemnites dentro de las brechas de tipo F-I.2. Localización de las dos columnas estratigráficas J1 y J2 descritas en el texto. En esta figura se puede ver la adaptación de los estratos al movimiento de la paleofalla. **B**- Orientación preferente de belemnites en la zona A de las brechas.

Como se puede apreciar en la figura 4.25, las charnelas de los *slumps* de la base de la Formación indican una paleopendiente que buzaría hacia el SSO. Hacia la mitad de la serie estratigráfica se han encontrado estratificaciones cruzadas en el nivel nº 45 de la sección J6 y en afloramientos justo al N de ésta, que indican una sentido de las paleocorrientes hacia N211ºE y hacia N203ºE respectivamente. En la sección J7, en el nivel nº 13 de la serie, a 35 m del muro, aparecen *slumps* que indican una paleopendiente hacia N172ºE y en el nº 36 (a 103 m del muro) aparecen de nuevo *slumps* que indican un buzamiento de la paleopendiente hacia N160ºE. Finalmente, hacia el techo de la Formación, junto a las secciones J1, J2 y J3, aparecen las paleocorrientes más orientales de entre las encontradas, que indican una migración general de los cuerpos sedimentarios hacia el SSO que coincide con lo deducido de los afloramientos anteriormente comentados.

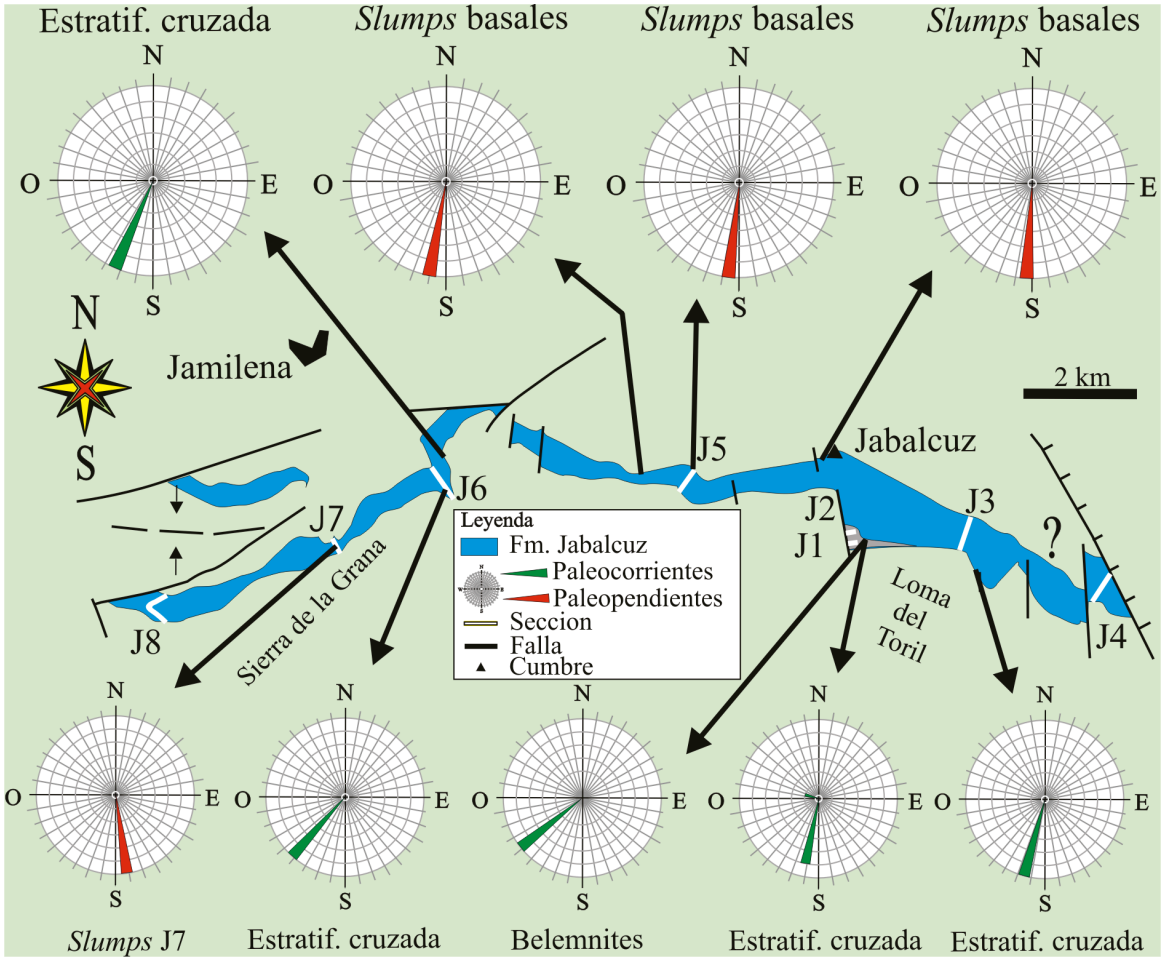


Figura 4.25.- Paleocorrientes y paleopendientes de la Fm. Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz.

4.2.2.V- INTERPRETACIÓN DE FACIES.

F-I.- Facies de brechas.

F-I.1.- Brecha clasto-soportada de tipo 1. Las características que presentan los clastos que aparecen en esta brecha, que recuerdan fielmente a las calizas tableadas de la Fm. Baños, su carácter heterolítico con mezcla de cantos de calizas oolíticas y sobre todo, su frecuente asociación con *slumps*, sugieren que estas brechas se pueden interpretar como brechas intraformacionales. La presencia de una matriz oolítica y peloidal, indica que estas brechas probablemente fueron retrabajadas por un flujo friccional (no cohesivo), que se creó

a partir de la mezcla de oolitos y los clastos descritos. Los dos tipos de clastos que aparecen en la brecha presentan distinta procedencia. Por un lado, los clastos micríticos de tipo "a", proceden probablemente, por su forma tabular y sus microfacies, de las calizas tableadas hemipelágicas de la formación infrayacente (Fm. Baños), mientras que por otro lado los pocos clastos encontrados con ooides y peloides, clastos de tipo "b", procederían de las áreas litificadas de la Fm. Jabalcuz que ya habría comenzado a depositarse en áreas someras.

F-I.2.- Brecha clasto-soportada de tipo 2. La matriz formada por granos de tamaño arena y la orientación subparalela de los belemnites, sugieren que esta brecha se formó a partir de un flujo friccional que transportaba partículas discretas pendiente abajo. Los dos tipos de clastos "a" y "b" diferenciados en estas brechas, indican áreas fuente diferentes: los ooides que aparecen en los clastos de tipo "a" normalmente se han interpretado como ooides formados en ambientes marinos restringidos o salobres someros con periodos intermitentes de alta energía (Strasser, 1986); en cambio, los peloides de lodo y los granos esqueletales que caracterizan los clastos de tipo "b", indican que estos proceden de un ambiente marino abierto de baja energía. Además, los tipos de aloquímicos que aparecen en la matriz de estas brechas (ooides, peloides, etc.), normalmente aparecen asociados a depósitos marinos someros como las barras de arena calcárea que se forman en ambientes de alta energía (Steinhoff y Strohmenger 1996).

Las diferentes áreas fuente que presentan los clastos de las brechas y la matriz, el muro erosivo, techo irregular, gradación normal de los clastos y el paso vertical de estas brechas a las facies de lumaquela (interpretadas posteriormente como tempestitas) a partir de una capa discontinua de facies de peloides y filamentos (F-V), sugieren que el flujo friccional que formó esta brecha estuvo relacionado con

tormentas. Las corrientes de estas tormentas podrían haber retrabajado los clastos de tipo "b" hacia zonas más someras mezclándolos con los clastos de tipo "a" y la matriz. Finalmente esta brecha sería transportada hacia la cuenca por la corriente de resaca de dichas tormentas. Estas brechas se pueden comparar con la parte basal del modelo de tempestitas de Aigner (1985) o con la "división I" del modelo de tempestitas de Molina *et al.* (1997).

F-I.3.- Brecha matriz-soportada. Como ya se adelantó en el apartado descriptivo, esta facies aparece en zonas muy localizadas del techo de la Formación. Donde aflora (p. e., en el techo de la sección J3 y en afloramientos más orientales), se ha observado como por encima de estas brechas aparece un estrato con facies de calcisferas y filamentos con laminación paralela debida a la alineación de filamentos en determinados niveles (Fig. 4.21H). Esta laminación se pierde hacia el techo del estrato debido a la intensa bioturbación. Todos estos datos, junto con la presencia lateral de las brechas previamente interpretadas, inducen a pensar que las brechas descritas son en realidad la parte basal de una tempestita, que se correspondería con la "división I" de Molina *et al.* (1997) y el estrato superior en facies de calcisferas y filamentos con laminación paralela y bioturbación hacia techo, se interpretaría como la "división II" del mismo modelo.

F-II.- Facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas.

La presencia de ooides que se forman en distintos ambientes (Strasser, 1986), la relativa abundancia de intraclastos y el hecho de que este tipo de facies aparezca asociada a las facies F-IV y F-V, nos lleva a interpretar esta facies como resedimentadas. No se han observado evidencias que indiquen que este tipo de depósito proceda de flujos originados por tormentas o flujos gravitatorios. En este último caso correspondería a flujo de granos (*grain flows*; Middleton y Hampton, 1973, 1976; Mulder y Alexander, 2001; Flügel, 2004; Titschack *et al.,* 2005).

F-III.- Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada.

La presencia de ooides que se corresponden con los tipos 1 y 3 de Strasser (1986), implica una alta energía del medio. Esto, junto con la buena granoselección y la presencia de estratificaciones cruzadas, hace que este tipo de facies se haya interpretado como bancos oolíticos que migran en un ambiente submareal somero (menos de 10 m; Tucker y Wright, 1990; Gischler y Lomando, 2005) de moderada a elevada energía. Las envueltas micríticas o la total micritización que pueden presentar los ooides podrían indicar la existencia de áreas tranquilas, más estables, formadas cuando los bancos oolíticos fueran temporalmente inactivos. Esta micritización puede ser causada por la actividad perforadora microbial que se produce durante la sedimentación y la diagénesis temprana (Bathurst, 1966; Margolis y Rex, 1971; Kobluk y Rist, 1977), o por la calcitización in-situ de los ooides aragoníticos (Popp y Wilkinson, 1983; Friedel, 1995).

F-IV.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

Este tipo de facies se han interpretado como depósitos formados en un ambiente marino abierto de baja energía donde la escasa tasa de sedimentación favorece la intensa bioturbación y mezcla de microfacies. La particularidad que presenta esta facies es la presencia de laminación paralela por acumulación de calcisferas. Estas laminaciones podrían corresponder a los tipos de tempestitas distales del modelo de Molina *et al.* (1997). Aunque, no puede descartarse su origen a partir de flujos turbidíticos.

F-V.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

Esta facies se ha interpretado como depósitos asociados a medios marinos abiertos. La laminación cruzada que aparece asociada a la subfacies F-V.2 se ha interpretado como *ripples*. La laminación paralela debida a la alternancia de láminas de filamentos con láminas peloidales se ha

interpretado como posibles tempestitas siguiendo a Ruiz-Ortiz (1980), sin descartar su origen a partir de flujos turbidíticos. En el caso de la laminación formada por la alternancia de las dos subfacies descritas, F-V.1 y F-V.2, con mayor y menor contenido en micrita respectivamente, podrían deberse también a flujos oscilatorios relacionados con cambios entre periodos de alta y baja energía.

Se han encontrado *Nereites* asociados a las facies más micríticas (F-V.1), en un afloramiento en el que estas facies aparece asociada con las facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III) y brechas tipo F-I.2 (Figs. 4.18, 4.19 y 4.24). Este tipo de ichnofacies tradicionalmente se han interpretado como típicas de ambientes marinos profundos (talud o zonas abisales), ya que estas trazas aparecían siempre asociadas a lodos depositados por suspensión o a *mudstones* y *siltstones* de turbiditas distales (Seilacher, 1967; Bromley, 1996; MacEachern *et al*., 2007). Sin embargo, este tipo de bioturbación no está solo controlado por la profundidad del agua, sino también por el tipo de sustrato y el nivel de oxígeno (MacEachern *et al*., 2007). En los últimos años se han encontrado ichnofacies de *Nereites* asociadas a llanuras mareales carboníferas (Mangano *et al.,* 2000). Por lo tanto, parece claro que esta ichnofacies no se debe utilizar más como un índice paleobatimétrico incuestionable.

F-VI.- Facies de lumaquela de filamentos.

Uno de los rasgos característicos de este tipo de facies, es la particular forma y las estructuras internas de los estratos que recuerdan a las estructuras estromatolíticas y, más concretamente, a las mallas de algas. Esta forma se observa también con el microscopio de polarización. A esta escala, la laminación ondulada formada por la acumulación masiva de filamentos, aparece rota por rasgos que indican deformación y adaptación (Lámina 4.4). La presencia de este tipo de estructuras y la estilolitización observada en los afloramientos, sugieren que la presión litostática de los sedimentos suprayacentes y la alta tasa de compactación (en algunos casos

compactación diferencial; p. e. Lámina 4.4, foto F), fueron los principales factores de su origen. Tipos de morfologías similares también se han descrito como consecuencia de movimientos sísmicos (Rodríguez-Pascua, 1997; Montenat *et al*., 2007). Sin embargo, la ausencia de la mayoría de las estructuras y rasgos típicos de sismitas (p. e. Montenat *et al*., 2007), no permiten la confirmación de esta posibilidad. Además, probablemente la mayoría de los estratos observados en estas facies no se corresponden con estructuras sedimentarias primarias. La homogeneidad interna de los estratos, la ausencia de bioturbación en los planos de estratificación y la presencia de estilolitos, son suficientes argumentos para considerar un origen secundario para estas superficies de estratificación.

La ausencia o escasez de organismos bentónicos con esqueleto calcítico (como los braquiópodos, equinodermos o foraminíferos) puede indicar condiciones desfavorables del fondo marino para el desarrollo de una comunidad bentónica diversificada (Rivas *et al*., 1997), o simplemente podría ser consecuencia del diferente comportamiento hidrodinámico que presentan los distintos granos frente a las condiciones de tormentas. En este sentido, las capas de conchas han sido interpretadas como hiatos, como depósitos de *lag* asociados a tormentas o como concentraciones biogénicas primarias, entre otros orígenes. (Kidwell, 1991; Fürsich y Oschmann, 1993; Rivas *et al*., 1997; Fürsich y Pandey, 2003). Las capas de conchas monoespecíficas, con valvas rotas y desarticuladas sin signos de abrasión o bioerosión, indican un breve periodo de transporte y depósito, similar al originado por los flujos de tormentas (Fürsich y Oschmann, 1993). La laminación horizontal de las facies de peloides y filamentos que aparecen asociadas a las facies de filamentos, ha servido para interpretarlas como tempestitas (Ruiz-Ortiz, 1980; Rivas *et al*., 1997; Tomanových, 2005).

En este caso, el origen de la acumulación de filamentos parece estar relacionado con las tormentas, pero probablemente se dio en un ambiente donde también las condiciones del fondo oceánico eran desfavorables para el desarrollo de una diversa comunidad bentónica.

4.2.2.VI- Interpretación de las paleocorriente y paleopendientes medidas.

El análisis de las paleocorrientes y paleopendientes realizado a lo largo de toda la Formación en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, se puede acometer desde una perspectiva temporal, es decir, analizando las medidas obtenidas desde la base al techo de la Formación. En concreto, en la base y parte baja de la Formación encontramos indicadores de paleopendientes, *slumps.* Éstos al formarse tenderán a disponer sus charnelas en una dirección estadísticamente perpendicular a la línea de máxima pendiente. Ésta, en función de la vergencia de los *slumps*, tenía un sentido aproximado hacia N190ºE. Esto revela que cuando se empezó a formar la plataforma, la pendiente principal buzaba hacia el SSO.

Hacia la mitad de la serie, al SSE del pueblo de Jamilena, Ruiz-Ortiz (1982), describió la presencia de estratificaciones cruzadas de gran escala que, aunque presentaban una cierta dispersión, indicaban una dirección principal de migración de los cuerpos oolíticos hacia el SO. Durante la realización de esta Tesis se ha corroborado la dirección principal de migración de los cuerpos oolíticos en esta área, lo que confirma la dirección de migración de los bancos oolíticos hacia esa dirección. Hacia la mitad de la serie, en la sección J7, se han medido *slumps*. Éstos aparecen en los niveles nº 13 y 36 de la serie describiendo una paleopendiente que buzaba hacia el SSE. Este dato, al ser ligeramente distinto al resto de paleopendientes y paleocorrientes medidas, hay que estudiarlo con cuidado. De hecho, la poca continuidad lateral que se observa en estos *slumps* y el que la misma charnela de un *slump* pueda cambiar de dirección, hace que estas medidas no lleguen a ser del todo significativas; a pesar de esto nos indican que el buzamiento de la paleopendiente era también hacia el S a grandes rasgos.

Las paleocorrientes más orientales de todas las medidas proceden de la parte alta de la Formación. Entre ellas, las estratificaciones cruzadas planares de los bancos oolíticos indican una migración de los cuerpos sedimentarios, en términos generales, en sentido N192.5ºE, si bien de

forma local existen datos que indican migraciones en sentido perpendicular hacia N282.4ºE. En contacto discordante sobre estos bancos oolíticos se depositarían las brechas de facies F-I.2 en las que, como ya se adelantó en la interpretación de facies, los belemnites orientados indican que la dirección principal de transporte de las mismas era (N235ºE) hacia la falla que limita el afloramiento en su parte occidental (Fig. 4.24).

Todos estos datos habría que corregirlos con datos paleomagnéticos que ayudaran a indicar la orientación real de las paleocorrientes y paleopendientes medidas. No existen datos paleomagnéticos de la Fm. Jabalcuz que permitieran conocer cual era la dirección original de las paleocorrientes. En cambio Osete *et al*. (2004) describen una rotación dextrosa media de 72º ± 19º para el Jurásico Medio del Subbético Externo y Medio del sector central de la Cordillera Bética. De tal forma que si se aplica un giro de esta magnitud y sentido contrario a los afloramientos para restituirlos a su posición paleogeográfica, éstos presentarían una orientación (N35ºE) subparalela a la que se asume para el Paleomargen Sudibérico. De este modo, se asume que la paleopendiente definida se inclinaría hacia el SE, dirección hacia la que migrarían también los bancos oolíticos.

4.2.3.- Discusión.

4.2.3.I.- CORRELACIÓN DE FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

Cuando se observan todas las columnas levantadas llama la atención la variabilidad que se encuentra en la potencia de las mismas; este hecho junto con la presencia de *slumps*, brechas y fallas, interpretadas posteriormente como paleofallas, indica una gran actividad tectónica sinsedimentaria.

A la hora de correlacionar las secciones estudiadas hay que tener en cuenta la distribución de los afloramientos con respecto a las paleocorrientes y

paleopendientes medidas en apartados previos. Así, en los afloramientos de la Formación en la alineación estudiada, se observan dos sectores diferenciados. Por un lado, el sector occidental que engloba a los afloramientos de la Sierra de la Grana, los cuales están alineados en una dirección subparalela a las paleocorrientes medidas en este sector representadas por bancos oolíticos con estratificaciones cruzadas (ver apartados de paleocorrientes), por lo que la correlación entre las columnas J6, J7 y J8 mostrará una distribución de facies subparalela a la dirección de migración de las facies. Por otro lado, los afloramientos orientales presentan una orientación ESE-ONO mientras que las paleopendientes y paleocorrientes medidas en este sector son aproximadamente perpendiculares a esta dirección, por lo que la correlación de las secciones que aparecen en este sector (J5, J1, J2, J3 y J4) no es paralela a la dirección de movimiento de los bancos oolíticos, sino que es perpendicular a los mismos. Este hecho ha provocado que a la hora de acometer el estudio de la correlación de facies, éste se haya realizado en cada sector por separado.

En los afloramientos más orientales que comprenden desde la sección J4 hasta la J1 más la sección J5 (Fig. 4.26), se puede apreciar la diferencia de potencia que existe entre la sección J3 y la J5 que se interpreta como ligada a su posición en relación con un conjunto de fallas, de tal modo que la sección J3 corresponde a los sedimentos que rellenaron la zona más subsidente de un bloque hundido, mientras que la sección J5 se ha levantado en una zona más somera del bloque levantado adyacente. El hecho de que la alineación de las secciones sea perpendicular a la paleopendiente y a la migración de los bancos oolíticos, junto con la diferenciación de distintos bloques, así como la ausencia de niveles de referencia o dataciones en el interior de la Formación, hacen que no se pueda correlacionar la sección J5 con el resto, ya que al estar en distintos bloques la sedimentación en cada uno de estos podría haber evolucionado de forma distinta. Así, en la sección J3, se observa como sobre las brechas de la base que indican la gran actividad tectónica asociada al inicio de la

Formación, aparecen las facies relativamente más profundas (F-IV y F-V) con intercalaciones de las facies oolíticas, peloidales e intrabioclásticas redepositadas (F-II) rellenando el progresivo espacio de acomodación que se creaba en el bloque hundido. Hacia arriba, la presencia de las facies submareales correspondientes a los bancos oolíticos sobre los sedimentos previamente depositados, junto con las paleocorrientes y paleopendientes observadas sugiere la progradación de las facies submareales de la plataforma hacia la cuenca.

Finalmente, en el techo de la Formación en el bloque donde están las secciones desde la J1 hasta la J4, el afloramiento donde aparece la facies de filamentos, representado por las columnas J1 y J2, es de gran importancia para determinar los aspectos que dieron lugar al cese de la sedimentación carbonatada somera. De las tres unidades diferenciadas en la lumaquela (ver apartado 4.2.2), la inferior (de 3,5 m de potencia), muestra una gradación positiva en la siguiente secuencia vertical: brechas basales (1 m de potencia), *packstone* de peloides (10 cm), *rudstone* de filamentos (1,4 m) para terminar con *floatstone* de filamentos (1 m), que sugiere que su depósito fue debido a un solo evento. El espesor total indicaría que el evento que la formó fue más energético que una tormenta normal. Probablemente son sedimentos asociados a tsunamis o huracanes. El gran tamaño de los clastos de la capa de brechas, su alta heterometría y su base erosiva son rasgos similares a los que presentan los depósitos relacionados con tsunamis (Dawson y Stewart, 2007). Sin embargo no se han observado otros rasgos típicos de depósitos de tsunami como clastos de mayor tamaño (Noda *et al*., 2007; Morton *et al*., 2007; entre otros) o diques sedimentarios y estructuras relacionadas que indican un escape violento de los fluidos (Cantalamessa y Di Celma, 2005; Le Roux y Vargas, 2005). Alternativamente, estas brechas pudieron ser depositadas por huracanes. De hecho, la reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática deducida para el Jurásico (Marsaglia y Klein, 1983), muestra que los huracanes son la opción más probable.

Cada una de las tres unidades diferenciadas en la lumaquela de filamentos representa un evento diferente. En la unidad inferior, siguiendo el modelo de Molina *et al*. (1997), las facies de brechas podrían representar la División I y la lumaquela de filamentos suprayacente, con el paso de una textura *rudstone* a una *rudstone-floatstone*, la División II del mismo modelo de tempestitas. A su vez, solo la División II quedaría registrada en la unidad intermedia y superior, formadas por la acumulación de filamentos.

La falla que limita el afloramiento hacia el O (Fig. 4.24) es interpretada como una falla sinsedimentaria. Los principales argumentos que soportan dicha interpretación son la dirección del arrastre observada de los estratos que indican el movimiento de la falla contrario al que debería tener si fuera una falla actual (Fig. 4.24), la ausencia de brechas y/o depósitos de lumaquela de filamentos en uno de los bloques (el más occidental) de la falla y el hecho de que el máximo espesor de los depósitos de filamentos se alcanzan en las proximidades de la falla. Se ha deducido que esta paleofalla dio lugar a una pequeña cuenca de tipo semi-graben en la plataforma, que fue rellenada por los depósitos transportados por los huracanes. La paleocorriente medida (antes de descontar la rotación indicada por los datos paleomagnéticos; N235ºE) indicada por la orientación de los belemnites de la brechas muestran que las eventitas se acumulaban oblicuamente hacia la falla (Fig. 4.24). Las pequeñas conchas de bivalvos fueron acumuladas por los huracanes en esta pequeña cuenca formada en la plataforma que actuó como una trampa de sedimento.

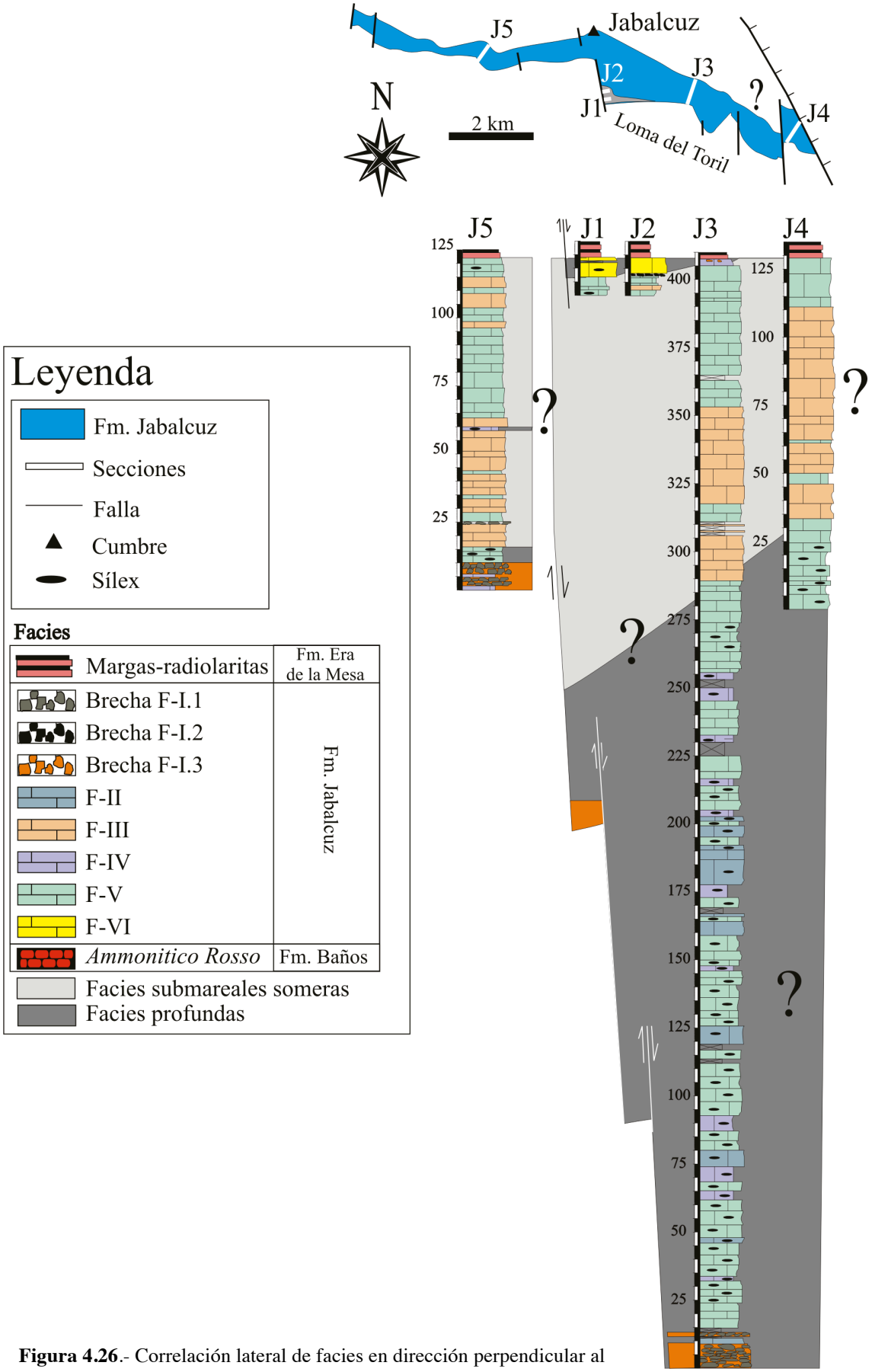


Figura 4.26.- Correlación lateral de facies en dirección perpendicular al desplazamiento de los bancos oolíticos. Explicación en el texto.

En los afloramientos occidentales, una vez efectuada la correlación de facies en todas la secciones levantadas (Fig. 4.27), se puede observar como sobre la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Baños, se empiezan a depositar las facies relativamente más profundas (F-IV y F-V) con intercalaciones de la facies oolíticas, peloidales e intrabioclásticas redepositadas (F-II), de forma similar a la parte inferior de la sección J3, aunque en este caso estas facies están directamente sobre la Fm. Baños sin la presencia de las brechas F-I.1. A continuación, hacia la mitad de las series, se observa como la facies de calizas oolíticas y peloidales solapa a las relativamente más profundas al mismo tiempo que se van acuñando desde la sección J6 a la J8, de tal forma que en la sección J8 no llegan a aparecer. El hecho de que los *set* de estratificación cruzada asociados a esta facies de calizas oolíticas y peloidales aparecieran entre facies relativamente más profundas, hizo que en un primer momento se estudiara la posibilidad de que pertenecieran a cuerpos oolíticos con estratificación cruzada que se formaban a mayor profundidad que la que representaban los bancos oolíticos submareales. Este tipo de estructuras se han descrito tanto en medios marinos actuales a profundidades entre 40 y 60 m en la plataforma balear, España (Fornós y Ahr, 1997), a profundidades entre 90 y 100 m en la plataforma abierta y el talud de las islas Miyako, Japón (Tsuji, 1993), entre 85 y 550 m en la plataforma externa y el talud de la costa E de Brasil (Viana *et al*., 2002), como en la rampa carbonatada con ruptura de pendiente distal del Mioceno Superior de Menorca, España, a profundidades normalmente inferiores a 150 m (Pomar *et al*., 2002). En el caso estudiado, las superficies de *foresets* describen una dirección de migración de los bancos oolíticos desde J6 a J8, el mismo sentido de buzamiento de la pendiente que se interpreta a partir de la distribución de facies, hecho que junto con los rasgos texturales que caracterizan estos bancos oolíticos (F-III), descartan su interpretación como bancos oolíticos formados a mayor profundidad. Estos últimos, aparte de presentar una textura de arenas esqueletales retrabajadas similar a la descrita para la facies F-II, se suelen formar por corrientes paralelas a las cotas de nivel. Pomar *et al*. (2002) también describen *grainstone* en estratificación cruzada asociada a

barrancos formados en la rampa, pero en este caso los *foresets* buzan pendiente-arriba. Por todo ello, lo más lógico es pensar que estos bancos oolíticos migraban hacia la cuenca principalmente por las corrientes de resaca de la tormentas que afectaban a la plataforma.

Hacia arriba aparecen de nuevo las facies relativamente más profundas (F-II, F-IV y F-V), sobre las que se colocan a su vez los bancos oolíticos de ambientes submareales (F-III). Finalmente, en este sector de la alineación, el progresivo hundimiento de la plataforma al final de la vida de la misma, provoca que se pase de forma relativamente progresiva desde la facies oolítica submareal, a las margas y radiolaritas de la formación superior. El hecho de que este tramo de sección donde se observa la transición, relativamente progresiva, se vaya acuñando hacia la sección J6, sugiere una inclinación del bloque hacia el SO actual (SE paleogeográfico; ver apartado *4.2.2.V*).

A partir de la correlación de las columnas estudiadas, es evidente que se produce un incremento progresivo de la potencia de las secciones en el mismo sentido de movimiento de los bancos oolíticos (secciones J6, J7 y J8; Fig. 4.27).

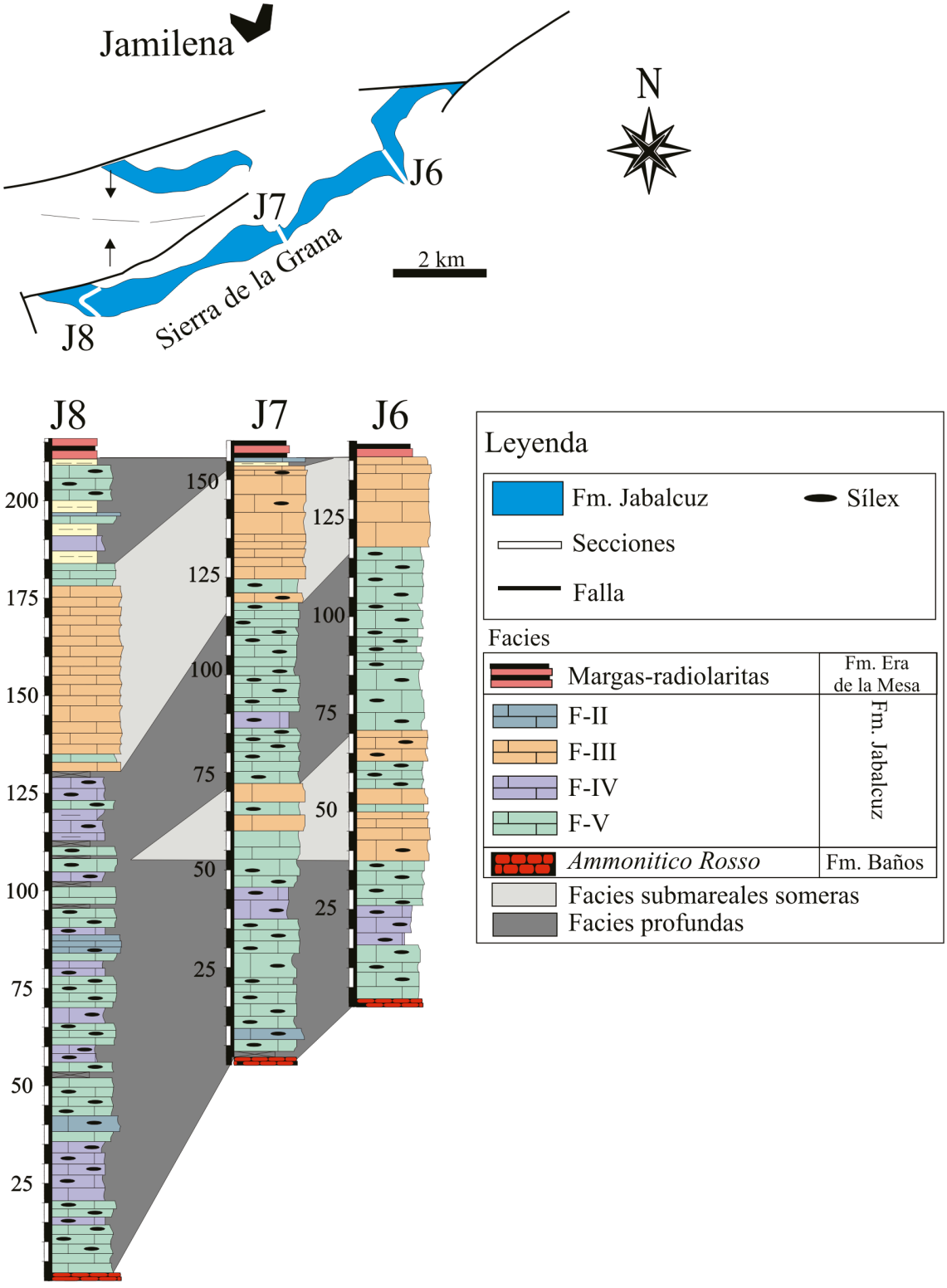


Figura 4.27.- Correlación lateral de facies en dirección paralela al desplazamiento de los bancos oolíticos. Explicación en el texto.

4.2.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos.

En la alineación Jabalcuz-Era de la Mesa, el estudio geoquímico se ha centrado en investigar la posible existencia de una fase de exposición subaérea asociada a la discontinuidad del techo de la Formación. Para ello, se han estudiado petrográficamente, mediante petrografía convencional y catodoluminiscencia (CL), y geoquímicamente los cementos de calcita sintaxial formados alrededor de las placas de equinodermos así como las propias placas de los equinodermos de las facies situadas hacia el techo de la Formación (Fig. 4.28).

4.2.4.I- DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA.

Las placas de equinodermos presentan una cantidad relativamente alta de Sr (de 0,06 a 0,12 %moles de CO_3Sr), así como de Mg (de 0,88 a 1,87 %moles de CO_3Mg), y proporciones relativamente bajas tanto de Fe (inferior a 0,07 %moles de CO_3Fe) como de Mn (inferior a 0,04 %moles de CO_3Mn; Figs. 4.29 y 4.30). Los valores isotópicos que aparecen en estas placas de equinodermos están entre +1,98 y +2,37 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre +0,67 y +1,54 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 4.31).

El cemento sintaxial es bastante escaso y generalmente no supera las 200 µm de espesor. Este cemento empieza siendo no luminiecente (NL) para continuar con una zona luminiscente brillante de color amarillento (LB) y finalmente otra zona de luminiscencia mate de color marrón (LM) (Fig. 4.27B). Estos cristales crecen alrededor de las placas de equinodermos con terminaciones euhédricas definidas por las distintas zonaciones (Fig. 4.28).

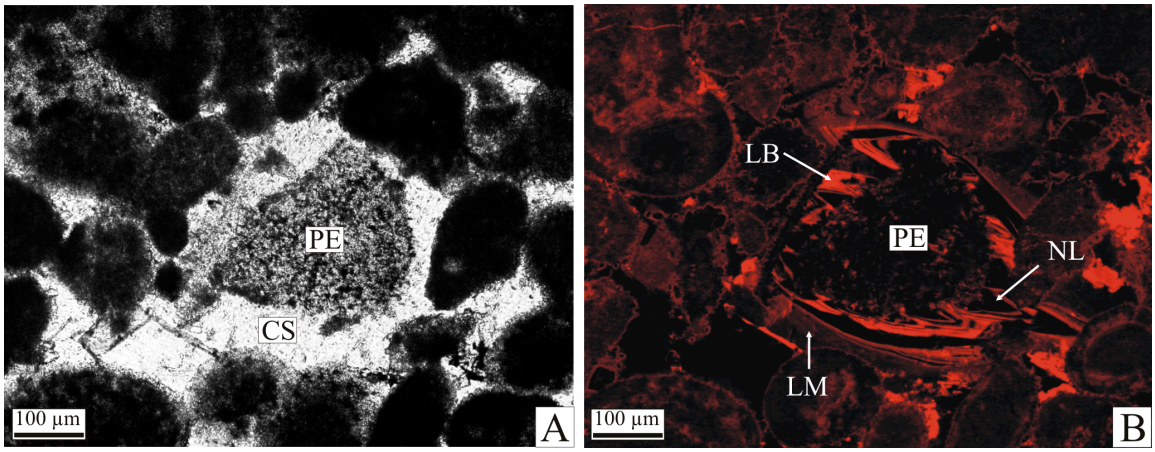


Figura 4.28.- Placas de equinodermos (PE) y cemento sintaxial (CS) alrededor de éstas. **A**.- Foto con microscopio de luz transmitida. **B**.- La misma foto que en A pero con CL. En esta figura se observa como el cemento sintaxial aparece alrededor de las placas de equinodermos; del mismo modo se diferencian los 3 tipos de luminiscencias observadas (no luminiscente, NL; luminiscente brillante, LB y luminiscente mate, LM), así como su distribución alrededor de las placas.

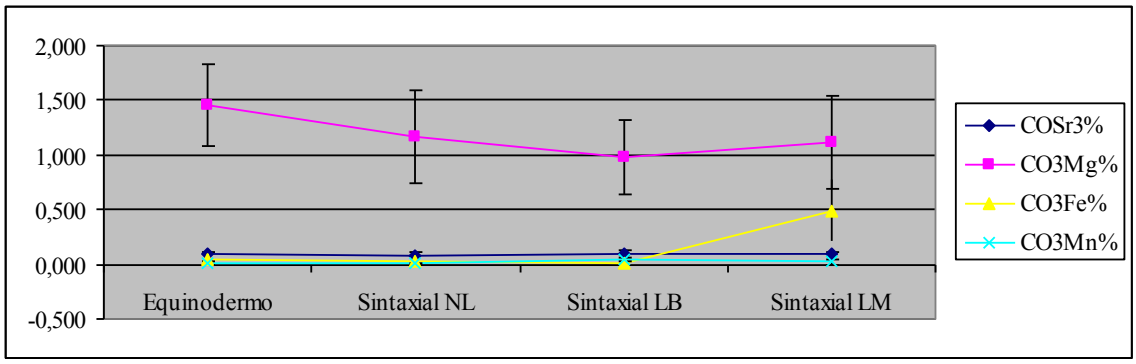


Figura 4.29.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las placas de equinodermos y cementos estudiados. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

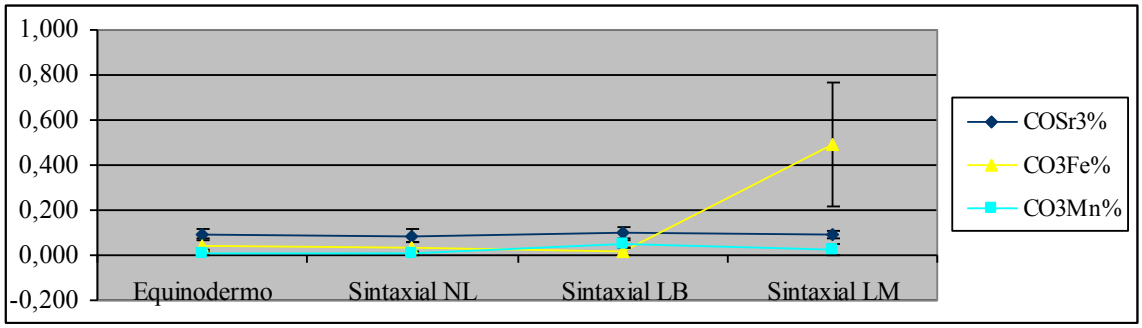


Figura 4.30.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las placas de equinodermos y cementos estudiados (Fig. 4.28 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

La zona NL, se caracteriza por presentar un contenido relativamente alto de Sr (de 0,05 a 0,13 %moles de CO_3Sr), una cantidad de Mg muy variable

pero relativamente alta (de 0,51 a 1,83 %moles de CO_3Mg), y unas cantidades relativamente bajas de Fe (inferior a 0,09 %moles de CO_3Fe) y Mn (menos de 0,03 %moles de CO_3Mn; Figs. 4.29 y 4.30). En cuanto a las zonas LB, presenta unas cantidades de Sr y Fe muy similares a las de las zonas NL, la cantidad relativa de Mg, aunque sigue siendo relativamente alta, es ligeramente inferior a la del NL precedente (de 0,69 a 1,46 %moles de CO_3Mg), en cambio el contenido en Mn es ligeramente superior al de la zona NL (de 0,03 a 0,07 %moles de CO_3Mn; Figs. 4.29 y 4.30). Finalmente, en cuanto al cemento LM se caracteriza por tener unas cantidades relativas de Sr, Mg y Mn similares al cemento LB, pero en este caso la proporción relativa de Fe es mucho mayor (de 0,07 a 0,8 %moles de CO_3Fe; Figs. 4.29 y 4.30). En cuanto a la composición isotópica de estos cementos, el pequeño tamaño de las zonaciones no ha permitido su análisis por separado, por lo que la señal isotópica es de todo el cemento sintaxial en su conjunto. Esta señal isotópica está comprendida en un rango de +1,85 a +2,88 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1,08 a +0,07 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 4.31).

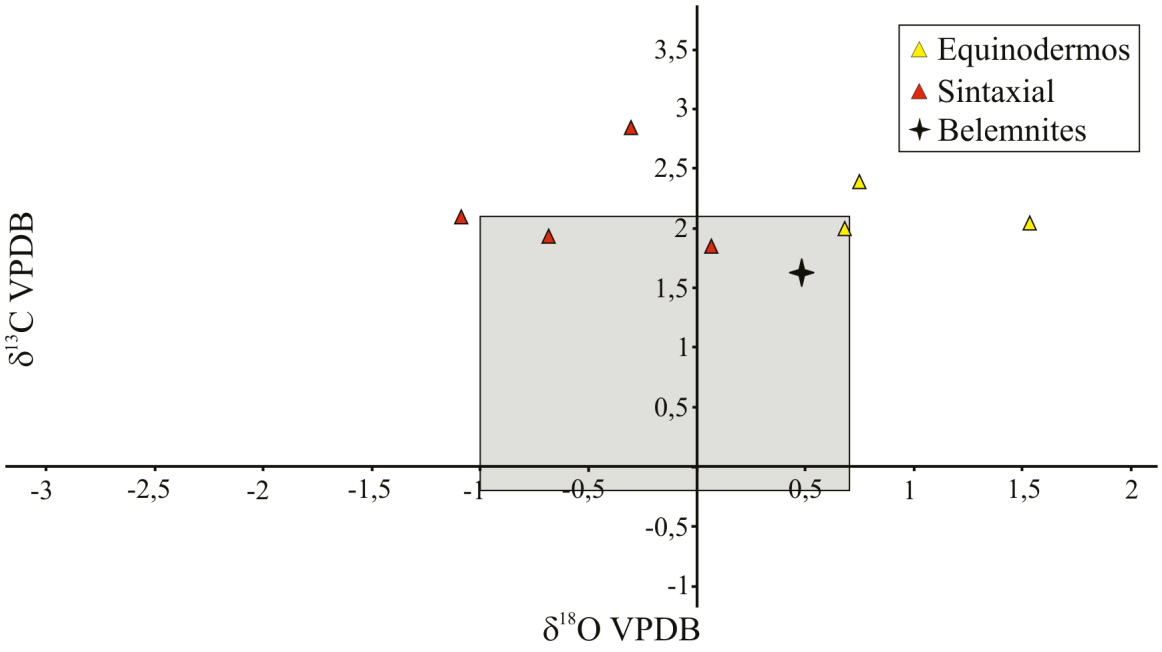


Figura 4.31.- Composición isotópica de las placas de equinodermos y del cemento sintaxial. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999) tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ±1 σ. La estrella corresponde a los datos obtenidos del belemnites de la propia Fm. Jabalcuz.

4.2.4.II- INTERPRETACIÓN.

El hecho de que los equinodermos sean originalmente de calcita de alto contenido en magnesio (HMC), hace que haya que tener muchas precauciones para interpretar su señal isotópica, ya que estos organismos marinos suelen presentar una desviación de su señal isotópica original al transformarse en calcita de bajo contenido en magnesio (LMC) (Anderson y Arthur, 1983). Así, con el fin de definir el valor isotópico original y característico de los carbonatos marinos del Bajociense-Bathoniense previo a la alteración por fluidos diagenéticos, se analizó un belemnites encontrado en el techo de la Fm. Jabalcuz, ya que estos organismos presentan una composición elemental original de calcita de bajo contenido en magnesio (LMC) y por lo tanto muestran un gran potencial de preservación de su señal isotópica inicial (Turner *et al*., 1986). Este belemnites fue previamente estudiado petrográficamente con luz transmitida y CL, con el fin de analizar aquellas zonas que no habían sufrido ninguna alteración diagenética posterior a su formación (p. e. con la entrada de fluidos por fracturas). Los valores isotópicos obtenidos del belemnites muestreado en la Fm. Jabalcuz son de +1,63 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de +0,49 ‰ para el $\delta^{18}O$, valores que están dentro del intervalo establecido por Veizer *et al*. (1999) para conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (entre -0,2 y +2,1 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1 y +0,7 ‰ para el $\delta^{18}O$; Fig. 4.31).

La composición de los elementos traza de las placas de equinodermos con altas proporciones relativas de Sr y Mg sugieren que el proceso de neomorfización que sufrieron estos organismos probablemente se produjo a partir de un fluido marino (Figs. 4.29 y 4.30). Además, las bajas proporciones de Fe y Mn indican un ambiente oxidante del medio, ya que estos elementos sólo remplazan al Ca en la red cristalina cuando están en estado reducido (Machel y Burton, 1991). Por otro lado, los datos isotópicos que muestran estos crinoides son muy similares a los datos del belemnites estudiado que marcan los valores isotópicos del agua del mar que dio lugar a la precipitación de los carbonatos marinos del techo de la Fm. Jabalcuz,

datos que además son similares a los establecidos por Veizer *et al*. (1999) a partir de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Fig. 4.31). Por consiguiente, estos datos isotópicos corroboran que el fluido a partir del cual se produjo el neomorfismo, fue marino.

En el caso del cemento sintaxial que aparece alrededor de los crinoides, los datos petrográficos indican que se formaron en un ambiente freático. En el caso de las zonas NL, los contenidos relativos de Sr, Mg, Fe y Mn son similares a los presentados por los crinoides (Figs. 4.29 y 4.30), lo que sugiere que precipitaron a partir de un fluido similar. En cambio, en el caso de las zonas LB y LM, la mayor proporción de Mn y Fe respectivamente, indicaría que precipitaron en un ambiente relativamente más reductor que en las zonas NL (Fig. 4.30).

La señal isotópica de estos cementos son muy similares a las inferidas para los carbonatos marinos de la Fm. Jabalcuz (ver belemnites; Fig. 4.31), lo que sugiere que estos cementos sintaxiales, al igual que los crinoides, precipitaron a partir de un fluido de origen marino. Se ha observado, que los valores que presentan $\delta^{18}O$ más cercanos al del belemnites, son aquellas muestras que mostraban una mayor proporción de cemento NL, mientras que los valores más alejados (los más negativos), son de muestras donde predominaban las zonas LB y LM. Según Choquette y James (1990) entre otros, la tendencia descrita por valores cada vez más ligeros de $\delta^{18}O$ con valores similares de $\delta^{13}C$, es interpretada como una secuencia producida por el enterramiento progresivo ya que la temperatura del fluido a partir de la que precipitan los cristales es cada vez mayor por el gradiente geotérmico. Así, el hecho de que los valores isotópicos de este cemento sintaxial sean ligeramente más negativos en $\delta^{18}O$ que los valores de los belemnites (Fig. 4.31), y teniendo en cuenta que los valores más negativos corresponden a las muestras con mayor proporción de zonas LB y LM, formadas en ambientes subóxicos y reductores respectivamente, sugiere que los valores isotópicos de los cementos sintaxiales probablemente ya reflejan el proceso de enterramiento que dio lugar la precipitación de las zonas LB y LM.

4.2.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria.

Ruiz Ortiz (1980), en su tesis doctoral describe que al final del depósito de las calizas hemipelágicas de la Fm. Baños, en el Bajociense inferior-medio, se produjo una disminución de la tasa de sedimentación que provocó el desarrollo de calizas nodulosas en la zona más occidental y cierta nodulización en el techo de los estratos en la zona oriental. Esta variación lateral de facies condensadas se podría deber a la diferenciación, a grandes rasgos, de al menos dos bloques por medio de fallas normales de dirección N-S. En el bloque levantado, sobre las calizas hemipelágicas de la Fm. Baños, se produce una disminución de la tasa de sedimentación que junto con un ambiente relativamente oxidante hacen que se formen la facies *Ammonitico Rosso*. Mientras, en el techo del bloque hundido, la misma disminución de la tasa de sedimentación hace que el techo de los últimos estratos de la formación inferior, presenten un aspecto noduloso, pero en este caso el color gris de estos estratos nos indica que se formaron en un ambiente más reducido propio de un ambiente más profundo que el creado en el bloque levantado. Este cambio de facies se da en las inmediaciones de la sección J5. Dicho cambio, en función del grado de oxigenación y de la materia orgánica, se encuentra ampliamente recogido en la bibliografía (p. e., Jenkyns, 1986; Tucker y Wright, 1990).

La orientación de las paleopendientes obtenidas, hacia el SSO, durante la instalación de la plataforma (direcciones sin restituir por giro de eje vertical de acuerdo con datos paleomagnéticos; ver apartado 4.2.2.V), junto con la dirección de migración de los bancos oolíticos hacia las zonas más profundas, sugieren que las zonas más someras de la plataforma, donde se habría instalado la factoría oolítica, estaba situada aproximadamente al N con respecto a la orientación actual de los afloramientos. Este hecho indica que tras la formación de las facies condensadas del techo de la Fm. Baños se produce un basculamiento general hacia el S que afecta a todos los afloramientos, ya que en la base de la Formación se observan *slumps* que revelan una paleopendiente general hacia esta dirección. Este

basculamiento probablemente se produjo por la formación de paleofalla/s con dirección aproximada E-O que no afloran y que estarían situadas al N de los afloramientos actuales (Fig. 4.32). Así, mientras que en la zona más somera del bloque basculado se instaura la factoría oolítica, hacia la cuenca (hacia el S), esta actividad tectónica probablemente fue la causante de que comenzaran a formarse los *slumps* que afloran en la base de la Formación. Cabe la posibilidad de que la falla o fallas responsables de este basculamiento fueran las mismas que servían de límite a los dominios paleogeográficos (al N se situaría la plataforma de la Zona Prebética) y que, tras su reactivación durante la etapa compresiva jugaron como fallas inversas a favor de las cuales se dio el cabalgamiento de la Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal sobre la unidad el Prebético de Jaén.

La producción oolítica determinó la progradación de las facies oolíticas hacia las zonas más subsidentes, al mismo tiempo que se iba creando espacio de acomodación por la formación de pequeñas fallas normales de dirección aproximada N-S con saltos de falla puntuales inferiores a 10 m. Estas fallas comenzarían a delimitar un umbral en los afloramientos centrales (área adyacente a la sección J5), al mismo tiempo que se formarían dos zonas más subsidentes a ambos lados de dicho umbral (Fig. 4.32). La progradación de las facies submareales hacia la cuenca, junto con la paleotopografía que se estaba formando por la actividad de las fallas de dirección N-S, condicionó la distribución de facies en los distintos sectores. Así, el espacio de acomodación que se iba creando en las zonas más subsidentes, se iba rellenando por las facies micríticas relativamente distales y las facies oolíticas redepositadas que proceden de la parte más somera situada hacia el N, mientras que este tipo de facies aparecen muy adelgazadas en el umbral formado en el sector central de los afloramientos (Fig. 4.32). En el sector occidental, en la Sierra de la Grana, la orientación de los afloramientos, aproximadamente paralela a la migración de los bancos oolíticos hacia la cuenca, muestra la transición lateral desde las facies oolíticas submareales someras hacia las facies relativamente más profundas de medios marinos abiertos. En este sector se observa como

hacia el techo de la Formación terminan dominando las facies submareales oolíticas (Fig. 4.32).

Hacia el Bathoniense inferior-medio, la actividad tectónica que había condicionado la instauración y el desarrollo de la plataforma, comienza a influir en la destrucción y hundimiento de la misma. Un ejemplo de este proceso se puede observar en el afloramiento donde aparece la facies de lumaquela de filamentos. En este afloramiento la formación de una falla normal de dirección aproximada N-S, hace que se genere un semi-graben dentro de la plataforma cuyo espacio de acomodación se rellenó por sedimentos aportados por las corrientes de resaca de los huracanes, principalmente las facies F-I.2 y F-VI. Las 3 unidades que se han diferenciado dentro de la lumaquela, que aparecen separadas por un grupo de estratos más finos, se han interpretado como 3 eventos diferentes de los que, sólo la unidad inferior mostraría la secuencia completa: brechas basales, nivel discontinuo de facies de peloides y filamentos, lumaquela de filamentos con textura *rudstone* y *floastone* de filamentos en estratos más finos. En el caso de las dos capas superiores sólo aparece la parte superior de la sucesión, que es la formada por la facies de lumaquela de filamentos.

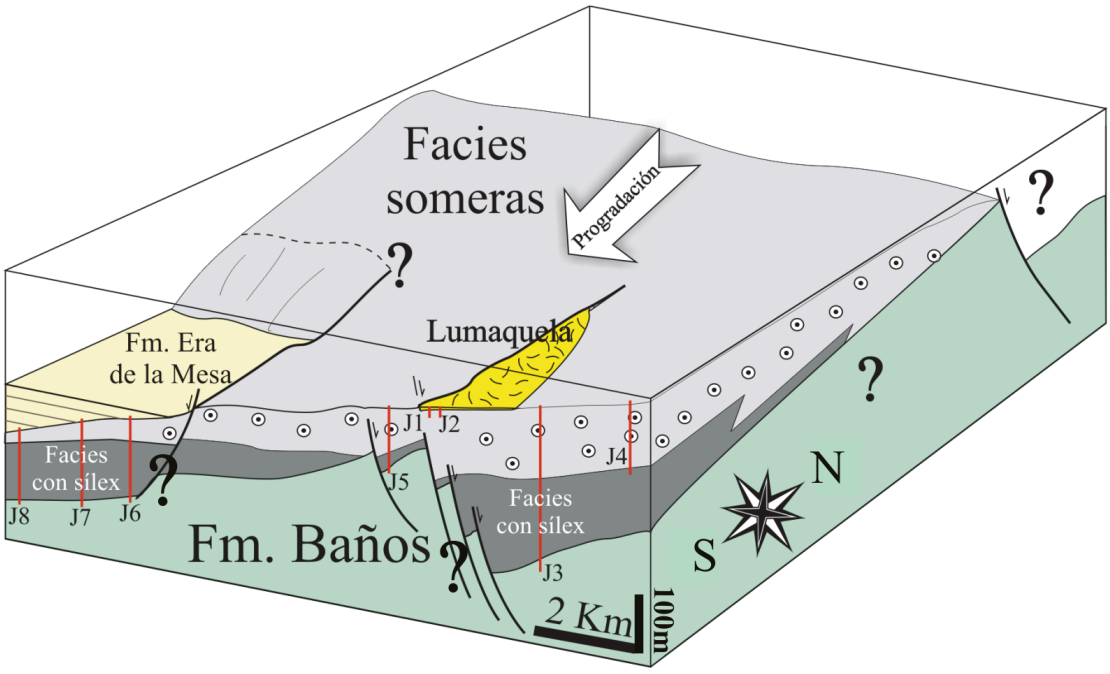


Figura 4.32.- Modelo sedimentario de la Fm. Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz. Escala vertical exagerada.

Por lo tanto, los filamentos se concentraron por las tormentas, en pequeñas cuencas originadas en relación con la ruptura de la plataforma carbonatada somera. Las pequeñas conchas de los bivalvos se preservaron del barrido de las corrientes ya que estas pequeñas cuencas podrían haber actuado como trampas de sedimento. El ascenso relativo del nivel del mar asociado a la subsidencia tectónica, provocó un deterioro medioambiental que afectó a la producción de carbonato y causó la inhibición de gran parte de la comunidad bentónica (Schlager, 1981). De hecho, la masiva abundancia de calizas de *Bositra* se ha relacionado con cambios en las condiciones tróficas de la columna de agua (p. e. Jach, 2007). La amplia tolerancia ambiental junto con la alta capacidad reproductiva de los géneros oportunistas, *Bositra* o *Entolium*, puede explicar la presencia selectiva de este tipo de valvas en el sedimento biogénico. Por lo tanto, las corrientes de tormentas sólo retrabajaron el sedimento biogénico disponible, probablemente relicto en parte, generando así una superficie con un hiato asociado (Fig. 4.32). Así, este afloramiento es de vital importancia para la comprensión de la destrucción de la plataforma ya que indica que los procesos tectónicos junto con el deterioro ambiental fueron los principales mecanismos que causaron la desaparición de la plataforma carbonatada somera.

La tasa de sedimentación disminuyó sensiblemente durante el depósito de la parte más alta de la Formación, lo cuál coincidió, probablemente, con una subida relativa del nivel del mar. Ello condujo a que, en los bloques más elevados, los que ocupan la parte central de los afloramientos, en los que se depositaron sucesiones sedimentarias como la que representa la sección J5, llegara a formarse un *hardground* en el techo de la Formación, mientras que en otras áreas se depositaron aún algún nivel más, si bien de facies más finas y reducido espesor, p. e. la facies de lumaquela. La correlación de este tipo de facies en los bloques más subsidentes, con el *hardground* del techo de la Formación en los bloques menos subsidentes es, en ausencia de datos cronoestratigráficos precisos, totalmente supuesta.

El progresivo aumento relativo del nivel del mar determinó que las facies de margas y radiolaritas de la formación suprayacente (Fm. Era de la Mesa), comenzaran a depositarse hacia el Bathoniense superior en las zonas más profundas situadas hacia la parte occidental de los afloramientos, donde se han levantado las secciones J7 y J8. La presencia de estratos de facies oolíticas redepositadas entre los primeros estratos de margas y radiolaritas, indican que el comienzo del depósito de la Fm. Era de la Mesa fue coetáneo con los últimos estadíos de depósito de las facies oolíticas en bloques que aún permanecían a profundidades someras. Por último, el cambio en los patrones de subsidencia relativa entre los bloques de falla, determinó que en la parte oriental, en las proximidades de la sección que pasa por el vértice geodésico del Jabalcuz, donde se acumuló la mayor potencia registrada de la Formación del mismo nombre, con más de 400 m de espesor, pasara a ser un área poco subsidente tras el abandono de los medios de plataforma. Por ello, el depósito de la Fm. Era de la Mesa no comienza en esta área hasta el Calloviense terminal – Oxfordiense (O'Dogherty y Ruiz-Ortiz, 2001) y en ella se va a registrar el menor espesor de dicha Formación en toda el área (Ruiz-Ortiz, 1980).

4.3.- La Formación Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal.

En el Cerro San Cristóbal, el estudio de la Fm. Jabalcuz no se había abordado en detalle hasta el presente trabajo. En este sector se observa como al igual que en los afloramientos de la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, el sílex aparece asociado a las facies más micríticas, mientras que no suele aparecer en las facies oolíticas. Se han levantado 10 columnas estratigráficas. En ninguna de las columnas se consigue una sección completa de la Formación debido a la falta de afloramiento. De estas columnas, 8 tienen como superficie de referencia la base de la Formación, mientras que las dos restantes tienen el techo de la Formación como referencia.

4.3.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas.

Las columnas estratigráficas levantadas se distribuyen a lo largo de los afloramientos de la Fm. Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal, al SE de la ciudad de Jaén, (Fig. 4.33). Esta figura refleja la posición geográfica de las diez secciones estudiadas, con las coordenadas UTM que marcan la base de cada una de ellas.

4.3.2.- Estudio sedimentológico y estratigráfico.

El estudio sedimentológico realizado, ha permitido diferenciar los tipos de facies que se recogen en la Tabla 4.1. De las facies distinguidas en este área, las facies F-II.1, F-III, F-IV y F-VI ya han sido previamente descritas e interpretadas en los apartados correspondientes a la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, ya que se corresponden con las facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas, facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada, facies de calizas de calcisferas y filamentos, y facies de calizas de peloides y filamentos respectivamente, por lo que a continuación se expondrán las diferencias más significativas que presentan estas facies en este área, junto con el resto de facies que se describen por primera vez. Posteriormente, se describirá la sucesión vertical de facies, se detallarán las paleofallas localizadas en los afloramientos junto con la distribución lateral de las facies, se realizará el análisis de las paleocorrientes y las paleopendientes encontradas. A continuación, con los datos expuestos, se llevará a cabo la interpretación de facies

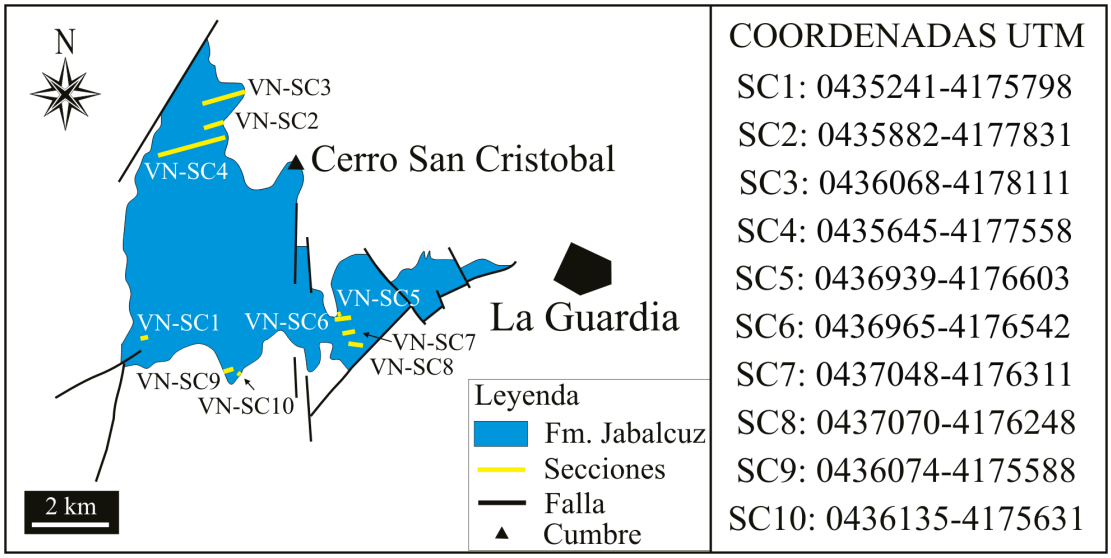


Figura 4.33.- Localización de las columnas estratigráficas estudiadas en el Cerro San Cristóbal.

4.3.2.I.- TIPOS DE FACIES.

F-I.- Facies de brechas.

Brechas calcáreas clasto-soportadas polimícticas, donde los clastos tienen un tamaño medio de 10 cm, aunque presentan una alta variabilidad de 1 a 50 cm. Se han diferenciado cuatro tipos distintos de brechas según el tipo de clasto y el resto de rasgos distintivos (Tabla 4.1, Lámina 4.5):

F-I.1.- Este tipo de brechas muestran dos tipos distintos de clastos: clastos de color gris con una textura de *wackestone* de filamentos, calcisferas y radiolarios, y clastos de color rojo con textura *wackestone* con *Protoglobigerina* y embriones de ammonites entre otros granos esqueletales. Estos clastos aparecen embebidos en una matriz micrítica similar a la composición de los clastos grises, pero con menor cantidad de granos esqueletales (Lámina 4.5A y B).

F-I.2.- Estas brechas contienen los mismos tipos de clastos que las de tipo F-I.1, pero en este caso presentan una matriz calcarenítica donde los

ooides (55%) y los peloides (35%) son los granos dominantes (Lámina 4.5C y D).

F-I.3.- Brechas en las que además de los dos tipos de clastos descritos para las brechas anteriores, también aparecen clastos grises con textura *grainstone* de ooides, peloides y bioclastos (Lámina 4.5E y F). Esta brecha tiene una escasa matriz similar a la de F-I.2.

F-I.4.- Brechas caracterizadas por presentar los clastos micríticos grises previamente descritos, en una matriz margosa (Lámina 4.5G y H).

F-II.- Facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas.

Los estratos de este tipo de facies son discontinuos y están formados principalmente por ooides (50% de los granos), peloides (45% de los granos) e intraclastos milimétricos. Los ooides corresponden a los tipos 1, 3 y 4 de Strasser (1986) y entre los peloides se han observado peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004). Esta facies puede presentar tres subfacies distintas:

F-II.1.- *Grainstone-packstone* de ooides y bioclastos. Pueden aparecer acumulaciones de bioclastos, principalmente fragmentos de serpúlidos, en bandas de hasta 7 cm de potencia paralelos al techo de los estratos (Lámina 4.6A-D).

F-II.2.- *Grainstone-rudstone* de ooides con clastos micríticos. Esta subfacies se caracteriza por la presencia de clastos micríticos esparcidos entre los oolitos. Los clastos micríticos que aparecen corresponden al mismo tipo que los descritos en la facies de brechas F-I.1. En este caso, la imbricación de los clastos indica paleocorrientes hacia N150ºE (Lámina 4.6E y F).

Facies		Litología	Forma de los lechos y dimensiones	Estructuras sedimentárias	Biota	Otros rasgos	Interpretación sedimentaria
F-I	F-I.1	Brecha calcárea polimíctica clasto-soportada con matriz de textura *wackestone*	Estratos en cuña. Potencia total de 20 m.	Gradación ausente	Filamentos, bivalvos y serpulidos	Clastos mal clasificados. Clastos y matriz parcialmente dolomitizada. Clastos con forma angular-tabular	Brechas de pie de falla
	F-I.2	Brecha calcárea polimíctica clasto-soportada con matriz calcarenítica bien clasificada	Estratos tabulares o con techo plano y base irregular de 2-4 m de potencia.	Gradación ausente e imbricación de clastos	Filamentos, miliolidos, *Protopeneroplis* y *Nautiloculina*	Clastos mal clasificados. Clastos y matriz parcialmente dolomitizada. Clastos con forma angular-tabular. Matriz con ooides tipo 1 y 3 de Strasser (1986) peloides de lodo (Flügel, 2004)	Brechas de pie de falla redepositadas
	F-I.3	Brecha calcárea polimíctica clasto-soportada con matriz calcarenítica	Estratos tabulares o con techo plano y base irregular de 3-4 m de potencia.	Gradación ausente	Filamentos, miliólidos, *Protopeneroplis y Nautiloculina*	Clastos mal clasificados con forma subredondeada	Brechas redepositadas
	F-I.4	Brecha calcárea polimíctica clasto-soportada con matriz margosa	Estratos tabulares (10-20 cm de potencia).	Gradación ausente	Calcisferas y filamentos		Calizas nodulizadas ligeramente removilizadas
F-II	F-II.1	*Grainstone-packstone* de ooides y bioclastos	Estratos tabulares o con techo plano y base irregular de más de 0,5 m de potencia	Masivo, laminación paralela	Bivalvos, serpulidos, *Protopeneroplis*, *Trocholina* y fragmentos de corales	Ooides de tipo 1, 3 y 4 de Strasser (1986) y peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004)	Depósitos resedimentados
	F-II.2	*Grainstone-rudstone* de ooides con clastos micríticos		Gradación ausente e imbricación de clastos		Max. tamaño de clasto 45 x 15 cm. El mismo tipo de granos que F-II.1	Depósitos resedimentados
	F-II.3	*Grainstone-rudstone* de ooides con clastos micríticos		Estratificación cruzada y superficies erosivas cóncavas hacia arriba		El mismo tipo de granos que F-II.1	Depósitos de tormentas

F-III	*Grainstone* de ooides bien clasificado	Potencia decimétrica de los estratos	Estratificación cruzada	Crinoides, espinas de equinodermos, serpulidos, *Protopeneroplis* y *Lenticulina*	Ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986) y peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004)	Plataforma abierta de alta energía (<10m de profundidad)
F-IV	*Mudstone-wackestone* de calcisferas y filamentos	Estratos tabulares de 2-10 cm de potencia	Laminación paralela y bioturbación	Calcisferas, filamentos, espículas de esponja y *Lenticulina*	Masiva acumulación de crinoides en el techo de los estratos que aparecen intercalados con F-V	Depósitos hemipelágicos
F-V	Margas	Estratos tabulares de más de 30 cm de potencia	Masivo		Color amarillo	Depósitos hemipelágicos
F-VI	*Packstone* de peloides	Estratos tabulares de hasta 0,4 cm de potencia	Laminación paralela, laminación cruzada y bioturbación	Crinoides, filamentos, calcisferas, *Protopeneropl. y Trocholina*		Depósitos hemipelágicos bioturbados
F-VII	*Grainstone* de ooides a *packstone* de peloides con filamentos y calcisferas	Estratos tabulares de 5-30 cm de potencia	Gradación normal, laminación paralela y bioturbación	Crinoides, filamentos y foram. bentónicos	Ooides de tipo 1, 3 y 4 Strasser (1986) y peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004)	Depósitos distales redepositados
F-VIII	Parches de bivalvos y biohermos de bivalvos y serpúlidos	Masivas, plano-convexas, morfología lenticular 1,6 m de altura máxima y diámetro máximo de 3,2 m	Masivo	Bivalvos, filamentos, gasterópodos y foram. bentónicos	Ooides de tipo 1 y 3 Strasser (1986) y peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004)	Colonización de la facies F-I.1 por bivalvos y serpúlidos

Tabla 4.1.- Tipos de facies que afloran en el Cerro San Cristóbal.

LÁMINA 4.5: Formación Jabalcuz. Facies que afloran en el Cerro San Cristóbal (I).

Fotos A-H.- **Facies de Brechas (F-I).**

A.- Brecha clasto-soportada con matriz micrítica (F-I.1)

B.- Brecha clasto-soportada en la que tanto los clastos como la matriz presentan una textura de *wackestone* de calcisferas y filamentos. Se puede observar como hay una mayor proporción de cristales de dolomita en la matriz (D) que en los clastos (F-I.1).

C.- Brechas clasto-soportadas con matriz oolítica (F-I.2).

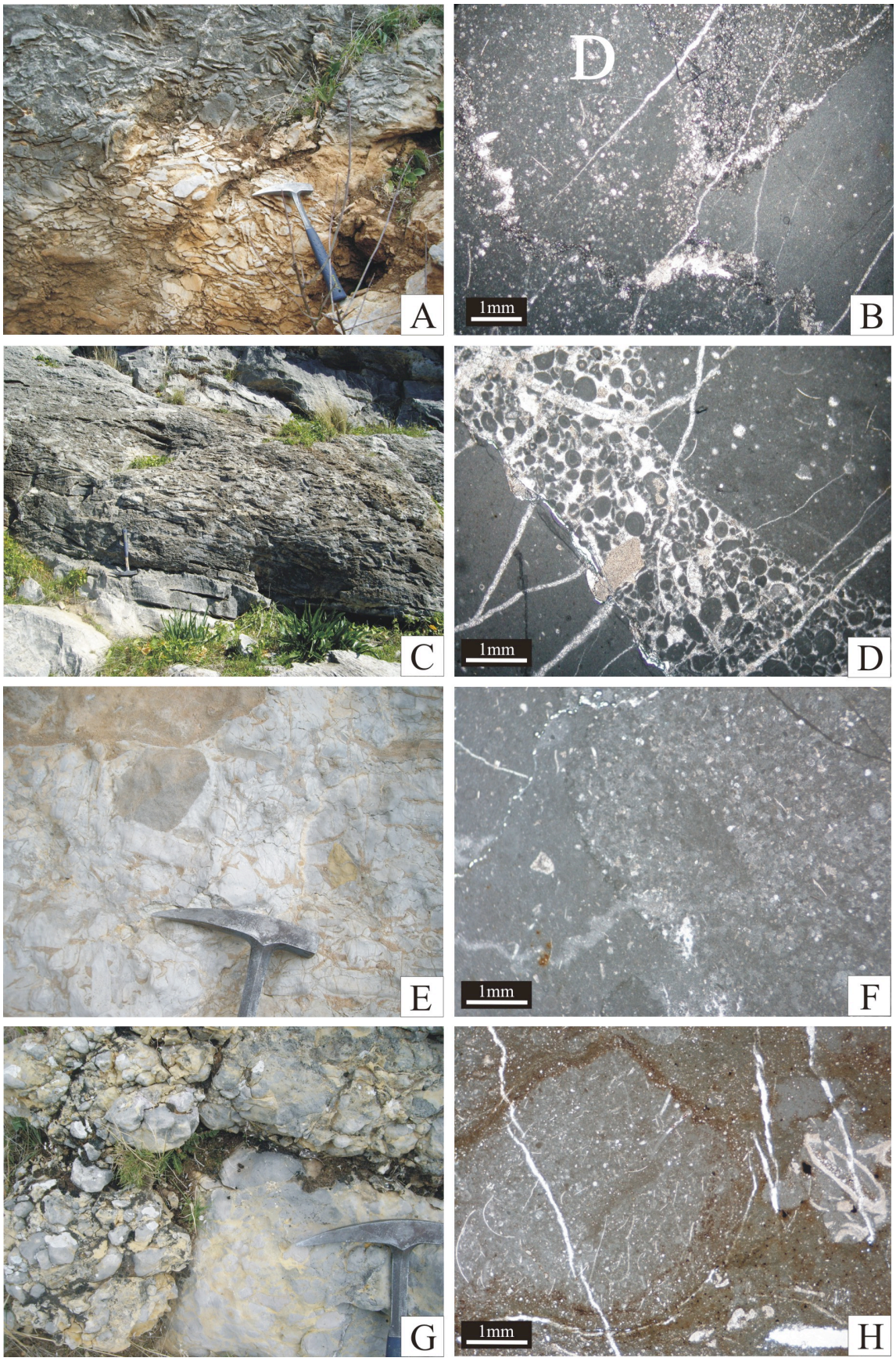
D.- Brecha clasto-soportada con clastos con textura *wackestone* de filamentos y calcisferas, y matriz con textura *grainstone*, ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986) y peloides de lodo (F- I.2).

E.- Brecha clasto-soportada con cemento esparítico (F-I.3).

F.- Brecha clasto-soportada con clastos de calizas de peloides y micríticas (F-I.3).

G.- Brecha clasto-soportada con matriz margosa (F-I.4).

H.- Brecha clasto-soportada con clastos micríticos con abundantes filamentos (F-I.4).


A
D
1mm
B
C
1mm
D
E
1mm
F
G
1mm
H

F-II.3.- *Grainstone-rudstone* de ooides con clastos micríticos con estatificación cruzada. Esta subfacies se caracteriza por presentar una secuencia vertical que comienza con estratificación cruzada donde los *foresets* buzan 15º-20º hacia N350ºE, seguida de estratificaciones cruzadas asociadas a superficies erosivas cóncavas hacia arriba de hasta 4 m de anchura y 0,5 m de profundidad, y con *foresets* buzando menos de 10º hacia N340ºE y N150ºE.

F-III.- Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada.

Esta facies ya fue previamente descrita en el área Era de la Mesa-Jabalcuz. En el área de San Cristóbal, las estratificaciones cruzadas aparecen buzando hacia distintas direcciones según la zona (N130ºE o N285ºE; ver apartado posterior de peleocorrientes). Los *foresets* de estas estratificaciones cruzadas buzan de 10 a 17º.

A escala de afloramiento se han recolectado dientes de peces asociados a estas facies. En el afloramiento son calizas blancas con estratificación cruzada (Lámina 4.6G y H).

F-IV.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

En este área, no se han observado laminaciones paralelas provocadas por acumulación de calcisferas como se ha descrito para el área de Era de la Mesa-Jabalcuz; en cambio, se han observado laminaciones paralelas formadas por la acumulación subparalela de filamentos en determinados niveles. Estas laminaciones, al igual que las dos microfacies descritas para esta facies en el área de Era de la Mesa-Jabalcuz (con texturas *mudstone* y *wackestone* respectivamente), aparecen afectadas por la bioturbación.

Localmente, hacia el techo de los estratos de esta facies pueden aparecer acumulaciones masivas de crinoides. Presentan una textura *floatstone-rudstone* llegando a alcanzar potencias de hasta 5 cm. Aunque la mayoría de los artejos aparecen desarticulados, se han observado secciones del tallo o pedúnculo de los crinoides formadas por hasta 12 artejos (Lámina 4.7D).

F-V.- Facies de margas.

Se caracteriza por presentar margas de color amarillo, con escaso contenido fosilífero. Estas margas pueden aparecer interestratificadas con los estratos de la facies F-IV que presentan concentraciones de crinoides a techo.

F-VI.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

Este tipo de facies presenta las mismas características que las descritas para la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz. En este caso, sólo se han descrito laminaciones paralelas debidas a la concentración en determinadas láminas de filamentos y crinoides entre láminas peloidales. Ocasionalmente estas láminas aparecen rotas por la bioturbación (Lámina 4.7E-H).

F-VII.- Facies de calizas de peloides y ooides.

Esta facies se caracteriza por presentar gradación normal. Esta gradación se debe a la presencia en la base de los estratos de texturas *grainstone* que hacia techo pasan a *packstone-wackestone* con laminación paralela formada, al igual que en los casos anteriores, por la acumulación de filamentos en determinados niveles. El 45% de los granos que forman esta facies son peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004), mientras que el 25% son ooides de tipo 1,

3 y 4 Strasser (1986). Del mismo modo se han observado hasta un 5% de intraclastos milimétricos.

F-VIII.- Parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos.

Los bivalvos y serpúlidos constituyen bioconstrucciones (Lámina 4.8). Éstas forman cuerpos masivos, plano-convexos, con bajo relieve y una forma lenticular. La altura de las bioconstrucciones varía entre 0,9 y 1,6 m, y su diámetro máximo es de 3,2 m. En dichas bioconstrucciones se pueden diferenciar dos partes: (a) acumulación de bivalvos (parte inferior) y (b) acumulación de serpúlidos (parte superior).

Localmente, sólo aparecen formando parches acumulaciones constituidas principalmente por bivalvos (entre el 35% y el 51%) y, en menor proporción, serpúlidos (entre el 3% y el 19%; Lámina 4.8). La matriz que aparece entre los bioclastos (46% del volumen total de la roca), es un *packstone-grainstone* de bioclastos, peloides y ooides (Lámina 4.9A). Los bioclastos predominantes en la microfacies de los parches de bivalvos son fragmentos de serpúlidos, equinodermos y bivalvos.

En cuanto a la acumulación de bivalvos o biohermo de bivalvos, que aparece en la parte inferior de las bioconstrucciones, desde el punto de vista macroscópico, está constituida por un empaquetamiento denso de bivalvos en posición de vida (entre el 23% y el 31%) y un contenido menor de serpúlidos (entre el 11% y el 27%). Mientras que la proporción de bivalvos decrece hacia arriba, la de serpúlidos se incrementa. La matriz alrededor de los bivalvos es un *grainstone* de bioclastos, peloides y ooides (Lámina 4.9B). Los bioclastos de estas microfacies corresponden a bivalvos y, en menor proporción, serpúlidos. Las microfacies muestran las mismas tendencias que las observaciones macroscópicas, con un descenso en la proporción de bivalvos y un incremento en la de serpúlidos hacia arriba.

LÁMINA 4.6: Formación Jabalcuz. Facies que afloran en el Cerro San Cristóbal (II).

Fotos A-F.- **Facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas (F-II).**

A.- Acumulación de los bioclastos en niveles de hasta 7 cm de potencia paralelos al techo de los estratos (F-II.1).

B.- Intraclastos con textura *grainstone* de ooides y peloides (F-II.1).

C.- Bioclastos de coral en un *grainstone* de ooides (F-II.1).

D.- *Grainstone* de peloides y ooides parcial o totalmente micritizados 1 y 3 de Strasser (1986). En esta facies son muy abundantes los bioclastos de serpúlidos (F-II.1).

E.- Imbricación de los clastos de color rosado y clastos grises incluidos en un *grainstone* oolítico y peloidal (F-II.2).

F.- Microfacies correspondiente a los clastos de color rosado incluidos en un *grainstone* oolítico y peloidal. La textura de estos clastos es un *wackestone* de bioclastos (embriones de ammonites y bioclastos; F-II.2).

Fotos G-H.- **Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III).**

G.- Estratificación cruzada planar correspondiente a la facies de de calizas de ooides y peloides con estratificación cruzada. La elipse blanca contiene un martillo de escala de 32 cm de longitud.

H.- *Grainstone* de peloides de peloides de lodo, bahamianos y *pellets* (Flügel, 2004), y ooides parcial o totalmente micritizados de tipo 1 y 3 de Strasser (1986).

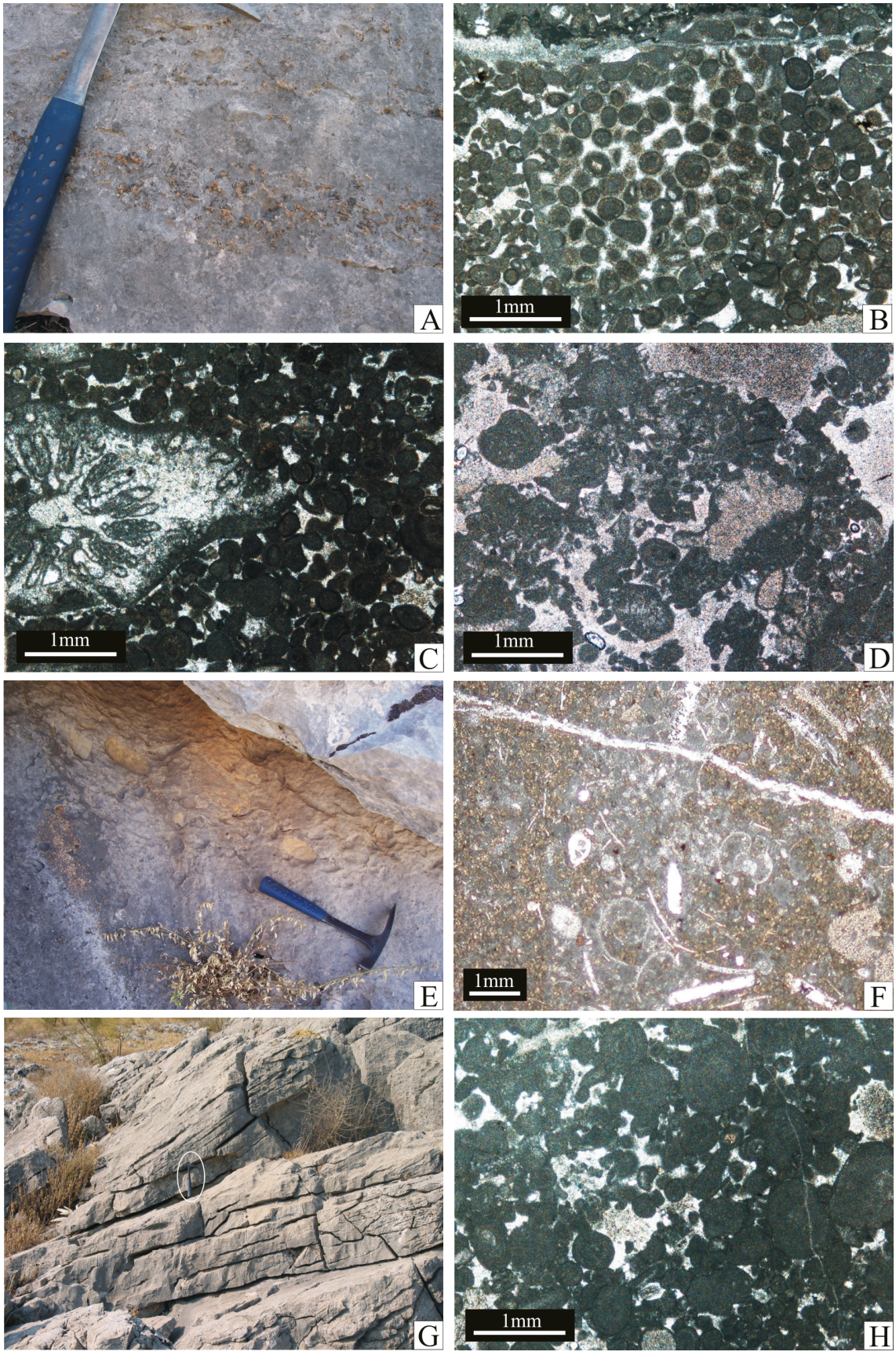

A
1mm
B
1mm
C
1mm
D
E
1mm
F
G
1mm
H

LÁMINA 4.7: Formación Jabalcuz. Facies que afloran en el Cerro San Cristóbal (III).

Fotos A-C.- **Facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV).**

A.- *Mudstone* de calcisferas y filamentos.

B.- *Wackestone* de calcisferas y filamentos.

C.- Estratos tabulares de hasta 10 cm de facies de calizas de calcisferas y filamentos.

D.- Acumulaciones de crinoides a techo de los estratos.

Fotos E-H.- **Facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI).**

E.- *Packstone* de peloides poco micrítico.

F.- *Packstone* de peloides muy micrítico.

G.- *Packstone* de peloides con laminación paralela provocada por la acumulación de filamentos en determinados niveles.

H.- Estratos tabulares de facies de calizas de peloides y filamentos.

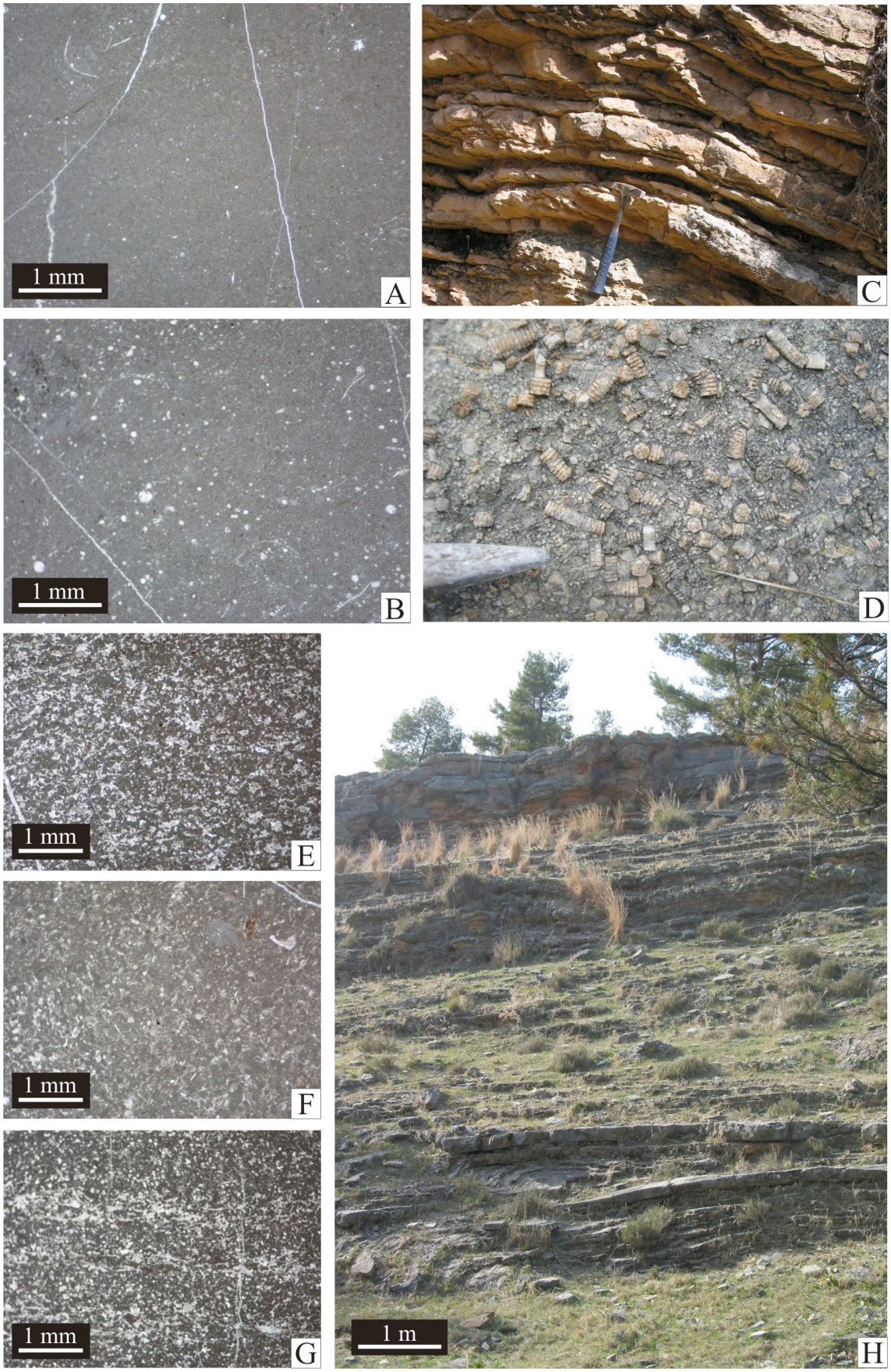

1 mm
A
C
1 mm
B
D
1 mm
E
1 mm
F
1 mm
G
1 m
H

LÁMINA 4.8: Formación Jabalcuz. Facies que afloran en el Cerro San Cristóbal (IV).

Fotos A-E.- **Facies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos (F-VIII).**

A.- Bioconstrucción.

B.- Parte superior de la bioconstrucción, acumulación de serpúlidos.

C.- Bivalvos y serpúlidos retrabajados.

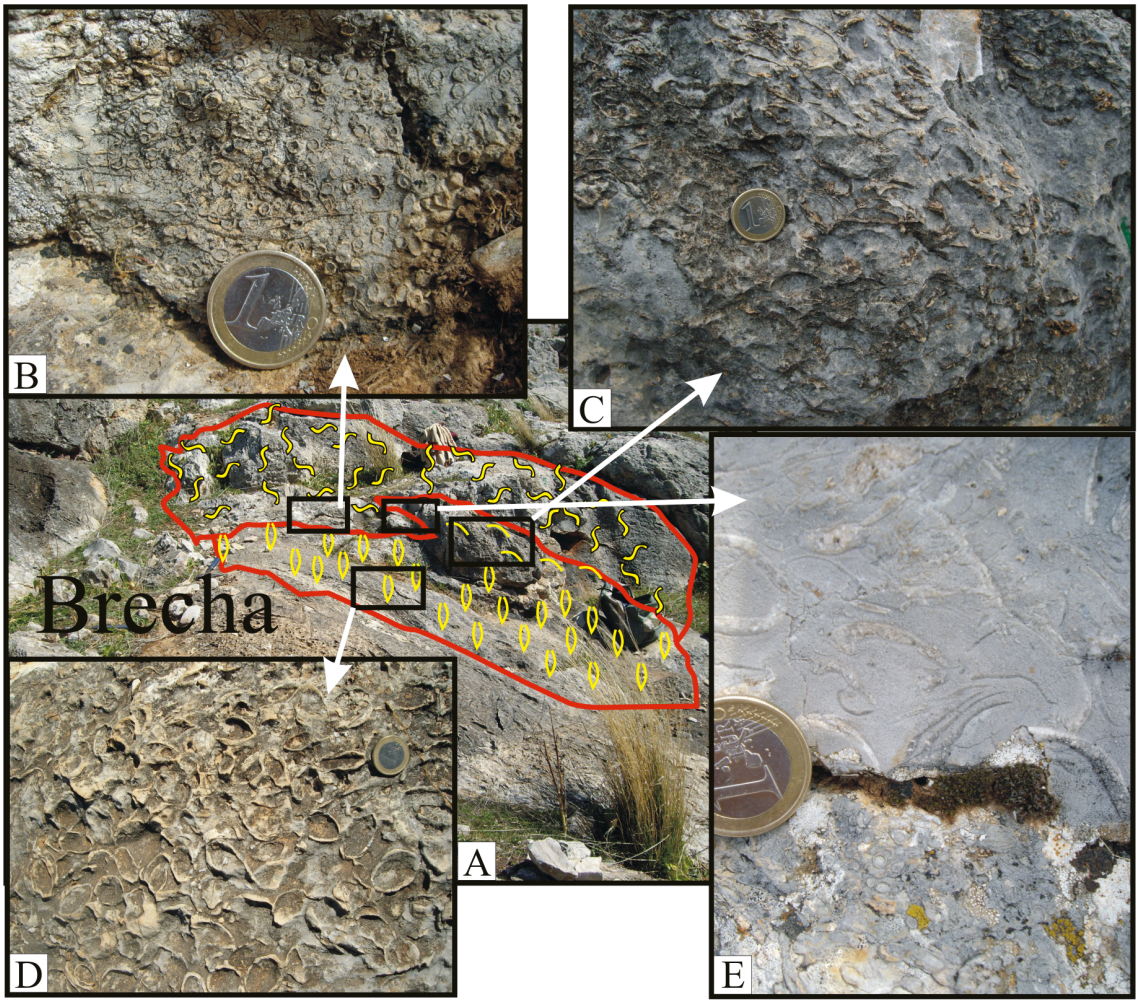
D.- Parte inferior de la bioconstrucción, acumulación de bivalvos.

E.- Contacto entre el *boundstone* de serpúlidos y bivalvos retrabajados.

F.- Bioconstrucción.

G.- Acumulación de bivalvos sobre las brechas.

H.- Acumulación de serpúlidos sobre los bivalvos.


B
C
Brecha
A
D
E

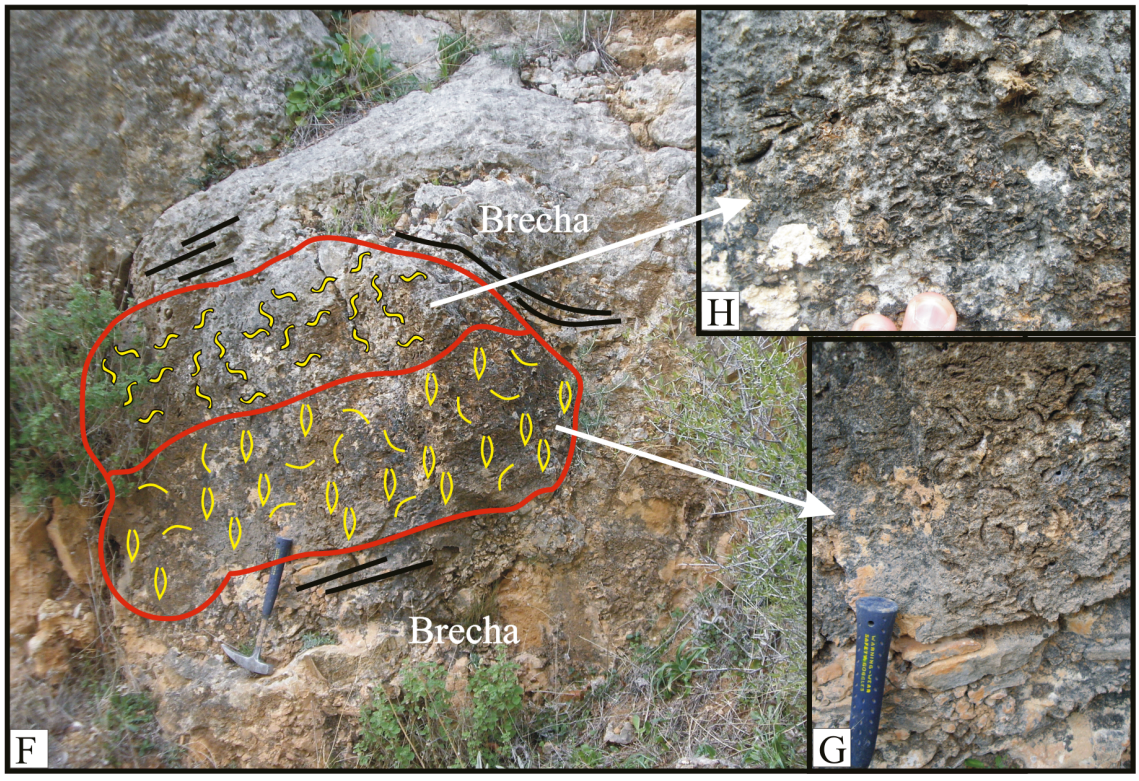

Brecha
H
Brecha
F
G

LÁMINA 4.9: Formación Jabalcuz. Facies que afloran en el Cerro San Cristóbal (V).

Fotos A-H.- **Microfacies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos (F-VIII).**

A.- *Packstone-grainstone* de ooides y peloides entre las conchas que forman los parches de bivalvos.

B.- *Grainstone* de ooides y peloides entre las conchas en posición de vida que forman la base de la bioconstrucción.

C.- Acumulación de serpúlidos en una matriz micrítica.

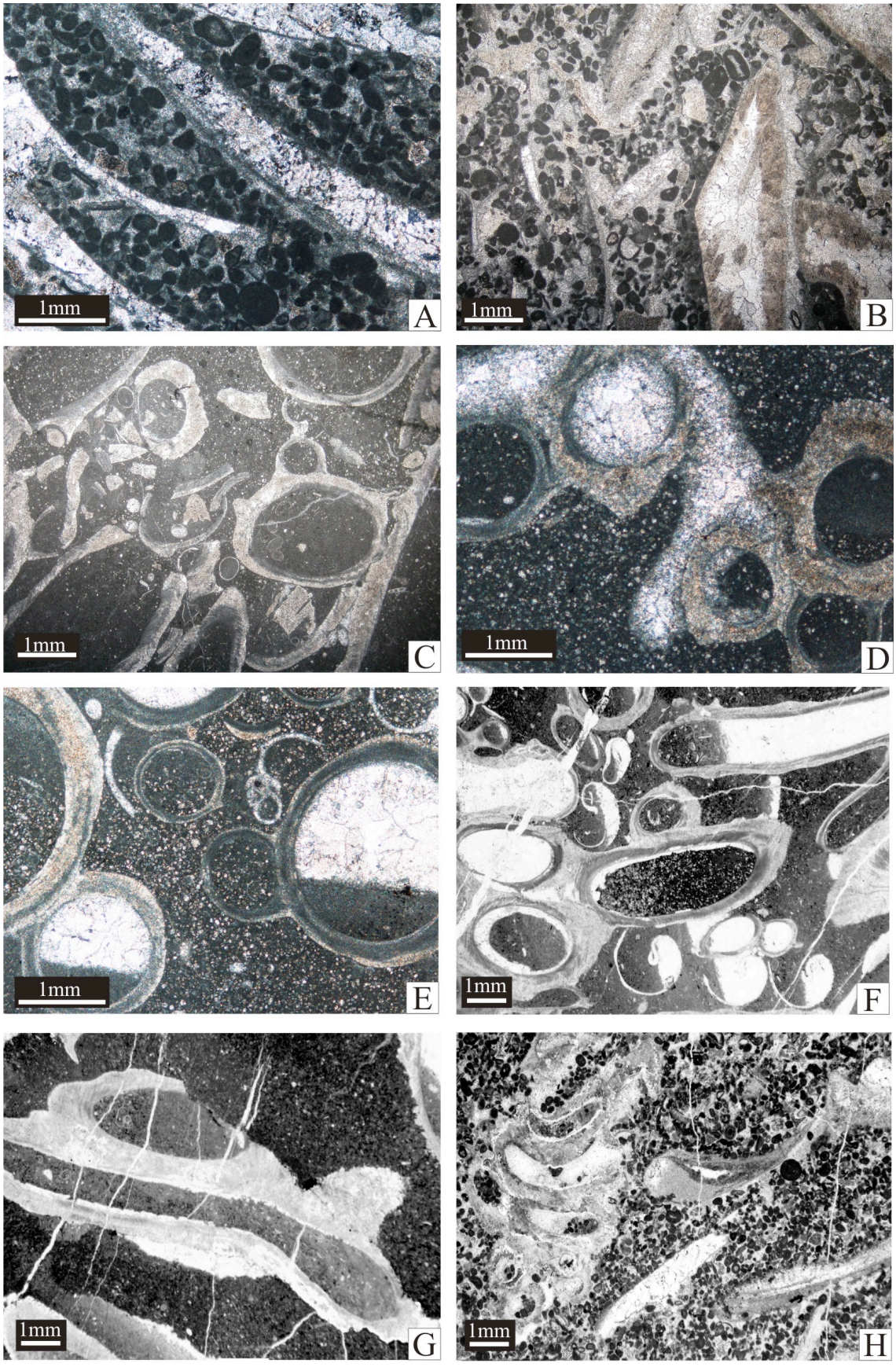
D.- Cemento calcítico que rellena las cavidades internas de los serpúlidos y las externas que aparecen entre los serpúlidos.

E.- Rellenos geopetales en los serpúlidos. En la matriz micrítica se pueden observar pequeños cristales dolomíticos.

F.- Acumulación de gasterópodos junto a los serpúlidos hacia la parte superior de la bioconstrucción.

G.- Fracturación de los serpúlidos.

H.- *Rudstone* de serpúlidos y bivalvos.


1mm
A
1mm
B
1mm
C
1mm
D
1mm
E
1mm
F
1mm
G
1mm
H

La parte superior de la bioconstrucción está constituida principalmente por anélidos (acumulación de serpúlidos o biohermo de serpúlidos). Microscópicamente ésta se presenta como una acumulación con un empaquetamiento denso constituida de forma casi exclusiva por agregados de serpúlidos (Lámina 4.9C). El *boundstone* (*sensu* Embry y Klovan, 1971) esta formado por un haz de serpúlidos creciendo unos sobre otros. Los tubos de los serpúlidos son irregulares y ligeramente sinuosos. Éstos llegan a tener un diámetro de 3,2 mm, un espesor de 0,4 mm y una longitud media de 31 mm. Los huecos entre los serpúlidos aparecen rellenos de micrita y localmente cemento sinsedimentario con texturas geopetales (Lámina 4.9D y E). El sedimento que aparece entre los serpúlidos es un *wackestone,* localmente *mudstone*, con escasos bioclastos que corresponden a gasterópodos (Lámina 4.9F), foraminíferos, pequeños bivalvos y fragmentos de serpúlidos (Lámina 4.9G). La proporción de serpúlidos (33-45%) y gasterópodos (1-11%) se incrementa hacia el techo de la bioconstrucción. El crecimiento inicial de los serpúlidos más jóvenes es encostrando las conchas de bivalvos, a partir de éstas los serpúlidos crecen de forma sinuosa, algunas veces entrelazados y el biohermo se desarrolla por la acumulación de nuevos gusanos sobre los antiguos.

Asociación fósil.

Composición.

Los macroinvertebrados observados son principalmente bivalvos y serpúlidos, apareciendo pequeños gasterópodos en menor proporción. Los bivalvos descritos corresponden al orden Mytiloida, pero no se ha podido hacer una identificación más detallada debido a que la preservación de los mismos no es suficientemente buena. Este tipo de bivalvos son ampliamente conocidos como bioconstructores de parches y biohermos. En los fondos oceánicos recientes se han descrito biohermos formados por *Modiolus modiolus* y *Mytilus edulis* (Holt *et al.,* 1998).

A la hora de hacer una clasificación sistemática de los serpúlidos, se han encontrado grandes diferencias entre las clasificaciones utilizadas para formas vivas y para formas fósiles, basada ésta última en la morfología del tubo. De acuerdo con Ippolitov (2007), sería difícil desarrollar una clasificación de serpúlidos basada en los rasgos estructurales de los tubos y que estuviera en consonancia con las clasificaciones de formas recientes que se basan en las estructuras de los cuerpos blandos. En el caso estudiado la ausencia de rasgos ornamentales en los tubos, no favorece una clasificación taxonómica detallada. Sin embargo, siguiendo una simple clasificación de morfogéneros utilizada desde Parsch (1956) hasta Gaillard (1983), la morfología de los serpúlidos en lámina delgada y en el campo, sugiere que estas formas son similares a *Cicloserpula* (Navarro *et al.,* 2008).

Desde el punto de vista microscópico, el principal componente son los foraminíferos y, de forma secundaria, los ostrácodos y las ammonitellas. Los foraminíferos son el grupo de microbiota más significativo desde el punto de vista medioambiental. Dentro de éstos se han descrito formas aglutinadas, calcáreo-perforadas y porcelanáceas, con un total de 15 géneros. De éstas las formas calcáreas son las más abundantes (59%), apareciendo las formas aglutinadas de modo subordinado (41%). Se han reconocido seis subórdenes: Textulariina, Lagenina, Spirillinina, Milionina, Involutinina y Globigerinina.

El suborden Textulariina está principalmente representado por Lituolacea (*Ammobaculites*), Verneuilinacea (*Gaudryina* y *Verneuilinoides*), Hormosinacea (*Reophax* y *Hormosina*) y Textulariacea (*Redmondoides*). Los foraminíferos calcáreos están subordinados y comprenden formas porcelanáceas (Miliolina), aragoníticas (Involutinina) y con paredes calcíticas perforadas (Lagenina y Spirillinina). Los miliólidos están representados por *Ophthalmidium* y *Quinqueloculina,* como formas aragoníticas aparece *Protopeneroplis,* mientras que Lagenina incluye *Lenticulina*, *Marginulina* and *Nodosaria*. Los foraminíferos bentónicos son

exclusivos de los biohermos de bivalvos ya que no aparecen en los de serpúlidos. Los géneros calcáreos dominantes son *Ophthalmidium* y *Lenticulina*. La componente planctónica (*Globuligerina*), es muy escasa y sólo aparece en los biohermos de serpúlidos.

*Tafonomía**.***

A la hora de describir la preservación de las valvas, hay que tener en cuenta rasgos como su posición con respecto al sustrato, su articulación o el índice de fragmentación y encostramiento entre otros. El índice de fragmentación (F_i) fue definido por Olóriz *et al.,* (2004), éste describe el grado de fragmentación entre un grupo de individuos y se calcula de acuerdo con la fórmula:

$$Fi = \frac{\left[\left(nFA \times 100\right) + \left(nFM \times 50\right) + \left(nFB \times 1\right)\right]}{N}$$

Siendo n el número de individuos que presentan respectivamente alto grado (FA), grado medio (FM) y grado bajo (FB) de fragmentación, y N es el número total de individuos considerados incluyendo aquellos que no presentan fragmentación. F_i varía entre 0 y 100 por lo que se puede expresar en porcentaje.

El índice de encostramiento (E_i) definido por Reolid y Gaillard (2007), indica el grado de encostramiento que presentan los individuos y se calcula de la misma forma que el de fragmentación teniendo en cuenta los distintos grados de encostración. El alto grado de encostración se da cuando la proporción de periferia encostrada es superior al 60% (EA), medio grado se da cuando la proporción de la periferia encostrada está entre el 60% y el 10% (EM), y bajo grado cuando la proporción en menor del 10% (EB).

Al igual que pasa con el índice de fragmentación, el índice de encostramiento varía de 0 a 100 por lo que se expresa en %.

$$Ei = \frac{\left[\left(nEA \times 100\right) + \left(nEM \times 50\right) + \left(nEB \times 1\right)\right]}{N}$$

Los bivalvos estudiados aparecen sólo en acumulaciones formando parches o en la parte inferior de las bioconstrucciones (biohermos de bivalvos). Estos bivalvos aparecen normalmente en posición de vida, con la comisura orientada hacia arriba y preferentemente alineada en la dirección N-S (dirección principal N177ºE; Fig. 4.34A). El tamaño principal de las valvas es de 2,5 cm. Más del 90% de los bivalvos presentan una posición vertical (Fig. 4.34B). La articulación de las valvas es mayor en los parches de bivalvos y en la parte inferior de las bioconstrucciones (45% de conchas articuladas), y decrece hacia la parte superior de las bioconstrucciones (hacia menos del 14%).

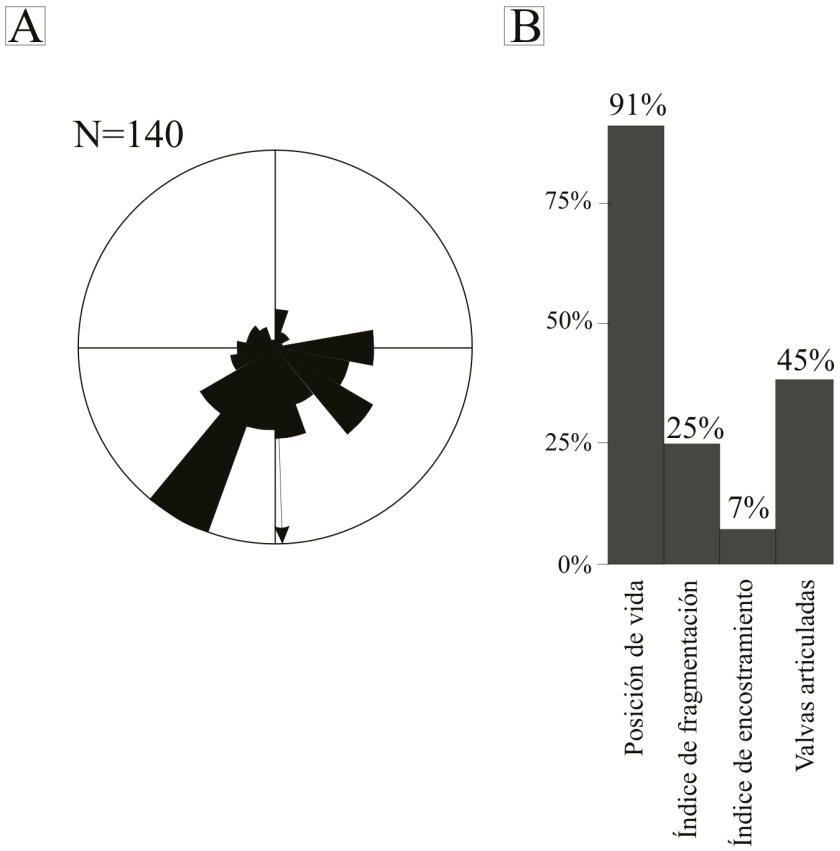


Figura 4.34.- Tafonomía de las conchas de bivalvos. **A** Distribución de la orientación de los planos de comisura de las conchas de bivalvos. **B** Valores medios de los rasgos tafonómicos seleccionados. Navarro *et al*., (2008).

El índice de fragmentación (F_i), oscila entre el 21% y el 37%. Las encostraciones biogénicas están constituidas principalmente por serpúlidos

y algunos foraminíferos sésiles. El índice de encostramiento (E_i) de los bivalvos es mayor en algunos parches (15%) y localmente en la parte superior de las bioconstrucciones, pero en general el índice de encostramiento es bajo, menor del 7% (Fig. 4.34). En lámina delgada las conchas preservadas presentan microperforaciones.

Alrededor de la bioconstrucción, aparecen acumulaciones de valvas desarticuladas que presentan una alta fragmentación y un tamaño medio menor (1,8 cm). Las valvas están esencialmente en posición horizontal y un 65% aparecen convexas hacia arriba. Entre estas valvas la textura de la roca se corresponde con un *grainstone* de ooides similar al descrito en la facies F-II (Lámina 4.9H).

En la parte superior de la bioconstrucción, donde dominan los serpúlidos, la fragmentación, el tamaño y la encostración no son fácilmente determinables. Los agregados de serpúlidos son muy densos y hay serpúlidos encostrando a otros serpúlidos. Rellenando los tubos de los serpúlidos hay micrita y cemento esparítico mostrando estructuras geopetales. En la micrita que aparece en los tubos de los serpúlidos hay pequeñas conchas de bivalvos en su mayor parte articuladas. En algunos casos, el relleno geopetal de los serpúlidos está afectado por fracturación. Los gasterópodos que aparecen hacia la parte superior de la bioconstrucción están rellenos de cemento esparítico.

4.3.2.II.- SUCESIÓN VERTICAL DE FACIES.

Como ya se ha indicado al inicio de este capítulo, en la zona del Cerro San Cristóbal se han levantado para el estudio de detalle de la Fm. Jabalcuz un total de diez columnas estratigráficas (SC1 a SC10; Figs. 4.35, 4.37-4.39 y 4.41-4.45).

La columna SC1 (Fig. 4.35) es una columna de detalle de 4,5 m de una serie estrato y granocreciente que comienza con facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI) para terminar con facies de calizas oolíticas, peloidales e

intra-bioclásticas (F-II.1) donde se han localizado bioclastos de coral. Asociados a la facies de calizas de peloides y filamentos aparecen nódulos de sílex.

Las columnas estratigráficas SC2, SC3 y SC4 son columnas de detalle de la base de la Fm. Jabalcuz en la ladera N del Cerro San Cristóbal. En la columna SC2 (Fig. 4.35) se aprecia un paso progresivo desde el techo de la Fm. Baños a facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI) y de calizas de peloides y ooides (F-VII) en estratos finos. Sobre éstos aparece la facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III) y finalmente, vuelven a aparecer las mismas facies con las que comenzaba la serie. En la columna SC3 no llega a aflorar el contacto basal de la Fm. Jabalcuz con la Fm. Baños infrayacente (Fig. 4.36A y Fig. 4.37). La serie comienza aproximadamente unos 3 m por encima de ese contacto con estratos de facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI). Estos estratos presentan nódulos de sílex y aparecen formando *slumps* con una amplitud que puede llegar hasta los 3 m. Sobre estos *slumps*, de forma discordante, hay facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III; Fig. 4.36A-D). Esta facies presenta una potencia de al menos 30 m, ya que la presencia de una falla no permite una medida más exacta. Finalmente, sobre la facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III), vuelve a aparecer la facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI). La columna SC4 (Fig. 4.38) comienza en facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI) con estructuras de *slump* (Fig. 4.36E), y por encima aparece la facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III) en estratos de 1 m de potencia media. A partir del metro 32 se han observado en estratos finos deformados por *slumps* la alternancia de facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-IV), facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI) y la presencia de forma esporádica de facies de calizas de peloides y ooides (F-VII).

Finalmente, en la figura 4.39 aparecen de forma simplificada estas columnas, con la distribución vertical de facies descrita sobre estas líneas.

Las columnas estratigráficas SC5, SC6, SC7 y SC8 son columnas de detalle de la base de la Fm. Jabalcuz, levantadas a lo largo del mismo barranco en la ladera S del Cerro San Cristóbal (Fig. 4.40). En la sección SC5, sobre las calizas tableadas de la Fm. Baños aparecen la subfacies de brechas F-I.2 seguidas de la subfacies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclástica F-II.1 (Fig. 4.35). Los primeros 24 m de la sección SC6, están formados por la subfacies de brechas F-I.1 (Fig. 4.41). Localmente, se han observado parches de bivalvos y las bioconstrucciones asociadas a estas brechas. Una de las bioconstrucciones que aparece sobre las brechas pasa lateralmente a la facies resedimentada correspondiente a la subfacies F-II.1. Esta facies aparece por debajo de las subfacies de brechas F-I.2. Por encima de estas brechas aparecen la facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI) y la subfacies F-II.1 intercaladas.

Siguiendo la sucesión vertical de facies, sobre las facies descritas se sitúa otro estrato de brechas F-I.2, al que sigue la siguiente sucesión de facies: F-II.1, F-II.2, F-II.3; y, finalmente, en los últimos metros de la sección aparece la facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada (F-III). En los primeros metros de la sección SC7, aparecen intercaladas las subfacies F-II.1, F-I.2 y F-IV. En la parte superior de la sección las facies F-VI y F-VII se interestratifican entre la facies F-II.1 (Fig. 4.42). Finalmente, en la sección SC8 predominan las facies F-IV a F-VII con excepción de dos sectores, uno hacia la base y otro hacia el techo de la sección, donde aflora la facies oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas (F-II; Fig. 4.43). En la figura 4.44 se representan las 4 columnas previamente descritas, indicando la distribución vertical de facies que aparece en cada una de ellas.

Finalmente se describirán las columnas estratigráficas de detalle del techo de la Fm. Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal, se trata de las columnas SC9 y SC10 (Fig. 4.45). La columna SC9 comienza en facies F-II.1 para después terminar en facies de calizas de peloides y filamentos (F-VI). La columna SC10 son 3 m de estratos en facies F-VI. En el último estrato se aprecian nódulos de Fe de hasta 3 cm de diámetro.


Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC2
Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC5
Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC1
Edad
Litoestr.
Muestra
Escala (m)
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Bajociense medio-Bathonense medio
Formación Jabalcuz
Formación Baños
Fm. Baños

Figura 4.35.

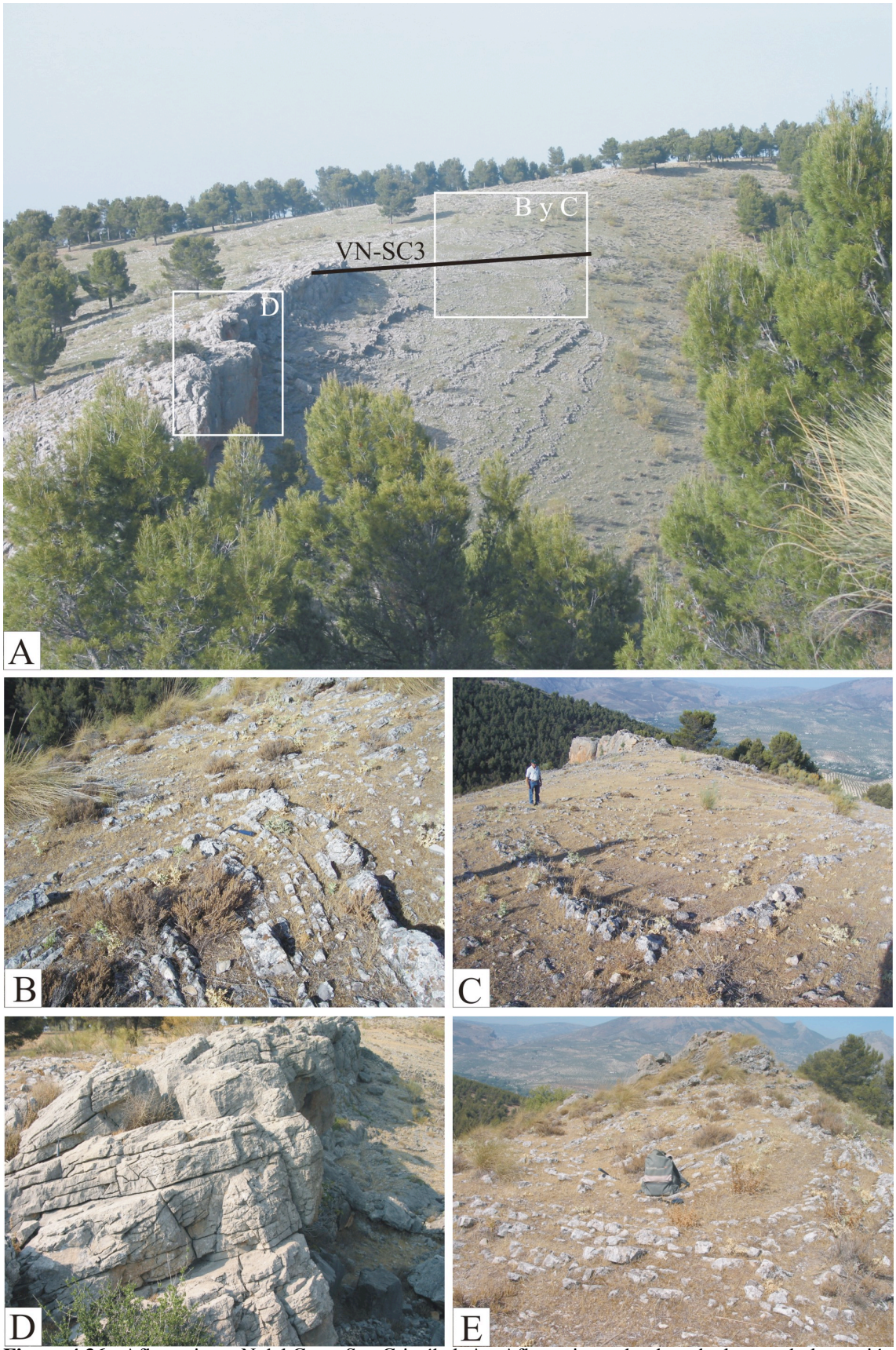


Figura 4.36.- Afloramiento N del Cerro San Cristóbal. **A**.- Afloramiento donde se ha levantado la sección SC3. **B** y **C**.- Fotos de detalle de los *slumps* (F-VI). **D**.- Estratificación cruzada que hay por encima (F-III). **E**.- *Slump* situado hacia la base de la sección SC4.

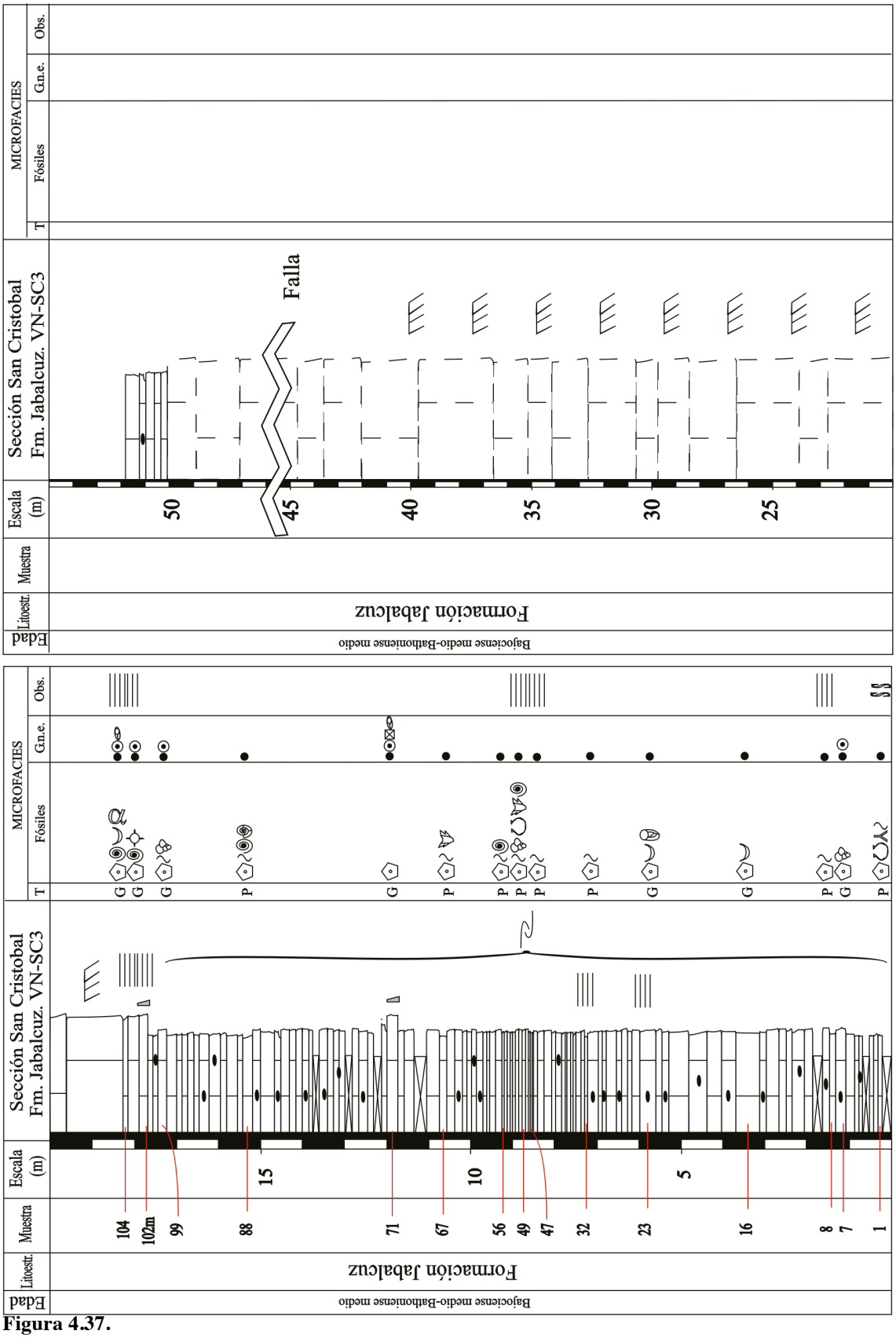
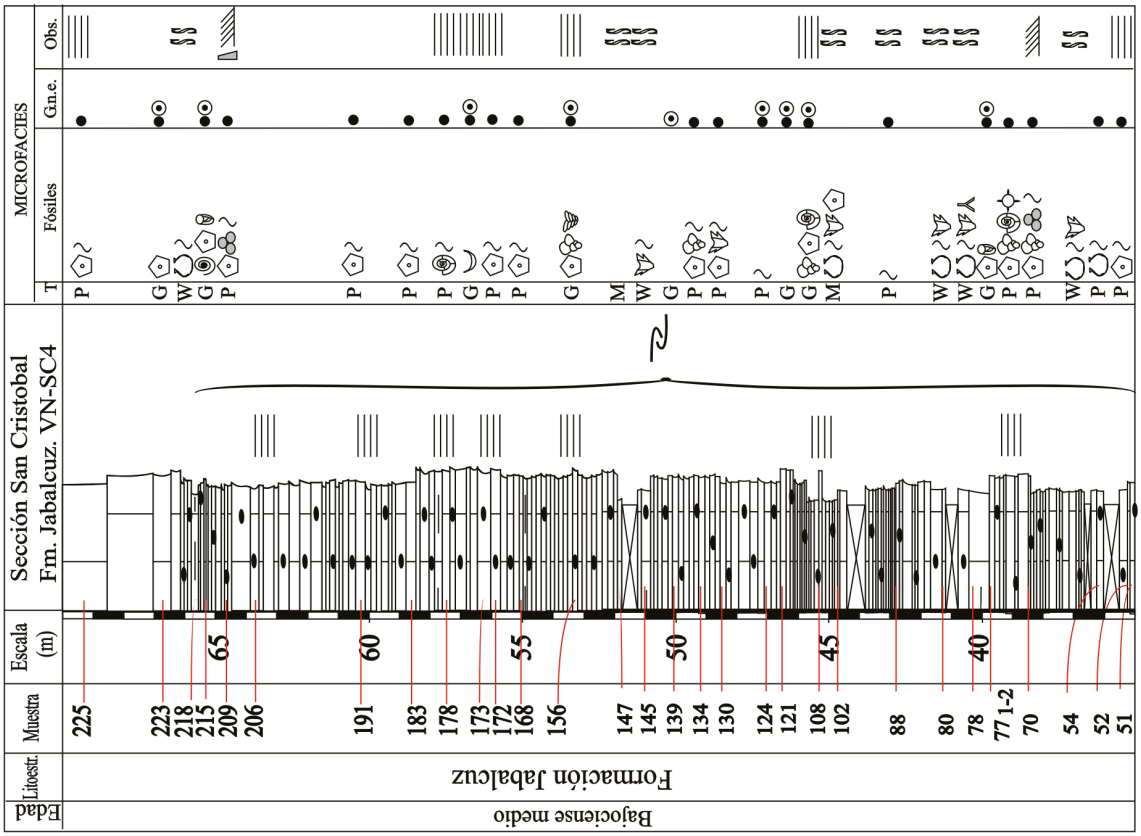

Edad
Litoestr.
Muestra
Escala (m)
Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense medio-Bathonense medio
Formación Jabalcuz
Falla
50
45
40
35
30
25
104
102m
99
88
71
67
56
49
47
32
23
16
8
7
1
15
10
5

Figura 4.37.


Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC4
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
Bajociense medio
Formación Jabalcuz
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
225
223
218
215
209
206
191
183
178
173
172
168
156
147
145
139
134
130
124
121
108
102
88
80
78
77 1-2
70
54
52
51
65
60
55
50
45
40

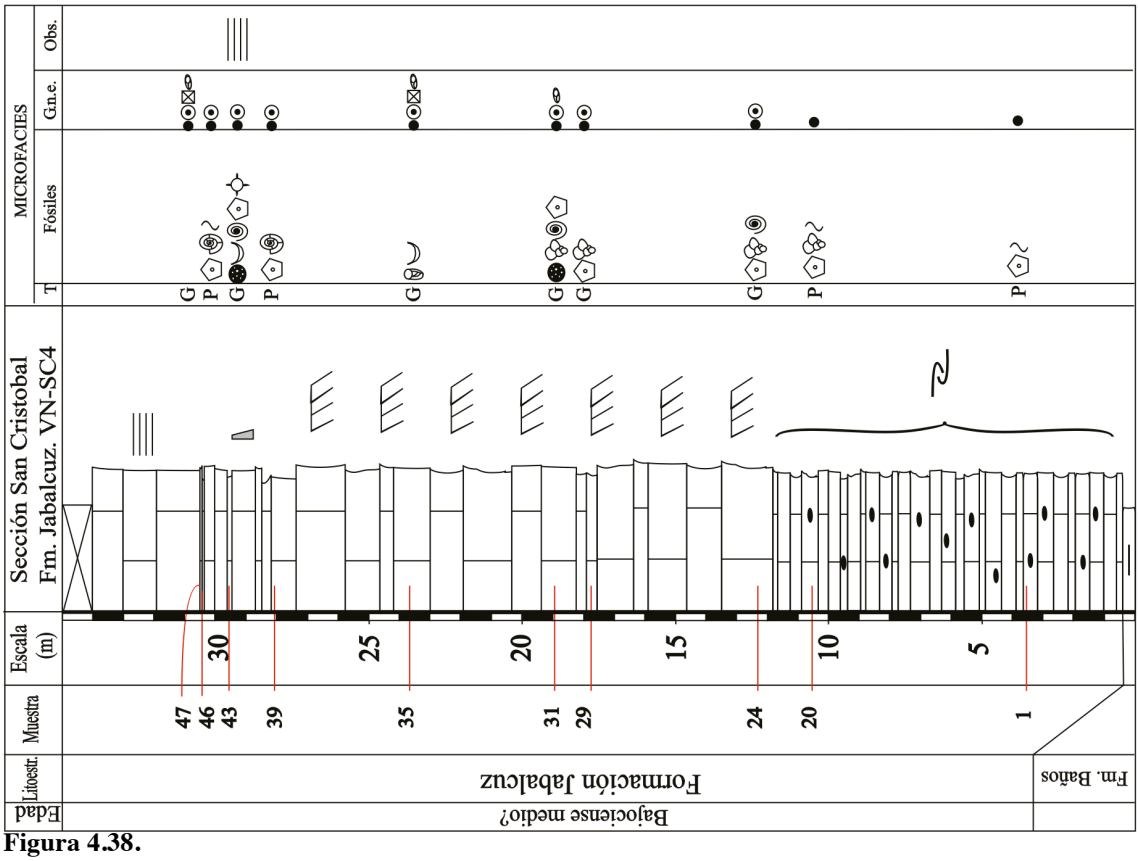

Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC4
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
Bajociense medio?
Formación Jabalcuz
Fm. Baños
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
47
46
43
39
35
31
29
24
20
1
30
25
20
15
10
5

Figura 4.38.

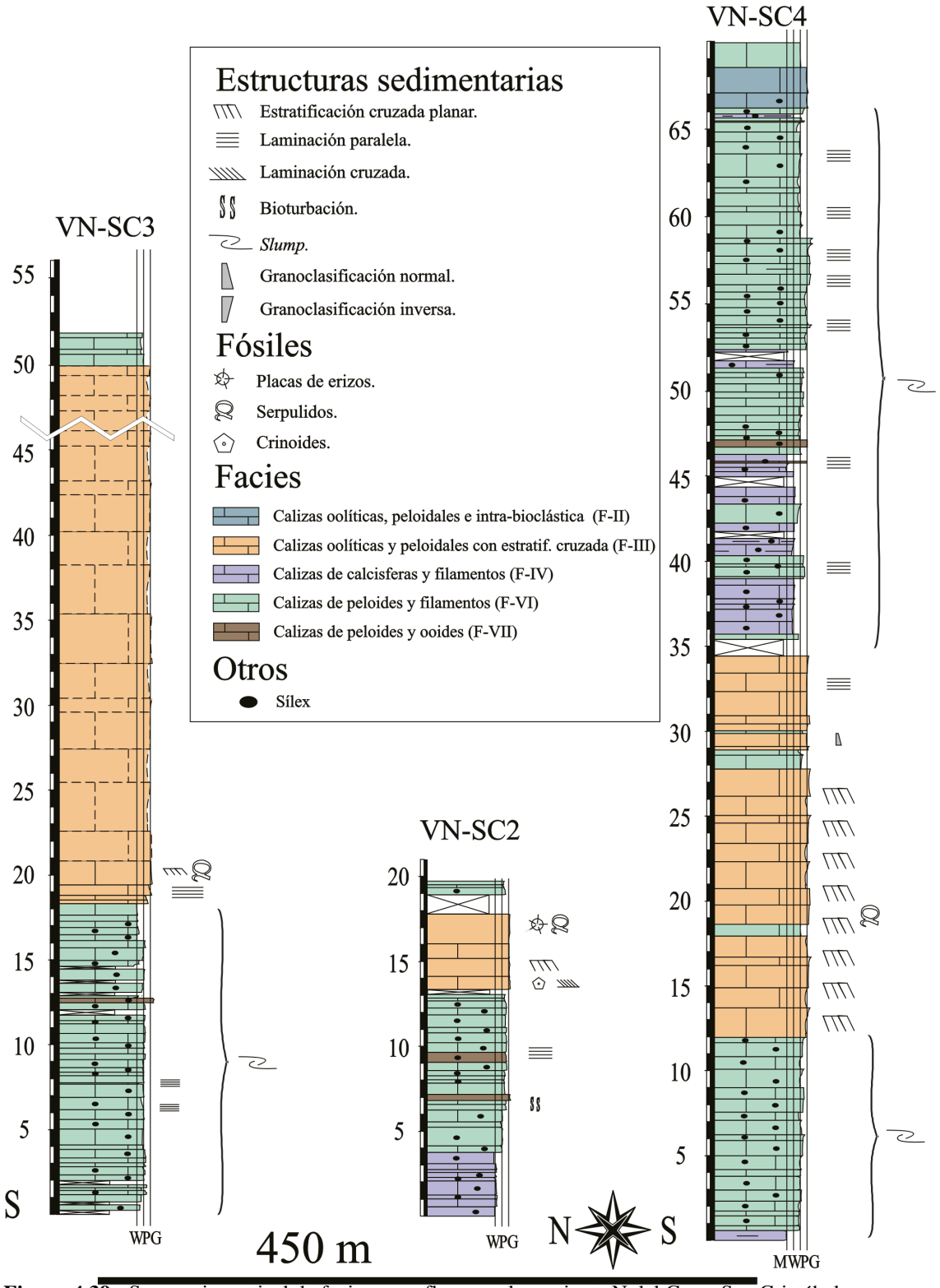


Figura 4.39.- Secuencia vertical de facies que afloran en la vertiente N del Cerro San Cristóbal.

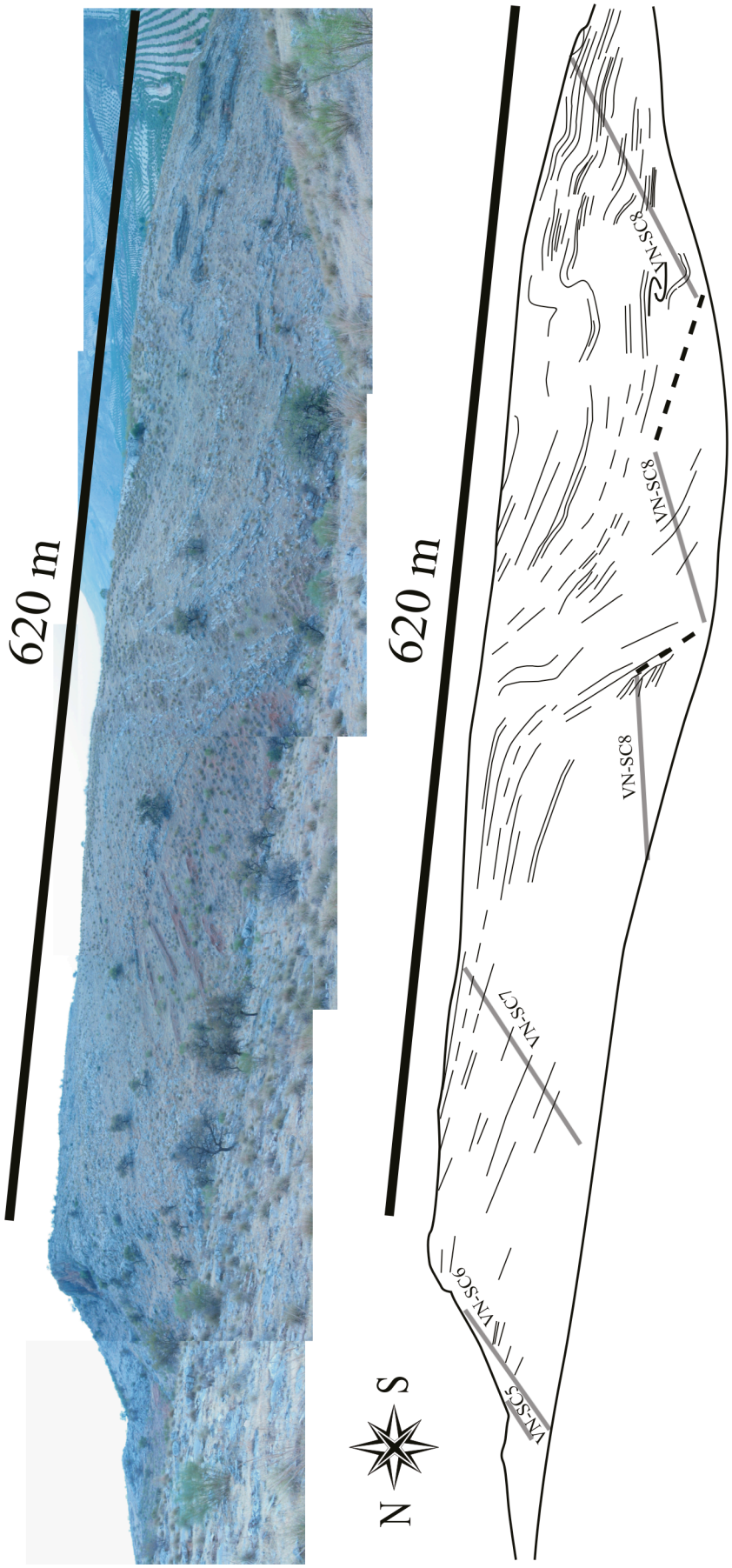


Figura 4.40.- Afloramiento de la base de la Formación situado al S del Cerro San Cristóbal.

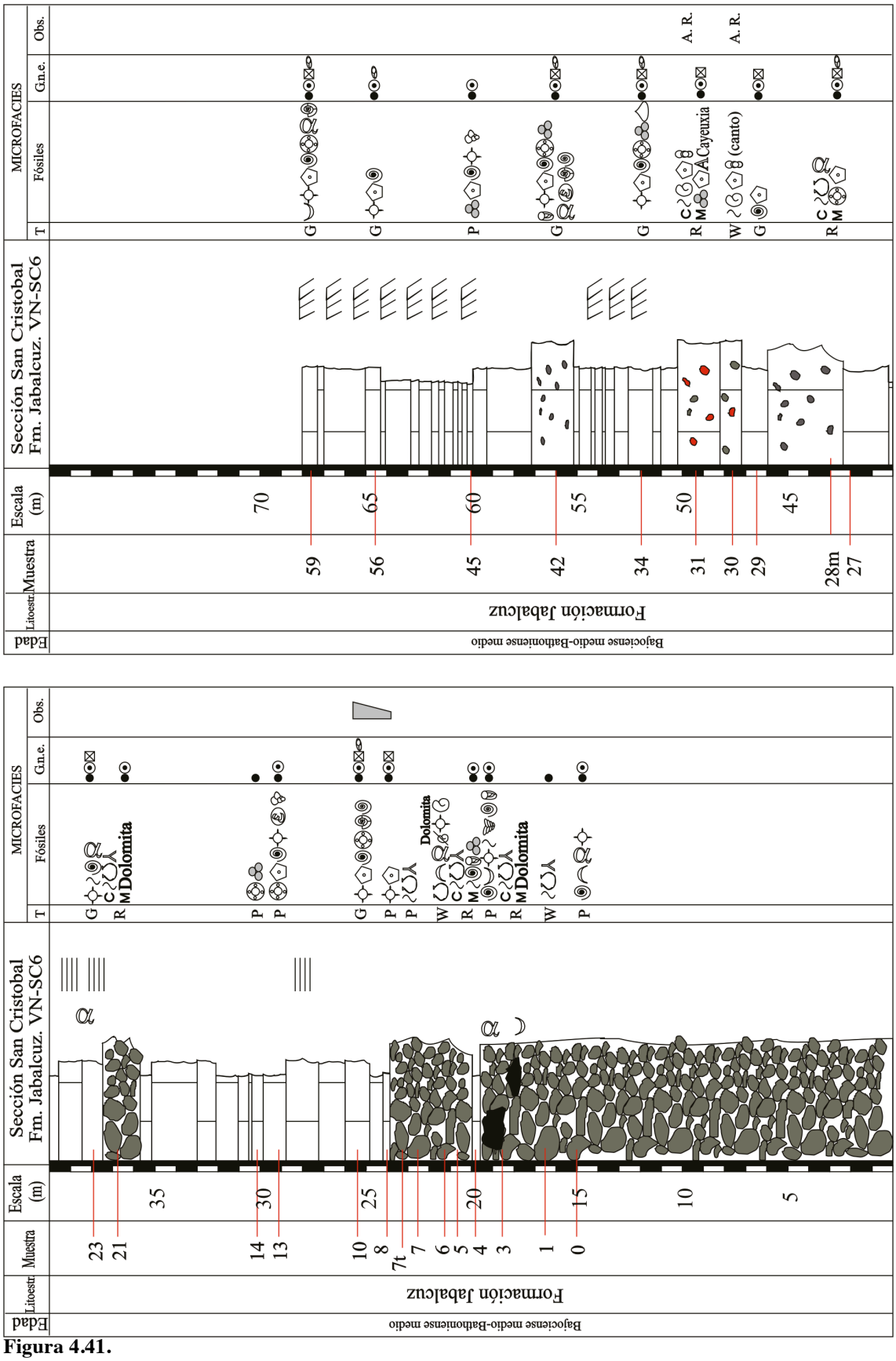

Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC6
MICROFACIES
Fósiles
Gn.e.
Obs.
T
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
Bajocense medio-Bathonense medio
Formación Jabalcuz
Dolomita
A. R.
ACayeuxia
(canto)

Figura 4.41.

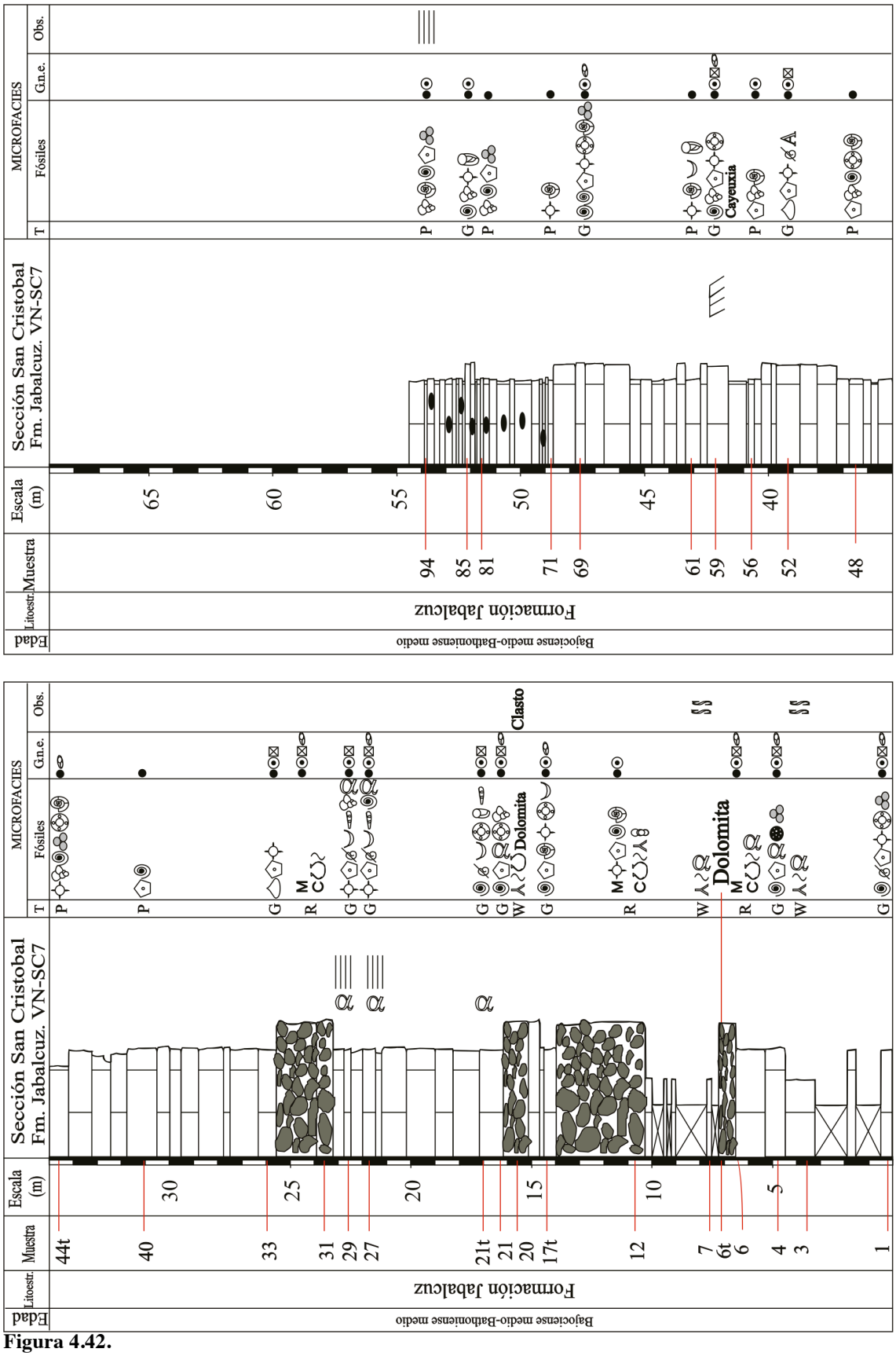
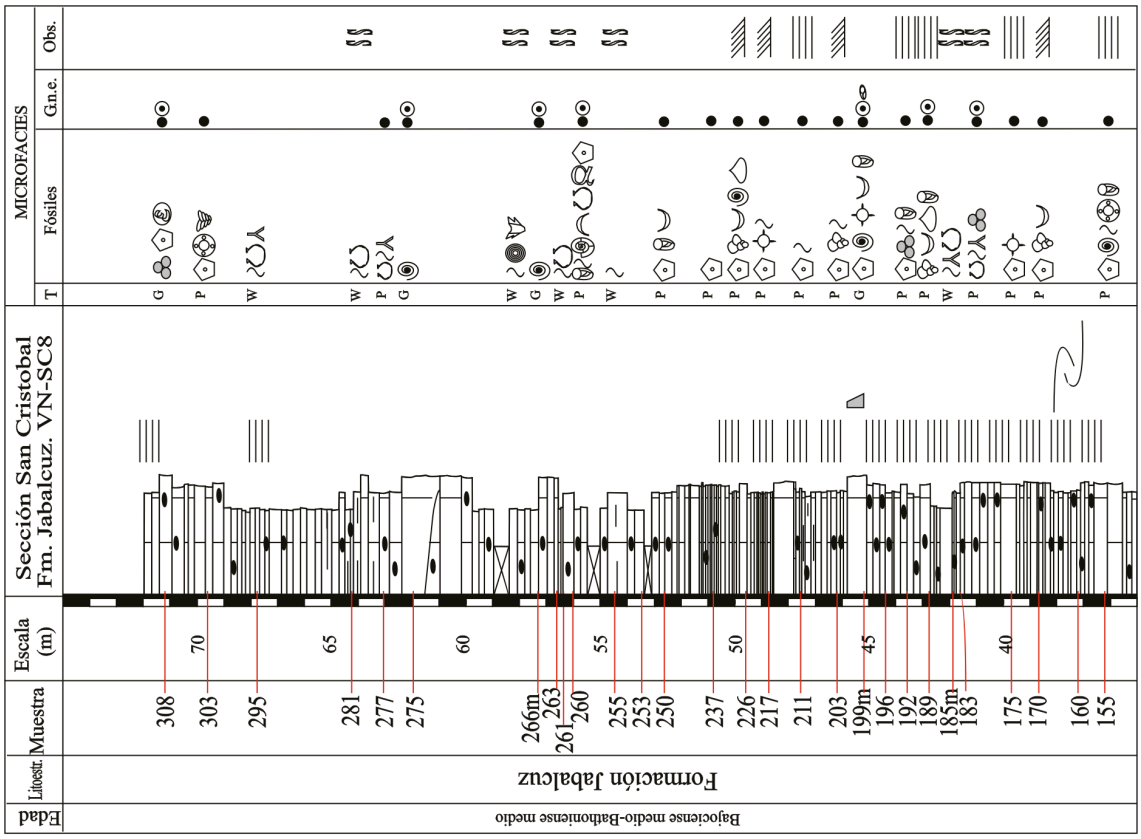

Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC7
MICROFACIES
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
Bajociense medio-Bathonense medio
Formación Jabalcuz
Dolomita
Clasto
Cayeuxia

Figura 4.42.


Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC8
MICROFACIES
Edad
Litoestr.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense medio-Bathoniense medio
Formación Jabalcuz

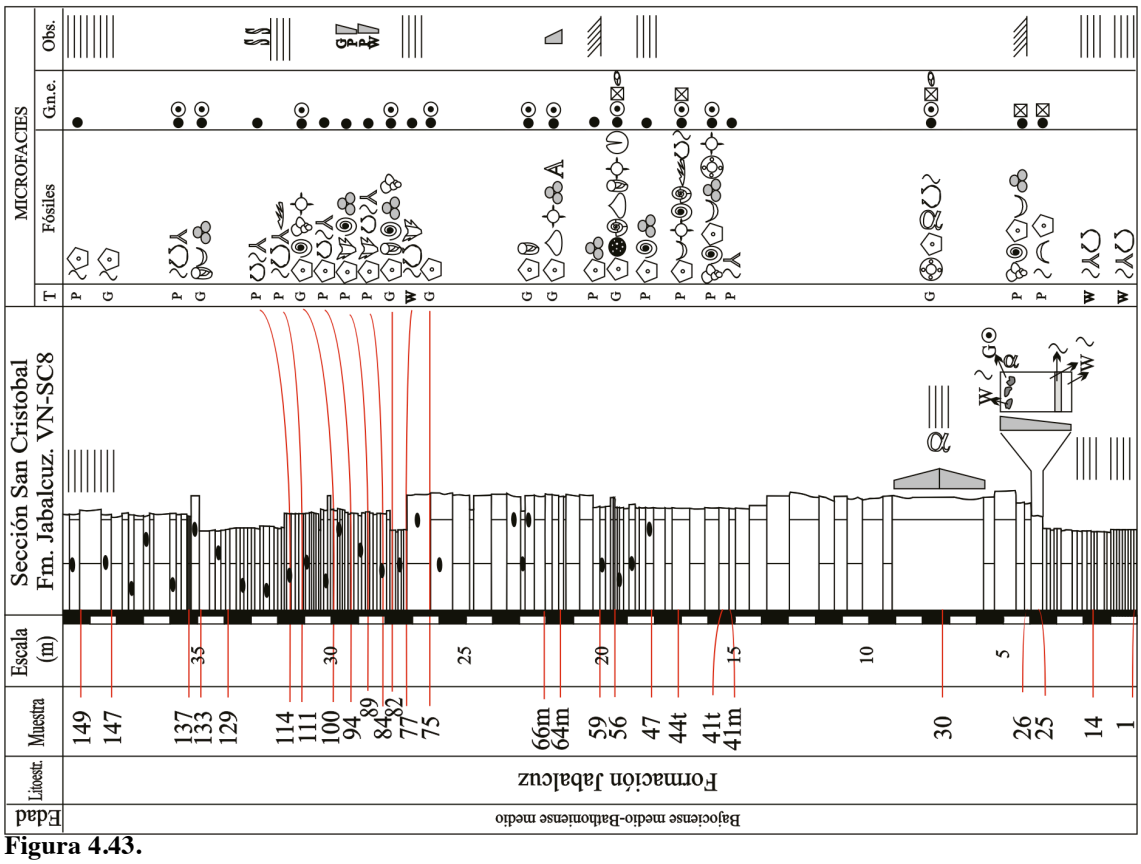

Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC8
MICROFACIES
Edad
Litoestr.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense medio-Bathoniense medio
Formación Jabalcuz

Figura 4.43.

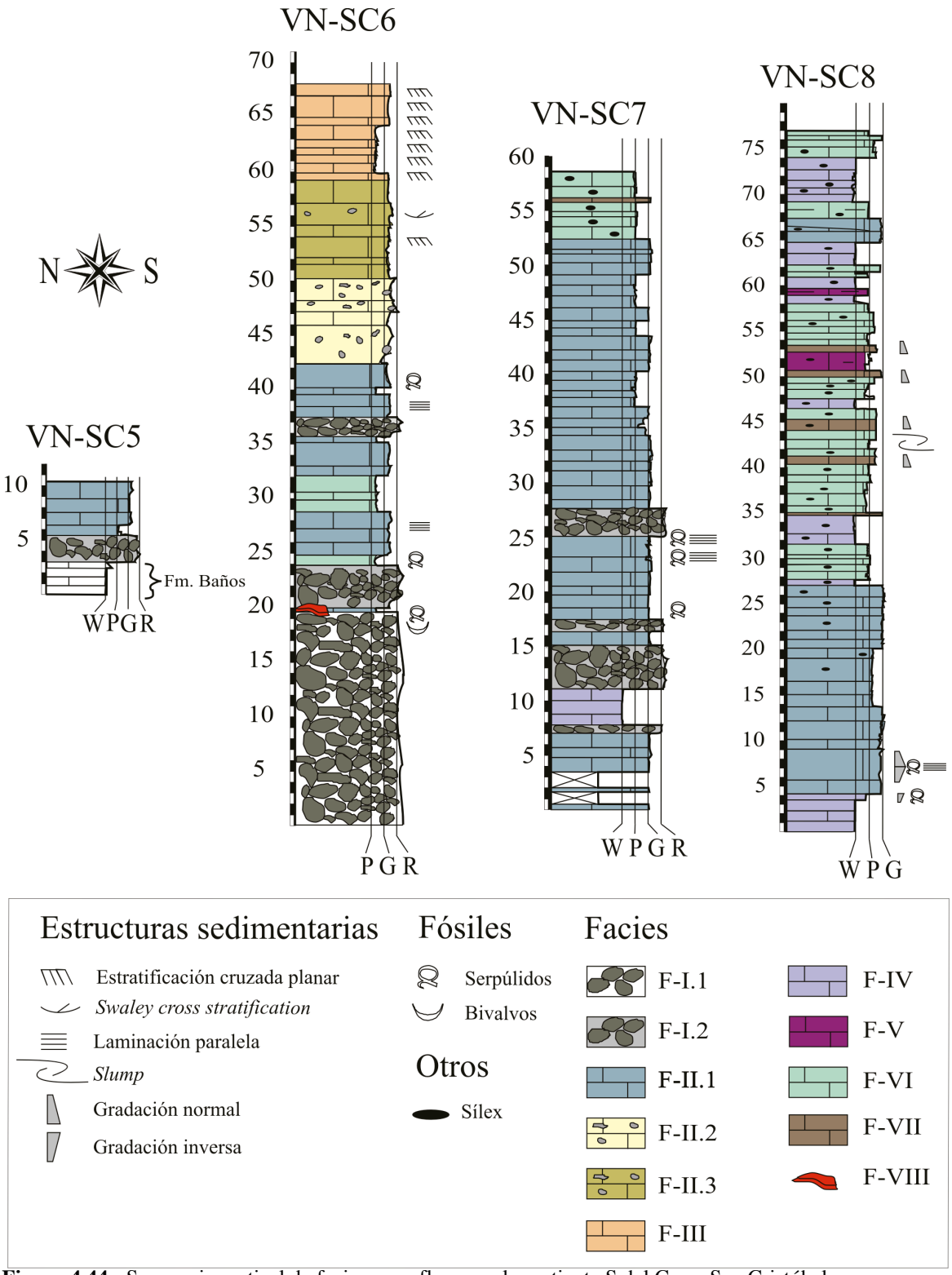
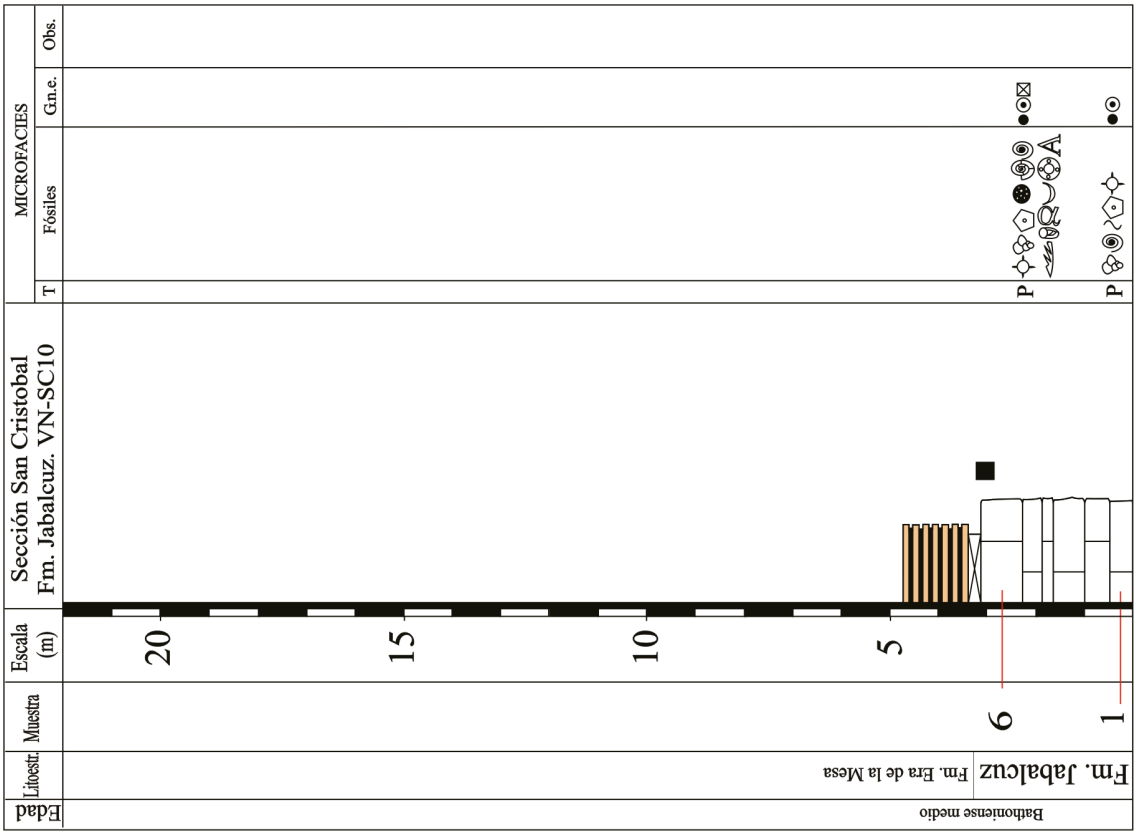


Figura 4.44.- Secuencia vertical de facies que afloran en la vertiente S del Cerro San Cristóbal.


Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC10
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Batoniense medio
Fm. Era de la Mesa
Fm. Jabalcuz
20
15
10
5
6
1
P

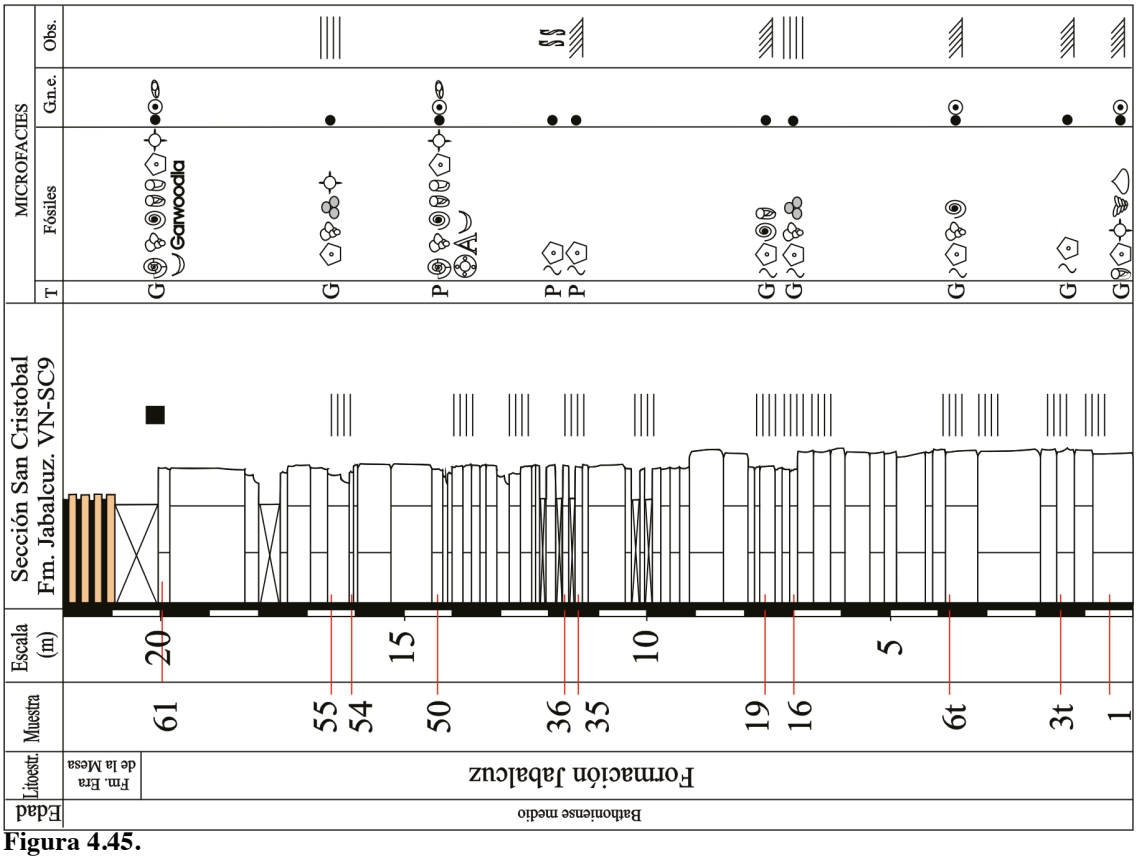

Sección San Cristobal
Fm. Jabalcuz. VN-SC9
Escala (m)
Muestra
Litoestr.
Edad
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Batoniense medio
Fm. Era de la Mesa
Formación Jabalcuz
Garwoodia
20
15
10
5
61
55
54
50
36
35
19
16
6t
3t
1
G
P

Figura 4.45.

4.3.2.III.- PALEOFALLAS Y RELACIONES LATERALES DE FACIES.

A lo largo del barranco situado al S del vértice geodésico del San Cristóbal, se han observado tres paleofallas que presentan una dirección media de N55ºE (Figs. 4.46 y 4.47). Las brechas F-I.1 de la parte inferior de la sección SC6, están limitadas al N por una paleofalla normal (paleofalla 1 en el Cerro San Cristóbal, Fig. 4.46) que pone en contacto lateral estas brechas con las calizas hemipelágicas de la formación inferior (Fm. Baños; Fig. 4.46). Las brechas con matriz oolítica (F-I.2) aparecen sobre las brechas F-I.1, la paleofalla 1 y directamente sobre la Fm. Baños infrayacente. La fosilización de la paleofalla 1 por estas brechas pone de manifiesto que esta falla fue sólo activa durante la formación de las brechas F-I.1. Las características del afloramiento y las relaciones laterales de facies permiten deducir que el salto vertical mínimo de esta falla fue equivalente a la potencia de las subfacies F-I.1, es decir, 20 m. A 220 m hacia el S de la paleofalla 1 aparece un contacto brusco lateral entre la facies F-V interestratificadas con F-IV con las acumulaciones de crinoides descritas y la facies F-II. El movimiento de la falla que provoca este contacto lateral causó el arrastre de los estratos adyacentes (Fig. 4.46). Así, la relación de facies y el patrón que siguen los estratos, favorecen la interpretación de esta falla como una falla sinsedimentaria (paleofalla 2; Figs. 4.46 y 4.47), pero no se han encontrado evidencias definitivas. Además la reactivación posterior de la misma no puede ser descartada. En el caso de que se considere como paleofalla, ésta presentaría un salto vertical mínimo de 30 m. La siguiente paleofalla normal (paleofalla 3), se encuentra a 420 m hacia el S desde la paleofalla 1. Esta paleofalla 3 está fosilizada por estratos de facies redepositadas distales (F-VII) y hemipelágicas (F-IV y F-VI) (Fig. 4.47). La flexura que se puede observar en los estratos del bloque hundido, que claramente aparecen paralelos a la falla (Fig. 4.47), induce a pensar que esta fue una falla de crecimiento. El movimiento vertical total de 25 m para esta paleofalla se puede deducir de la flexura que sufren los estratos suprayacentes. Aún más al S aparecen estructuras de *slump* que probablemente se originaron en relación con la actividad de esta paleofalla (Fig. 4.47). En cambio, en la vertiente N del Cerro San Cristóbal no se ha observado ninguna paleofalla.

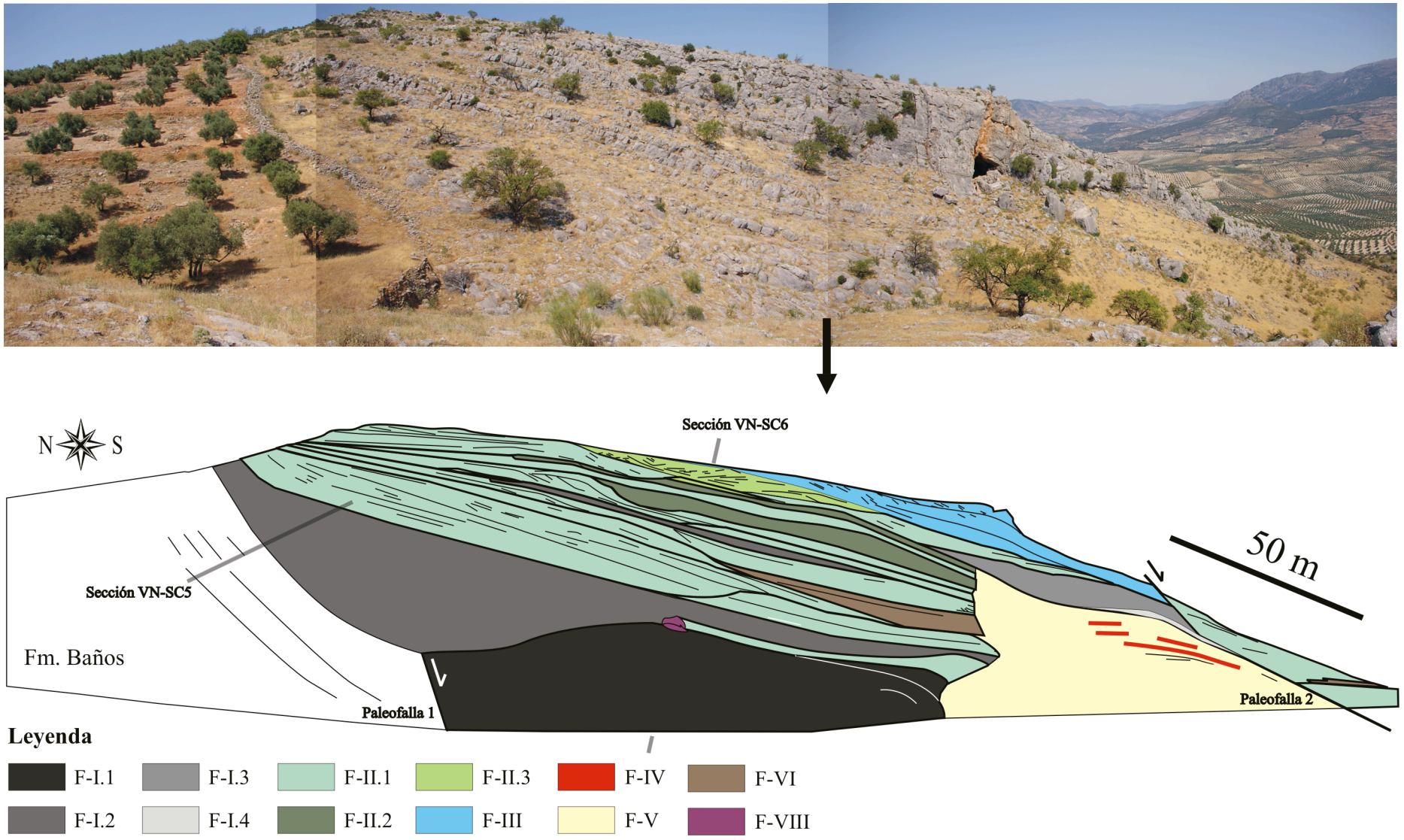


Figura 4.46.- Afloramiento S del Cerro San Cristóbal. Localización de las paleofallas 1 y 2, y distribución de facies.

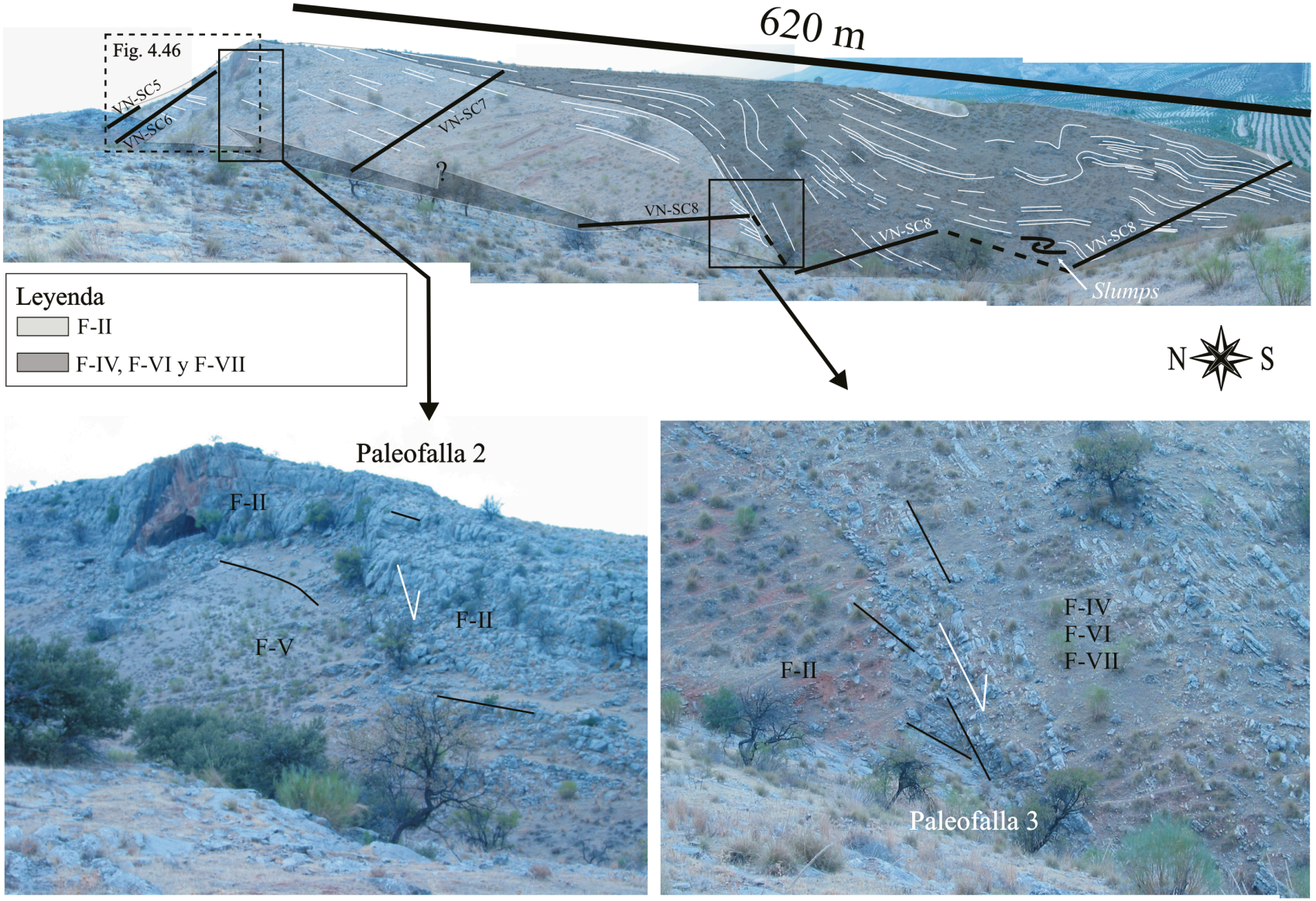


Figura 4.47.- Afloramiento del S del Cerro San Cristóbal. Localización de las paleofallas 2 y 3, y distribución de facies.

4.3.2.IV.- PALEOCORRIENTES Y PALEOPENDIENTES.

En los afloramientos del Cerro San Cristóbal se han medido todos los indicadores de paleocorrientes y paleopendientes, tanto planares (estratificación y laminación cruzada) como lineales encontrados (charnelas de *slumps*, la orientación de los planos de comisura de las conchas de bivalvos y la imbricación de los clastos). En total, se han tomado 281 medidas de las que en la sección SC2, 6 correspondían a estratificación normal y otras 6 a laminaciones cruzadas encontradas en los últimos estratos de la sección. En la sección SC3 se tomaron 12 medidas lineales de la orientación de las charnelas de los *slumps* con los que empezaba la serie, en uno de estos *slumps* se observó como su charnela cambiaba de forma progresiva de N56ºE a N102ºE, por lo que para obtener la medida más fiable de la paleopendiente, sólo se han utilizado aquellas que no están deformadas y que se mantienen aproximadamente paralela a la estratificación.

En esta sección, SC3, en los estratos situados por encima de los *slumps*, se registraron 19 medidas de estratificación normal y 15 de cruzada.

En la sección SC4 se registraron 7 medidas de charnelas de los *slumps* basales y en los estratos suprayacentes 15 medidas de estratificación normal y otras 15 de estratificación cruzada. En la sección SC6 se tomaron 16 medidas de estratificación normal y 20 de cruzada, además de las 140 medidas tomadas para la orientación de la comisura de las valvas de la facies F-VIII y de las 7 tomadas para la imbricación de los clastos que aparecen en la facies F-II-2. Finalmente, en la sección SC8 se tomaron 5 medidas de *slumps*. De cada una de las estaciones de medida definidas se calcularon los vectores principales de cada tipo de medida: estratificación normal, laminación y estratificación cruzada, charnelas de los *slumps*, orientación de la comisura de las valvas e imbricación de clastos.

Una vez restituidas las medidas a su posición inicial, en la figura 4.48 se representa la distribución geográfica de las paleocorrientes y paleopendientes halladas. En esta figura se puede apreciar como la orientación de las charnelas de *slumps,* NE-SO, indicarían que las paleopendientes se inclinarían en sentido perpendicular a ésta. Mientras que las laminaciones y estratificaciones cruzadas medidas al N de la cima del San Cristóbal, indican un sentido de movimiento hacia el NO, siendo N285ºE el sentido principal que indican las laminaciones y estratificaciones cruzadas, y N310ºE la de los *slumps*, al S de la misma cima, vemos que la dirección principal de las paleocorrientes es hacia el SE (N130ºE con la estratificación cruzada y N150ºE con los clastos imbricados), aunque haya paleocorrientes secundarias de menor importancia que indiquen hacia el N350ºE (estratificaciones cruzadas) o hacía el N177ºE (orientación de los planos de comisura de las conchas de bivalvos).

Todas estas medidas no tienen por que reflejar necesariamente la dirección original. Habría que someterlas a un giro de eje vertical en función de la rotación que ha sufrido la Fm. Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal desde su formación. Para esto son necesarios datos paleomagnéticos no realizados hasta ahora en los afloramientos estudiados. Aunque, al igual que para los afloramientos de la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz previamente expuestos, si se tienen en cuenta la rotación dextrosa media de 72º ± 19º para el Jurásico Medio del Subbético Externo y Medio del sector central de la Cordillera Bética (Osete *et al*., 2004), todas las paleocorrientes y paleopendientes deberían someterse a una rotación antihoraria de esta magnitud.

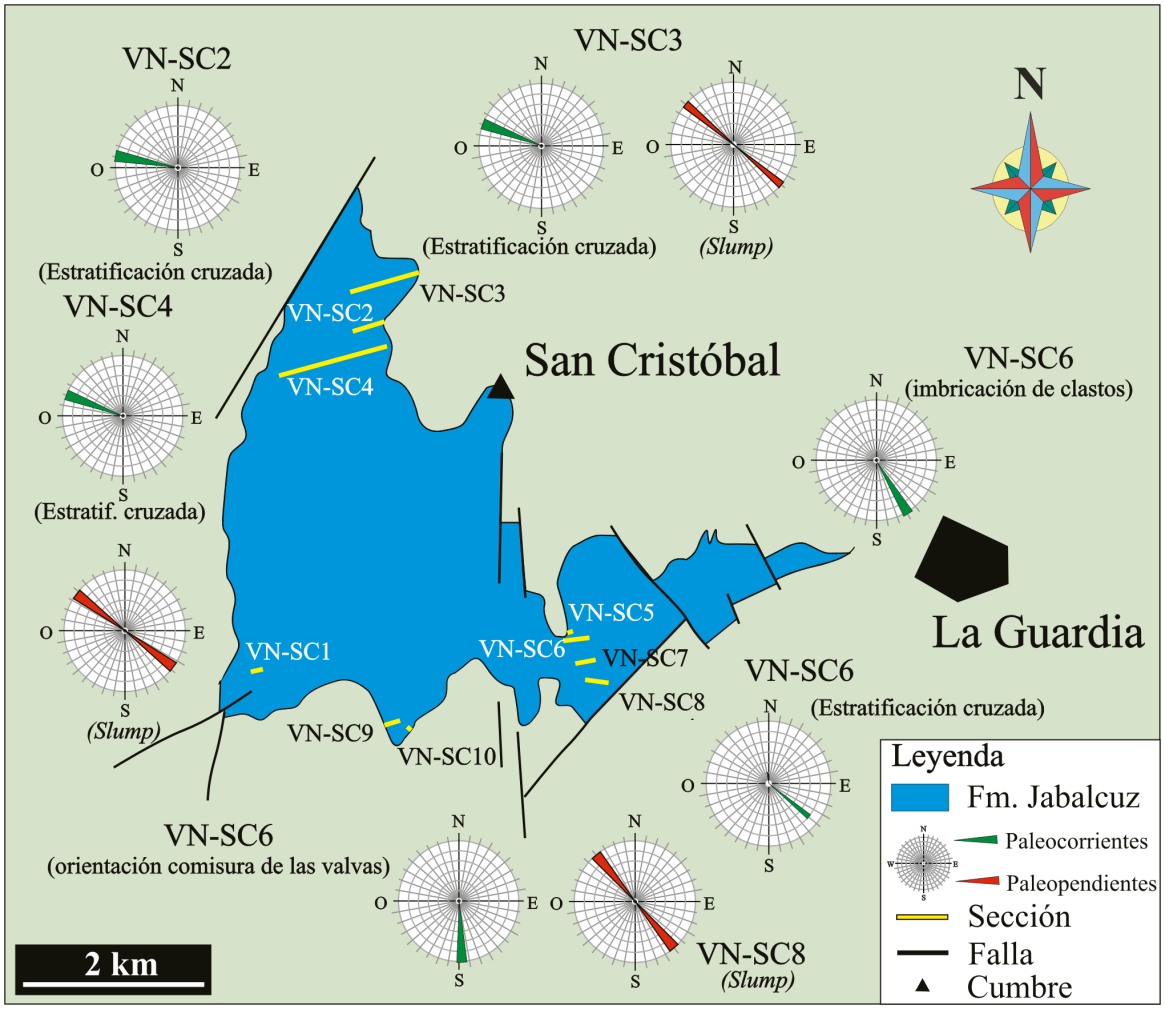


Figura 4.48.- Distribución geográfica de las paleocorrientes medidas y de las paleopendientes deducidas sin aplicar el giro de eje vertical.

4.3.2.V.- INTERPRETACIÓN DE FACIES.

F-I.- Facies de brechas.

Los rasgos característicos de los dos tipos de clastos que forman las brechas de tipo F-I.1 indican que éstos probablemente proceden de la erosión de la formación infrayacente (Fm. Baños), que como ya se adelantaba al inicio del capítulo, está formada por una potente sucesión de calizas tableadas hemipelágicas, con facies *Ammonitico Rosso* en su parte superior en algunas secciones. La presencia de estas brechas junto a una paleofalla (paleofalla 1; Fig. 4.46) que pone en contacto lateral esta facies con las

calizas de la Fm. Baños, junto con la forma en cuña de los estratos y su terminación frontal brusca pasando lateralmente a la facies de margas (F-V), sugieren que estas brechas con matriz micrítica (F-I.1) son el resultado de la acumulación de clastos en el bloque hundido (*hanging-wall*) de una falla normal y por lo tanto, se han interpretado como brechas originadas por caída de rocas (*rockfall breccias sensu* Nemec, 1990; Drzewiecki y Simó, 2002; Titschack *et al.,* 2005).

Como ya se ha descrito en el apartado anterior, las brechas con matriz oolítica (F-I.2), aparecen sobre la Fm. Baños infrayacente, la paleofalla 1 y sobre las brechas F-I.1 para finalmente pasar lateralmente a la facies margosas (F-V) pendiente abajo. La aparición de oolitos en la matriz indicaría que en las zonas más someras, ya se había establecido la factoría oolítica. La presencia en estas brechas de los mismos tipos de clastos que en las brechas F-I.1 pero con matriz oolítica, sugiere que proceden del retrabajamiento de los clastos acumulados en el bloque hundido de una falla o grupo de fallas más someras que no afloran (paleofalla 0). La continuidad lateral pendiente arriba de estas brechas de unos 170 m hasta que desaparecen por erosión, se puede tomar como indicador de la distancia mínima que separaría la paleofalla 1 de la paleofalla o grupo de paleofallas de donde proceden los clastos de esta brecha (Fig. 4.46). Así, las brechas con matriz oolítica (F-I.2) serían el resultado de un flujo friccional (no cohesivo), donde los granos y clastos que lo forman son retrabajados pendiente abajo.

En las brechas F-I.3, la presencia de los mismos tipos de clastos que en las brechas anteriores junto con clastos de calizas oolíticas y bioclásticas, sugieren que este flujo transportaba clastos de la formación infrayacente y clastos procedentes de sedimentos oolíticos más someros que habían sufrido una cementación temprana.

Las brechas con matriz margosa (F-I.4), se han interpretado como calizas nodulosas con textura brechoide debidas a la reptación (*creeping*) pendiente

abajo de secuencias caliza/marga donde las calizas parcialmente cementadas se fracturan formando este tipo de brechas (Seyfried, 1978).

F-II.- Facies de calizas oolítica, peloidal e intra-bioclástica.

Los estratos discontinuos de las subfacies de calizas oolítica, peloidal e intra-bioclástica F-II.1 y F-II.2 se han interpretado como depósitos resedimentados. En el afloramiento y en las microfacies no se han podido diferenciar los rasgos distintivos que llevarían a interpretar estos depósitos como capas de tormentas proximales o sedimentos formados a partir de flujos gravitatorios. En este último caso, se han descrito tipos de depósito similares que son el resultado de flujos de densidad hiperconcentrados (*hyperconcentrated density flows*), caída de clastos (*debris falls*), o flujos de granos (*grain flows*; Middleton y Hampton, 1973, 1976; Mulder y Alexander, 2001; Flügel, 2004; Titschack *et al.,* 2005). Estos tipos de flujos normalmente aparecen asociados a zonas tectónicamente activas que forman pequeñas cuencas con poca profundidad (Mutti *et al.,* 1996). Entre estos tipos de facies, las acumulaciones de bioclastos en bandas de unos 7 cm de potencia se interpretarían como sedimentos redepositados resultado de la erosión de colonias de serpúlidos y de otros organismos.

Las superficies erosivas cóncavas hacia arriba que caracterizan las subfacies F-II.3 se han interpretado como estratificación cruzada de tipo *swaley* (*swaley cross-stratification* sensu Leckie y Walker, 1982). Dumas y Arnott (2006), en experimentos con túneles de oleaje, concluyeron que este tipo de estructuras se pueden formar bajo periodos de olas de 8-10 s, con altas velocidades oscilatorias (>50 cm/s), con escasas o nulas corrientes unidireccionales (<5 cm/s) y baja tasa de agradación (1 mm/min.). Este tipo de estructuras se han interpretado como estructuras formadas durante las tormentas (Tucker y Wright, 1990; Yagishita *et al.,* 1992; Datta *et al.,* 1999*,* entre otros).

F-III.- Facies de calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada.

Éstas fueron previamente interpretadas en el área de Era de la Mesa-Jabalcuz, como depósitos típicos de bancos oolíticos formados en un ambiente de plataforma abierta de alta energía a escasa profundidad (< 10 m; Tucker y Wright, 1990; Gischler y Lomando, 2005).

El análisis de las paleocorrientes previamente descritas indica que la migración de los cuerpos oolíticos se produjeron en dos direcciones principales: por un lado en la vertiente N del Cerro San Cristóbal la migración de los bancos oolíticos es hacia N285ºE, sentido ligeramente oblicuo con la dirección de la línea de máxima pendiente que indican las charnelas de los *slump* descritos; mientras que en la vertiente S, el sentido principal de propagación de estos cuerpos oolíticos es hacia N130ºE paralelo a la línea de máxima pendiente.

F-IV.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

Esta facies se ha interpretado como depósitos formados en un ambiente marino abierto de baja energía, donde la laminación paralela descrita se ha interpretado como tempestitas distales (Molina *et al.,* 1997), aunque no se han encontrado rasgos que descarten la interpretación de las mismas como depósitos de corrientes turbidíticas diluidas, lo que podría ser coherente en algunos de los afloramientos.

En el caso de las acumulaciones de crinoides asociadas a esta facies, la presencia de artejos unidos indica un leve retrabajamiento de los mismos. Esto nos revela que estos crinoides vivirían en este ambiente poco energético y que las tormentas u otro evento energético similar permitirían la acumulación de los artejos prácticamente *in situ.* Casos similares han sido descritos en bibliografía (Jach, 2005; Wetzel y Meyer, 2006).

F-V.- Facies de margas.

Esta facies se ha interpretado como depósitos por decantación en un ambiente marino abierto de baja energía.

F-VI.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

Esta facies ya fue previamente interpretada como depósitos hemipelágicos bioturbados, donde los dos tipos de texturas asociadas a este tipo de facies se deben a un mayor o menor arrastre de la micrita por las corrientes. La laminación paralela se ha interpretado como capas de tormentas (Ruiz-Ortiz, 1980), aunque al igual que en la facies F-IV, no se puede descartar su formación a partir de flujos turbidíticos, al menos en algunos afloramientos.

F-VII.- Facies de calizas de peloides y ooides.

Este tipo de facies se ha interpretado como depósitos distales resedimentados. La gradación normal que caracteriza a este tipo de facies podría ser el depósito correspondiente a un flujo turbulento, ya que esta gradación podría producirse por la deceleración de este tipo de flujo. Depósitos turbidíticos generados por el colapso de nubes de sedimento en suspensión generados por la actividad de tormentas ya se han descrito en ambientes de plataforma (Mulder y Alexander, 2001).

F-VIII.- Facies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos.

La instalación y desarrollo de las bioconstrucciones encontradas entre las brechas F-I.1 y sobre éstas, fueron controladas por el tipo de constructores (bivalvos bisados y serpúlidos) y las condiciones ambientales (energía del agua, tasa de sedimentación y el tipo de sustrato). Los organismos pioneros fueron los bivalvos mytiloides (Fig. 4.49).

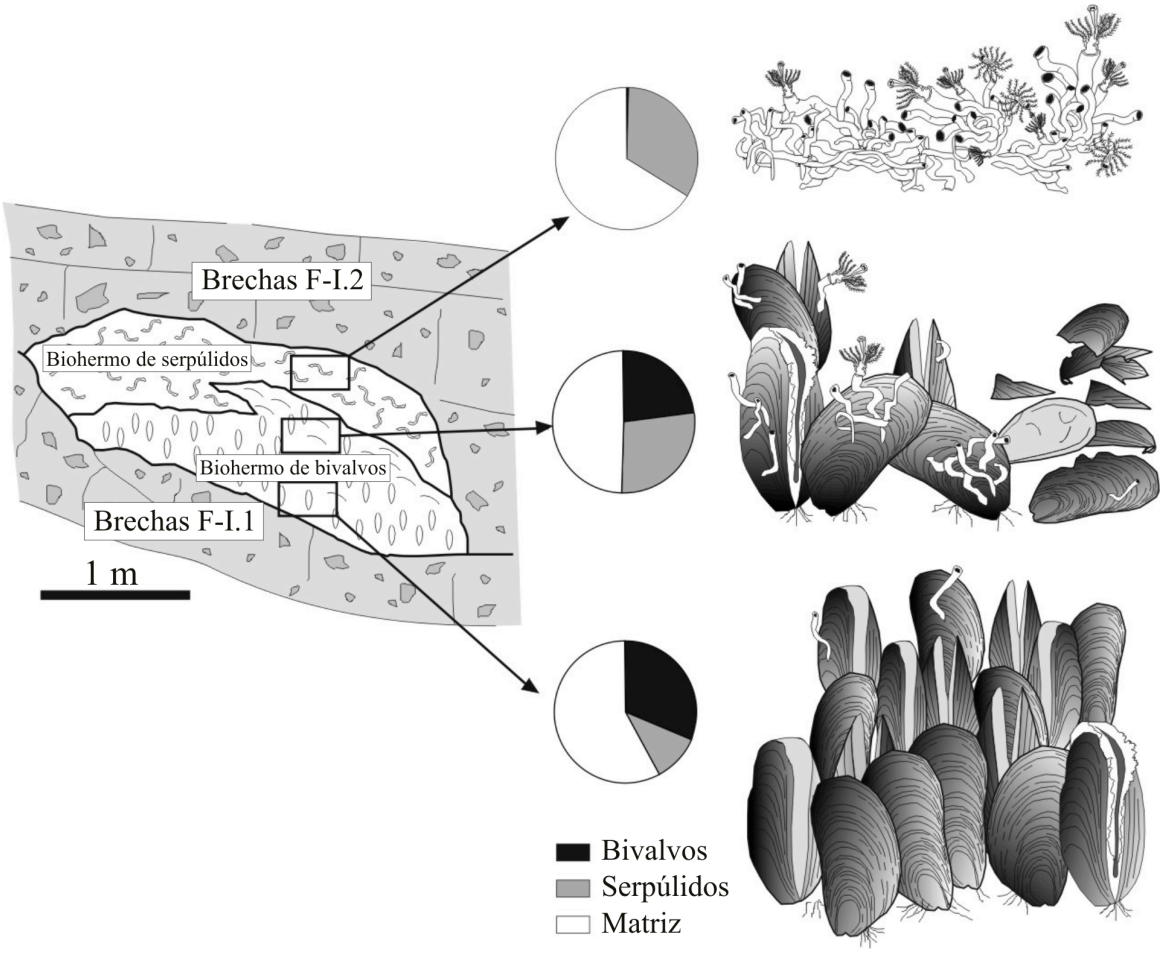


Figura 4.49.- Proporción de los principales componentes de las bioconstrucciones y reconstrucción de la estructura de las mismas (Navarro *et al*., 2008).

Los biohermos de bivalvos están formados por capas con una alta densidad de bivalvos que se unen unos a otros por el biso. Aunque la concentración de bivalvos sea muy densa y los bivalvos aparezcan en contacto unos con otros, no se llega a formar una estructura totalmente rígida. Esta ausencia de una estructura rígida hace que estas estructuras sean sensibles a la acción de las tormentas que pueden llegar a provocar su destrucción. Consecuentemente, sólo se llegaron a preservar pequeños parches de bivalvos *in situ*. La situación favorable sobre el sustrato rígido de las brechas F-I.1 y la escasa sedimentación permitieron el desarrollo de fábricas bioconstruidas tipo *boundstone* que constituyen el primer estadío de la bioconstrucción (biohermo de bivalvos).

La energía del agua tuvo un papel relevante en el desarrollo de los biohermos de bivalvos. Seguramente, los moluscos colonizaron el fondo marino durante periodos relativamente poco energéticos de depósito de las brechas asociadas o vivieron en sitios más protegidos como p. e. las zonas más deprimidas entre los bloques de las brechas.

Sin embargo, los mytiloides actuales se encuentran en un amplio rango de ambientes, pero a la hora de crear biohermos, se requiere un movimiento considerable del agua que sea capaz de transportar suficientes nutrientes como plankton y que ayude a la prevención de la acumulación de cieno entre las valvas "*mussel mud*" (Holt *et al.,* 1998). La textura de *grainstone* que se encuentra entre las valvas indica una energía del agua relativamente alta que impediría el depósito de micrita. La presencia de fragmentos de valvas y valvas desarticuladas en los intersticios indica que estas bioconstrucciones, ocasionalmente, sufrían condiciones ambientales de alta energía que hacían que los biohermos fueran parcialmente destruidos y sus sedimentos se acumularan en los huecos de los propios biohermos.

Otras evidencias también sugieren la existencia de corrientes como p. e., la orientación preferencial que presentan las valvas de los biohermos. La dirección principal del plano descrito por la comisura de las valvas (N177ºE) es subparalela a la dirección de la línea de máxima pendiente indicada por los *slumps* previamente descritos. Este tipo de orientación preferencial ha sido descrito en ejemplos actuales de bioconstrucciones de *Crassostrea virginica* (Lawrence, 1971; Frey *et al.,* 1987) y *Saccostrea cucullata* (Aguirre, 1998), y se interpreta como una adaptación para obtener nutrientes.

Las tormentas interrumpieron el crecimiento de los biohermos de bivalvos acumulando las conchas desarticuladas y en algunos casos rotas junto a éstos. La orientación preferencial convexa hacia arriba de las valvas indica que las valvas fueron arrancadas y transportadas por corrientes (Fürsich y Pandley, 1999 y 2003; Titschack *et al.,* 2005). Sin embargo, la buena

preservación de las valvas desarticuladas sugiere una corta duración de la acción de corrientes de alta energía. En este sentido Tomašových (2005), interpreta las valvas convexas hacia arriba como indicativas de condiciones de flujo de tormentas. Estos depósitos de conchas de bivalvos retrabajadas se han encontrado en el margen S de los biohermos lo que coincide con el desplazamiento de las mismas pendiente abajo. De acuerdo con Seed y Suchanek (1992), entre los mytiloides, se considera que el género *Mytilus* tiene la capacidad de recuperarse de estas alteraciones. Las tormentas fueron así el mayor factor limitante que condicionó la preservación de las capas de mytiloides en las áreas protegidas. Young (1985), demuestra experimentalmente que la agitación mecánica estimula la producción de bisos en los mytiloides.

El sustrato formado por las brechas parece ser favorable a la fijación de los mytiloides. En general, los mejores ejemplos de biohermos de *Mytilus* actuales aparecen sobre sustratos arenosos o fangosos con clastos. La fijación de las larvas de *Mytilus* a sustratos firmes con superficies irregulares ha sido ampliamente descrita en bibliografía (Maas Geesteranus, 1942; Young, 1983; Holt *et al.,* 1998; Lapointe y Bourget, 1999; Commito y Rusignuolo, 2000).

La proporción de serpúlidos en los biohermos de bivalvos se incrementa hacia arriba (Figs. 4.49 y 4.50), indicando un progresivo descenso en la tasa de sedimentación y en la energía del agua (Fig. 4.51). La presencia de epibiontes y organismos encostrados se favorece en ambientes de baja energía (Meldahl y Flessa, 1990; Parson y Brett, 1991), pero también esta relacionada con el tiempo de exposición y la tasa de sedimentación (Reolid *et al*., 2005; Reolid y Gaillard, 2007; entre otros). Los serpúlidos requieren un substrato duro para su asentamiento y formación. En la literatura están ampliamente descritas las acumulaciones de serpúlidos sobre conchas de bivalvos (Bosence, 1973 y 1979; Holt *et al.,* 1998). El incremento progresivo de serpúlidos hacia arriba culmina en los biohermos de serpúlidos donde predominan los anélidos y los bivalvos están ausentes

(Figs. 4.49 y 4.50). El florecimiento de serpúlidos estaría relacionado con intervalos de energía muy baja ya que los biohermos de serpúlidos son físicamente muy frágiles y la matriz que hay entre los tubos oscila entre *mudstone* y *wackestone* (Fig. 4.51). En este sentido, el límite de turbulencia del agua tiene un gran interés a la hora de desarrollarse el biohermo ya que de éste dependerá la retención de las larvas (Bosence, 1979; Berra y Jadoul, 1996; Holt *et al.,* 1998; Cirilli *et al.,* 1999). El relieve desarrollado por la acumulación de bivalvos favoreció el crecimiento de los serpúlidos para la formación de biohermos ya que los biohermos de bivalvos ofrecen a los serpúlidos una posición elevada que hace que éstos tengan más asequible el alimento en suspensión que llevan las corrientes del fondo marino.

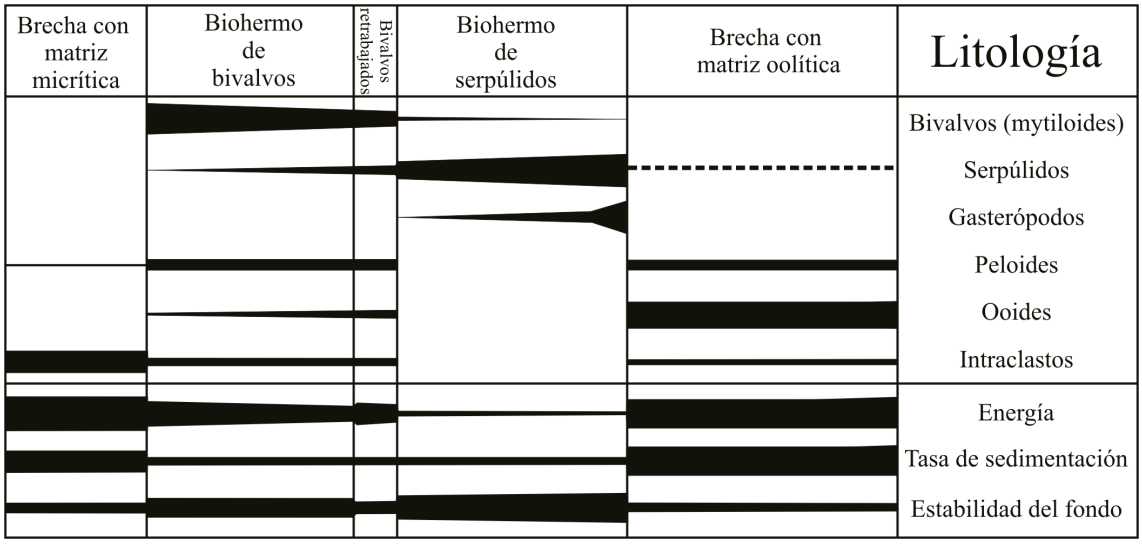


Figura 4.50.- Distribución estratigráfica simplificada de los componentes bióticos y abióticos, y evolución de parámetros eco-sedimentarios (Navarro *et al*., 2008).

El crecimiento de la estructura de los biohermos fue un proceso de superposición de tubos de serpúlidos. Los huecos que dejaban la estructura de biohermos se fue rellenando por sedimento micrítico y posteriormente por cemento.

En el registro sedimentario, los serpúlidos son un componente minoritario de las bioconstrucciones y sólo en ambientes con un extremo estrés ambiental se han descrito como el principal componente de las

bioconstrucciones (Mistiaen y Poncet, 1983; Palma y Angeleri, 1992; Friebe, 1994; Clímaco *et al.,* 1997; Fornós *et al.,* 1997; Cirilli *et al.,* 1999; entre otros). Estos autores relacionan la presencia de serpúlidos con ambientes con un escaso nivel de oxigenación, salinidades anómalas o condiciones eutróficas. Actualmente, las acumulaciones de serpúlidos aparecen relacionadas con temperaturas muy bajas (Kirkwood y Burton, 1988) o con temperaturas muy altas (Ten Hove y Van der Hurk, 1993), y con un amplio rango de salinidades. Los serpúlidos están entre los organismos más tolerantes a las condiciones de escasez de oxígeno que se dan en el fondo marino (Sageman *et al.,* 1991). La complicada fisiografía creada en las brechas podría impedir la circulación normal del agua creando zonas en la paleopendiente donde se produjera un incremento anómalo de la salinidad, pero esto se daría sólo durante periodos limitados de tiempo. Un contexto similar a éste se ha descrito para biohermos serpúlido-microbiales del Trias Superior en Italia (Berra y Jadoul, 1996; Cirilli *et al.,* 1999).

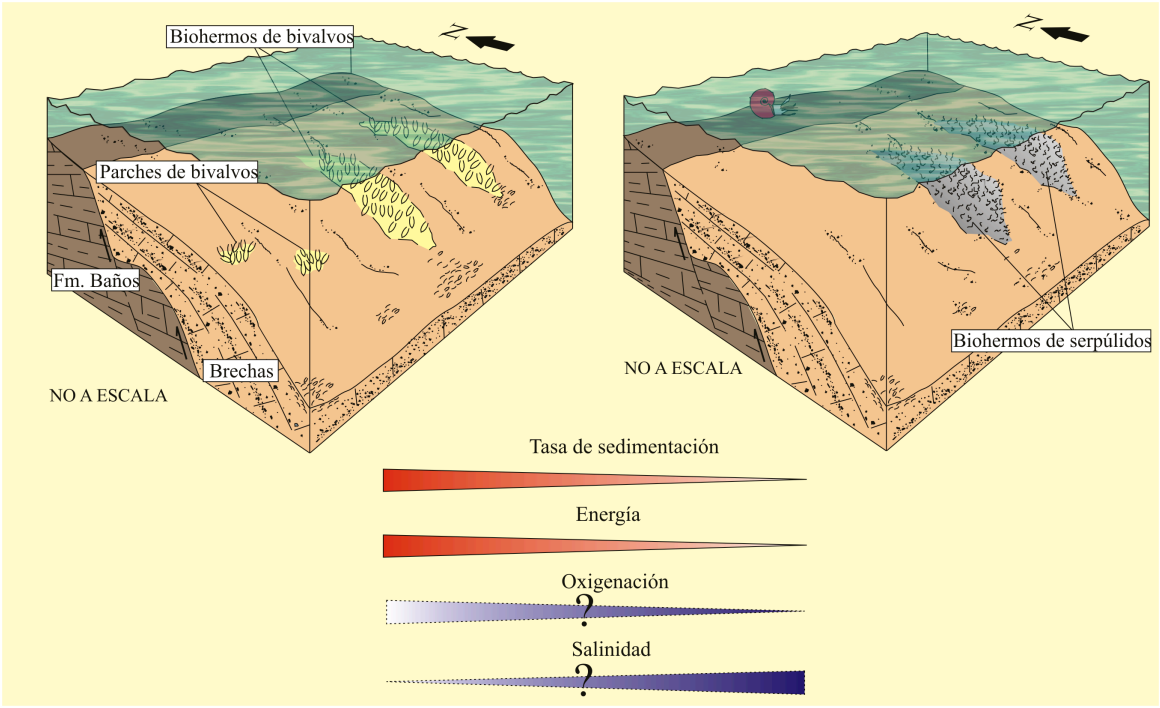


Figura 4.51.- Reconstrucción del talud donde se formaron las bioconstrucciones. Navarro *et al*., (2008).

Según Fagerstrom (1988) y Climaco *et al.* (1997), cuando hay un estrés ambiental elevado, la densidad del empaquetamiento de los individuos puede ser muy elevada. En esta situación, componentes subordinados de la

bioconstrucción como pueden ser los serpúlidos, asumen la función de constructor por su resistencia esqueletal, volumen y densidad de empaquetamiento. La formación de bioconstrucciones presenta grandes ventajas en un ambiente inestable como es la paleopendiente estudiada:

1.- Las poblaciones densas son menos susceptibles a la rotura que los individuos por separado. La solidez del empaquetamiento de los individuos hace que sean más resistentes a los eventos energéticos (principalmente en el caso de los bivalvos).

2.- Los individuos interconectados y cementados favorecerán una mayor estabilidad a la hora de albergar futuras generaciones. Las larvas de varias especies de serpúlidos muestran afinidad por sus adultos o por los ambientes que ofrecen los tubos de estos (Ten Hove y Van den Hurk, 1993).

3.- La capacidad de formar biohermos es una forma de vivir sobre la interfase agua-sedimento, evitando así el enterramiento por el sedimento y explotando aguas más claras sobre el fondo, mejorando así la calidad de su alimentación suspensívora (Bosence, 1979; Pruss *et al.,* 2007).

La interrupción del crecimiento de los biohermos está relacionada con los depósitos de los siguientes estratos de brechas (F-I.1 o F-I.2 según el caso), que implican un aumento de la energía del agua y tasa de sedimentación sobre el nicho ecológico de los mytiloides y serpúlidos.

4.3.3.- Discusión.

4.3.3.I.- PALEOBATIMETRÍA DE LOS SEDIMENTOS.

La buena exposición de los afloramientos ha permitido la determinación aproximada de la profundidad a la que probablemente se depositaron las

distintas facies interpretadas. Para ello, se tomó como referencia la sección SC6, ya que en ella aparecen la mayor parte de facies y muestra una secuencia de somerización desde las brechas redepositadas de la base hasta los depósitos oolíticos con estratificaciones cruzadas típicas de bancos oolíticos submareales que afloran en la parte superior de la sección. Estos bancos submareales normalmente se forman a profundidades de pocos metros (< 10 m; p. e. Tucker y Wright, 1990, o Gischler y Lomando, 2005). Esta profundidad se puede tomar como referencia a la hora de calcular la profundidad de depósito de las facies infrayacentes, ya que la ausencia de rasgos de compactación (p. e. truncación de granos por granos adyacentes o estilolitos) sugieren una reducción de espesor escasa o inexistente, lo que es característico de este tipo de calizas (Goldhammer, 1997; Flügel, 2004). De esta forma se puede deducir p. e., que las brechas basales se acumularon a una profundidad en torno a los 70 m o que los depósitos de tormentas correspondientes a la facies F-II.3 se formarían sobre el nivel de base del oleaje a profundidades inferiores a 15 m (Fig., 4.44). Del mismo modo se pueden inducir la profundidad más probable en la que se depositaron el resto de facies que aparecen en este afloramiento (Fig., 4.46).

4.3.3.II.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.

El análisis de facies, su distribución y el patrón que sigue la estratificación, han permitido la identificación de dos secuencias deposicionales en el afloramiento de la vertiente S del Cerro San Cristóbal (Figs. 4.52). La base de la secuencia inferior la marca el límite entre las calizas micríticas hemipelágicas de la formación infrayacente (Fm. Baños) y la Fm. Jabalcuz, que viene marcado en este afloramiento por el comienzo del depósito de brechas calcáreas. El límite superior de esta secuencia coincide con una superficie de inundación que registra un evento de inundación indicado por el paso vertical de facies someras a sedimentos relativamente más profundos (Fig. 4.52). Este límite de secuencia coincide parcialmente con la

paleofalla número 3 (Fig. 4.52), por lo que se puede considerar como una discontinuidad tectónicamente inducida. El límite de secuencia que marca el techo de la segunda secuencia deposicional no aflora.

Como ya se adelantó al principio del capítulo, la edad de la Formación se ha definido entre el Bajociense superior indicado por ammonites (*Cadomites, sp.*) del techo de la Fm. Baños, y el Bajociense terminal-Bathoniense inferior datado con radiolarios en la base de la Formación suprayacente (Fm. Era de la Mesa; O´Dogherty y Ruiz-Ortiz, 2001). Esto indica que toda la Fm. Jabalcuz se formó en un periodo máximo de 4,5 Ma según la escala temporal de Gradstein *et al.,* (2004). Asumiendo que las dos secuencias deposicionales engloban gran parte de la Formación, se puede considerar que pertenecen a secuencias de 3er orden.

Por otro lado, en la vertiente N del Cerro San Cristóbal, no se han observado evidencias claras de la presencia de secuencias deposicionales como se han descrito en la vertiente S. A pesar de que la alineación de las secciones es oblicua a la dirección de progradación de los bancos oolíticos, se puede realizar la correlación de las columnas levantadas en estos afloramientos (Fig. 4.53). En este caso, sobre los últimos estratos de la Fm. Baños que localmente llegan a presentar un aspecto ligeramente noduloso, aparecen las facies marinas más abiertas con las que comienza el depósito de la Formación (F-IV, F-VI y F-VII). Por encima se encuentra la facies más somera con estratificaciones cruzadas (F-III), sobre las que aparecen de nuevo las facies más abiertas, describiendo un evento de inundación de la plataforma formada hasta el momento.

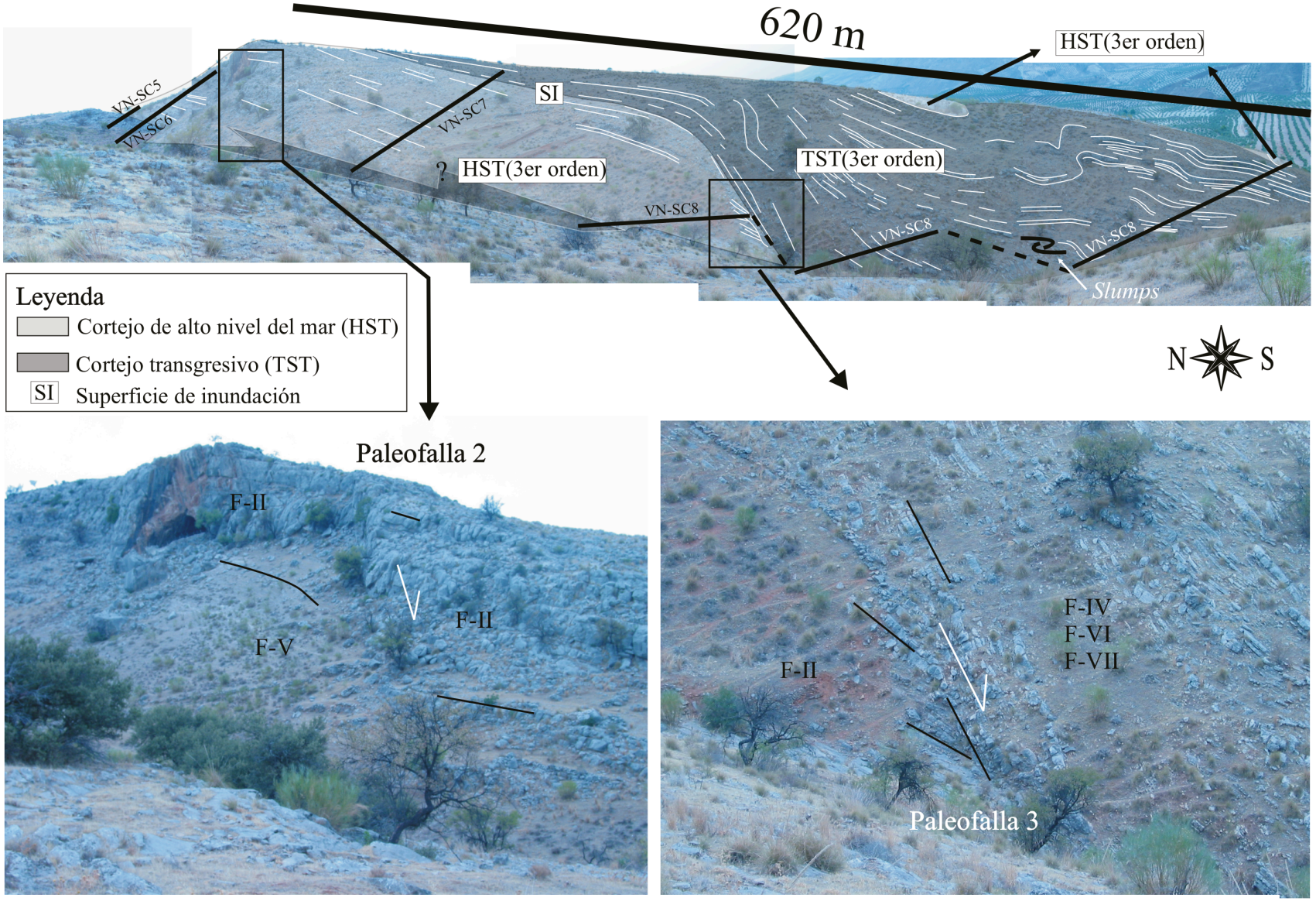


Figura 4.52.- Afloramiento S del Cerro San Cristóbal. Localización de las paleofallas 2 y 3. Estratigrafía secuencial.

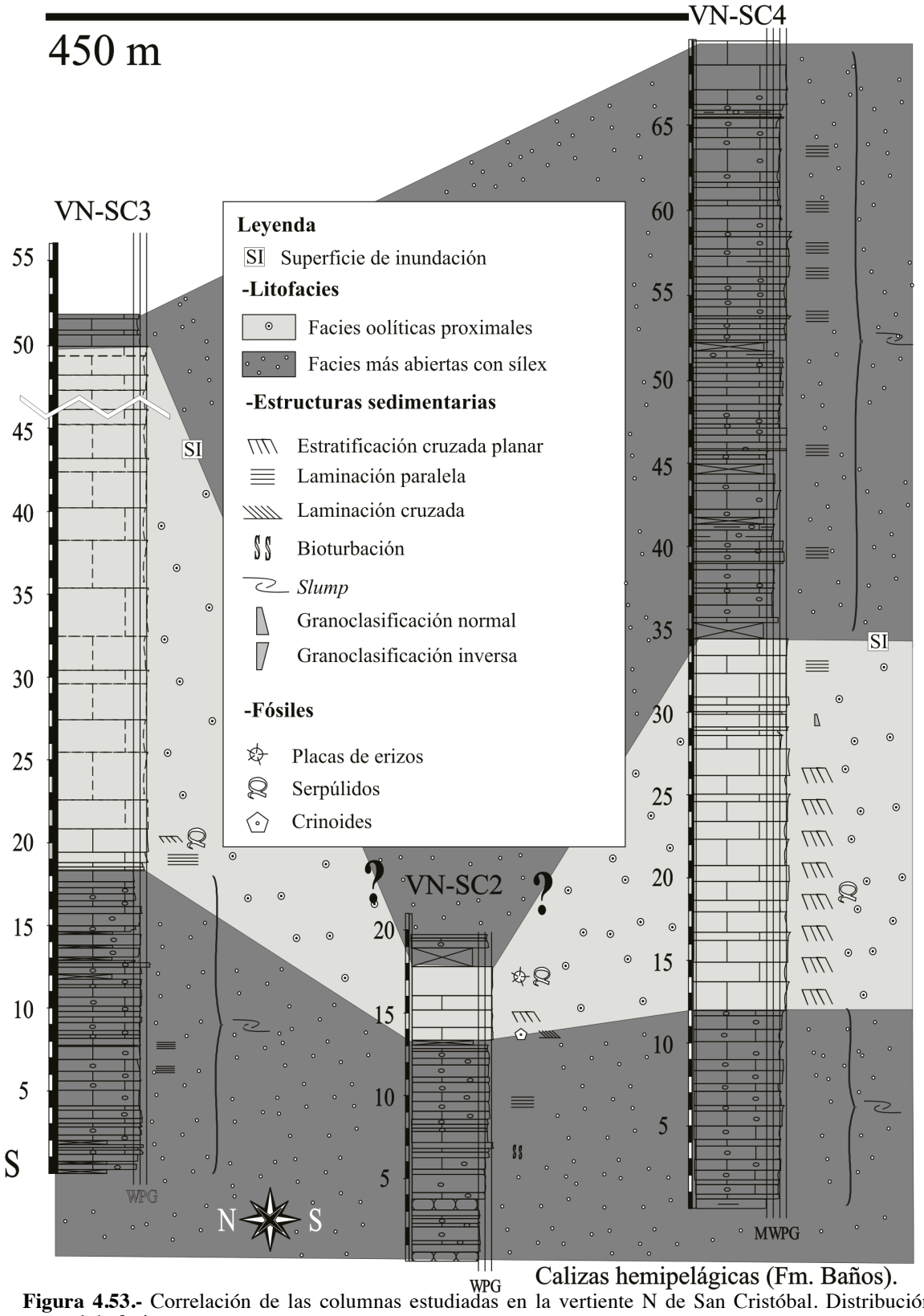


Figura 4.53.- Correlación de las columnas estudiadas en la vertiente N de San Cristóbal. Distribución general de facies.

El hecho de que en las facies marina más abiertas con las que comienza la Formación en esta vertiente aparezcan interestratificadas la facies de calizas de peloides y ooides (F-VII) interpretadas como depósitos distales resedimentados, indica el establecimiento de la factoría oolítica en la parte superior del bloque basculado. Al aparecer estas facies deformadas por grandes *slumps*, sugiere un basculamiento tectónico que provocó la inestabilidad del lecho marino y la consiguiente deformación de los sedimentos no consolidados. Este basculamiento pudo provocar que en la parte superior del bloque levantado se dieran las condiciones idóneas para una mayor producción de oolitos, lo que favoreció la progradación de la facies somera sobre las marinas más abiertas pendiente abajo. La superficie de inundación marcada por el solapamiento de las facies marinas más abiertas sobre la facies oolítica submareal, indica una subida relativa del nivel del mar (Fig. 4.53). Al aparecer estas facies marinas más abiertas y profundas de nuevo deformadas por *slumps*, indica que posteriormente a su depósito, el bloque de nuevo basculó provocando la deformación del lecho marino. Aunque al contrario que pasara con las facies con las que comienza la Formación, en este caso la calidad del afloramiento no permite certificar si estas deformaciones se produjeron por un solo pulso tectónico o varios alternados con periodos de sedimentación.

Los afloramientos septentrionales no permiten una correlación directa con los descritos en la vertiente S, lo que impide un análisis más detallado de la correlación entre las dos vertientes.

4.3.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos.

En el Cerro San Cristóbal se han estudiado los cementos que aparecen asociados a la facies de parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos (F-VIII, ver apartado 4.3.2.I.), así como las placas de equinodermos y el cemento sintaxial asociado que aparecen hacia el techo de la Formación. En el caso de la facies F-VIII, se ha realizado el estudio

diagenético para obtener datos que corroboren o no la interpretación dada. Sin embargo, el estudio diagenético de los crinoides y el cemento sintaxial que aparece hacia el techo de la Formación se ha llevado a cabo, como en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, para poner de manifiesto en este caso, si asociada a la discontinuidad del techo de la Formación se había producido una exposición subaérea.

4.3.4.I.- DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA.

4.3.4.I.A.- CEMENTOS ASOCIADOS A LA FACIES DE PARCHES DE BIVALVOS Y BIOCONSTRUCCIONES DE BIVALVOS Y SERPÚLIDOS (F-VIII, VER APARTADO 4.3.2.I.).

En el estudio petrográfico y geoquímico de la facies F-VIII, se han diferenciado los siguientes componentes: micrita (S-I), cemento de calcita fibrosa (S-II), cemento de calcita prismática (S-III) y cemento equigranular terminal (S-IV).

S-I.- Micrita.

En las calizas, el cemento micrítico es muy difícil de diferenciar del sedimento micrítico; en cualquier caso, ambos presentan una formación temprana (Tucker y Wright, 1990), por lo que su estudio geoquímico tiene un gran interés. Esta micrita, como ya se indicó en el apartado descriptivo de esta facies (apartado 4.3.2.I), aparece asociada a los biohermos de serpúlidos (Fig. 4.54). Se caracteriza por presentar una cantidad relativamente alta de Sr (de 0,1 a 0,14 %moles de CO_3Sr), una cantidad relativamente alta de Mg (de 0,66 a 1,23 %moles de CO_3Mg), una cantidad relativamente baja de Fe (inferior a 0,04 %moles de CO_3Fe) y la ausencia de Mn (Figs. 4.55 y 4.56). La composición isotópica de esta micrita es de +2,13 y +2,17 ‰ para el $\delta\,^{13}C$, y de -0,33 y -0,35 ‰ para el $\delta\,^{18}O$, respectivamente (Fig. 4.57).

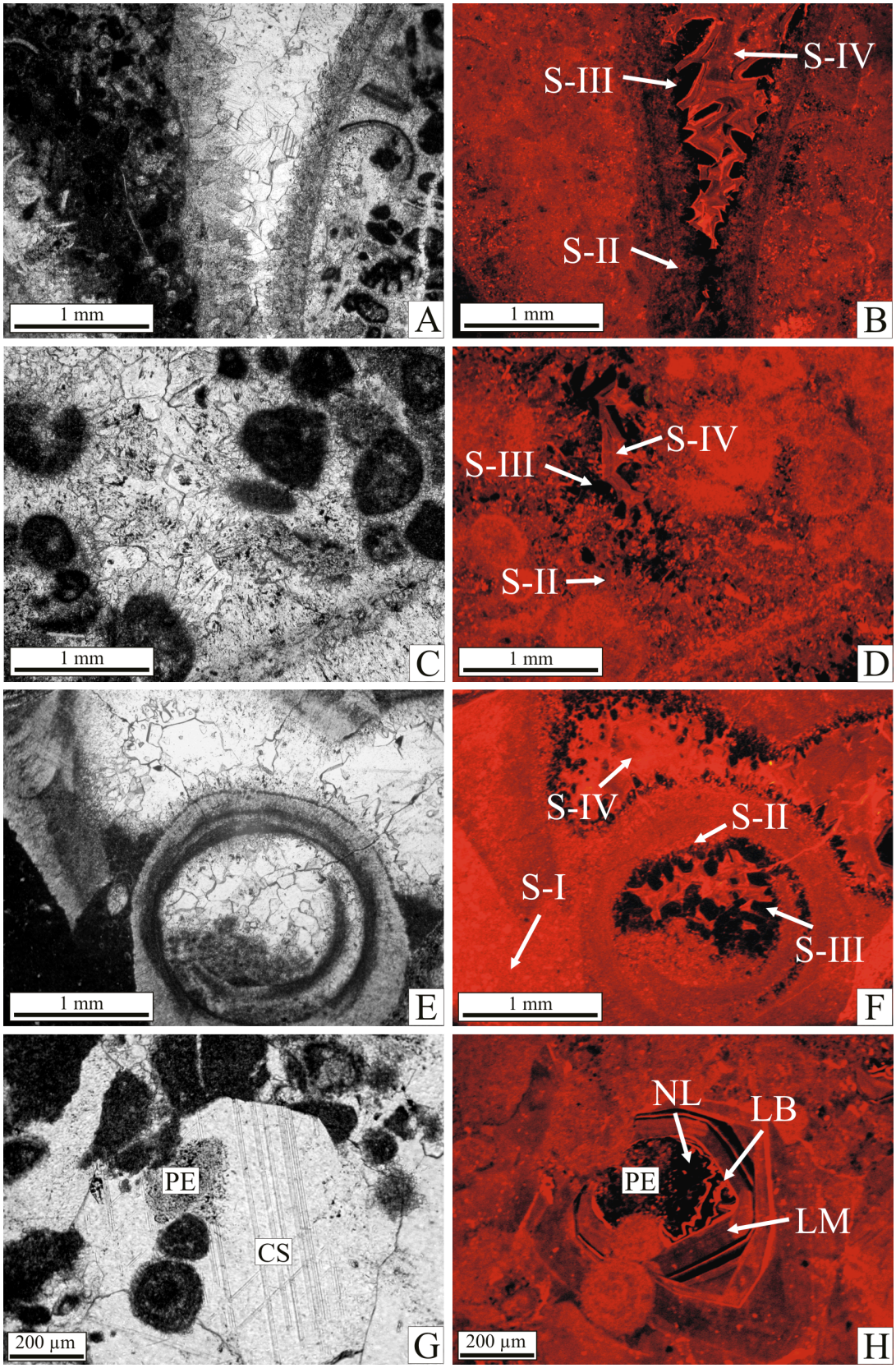


Figura 4.54.- Cementos estudiados en el Cerro San Cristóbal. **A**, **C**, **E** y **G**.- Fotos con microscopio de luz transmitida. **B**, **D**, **F** y **H**.- La mismas fotos que en A, C, E y G pero con catodoluminiscencia (CL). **A-D**.- Fotos de los parches y biohermos de bivalvos. En la foto **B** se observa como la porosidad móldica de una valva aparece rellena primero por el cemento fibroso (S-II), a continuación por el prismático (S-III) y

finalmente el poro termina ocluido por el cemento *equant* (S-IV). En la foto **D**, se observa como la misma secuencia de cementos que aparecía en la foto B, aparecen en la porosidad intergranular. **E** y **F**.- Fotos de los biohermos de sepúlidos. En la foto **F** se aprecia la micrita S-I que aparece asociada al biohermo de serpúlidos, el cemento fibroso (S-II) muy poco desarrollado, mientras que los poros terminan de rellenarse de los cementos S-III y S-IV. **G** y **H**.- Fotos de una placa de equinodermo (PE) y del cemento sintaxial (CS) asociado con zonados NL/LB/LM. En la foto **H** se observa como los zonados precipitaron a partir de la placa de equinodermo, hacia el exterior.

S-II.- Cemento de calcita fibrosa.

Esta es la primera generación de cemento que se observa tanto en la porosidad primaria (intergranular, *shelter*, geopetal y *growth framework*), como en la secundaria (móldica), cubriendo las paredes de los distintos tipos de poros. Este cemento aparece mucho más desarrollado en los parches de bivalvos y los biohermos de bivalvos (Figs. 4.54A-D) que en los biohermos de serpúlidos (Figs. 4.54E y F). Se trata de un cemento formado por cristales fibrosos de hasta 400 µm de longitud por 30 µm de anchura máxima. Los cristales son generalmente no luminiscentes/luminiscentes mate (NL/LM), pero pueden presentar inclusiones de luminiscencia brillante (LB; Fig. 4.54A-F). Este cemento presenta un contenido relativamente alto de Sr (de 0,07 a 0,13 %moles de CO_3Sr), un contenido variable pero relativamente alto de Mg (de 0,55 a 2,36 %moles de CO_3Mg) y unas cantidades relativamente bajas tanto de Fe (inferior a 0,09 %moles de CO_3Fe) como de Mn (inferior a 0,08 %moles de CO_3Mn; Figs. 4.55 y 4.56). La composición isotópica de este cemento es de +3,10 y +3,18 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de +1,59 y +0,31 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 4.57).

S-III.- Cemento de calcita prismática.

Este cemento aparece a continuación del cemento S-II en los mismos tipos de poros (Fig. 4.54). En este caso se trata de cristales prismáticos, con una longitud máxima de 500 µm por una anchura máxima de 150 µm. Son cristales euhédricos, NL, aunque pueden terminar con zonas LB o LM. En cuanto a la cantidad de elementos traza que aparecen en este cemento, las cantidades de Sr, Fe y Mn son similares a las del cemento S-II (Figs. 4.55 y 4.56), si bien aparece una mayor cantidad de Mg (de 0,63 a 2,63 %moles

de CO_3Mg). La señal isotópica presente en estos cementos es de +3,06 y +3,31 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -0,06 y 0 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 4.57).

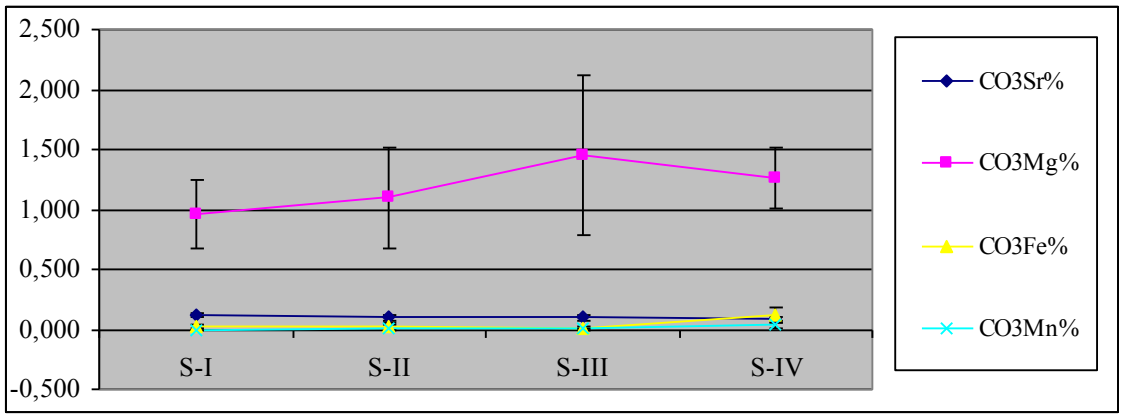


Figura 4.55.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza de los cementos estudiados en la facies F-VIII. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

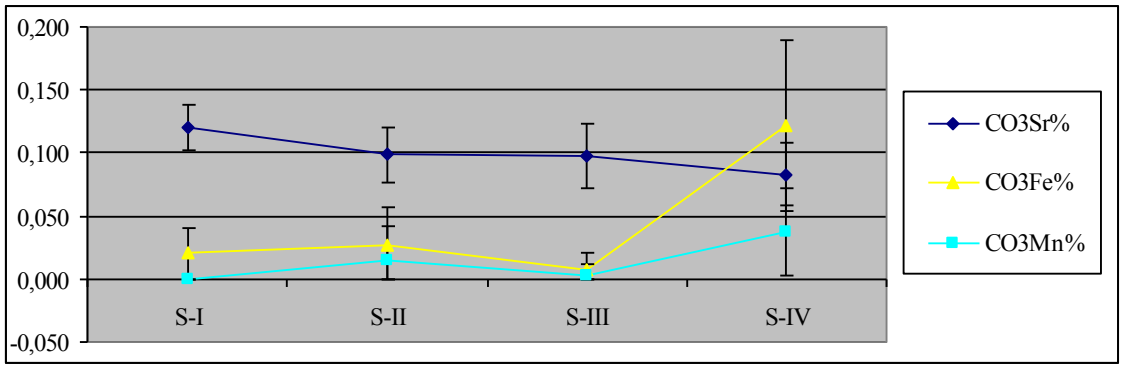


Figura 4.56.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en los cementos estudiados en la facies F-VIII (Fig. 4.55 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

S-IV.- Cemento de calcita equigranular.

Este tipo de cemento aparece a continuación del S-III terminando de rellenar los distintos tipos de poros (Fig. 4.54). Se trata de cristales *equigranulares* euhédricos, LM, con un espesor máximo de 700 µm. Este cemento terminal se caracteriza por presentar unas cantidades de Sr y Mg similares a las de los cementos anteriores, en cambio muestra una mayor proporción de Fe (inferior a 0,23 %moles de CO_3Fe) y de Mn (inferior a 0,05

%moles de CO_3Mn; Figs. 4.55 y 4.56). La composición isotópica de este cemento es de +2,7 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -4,95 ‰ para el $\delta^{18}O$; Fig. 4.57).

4.3.4.I.B.- PLACAS DE EQUINODERMOS Y CEMENTO SINTAXIAL DEL TECHO DE LA FORMACIÓN.

Las placas de equinodermos tienen una composición de elementos traza caracterizada por un contenido relativamente alto de Sr (de 0,07 a 0,12 %moles de CO_3Sr), una proporción relativamente alta de Mg (de 0,81 a 1,26 %moles de CO_3Mg) y cantidades de Fe (inferior a 0,03 %moles de CO_3Fe) y Mn (de 0,003 a 0,03 %moles de CO_3Mn) relativamente bajas (Figs. 4.58 y 4.59). Los valores isotópicos que aparecen en estos crinoides están entre +2,12 y +2,66 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -0,29 y +0,55 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 4.57).

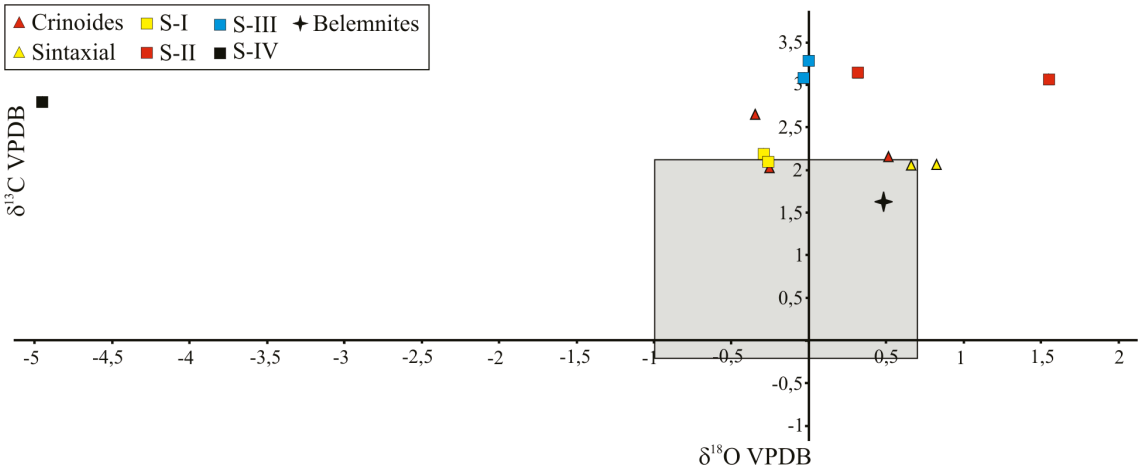


Figura 4.57.- Composición isotópica de los equinodermos y de los cementos estudiados en el Cerro San Cristóbal. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999) tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ±1 σ. La estrella corresponde a los datos obtenidos del belemnites de la propia Fm. Jabalcuz.

El cemento sintaxial muestra las mismas zonaciones NL/LB/LM que el cemento sintaxial descrito para el techo de la Formación en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (Figs. 4.54G-H). Las zonas NL se caracterizan por presentar una cantidad relativa de Sr similar a la de las placas de equinodermos, con una proporción ligeramente mayor de Mg (de 0,74 a

2,22 %moles de CO_3Mg), una escasa proporción de Fe (inferior a 0,01 %moles de CO_3Fe), y cantidades relativas por debajo del límite de detección para el Mn (Figs. 4.58 y 4.59). Las zonas LB se caracteriza por presentar proporciones relativas de Sr, Mg y Fe similares a las de las zonas NL, pero en este caso, la proporción relativa de Mn es ligeramente superior (de 0,008 a 0,03 %moles de CO_3Mn; Figs. 4.58 y 4.59). Finalmente, las zonas LM se caracterizan por presentar unas proporciones de Sr, Mg y Mn similares a las zonas LB, y se caracteriza por la presencia de cantidades de Fe relativamente superiores a las de las zonas previamente descritas (de 0,02 a 0,27 %moles de CO_3Fe; Figs. 4.58 y 4.59). El pequeño tamaño de las distintas zonaciones obligó a realizar el muestreo isotópico del conjunto del cemento sintaxial sin poder separar muestras de cada una de las zonaciones. Así, la composición isotópica de estos cementos es de +2,07 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de +0,7 y +0,9 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 4.57).

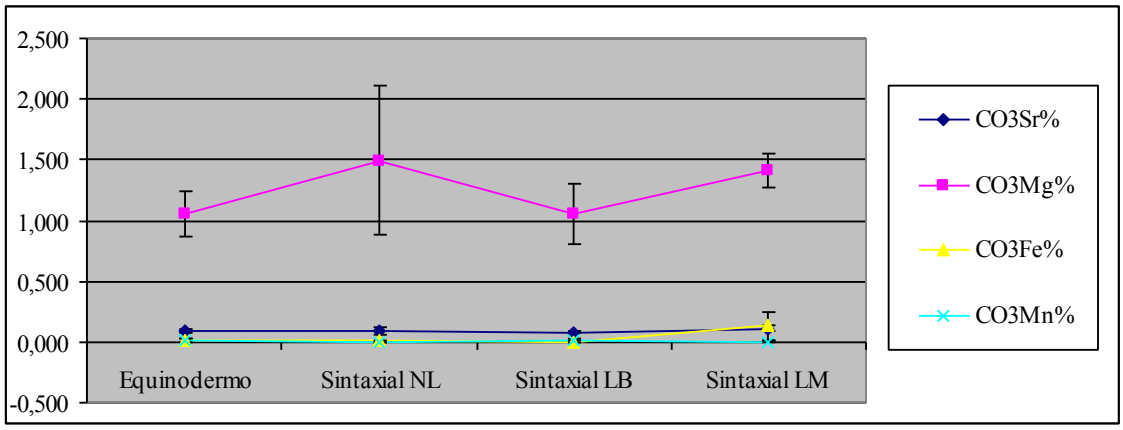


Figura 4.58.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza de las placas de equinodermos y en el cemento sintaxial que lo rodea. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

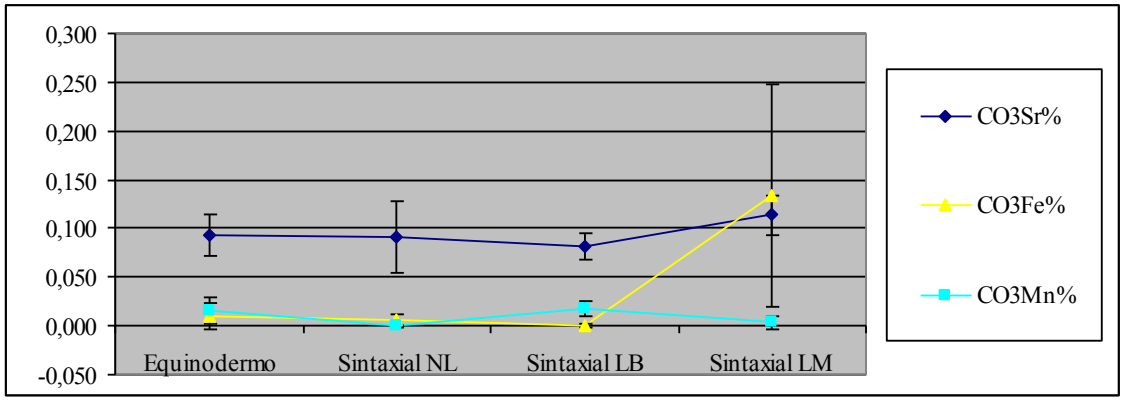


Figura 4.59.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las placas de equinodermos y en el cemento sintaxial que lo rodea (Fig. 4.58 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

4.3.4.II.- INTERPRETACIÓN.

4.3.4.II.A.- CEMENTOS ASOCIADOS A LA FACIES DE PARCHES DE BIVALVOS Y BIOCONSTRUCCIONES DE BIVALVOS Y SERPÚLIDOS (F-VIII).

El cemento fibroso es uno de los más comunes en las plataformas carbonatadas someras en general y en sistemas arrecifaces en particular (Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990). Según Tucker y Wright (1990), para que se produzca cementación en un medio marino se necesita un sustrato estable, ausencia de abrasión mecánica, aguas sobresaturadas en CO_3Ca, y altas tasas de intercambio de agua (es decir, grandes volúmenes de agua pasando a través de los poros por unidad de tiempo), y aguas oxigenadas. Las inclusiones LB que aparecen en este cemento, junto con el recrecimiento de las fibras por cristales de mayor tamaño sugieren que ha sufrido neomorfismo (James y Choquette, 1990; Tucker y Wright, 1990), por lo que este cemento fue originariamente aragonito o calcita con alto contenido en Mg (*HMC*). De acuerdo con la interpretación ecológica (apartado 4.3.2.V), la mayor cantidad de cemento fibroso que aparece en los parches de bivalvos y las bioconstrucciones de bivalvos indicarían un ambiente energético con alta tasa de intercambio de agua, mientras que el menor tamaño que presenta este cemento en los biohermos de serpúlidos podría indicar periodos menos energéticos donde

las condiciones de precipitación de este tipo de cemento no sean tan idóneas. La presencia de este cemento cubriendo por completo las paredes de los poros indica un ambiente freático de precipitación. El alto contenido relativo de Sr y Mg sugiere que el fluido a partir del cual precipitó este cemento era marino, mientras que el bajo contenido relativo en Fe y Mn indica que este cemento precipitó en un ambiente de naturaleza oxidante (Machel y Burton, 1991) (S-II; Figs. 4.55 y 4.56). Así, el proceso neomórfico que sufrió este cemento se produjo por la llegada de un fluido marino de naturaleza oxidante como lo pone de manifiesto además de los datos correspondientes a los elementos traza, el que la calcita que lo forma sea no ferrosa y NL (Machel y Burton, 1991). El que los cementos de calcita prismática (S-III), presenten una composición elemental similar (Figs. 4.55 y 4.56), sugiere que se formaron a partir de un fluido marino en un ambiente oxidante análogo al previamente descrito. Además, las composiciones isotópicas de la micrita (S-I), del cemento fibroso (S-II) y del prismático (S-III) son muy similares a la mostrada por el belemnites analizado de la propia Fm. Jabalcuz, y a la inferida para las conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999), lo que corrobora que su precipitación se produjo a partir de un fluido marino (Fig. 4.57).

En el caso del cemento *equant* (S-IV), la mayor cantidad relativa de Fe sugiere que precipitó en un ambiente reductor, menos oxidante que el ambiente en el que se formaron los cementos previos S-II y S-III (Figs. 4.55 y 4.56). El valor tan negativo de $\delta^{18}O$ del cemento S-IV (Fig. 4.57) se puede deber a que la composición isotópica del fluido a partir del que precipitó fuera más negativa, o bien a que precipitara a partir de un fluido similar a partir del cual precipitaron SII y SIII pero a mayor temperatura (Faure, 1986; Rollinson, 1993; Hoefs, 1997). En este caso, los datos petrográficos y de elementos traza con un alto contenido en Mg y la ausencia de datos que indiquen la entrada de aguas meteóricas, indican la segunda de las opciones. Este tipo de tendencias en las que se produce una disminución de los valores de $\delta^{18}O$ con valores similares de $\delta^{13}C$ se han

interpretado como consecuencia de un enterramiento progresivo durante el cual el incremento de la temperatura habría dado lugar a los valores isotópicos en oxígeno cada vez más negativos (Meyers y Lohmann, 1985; Choquette y James, 1990, entre otros). Con todos estos datos se puede concluir que este cemento S-IV precipitó a partir de aguas marinas durante el enterramiento. Teniendo en cuenta la fórmula de Friedman y O´Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a temperaturas entre 0 y 500ºC, y asumiendo que el fluido a partir del cual precipitó el S-IV era el mismo que dio lugar al que precipitó el S-III, el cemento S-IV habría precipitado a unos 20ºC por encima del agua a partir de la que precipitó el cemento S-III.

Los valores isotópicos de $\delta^{18}O$ que presenta la micrita (S-I) son ligeramente más negativos que los valores definidos por el belemnites y por el cemento fibroso (Fig. 4.57), hecho que se debería a que la micrita, originalmente de HMC y/o de aragonito, fue sometida a un proceso de neomorfización al pasar de HMC y/o aragonito a LMC.

4.3.4.II.B.- PLACAS DE EQUINODERMOS Y CEMENTO SINTAXIAL DEL TECHO DE LA FORMACIÓN.

La composición de elementos traza de las placas de equinodermos con altas proporciones de Sr y Mg, y bajas de Fe y Mn (Figs. 4.58 y 4.59), junto con los datos isotópicos similares a los del belemnites muestreado (Fig. 4.57), sugieren que el fluido que indujo el proceso de neomorfismo en estas placas (Anderson y Arthur, 1983), fue un fluido marino en un ambiente oxidante. Las muestras que presentan una composición isotópica del $\delta^{18}O$ inferior a los valores del belemnites podrían deberse, al igual que la micrita asociada a la facies F-VIII, a que sufrieron el proceso de neomorfismo.

En cuanto a los cementos sintaxiales, la composición de elementos traza similar a los crinoides que aparece en los zonados NL (Figs. 4.58 y 4.59),

indica que precipitaron a partir de un fluido marino. En cambio, la mayor proporción relativa de Mn y Fe en los zonados LB y LM respectivamente (Figs. 4.58 y 4.59), muestra que estos zonados se formaron en una ambiente relativamente más reductor. A pesar de que, como se ha dicho, se analizaron todas las zonas en conjunto, la composición isotópica de estos cementos es muy similar a la del belemnites lo que corrobora su origen marino (Fig. 4.57). Por lo tanto, estas placas de equinodermos y los cementos sintaxiales que aparecen alrededor precipitaron en un ambiente freático marino equivalente al previamente descrito en el sector de Era de la Mesa-Jabalcuz (ver apartado 4.2.4).

4.3.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria.

La evolución tectono-sedimentaria de la Fm. Jabalcuz en la vertiente S del Cerro San Cristóbal, está representada de forma esquemática en la figura 4.60. Al final de la sedimentación de las calizas hemipelágicas de la Fm. Baños (Fig. 4.60A), los esfuerzos extensivos que afectaban a la región, provocaron que se formaran progresivamente las fallas sinsedimentarias que afloran en la vertiente S del Cerro San Cristóbal; fallas que presentan una dirección media hacia N55ºE.

En relación con estas paleofallas la Fm. Baños se fracturó y erosionó. El espacio de acomodación creado, superior a 20 m (paleofalla 1 descrita en el San Cristobal; Fig. 4.60), se rellenó con brechas de pie de falla (F-I.1), en un ambiente protegido, de baja energía, a una profundidad en torno a 70 m. Posteriormente, en las zonas someras adyacentes, en la parte alta de los bloques levantados de las fallas, el bajo nivel relativo del mar favoreció el comienzo de la producción de oolitos. El excedente de esta producción calcárea fue transportado a áreas más profundas, proceso en el que se vieron implicadas brechas de pie de falla desarrolladas en partes más altas de la pendiente (paleofalla 0; Fig. 4.60). De este modo se creó un flujo friccional (F-I.2 y F-II.1) cuyos depósitos fosilizaron y solaparon la

paleofalla 1 y los sedimentos previamente depositados, llegando a alcanzar ambientes más profundos donde se estaban depositando margas (F-V; Fig. 4.60B). A continuación, la mayor producción de arenas bioclásticas y oolíticas que se formaban en las zonas someras progradaron pendiente abajo, hacia SE, como depósitos de tormenta o como flujos de gravedad (F-I.3, F-I.4, F-II.1 y F-II.2).

El espacio de acomodación que se estaba creando se fue rellenando de sedimento de grano grueso hasta alcanzar un ambiente submareal por encima del nivel de base de las tormentas que estaría, según la batimetría deducida de la sección SC9, en torno a los 15 m de profundidad. Esto provocó que las corrientes de tormentas retrabajaran los sedimentos formando estratificación cruzada de tipo *swaley* (*swaley cross-stratification*; F-II.3) de escala métrica. A continuación, la continua progradación y somerización de los depósitos favoreció el desarrollo de los bancos oolíticos (F-III) a profundidades que probablemente eran inferiores a los 10 m (p. e. Gischler y Lomando, 2005). Al final de esta fase, otra falla normal con un salto vertical mínimo de 30 m, se formó a 220 m hacia la cuenca desde la paleofalla 1 (paleofalla 2; Fig. 4.60D).

La superficie de inundación marcada por la superposición de facies marinas más abiertas sobre las oolíticas submareales (F-III), se formó en relación con nuevos movimientos tectónicos que originaron basculamiento de bloques. En las partes altas de estos bloques, que aparentemente no afloran, la discontinuidad debió quedar registrada por una superficie de somerización, aunque los datos geoquímicos no evidencian las posibles emersiones locales, mientras que en la parte baja de la rampa de los bloques basculados se ganó profundidad. En relación con este evento controlado tectónicamente, se desarrollaron nuevas fallas como la paleofalla 3 (Fig. 4.60E) que se formó a unos 420 m hacia la cuenca desde la paleofalla 1. La inestabilidad que se produciría relacionada con la actividad de esta última paleofalla y la progresiva adaptación de la sedimentación al movimiento de la misma, provocó la formación de *slumps* en una fuerte

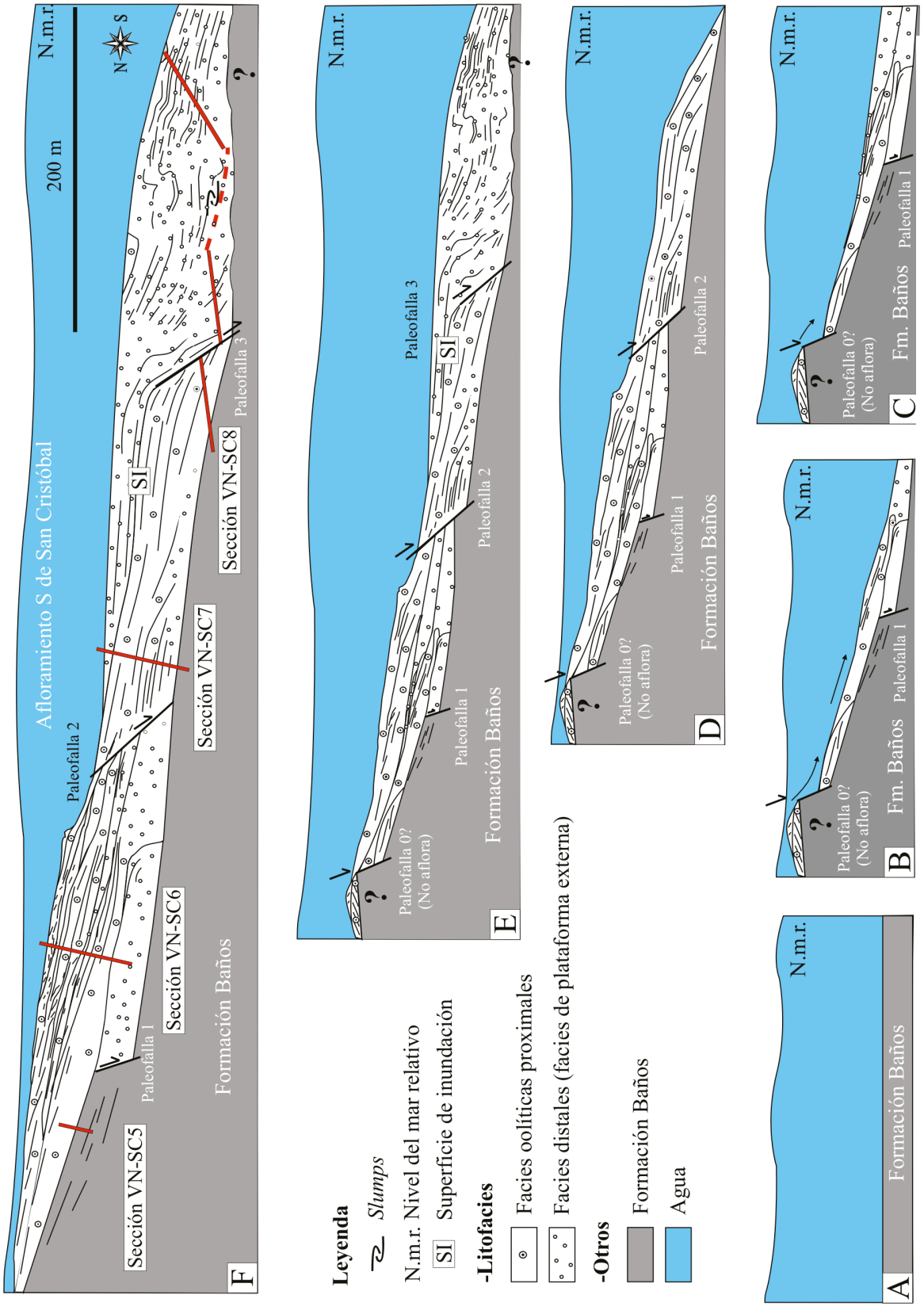


Figura 4.60.- Evolución tectono-sedimentaria y modelo genético para el afloramiento situado al S del Cerro San Cristóbal.

pendiente (Fig. 4.60E). Finalmente, la erosión reciente ha preservado pequeños afloramientos de facies más someras sobre las facies hemipelágicas que probablemente representan el nuevo desarrollo de una plataforma carbonatada somera (Fig. 4.60F).

Este tipo de variaciones relativas del nivel del mar quedan también reflejadas en la vertiente N del Cerro San Cristóbal. Esta zona estaría localizada en la rampa del bloque levantado de la paleofalla o paleofallas 0 (Fig. 4.60). En esta vertiente, la presencia de niveles resedimentados de ooides y peloides (F-VII) entre las facies hemipelágicas indican que la factoría oolítica ya se había establecido en la zona superior del bloque basculado.

En este caso, la actividad tectónica probablemente asociada a la formación de las paleofallas descritas en la vertiente S del San Cristóbal, causaría el basculamiento del bloque y la formación de los *slumps* que aparecen en los estratos de las facies hemipelágicas previamente citadas, aunque no se puede descartar el hecho de que los últimos estratos de la Fm. Baños aparezcan también deformados. Cuando el nivel relativo del mar comienza a subir, la alta producción de la factoría oolítica que se originó en las zonas más someras de este bloque, provocó la progradación de las facies más someras hacia las zonas más hundidas del bloque levantado (Fig. 4.61A). A continuación, una subida del nivel relativo del mar, provocó el depósito hemipelágicas sobre las oolíticas depositadas previamente. Una vez que se depositaron las facies hemipelágicas sobre las oolíticas, un nuevo proceso de basculamiento del bloque de las facies provocaría la inestabilidad del lecho marino deformando las facies marinas más abiertas en *slumps*. El afloramiento no ha permitido discriminar si se trata de un solo basculamiento o varios alternados con periodos de depósito.

Si consideramos en conjunto las conclusiones obtenidas del estudio de los afloramientos ubicados en una vertiente y otra, N y S, del Cerro San Cristóbal, podemos sentar las bases para proponer un modelo general para toda el área. Los rasgos diferenciales del conjunto de afloramientos que se

sitúan a un lado y otro de este Cerro serían, resumidamente: 1) la presencia de paleofallas, depósitos de brechas y estructuras de *slumps* locales, en los afloramientos del sector meridional, y 2) desarrollo de grandes estructuras u "hojas" (*sheet*) de *slumps*, de orden decamétrico, ausencia de brechas y de paleofallas, en el sector septentrional. En ambos casos, se produce el solapamiento de las facies marinas más abiertas por facies de calizas oolíticas con estratificación cruzada. Éstas indican una progradación de la facies submareales hacia el NO en la vertiente N del Cerro San Cristóbal y hacia el SE en la vertiente S. Este contraste entre características tectonosedimentarias es típico de los sistemas de bloques basculados a favor de fallas normales, con las brechas y fallas sinsedimentarias en la cuenca del bloque hundido y los grandes *slumps* en la rampa, más o menos distal, del bloque levantado (Santantonio, 1994; Wilson *et al*., 2000; Bosence, 2005; entre otros). De este modo, podemos considerar que el Jurásico Medio del Cerro San Cristóbal contiene, en su conjunto, parte del registro sedimentario acumulado en, al menos, dos bloques basculados contiguos separados por fallas que buzaban hacia el SE (sin tener en cuenta el giro antihorario; ver apartado de paleocorrientes y paleopendientes).

El límite entre los bloques basculados lo constituirían fallas del tipo de las estudiadas en el sector meridional del San Cristóbal, de dirección aproximada N55ºE y buzamiento hacia el SE. El bloque levantado presentaría una pendiente suave hacia zonas más profundas situadas hacia el NO. La migración de los cuerpos oolíticos hacia esta dirección, sobre la rampa generada por el basculamiento del bloque, viene indicada por la dirección principal de las corrientes hacia el NO. En cambio, en la vertiente S del Cerro San Cristóbal, la sedimentación estaría influenciada por la presencia de una pendiente más abrupta asociada a la zona de fracturación entre los dos bloques. En esta zona, el espacio de acomodación que se iba creando se fue rellenando primero con depósitos gravitatorios de clastos procedentes de la erosión de los escarpes de falla. El depósito de estas brechas fue episódico, lo que permitió la colonización de las mismas por parches de bivalvos y biohermos de bivalvos y serpúlidos.

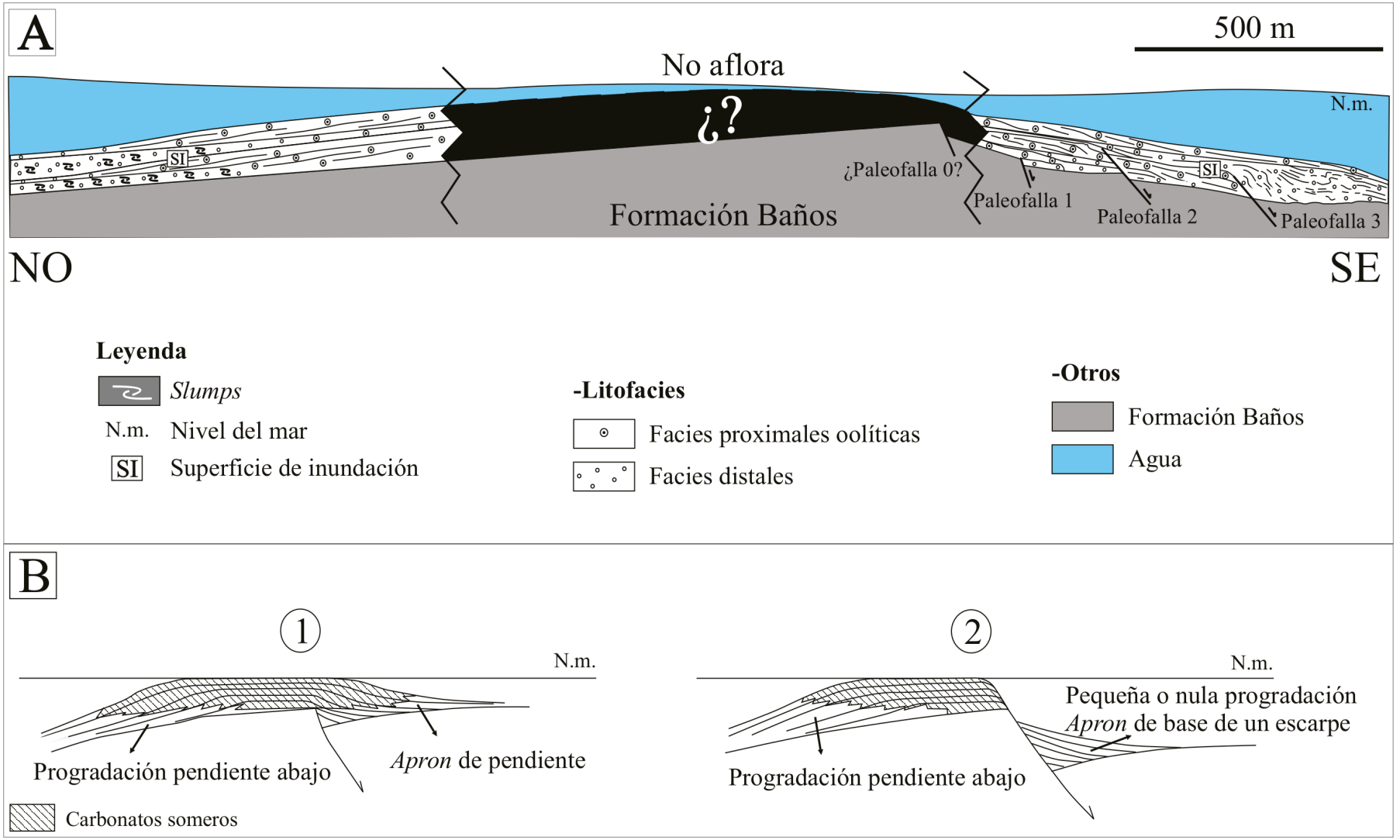


Figura 4.61.- **A**. Modelo establecido para el Cerro San Cristóbal. **B.** Modelo establecido por Wright y Burchette para plataformas sobre bloques afectados por fallas (Wright y Burchette, 1996). Explicación en el texto.

La presencia de oolitos en esta facies indica el inicio de la factoría oolítica en la parte superior del bloque levantado. A continuación, estos biohermos y parches fueron enterrados por flujos de clastos con matriz oolítica. Después se depositaron flujos gravitatorios de granos (oolitos), en los que se verían inmersos también cantos. Con estos flujos gravitatorios, el lecho marino superó el nivel de base de las tormentas como indica la estratificación cruzada de tipo *swaley* observada. Finalmente, se alcanza una batimetría inferior a 10 m de profundidad indicada por la migración de barras oolíticas hacia el bloque hundido (hacia el SE).

El modelo sedimentario del Cerro San Cristóbal pone de manifiesto el efecto variable que una tectónica activa con fallas normales pueden tener en la progradación de una plataforma. En este sentido, Wright y Burchette (1996), establecieron dos modelos (Fig. 4.61B): (1) donde la producción oolítica que se da en la zona fótica es lo suficientemente importante como para contrarrestar el movimiento de las fallas normales, de tal forma que la plataforma prograda por encima de las fallas sellándolas y (2) donde el movimiento de la falla es mayor que la tasa de producción de carbonato por lo que el bloque hundido desciende bajo la zona de producción y se inunda. En este caso el sedimento procedente del bloque levantado se puede acumular aquí, pero la plataforma no prograda hacia el bloque hundido. Teniendo en cuenta estos modelos, el nacimiento y desarrollo de la plataforma carbonatada que representa la Fm. Jabalcuz en el área del Cerro San Cristóbal, donde la progradación de las facies de plataforma somera se da hacia el NO y hacia el SE, representaría un modelo similar al modelo (1) de Wright y Burchette (1996).

La parte alta y el techo de la Fm. Jabalcuz afloran con poca extensión y calidad en el Cerro San Cristóbal. El estudio del afloramiento del techo de la Fm. Jabalcuz encontrado en el Cerro San Cristóbal, donde se han levantado dos secciones (Fig. 4.45), sólo permite indicar que al final del depósito de ésta, se produce una crisis en la producción de carbonato representado por un *hardground* con nódulos de hierro que pueden alcanzar los 3 cm de

diámetro (Fig. 4.62). A continuación, comenzaron a depositarse la alternancia de margas y radiolaritas de la Fm. Era de la Mesa. Por otro lado, el estudio diagenético realizado en el techo de la Formación indica la ausencia de cementos precipitados a partir de aguas meteóricas, por lo que es poco probable que esta zona llegara a emerger. Así, uniendo los argumentos encontrados en el Cerro San Cristóbal con los descritos e interpretados para la misma Formación en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz (donde el techo de la Fm. Jabalcuz aflora mucho mejor), debió ser la actividad tectónica y el consiguiente aumento relativo del nivel del mar, el principal factor que determinó el abandono de los medios de plataforma donde se depositó la Fm. Jabalcuz.



Figura 4.62.- Nódulos de óxidos que aparecen en el techo de la formación en el Cerro San Cristóbal.

5. Formación Camarena

5.- FORMACIÓN CAMARENA (Subbético Externo).

5.1.- Introducción.

El Subbético Externo del sector centro-occidental de la Cordillera Bética aflora en la parte meridional de las provincias de Jaén, Córdoba y Sevilla. En estos afloramientos buena parte del Jurásico Medio está representado por facies de plataforma carbonatada somera, concretamente por las calizas oolíticas de la Fm. Camarena (Molina, 1987; Vera *et al.,* 2004). A continuación se presenta la descripción e interpretación de los afloramientos de esta Formación en cada una de las tres provincias, proponiendo modelos genéticos para el conjunto de la misma.

5.2.- Formación Camarena al S de Jaén.

Al S de la franja discontinua que definen los afloramientos del Dominio Intermedio previamente estudiados, aparecen los afloramientos correspondientes al Subbético Externo. En éstos, las características estratigráficas y tectónicas permiten diferenciar las unidades alóctonas de Grajales-Mentidero, Ahillo, y Ventisquero-Sierra del trigo, las tres definidas por Sanz de Galdeano (1973). La Fm. Camarena, objeto de estudio en esta Tesis Doctoral, forma parte de la Unidad de Grajales-Mentidero. La secuencia jurásico-cretácica de esta unidad, se dispone sobre materiales triásicos de facies Keuper (Fig. 5.1). Molina (1987), diferenció entre las calizas margosas y margas de la Fm. Zegrí, que a techo presenta unos metros en facies *Ammonitico Rosso*, y la Fm. Ammonítico Rosso Superior, unas calizas

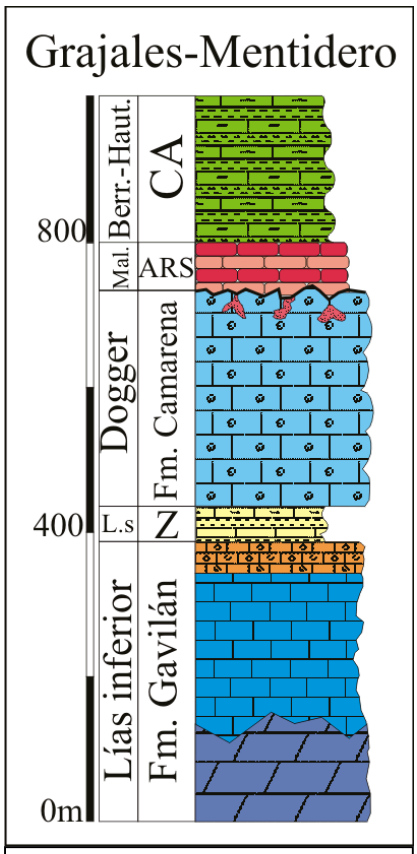


Figura 5.1.- Columna general.

oolíticas con sílex que denominó Fm. Camarena, nombre procedente de los afloramientos de esta Formación en el S de la provincia de Córdoba.

Los afloramientos de la Fm. Camarena en el S de Jaén se distribuyen a lo largo de tres sectores (Fig. 5.2). Por un lado tenemos los afloramientos que aparecen entre el paraje "Los Cañones del río Eliche" y el Castillo de Otíñar. Por otro lado, al SE aparecen los afloramientos de la Fm. Camarena cercanos al pueblo de Carchelejo y finalmente, al O de éstos, en las inmediaciones del pueblo de Fuensanta, se localiza el tercer sector de afloramientos estudiados.

La edad de la Formación en este área había sido previamente estudiada con ammonites recogidos en la facies *Ammonitico Rosso* infrayacente y suprayacente. En el sector de Río Frío, Molina (1987), encontró ammonites del Bajociense inferior en las calizas nodulosas del techo de la Fm. Zegrí. Sanz de Galdeano (1973) y Sandoval (1983), hallaron algunos ammonites del Bajociense en la parte inferior de la Formación en las secciones del Salto de la Yegua y Cortijo de las Pilas (Campo Bajo). Busnardo (1979), encontró en la base de las calizas con sílex de Cerro Mochuelo, *Ludwigia* del Aaleniense. Durante el desarrollo de esta Tesis, se han recolectado en las calizas nodulosas del techo de la formación infrayacente que afloran en el Cerro Calar, ejemplares de *Erycites tallita* del Aaleniense inferior-medio y *Haplopleuroceras* del Aaleniense terminal-Bajociense basal (hasta la Subzona *Walkeri*), y en las mismas calizas nodulosas de techo de la Fm. Zegrí, pero en la base de la sección del Cortijo Mingo, se ha encontrado un ejemplar de *Riccardiceras telegdirothi* del Aaleniense-Bajociense basal. En la zona del Cortijo Palomares, se han encontrado ejemplares de *Hildoceras* del Toarciense medio en la facies margo-calizas de la Fm Zegrí. En la facies de *Ammonitico Rosso* suprayacente a la Fm. Camarena, García Suanez (1973), encontró *Procerites* y *Bullatimorphites bullatimorphum* del Bathoniense medio en el Cortijo de las Pilas. Molina (1987), en la sección O de Carchelejo encontró ammonites de edad Tithónico; en la sección de Navasequilla encontró ejemplares del Kimmeridgiense superior-Tithónico

mientras que en el Castillo de Otíñar encontró ammonites del Kimmeridgiense inferior.

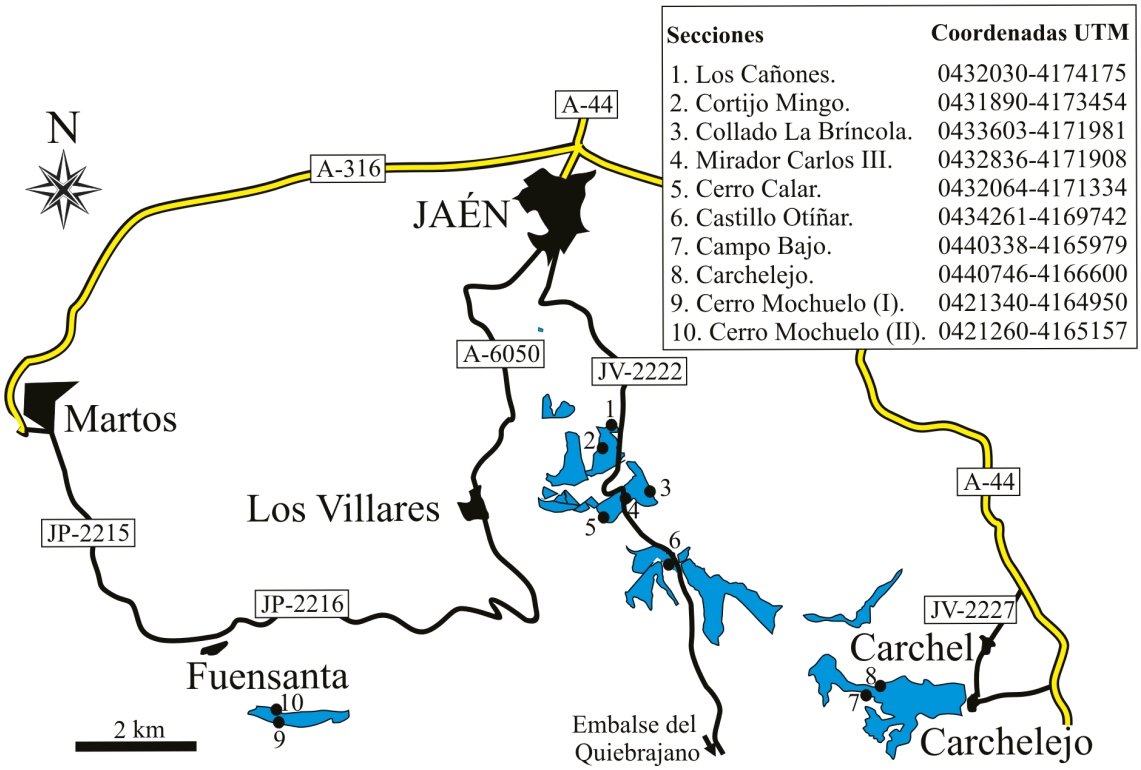


Figura 5.2.- Localización de los afloramientos y de las columnas estratigráficas estudiadas.

Con todos estos datos se sigue manteniendo la edad de la Fm. Camarena al S de Jaén comprendida entre el Aaleniense basal-Bajociense inferior según el sector y Bathoniense medio establecida por Molina (1987). Por lo tanto, según la escala temporal de Gradstein *et al.* (2004), toda la Fm. Camarena al S de Jaén se formó en un intervalo máximo de 5 Ma.

5.2.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas.

En los afloramientos de la Formación en este sector, además de numerosas observaciones puntuales, se han levantado 10 columnas estratigráficas con una potencia que oscila entre 15 y 205 m. La intensa fracturación y deformación que ha sufrido el área ha imposibilitado el levantamiento de una columna completa de la Formación, de tal forma que 6 de las columnas estratigráficas estudiadas presentan como superficie de referencia el muro

de la Formación, otras 2 presentan como superficie de referencia el techo de la Formación y las 2 últimas corresponden a secciones intermedias de la Formación que se pueden correlacionar de forma física, en el campo, con algunas de las columnas previamente mencionadas. Con todas ellas se ha conseguido estudiar la potencia total de la Formación.

En la figura 5.2 aparece reflejada la distribución geográfica de los afloramientos de la Fm. Camarena en este sector, la localización de las columnas estudiadas, así como las coordenadas UTM de los muros de dichas columnas. En esta misma figura se delimitan las principales carreteras de acceso a los afloramientos estudiados.

5.2.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico.

La organización de este apartado es similar al equivalente de la Fm. Jabalcuz previamente expuesto, ya que ante la dificultad de acertar en el campo con una precisa tipificación de las facies, se presenta primero el estudio petrográfico-sedimentológico de las mismas, tras el cual se describirán las sucesiones estratigráficas.

El estudio petrográfico-sedimentológico realizado ha permitido diferenciar los siguientes tipos de facies: 1) margas y margocalizas; 2) calizas de calcisferas y filamentos; 3) calizas de peloides y filamentos; 4) calizas de ooides y peloides; 5) calizas oolíticas y bioclásticas. Aunque ya se han descrito facies similares para la Fm. Jabalcuz, parece conveniente resaltar los rasgos característicos que definen estas facies en la Fm. Camarena. Además, en los siguientes apartados se describirán las sucesiones verticales de facies, se presentará el análisis de las paleocorrientes encontradas, para finalmente, en función de los datos previamente expuestos, establecer la interpretación de las facies.

5.2.2.I.- TIPOS DE FACIES.

F-I.- Facies de margas y margocalizas.

Las margas muestran un color amarillo pálido. De forma esporádica aparecen niveles margocalizos, de potencia muy variable, de 2 a 50 cm, con una textura de *mudstone* con filamentos y calcisferas como granos principales.

F-II.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

Dentro de esta facies se pueden distinguir dos tipos distintos de microfacies: 1) *Mudstone-wackestone* de granos esqueletales entre los que cabe destacar filamentos, calcisferas, radiolarios, espículas de esponja, espinas de erizo, crinoides y algunos ejemplares de foraminíferos bentónicos como son *Protopeneroplis*, *Lenticulina*, *Spirillinidae*, *Trocholina cónica* y *Redmondoides lugeoni.* 2) *Wackestone* con el mismo contenido fosilífero que la anterior, pero que como característica principal contiene peloides de lodo (Flügel, 2004), en una proporción muy variable del 10% al 40% de los granos (Lámina 5.1A). Estas dos microfacies aparecen mezcladas dentro del mismo estrato debido sobre todo a la acción de la intensa bioturbación a la que fueron sometidas. Muestra de esta intensa bioturbación, desde un punto de vista macroscópico, son las ichnofacies de tipo *Zoophycos* encontradas en esta facies, además de una gran cantidad de *burrows* horizontales. Asimismo se han recolectado ejemplares de belemnites y se han observado pequeños nódulos e impregnaciones de hierro en los estratos.

LÁMINA 5.1: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Jaén (I).

Fotos A y B.- **Facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II).**

A.- *Wackestone* de calcisferas y filamentos como principales componentes. En esta facies pueden aparecer, como se ve en la foto, peloides en una proporción variable.

B.- Foto de campo de la facies de calizas de calcisferas y filamentos con algún nivel interestratificado de facies margosas (F-I). Se diferencia una discordancia interna entre los estratos de esta facies. Este tipo de discordancias se interpretan como "cicatrices de *slump*".

Fotos C-F.- **Facies de calizas de peloides y filamentos (F-III).**

C.- *Packstone* de peloides con abundante matriz micrítica (F-III.1).

D.- Estratos tabulares constituidos por *packstone* de peloides. Destaca la gran cantidad de sílex que aparece como nódulos e interestratificados.

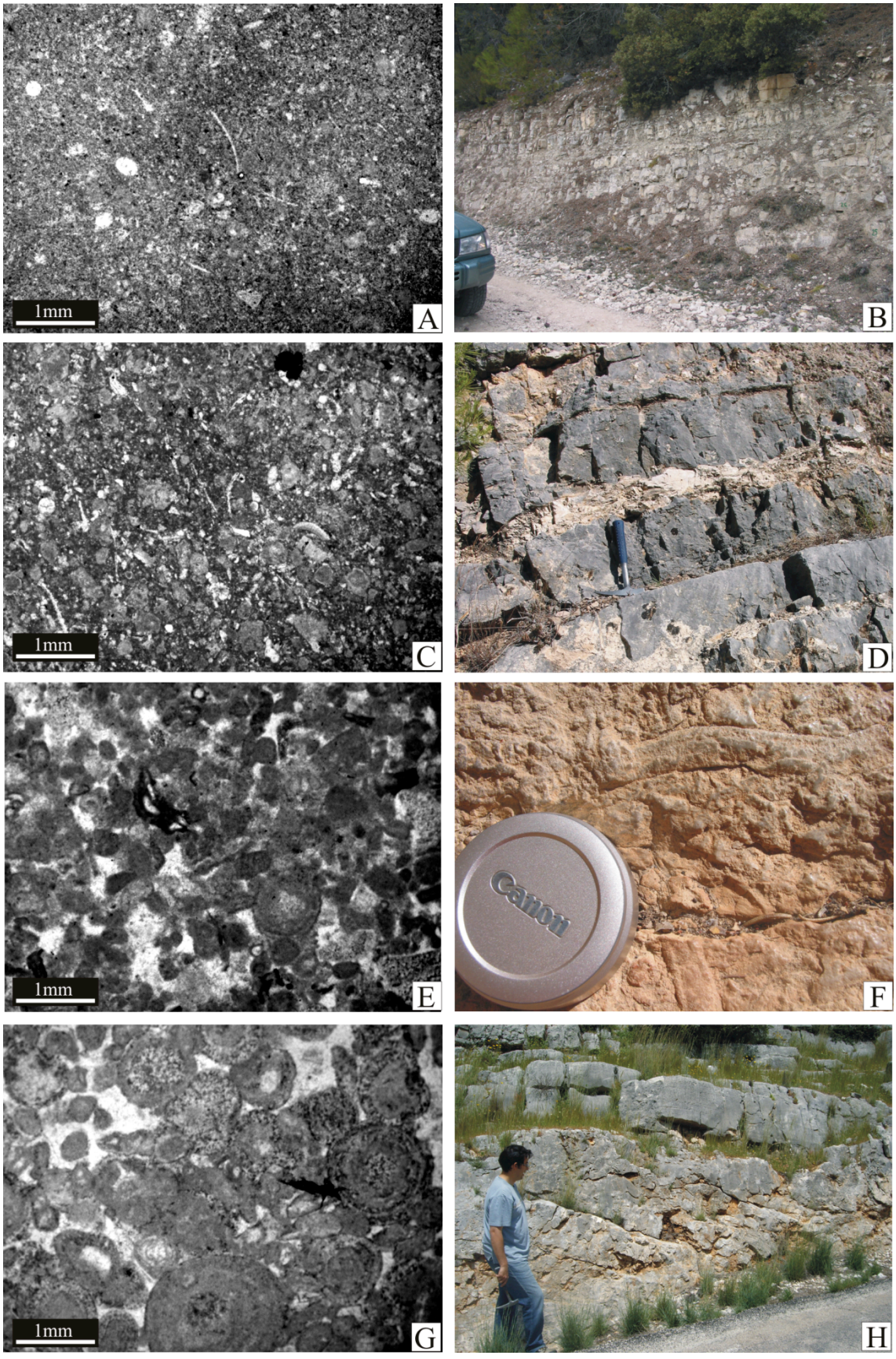
E.- *Packstone* de peloides con poca matriz micrítica (F-III.2). En esta subfacies localmente aparecen ooides, parcialmente micritizados, correspondientes al tipo 3 de Strasser (1986).

F.- Ejemplo de la intensa bioturbación a la que fue sometida esta facies. En la foto aparecen *burrows* horizontales.

Fotos G y H.- **Facies de calizas de ooides y peloides (F-IV).**

G.- *Grainstone* de peloides y ooides. Aparecen ooides de tamaño milimétrico correspondientes a los tipos 1, 3 y 4 de Strasser (1986).

H.- Estratificación cruzada de estratos de unos 40 cm de potencia media con un buzamiento de 20º.


1mm
A
B
1mm
C
D
1mm
E
Canon
F
1mm
G
H

Los estratos tienen una potencia variable de 2 a 20 cm, con una gran continuidad lateral con techos y muros planos. Localmente, existen niveles margosos interestratificados (F-I), donde aparecen discordancias internas entre la facies más calcáreas y la más margosas con estratos de muro cóncavo y techo plano que se van acuñando lateralmente (Lámina 5.1B).

F-III.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

Presenta una textura de *packstone* con una proporción variable de peloides de lodo, bahamianos y *pellets* que oscila entre el 60% y el 95% de los granos. En orden de abundancia los granos esqueletales que aparecen son crinoides, filamentos y calcisferas. Además hay algunos ejemplares de espinas de erizos, aptychus, algas verdes y foraminíferos bentónicos como *Biloculina*, *Quinqueloulina, Lenticulina*, *Protopeneroplis*, *Nautiloculina, Spirillinido, Textularia, Trocholina cónica*, *Redmondoides lugeoni* además de otros bioclastos.

Al igual que pasa en la Fm. Jabalcuz, dentro de esta facies se pueden diferenciar dos tipos de subfacies: (F-III.1) facies de calizas de peloides y filamentos muy micrítica y (F-III.2) facies de calizas de peloides y filamentos poco micrítica. La subfacies más micrítica se caracteriza por la presencia de peloides de lodo de menor tamaño (Lámina 5.1C), pudiendo llegar a aparecer hasta un 5% de ooides correspondientes al tipo 3 de Strasser (1986). La subfacies menos micrítica se caracteriza además de por el mayor tamaño de los peloides, por la presencia de hasta el 15% de ooides del mismo tipo que en la subfacies más micrítica (Lámina 5.1E). En ambos casos los ooides aparecen parcial o totalmente micritizados.

En estas facies hay laminaciones paralelas a meso- y microescala que se deben a la alternancia de láminas donde se concentran filamentos con una orientación subparalela de las valvas y láminas donde prevalecen los peloides. Esta facies aparece en estratos de techo y muro plano, con una potencia entre 5 cm y 1 m (Lámina 5.1D). La bioturbación es muy intensa,

sobre todo en la subfacies más micrítica, en la que se presentan principalmente *burrows* horizontales (Lámina 5.1F).

F-IV.- Facies de calizas de ooides y peloides.

Presenta una textura de *grainstone* con una proporción variable de ooides, entre el 50% y el 90% de los granos. Son ooides de los tipos 1, 3 y 4 de Strasser (1986), que aparecen parcial o totalmente micritizados. Esta facies se caracteriza también por la presencia del 20% al 40% de peloides de lodo, peloides bahamianos y pellets. Además pueden aparecer hasta un 5% de agregados de granos de 2 mm de longitud máxima (agregados del tipo 1 de la clasificación de Steinhoff y Strohmenger, 1996), hasta un 10% de oncoides de 3 mm de diámetro máximo, con crecimiento de tipo concéntrico de láminas de micrita (oncoides micríticos de Flügel, 2004). Finalmente un 5% de intraclastos de hasta 3 mm de longitud, completan el contenido de los granos aloquímicos que aparecen en esta facies. Como granos esqueletales, en orden decreciente de abundancia aparecen: crinoides, filamentos, algunos ejemplares de espinas de equinodermos, algún coprolito de crustáceo, fragmentos de esponjas, algas verdes, y como principales foraminíferos bentónicos hay *Lenticulina*, *Protopeneroplis*, *Textularia, Redmondoides lugeoni, Spirillinido, Trocholina cónica, y Nautiloculina* (Lámina 5.1G).

Esta facies aparece en estratos de 1 m de potencia media, de muro y techo plano y gran continuidad lateral. Se han observado asociadas a esta facies, estratificaciones cruzadas planares con estratos de 10 a 30 cm de potencia y buzamientos en torno a 20º (Lámina 5.1H).

F-V.- Facies de calizas oolíticas y bioclásticas.

En esta facies predomina una gradación hacia el techo de los estratos de tal forma que mientras que en la base encontramos texturas *grainstone*, hacia techo se pasa a texturas de *packstone* muy micrítico o incluso *wackestone*

con algunos peloides (Lámina 5.2). La textura *grainstone* que aparece sobre todo hacia la base de los estratos, está compuesta por un 40% de ooides de tipo 1, 3 y 4 de Strasser (1986). El 35% corresponde a peloides de lodo, bahamianos y *pellets*. Finalmente como granos aloquímicos también cabe destacar la presencia de hasta un 10% de intraclastos de menos de 3 mm de longitud, así como hasta un 5% de agregados de granos de tipo 1 de Steinhoff y Strohmenger (1996). En cuanto a los granos esqueletales, en orden decreciente de abundancia hay crinoides (hasta el 30% de los granos), filamentos (15%), algún fragmento de esponja, espinas de erizo, algas y foraminíferos bentónicos como *Textularia*, *Protopeneroplis*, *Spirillinidae, Trocholina cónica, Lenticulina, Nautiloculina* y miliólidos como *Ophthalmidium o Quinqueloculina.* Parte de los intraclastos descritos presentan una textura de *mudstone-wackestone* con calcisferas y radiolarios como granos esqueletales (Lámina 5.2A).

Como se ha indicado al principio, la estructura interna principal que caracteriza a esta facies es la disminución del tamaño de grano hacia el techo de los estratos (Lámina 5.2B). Del mismo modo, aparecen asociadas laminaciones cruzadas y a techo de los estratos laminaciones paralelas formadas por la alternancia de láminas donde predominan los granos esqueletales como filamentos y crinoides, con láminas donde dominan otros aloquímicos.

Esta facies aparece en estratos con una potencia media de 75 cm, de techos planos y muros cóncavos hacia arriba y una continuidad lateral limitada, por lo que es muy frecuente observar como se acuñan lateralmente (Lámina 5.2C).

5.2.2.II.- SUCESIÓN VERTICAL DE FACIES.

La relación vertical de facies se ha analizado a partir de las 10 columnas estratigráficas estudiadas en esta zona (Figs. 5.3-5.18).

La sección levantada en Los Cañones del Río Frío (VN-LC; Figs. 5.3 y 5.4) es, a grandes rasgos, grano- y estrato-creciente. En ésta, sobre la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la formación inferior (Fm. Zegrí), la Fm. Camarena comienza con la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III), sobre las que aparecen unos 4 m de facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II). A continuación vuelve a encontrarse la facies F-III sobre la que aflora la facies de calizas de ooides y peloides (F-IV). A partir de aquí, hacia el techo, las facies F-III y F-IV aparecen interestratificadas con estratos más potentes.

En la sección Cortijo Mingo (VN-CM; Figs. 5.4 a 5.6) se puede observar un apilamiento vertical de facies muy similar al de la sección de Los Cañones. Sobre la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Zegrí, aparece la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III) en su versión más micrítica. En el resto de la sección, la facies F-III y la de calizas de ooides y peloides (F-IV) aparecen intercaladas.

La sección levantada en el Cerro Calar (VN-CC; Fig. 5.7) muestra una transición continua entre la facies *Ammonitico Rosso* de la formación inferior y la Fm. Camarena. Los primeros estratos de la Formación son estratos muy poco potentes, de facies de calizas de peloides y filamentos (F-III) muy micrítica, sobre los que aparecen 2 m en estratos de facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II). A continuación, la facies de calizas de ooides y peloides (F-IV) se encuentra intercalada entre la facies F-III. Finalmente la facies F-III se intercala con facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V) hacia el techo de la sección.

La sección levantada junto al mirador de Carlos III (VN-MC3; Figs. 5.8 y 5.9), es una de las columnas que no tienen como referencia ni el muro ni el techo de la Formación pero, de forma visual, se puede correlacionar perfectamente con la sección levantada en el Cerro Calar y, de forma aproximada, con la levantada en el Collado de la Bríncola (Fig. 5.2).

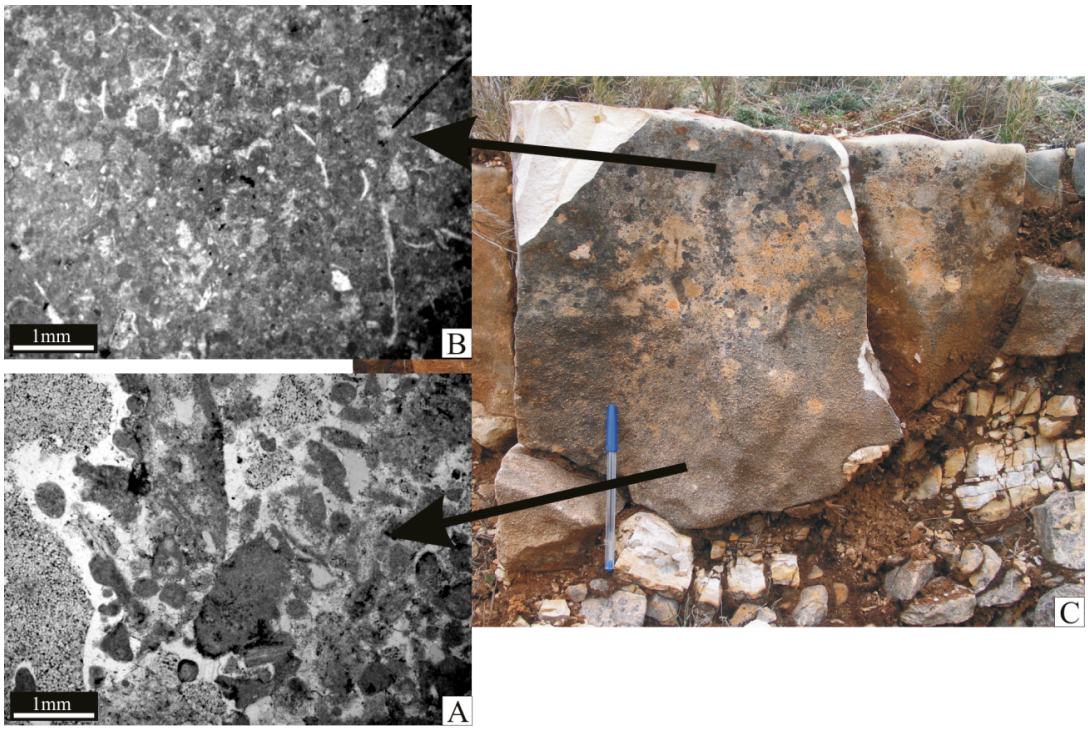
LÁMINA 5.2: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Jaén (II).

Fotos A-I.- **Facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V).**

A.- *Grainstone* basal con abundantes bioclastos de tamaño superior al milímetro. Como se puede observar en la foto, la mayoría de los bioclastos son crinoides, con menor cantidad de filamentos y bioclastos. Como granos aloquímicos abundan sobre todo los peloides de lodo y ooides de distintos tipos.

B.- *Packstone* con abundante micrita que en ocasiones llega a tener una textura de *wackestone*. Abundan los peloides de lodo y los fragmentos de filamentos.

C.- Estrato con techo plano y muro cóncavo hacia arriba donde se observa una disminución de tamaño de grano hacia techo, concentrándose los bioclastos de gran tamaño hacia la base, mientras que hacia techo el tamaño de grano disminuye y aparece micrita entre los granos.



A lo largo de toda la sección, se ve como aparecen relacionadas verticalmente la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III), la de ooides y peloides (F-IV) y la oolíticas y bioclásticas (F-V). Cabe destacar que es el único punto de todo el sector donde se han observado estratificaciones cruzadas. Éstas aparecen asociadas a la facies F-IV hacia el metro 35 y el metro 145 de la sección. Se pueden observar también acuñamientos laterales de estratos relacionados con la facies F-V, así como la presencia de oncolitos de pequeño tamaño de tipo micrítico previamente descritos asociados a la facies F-IV.

En la columna levantada en el Collado de la Bríncola (VN-CBr; Figs. 5.10 y 5.11), se observa como los primeros estratos de la Fm. Camarena presentan la subfacies más micrítica de la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III). Entre los 50 y 70 m de serie, las facies F-III y F-V (oolítica y bioclástica) están interestratificadas. Posteriormente hacia el techo de la sección, se observan facies de calizas de ooides y peloides (F-IV) entre facies F-III. La abundancia con la que aparece esta facies de calizas de ooides y peloides es cada vez mayor hasta que, hacia la parte superior, termina dominando. En esta sección se hace evidente el hecho de que cuanto menor es la proporción de micrita, mayor es la potencia del estrato.

La sección del Castillo de Otíñar (VN-CO; Fig. 5.12) es una de las secciones de detalle del techo de la Fm. Camarena en este área. En la parte inferior domina la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III) con la presencia esporádica de estratos gradados correspondientes a la facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V). Hacia la parte superior de la sección, los estratos gradados correspondientes a la facies F-V, con acuñamientos laterales de los estratos, aparecen entre estratos correspondientes a las facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II), F-III y la de ooides y peloides (F-IV). En los últimos metros de la sección aflora la facies F-III en su subfacies más micrítica en estratos de escasa potencia (<10cm). Finalmente mediante una superficie neta e irregular, se produce un cambio brusco a la facies *Ammonitico Rosso* correspondientes a la Fm. Ammonítico Rosso Superior de edad Kimmeridgiense inferior (Molina, 1987).

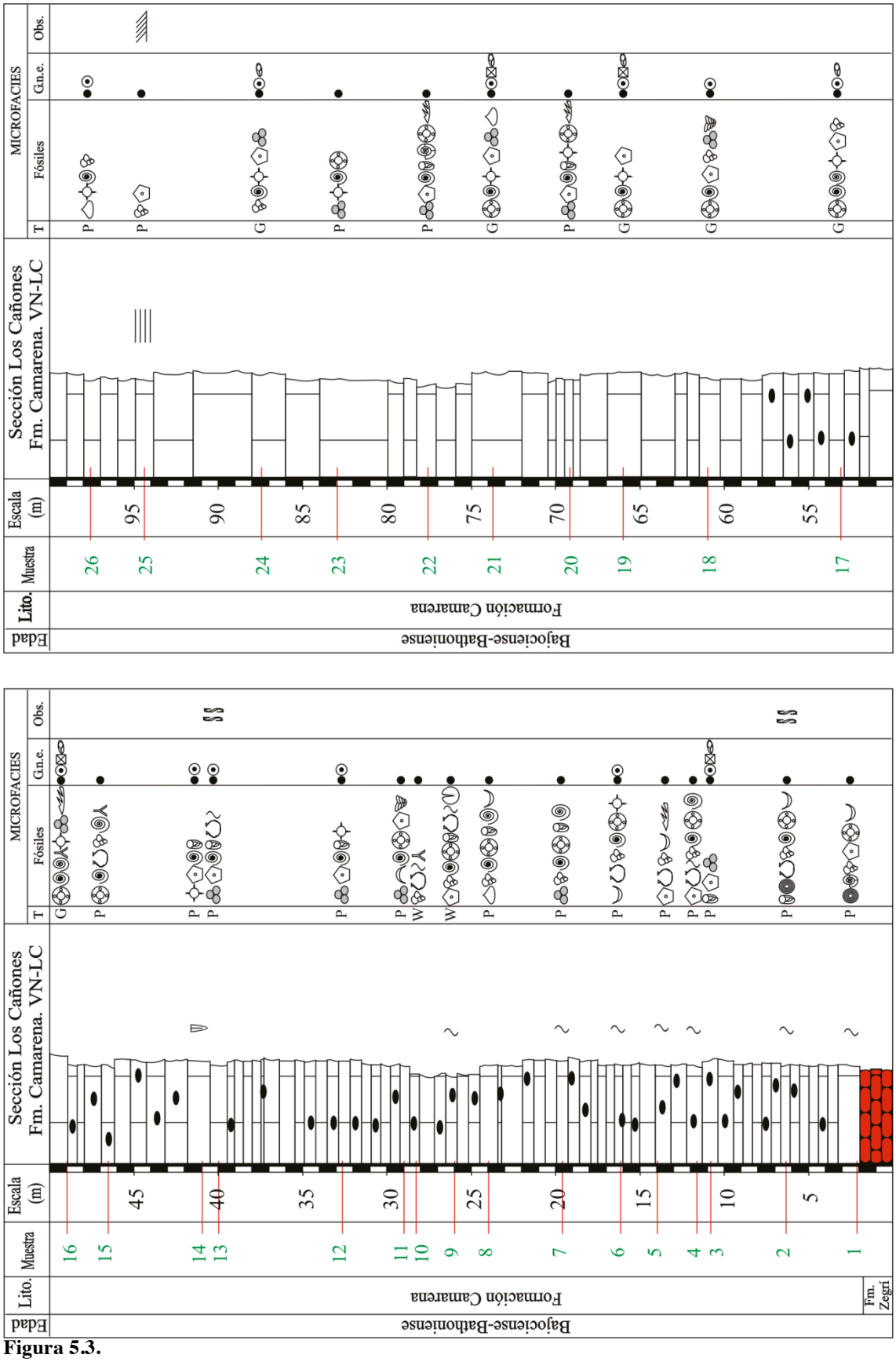

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Los Cañones Fm. Camarena. VN-LC
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajocíense-Bathoniense
Formación Camarena
Fm. Zegrí

Figura 5.3.

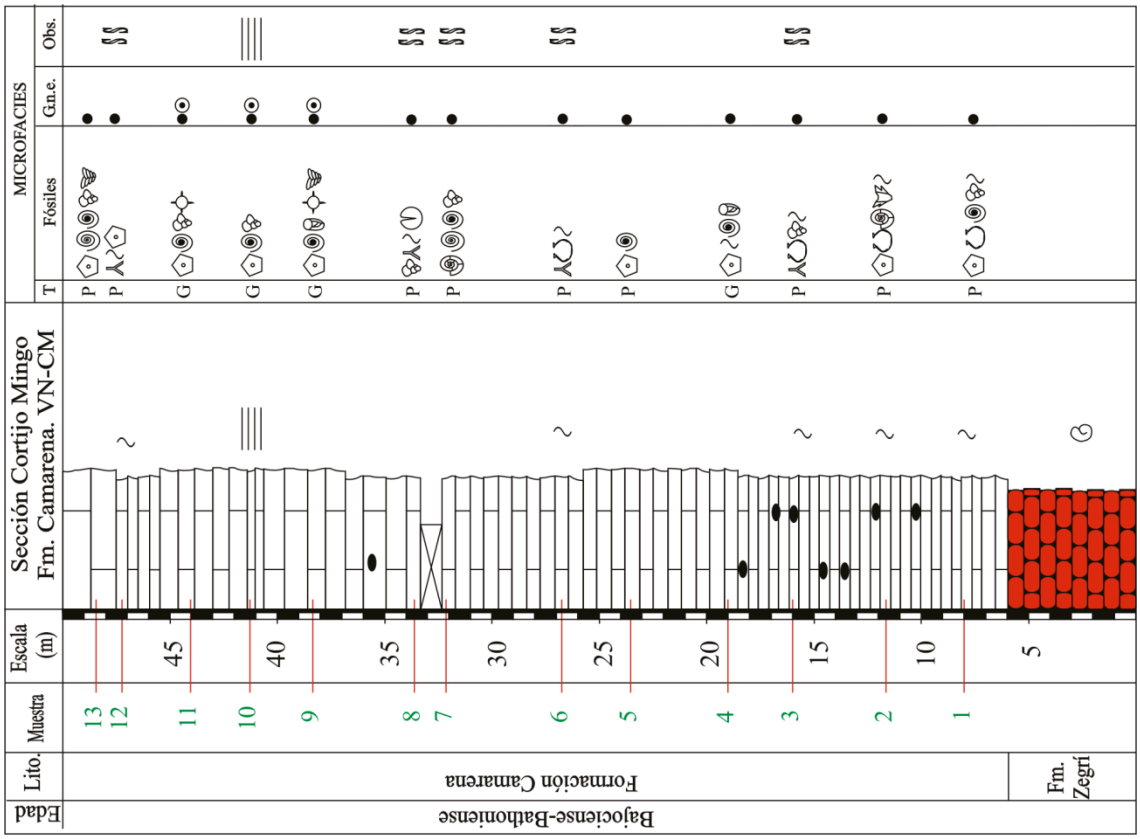

Sección Cortijo Mingo
Fm. Camarena. VN-CM
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
Fm. Zegrí
Sección Los Cañones
Fm. Camarena. VN-LC

Figura 5.4.

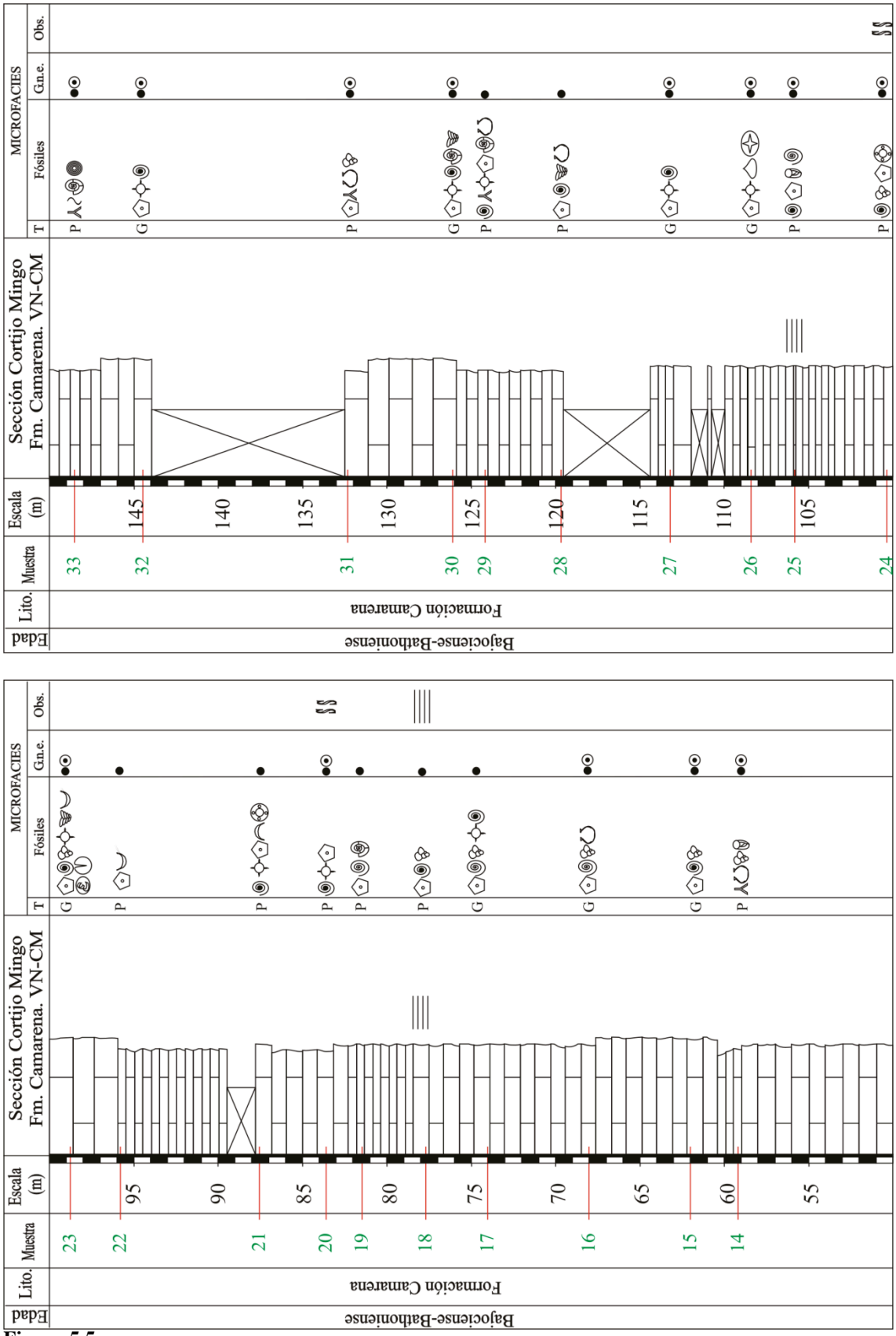
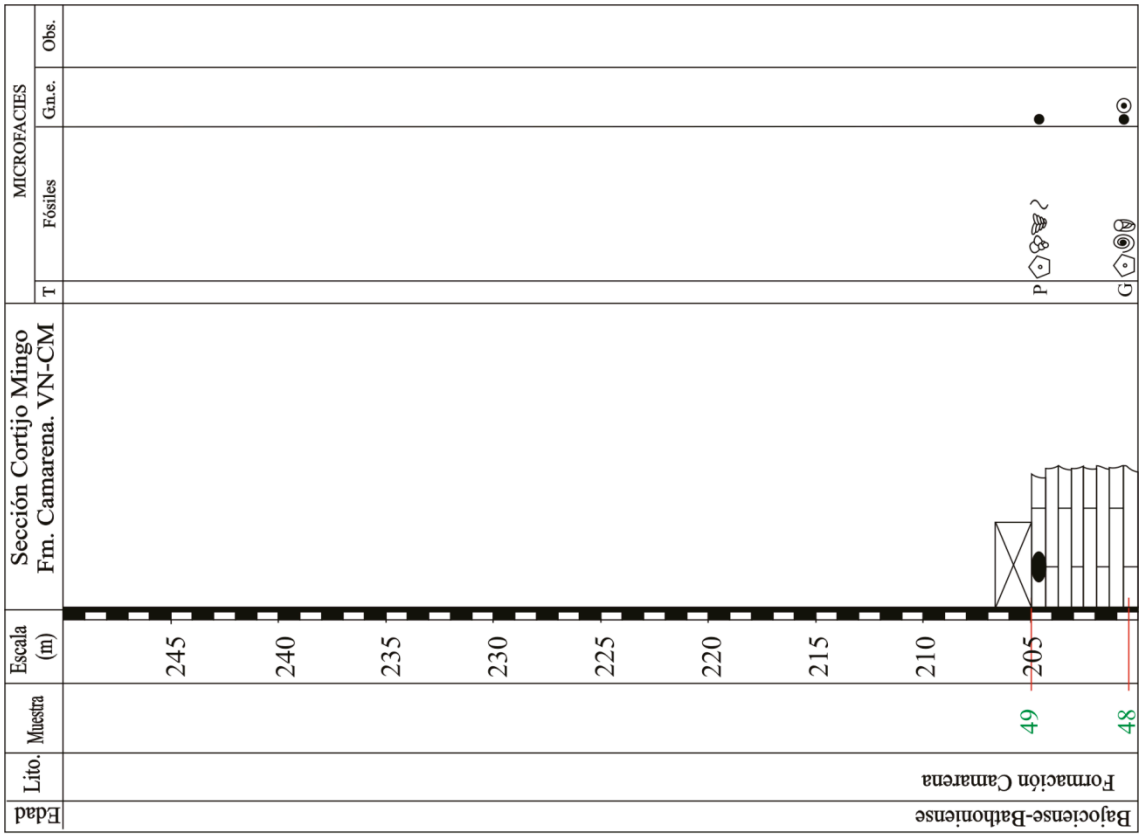

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Cortijo Mingo
Fm. Camarena. VN-CM
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
33
32
31
30
29
28
27
26
25
24
145
140
135
130
125
120
115
110
105
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
95
90
85
80
75
70
65
60
55

Figura 5.5.


Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Cortijo Mingo
Fm. Camarena. VN-CM
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
245
240
235
230
225
220
215
210
205
49
48
P
G

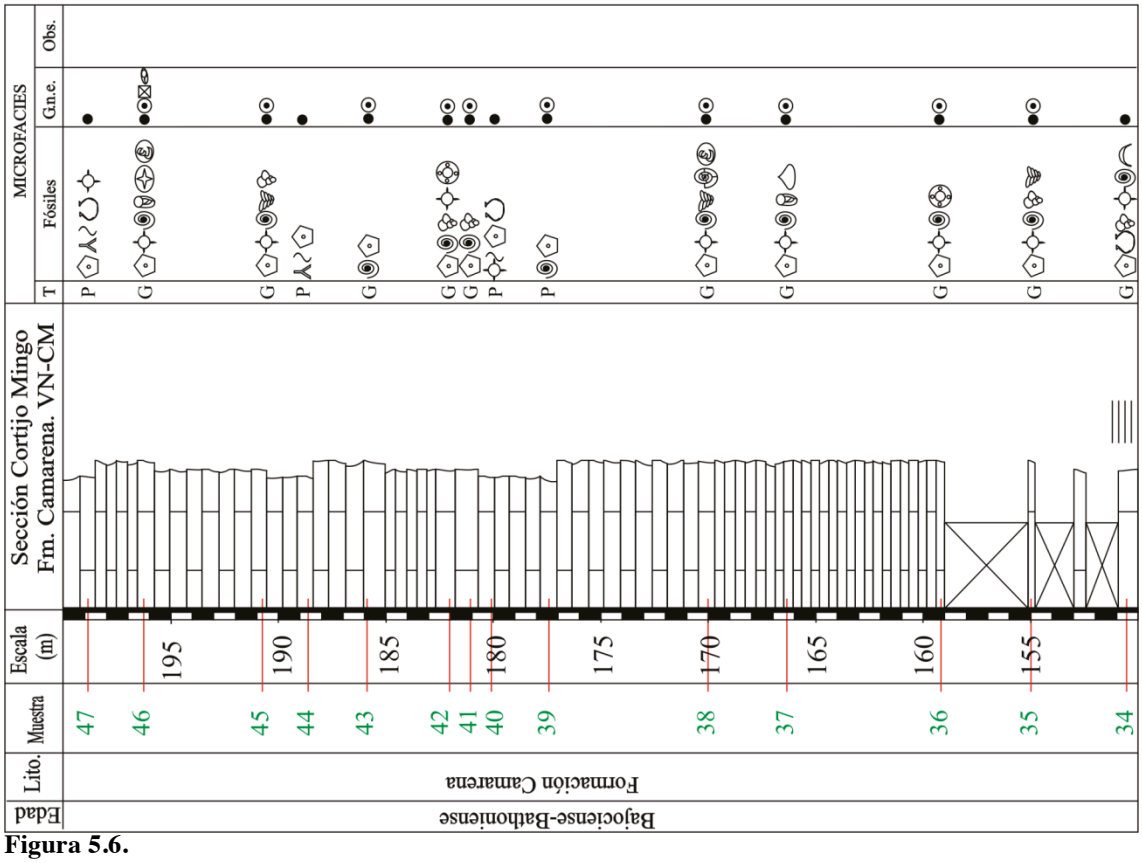

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Cortijo Mingo
Fm. Camarena. VN-CM
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
195
190
185
180
175
170
165
160
155
47
46
45
44
43
42
41
40
39
38
37
36
35
34
P
G

Figura 5.6.

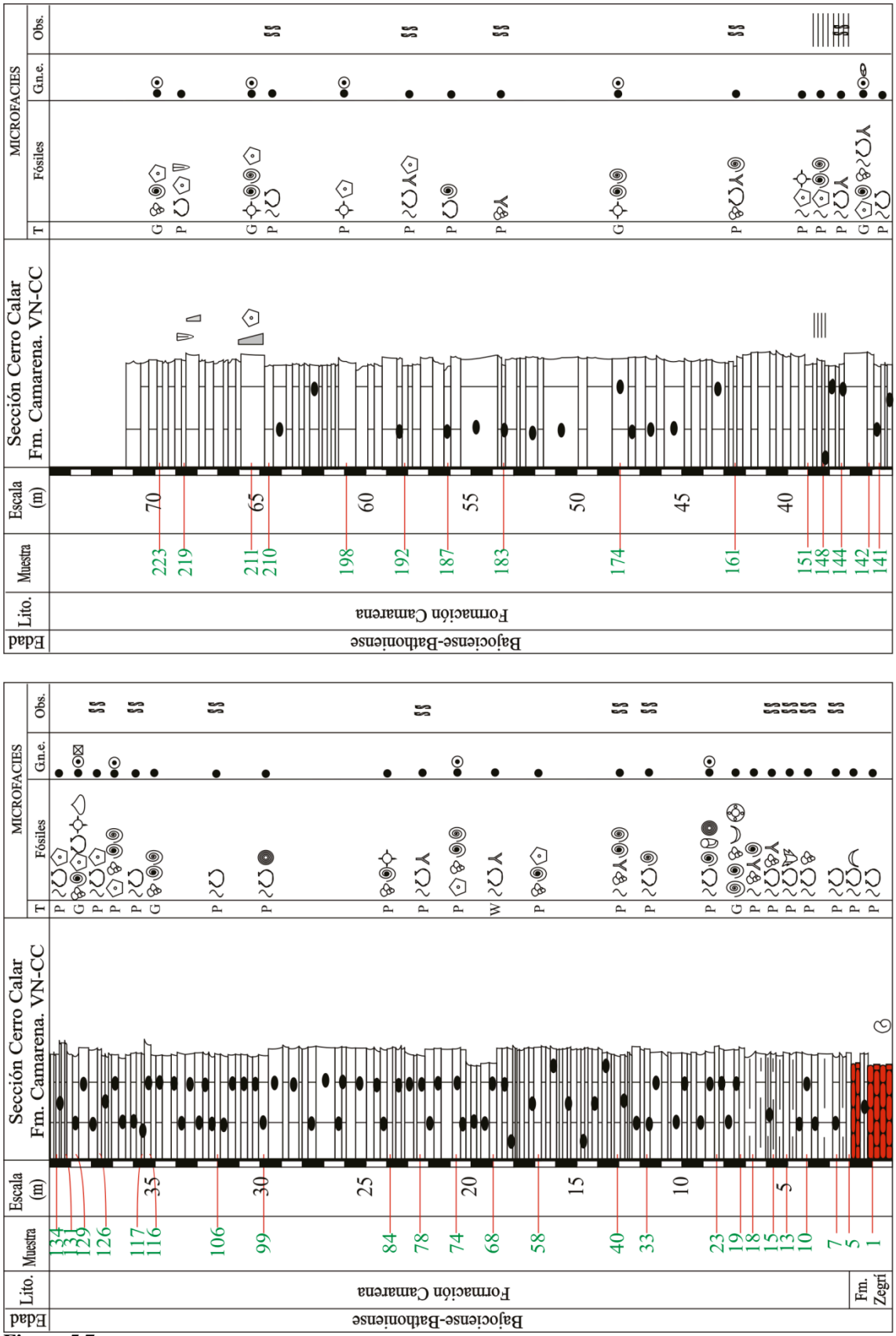

Edad
Bajociense-Bathoniense
Lito.
Formación Camarena
Fm. Zegrí
Muestra
Escala (m)
Sección Cerro Calar
Fm. Camarena. VN-CC
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.

Figura 5.7.

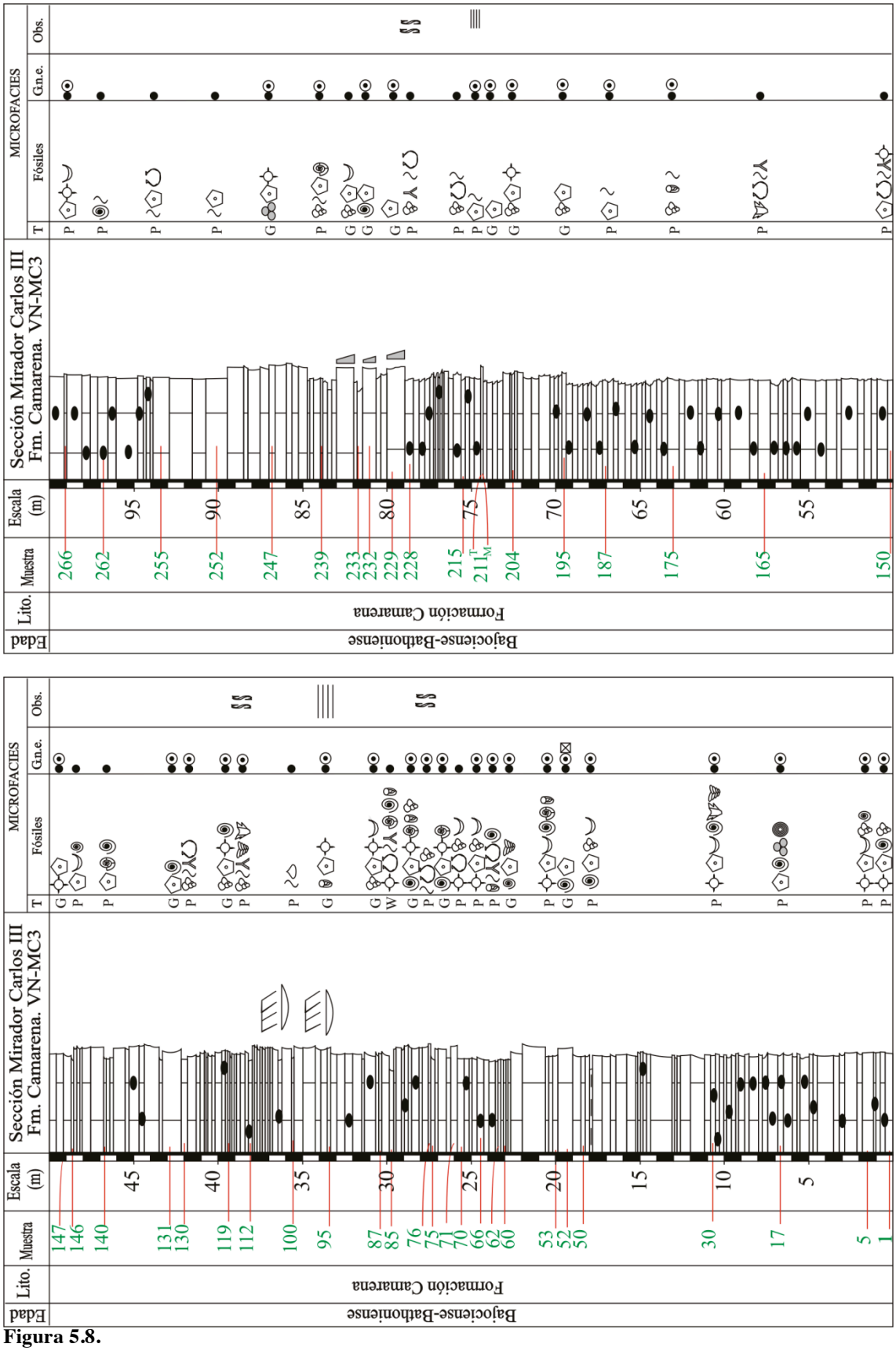

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Mirador Carlos III
Fm. Camarena. VN-MC3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajocense-Bathonense
Formación Camarena
266
262
255
252
247
239
233
232
229
228
215
211
204
195
187
175
165
150
95
90
85
80
75
70
65
60
55
147
146
140
131
130
119
112
100
95
87
85
76
75
71
70
66
62
60
53
52
50
30
17
5
1
45
40
35
30
25
20
15
10
5

Figura 5.8.

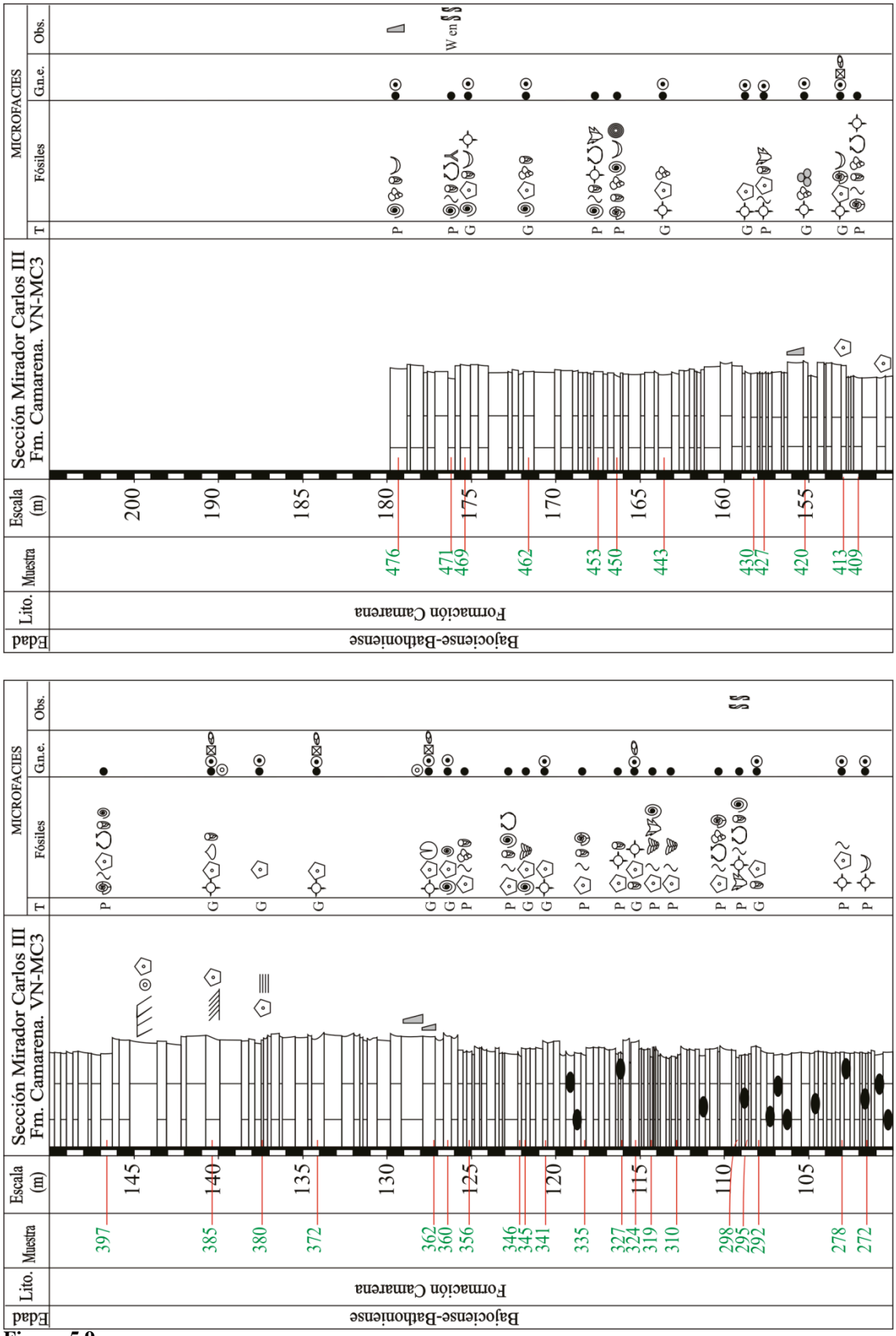

Sección Mirador Carlos III
Fm. Camarena. VN-MC3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Formación Camarena
Bajocíense-Bathoniense
476
471
469
462
453
450
443
430
427
420
413
409
397
385
380
372
362
360
356
346
345
341
335
327
324
319
310
298
295
292
278
272

Figura 5.9.

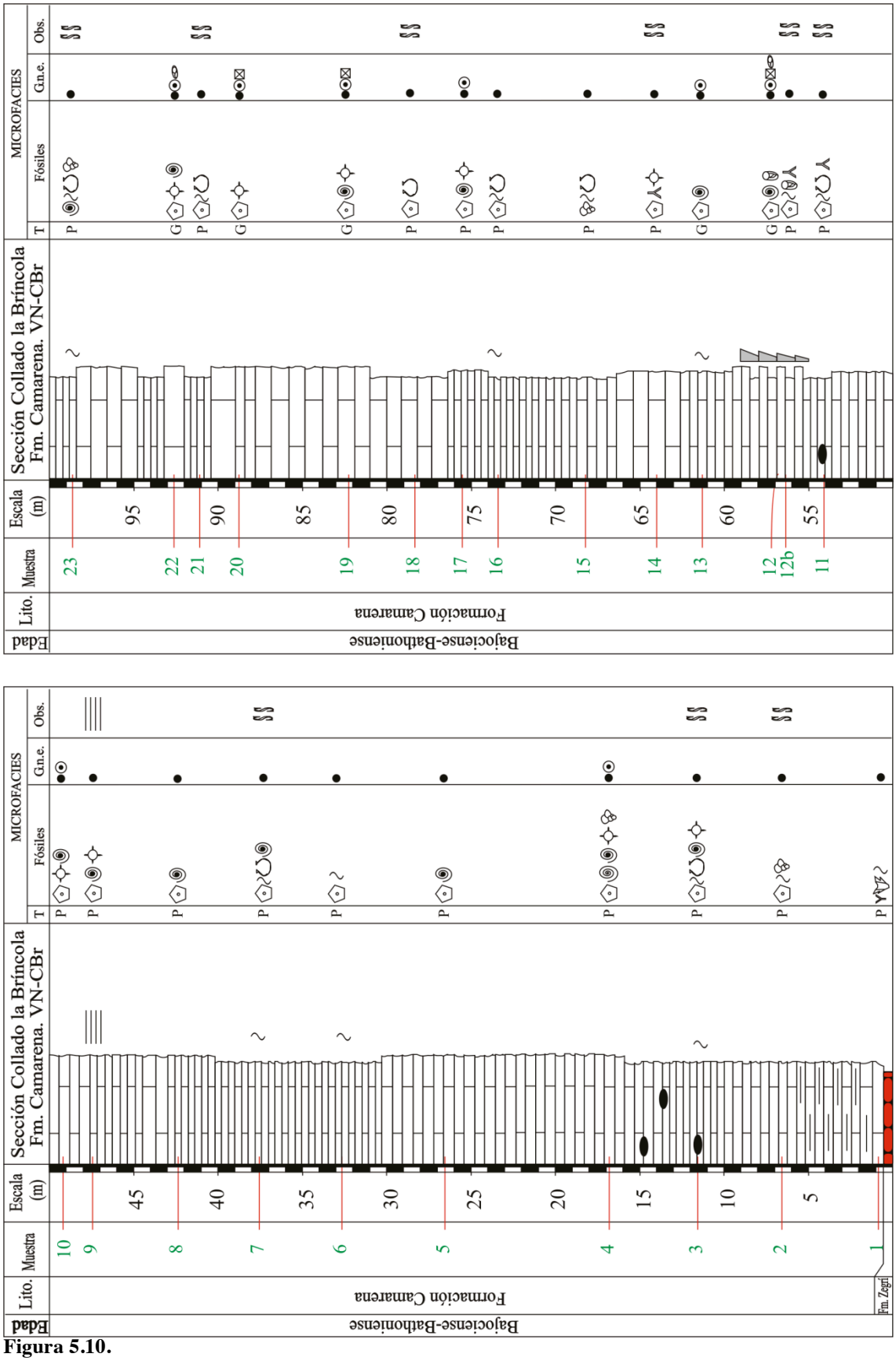

Sección Collado la Bríncola
Fm. Camarena. VN-CBr
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
Fm. Zegrí

Figura 5.10.

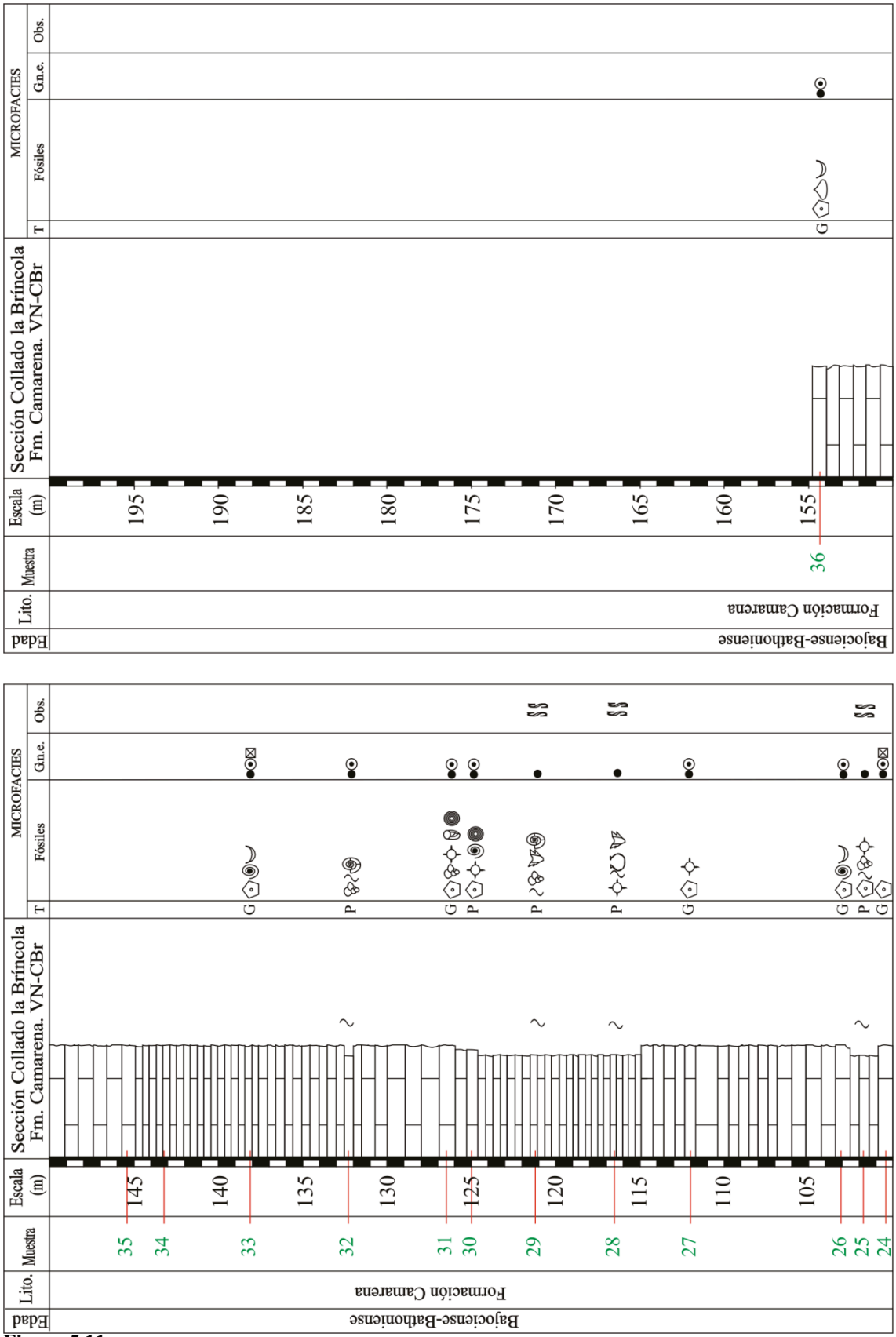

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Collado la Bríncola Fm. Camarena. VN-CBr
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
195
190
185
180
175
170
165
160
155
36
145
140
135
130
125
120
115
110
105
35
34
33
32
31
30
29
28
27
26
25
24
G
P

Figura 5.11.

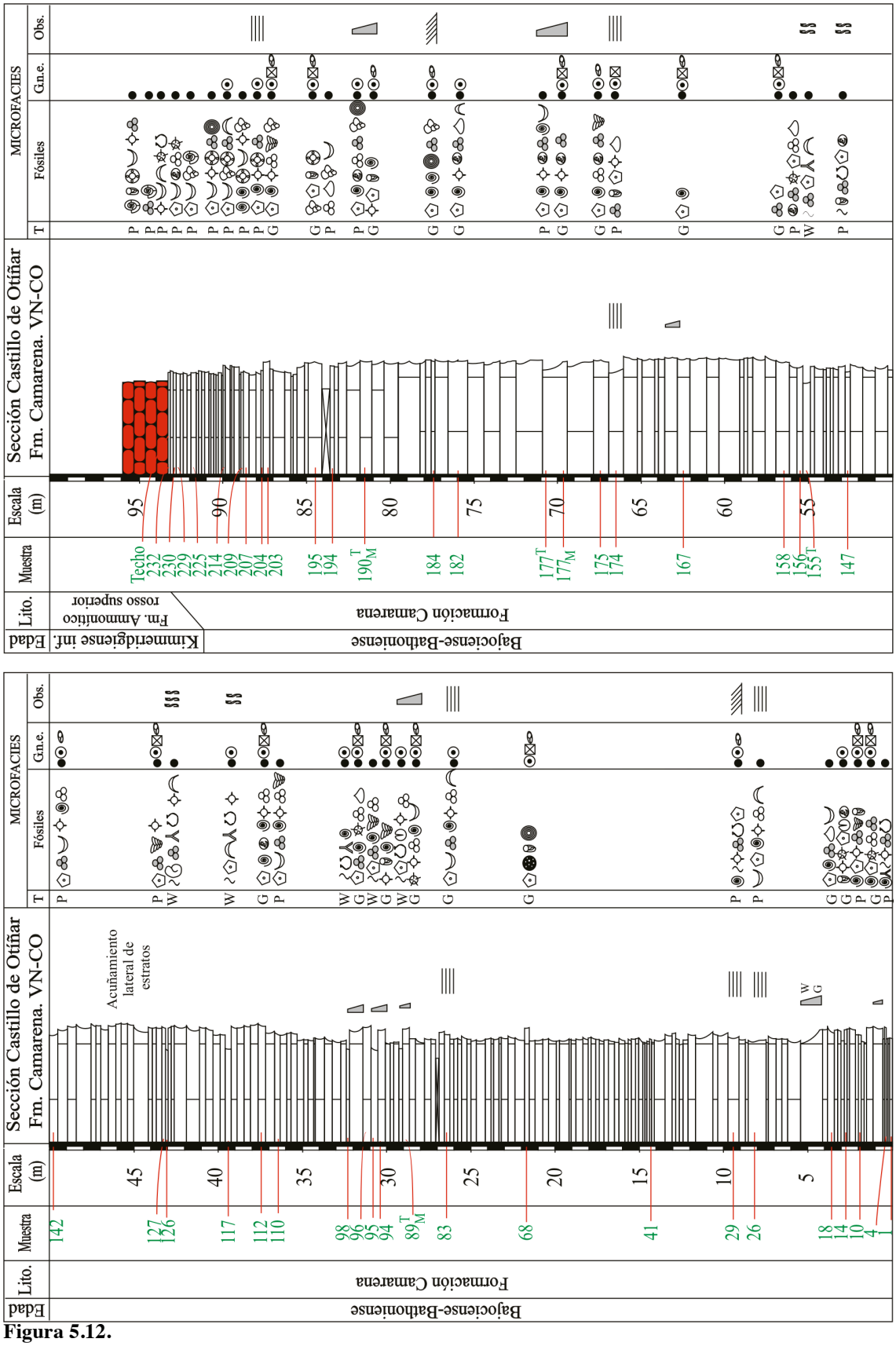

Sección Castillo de Otiñar
Fm. Camarena. VN-CO
Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajocirense-Bathoniense
Formación Camarena
Kimmeridgiense inf.
Fm. Ammonítico rosso superior
Acuñamiento lateral de estratos

Figura 5.12.

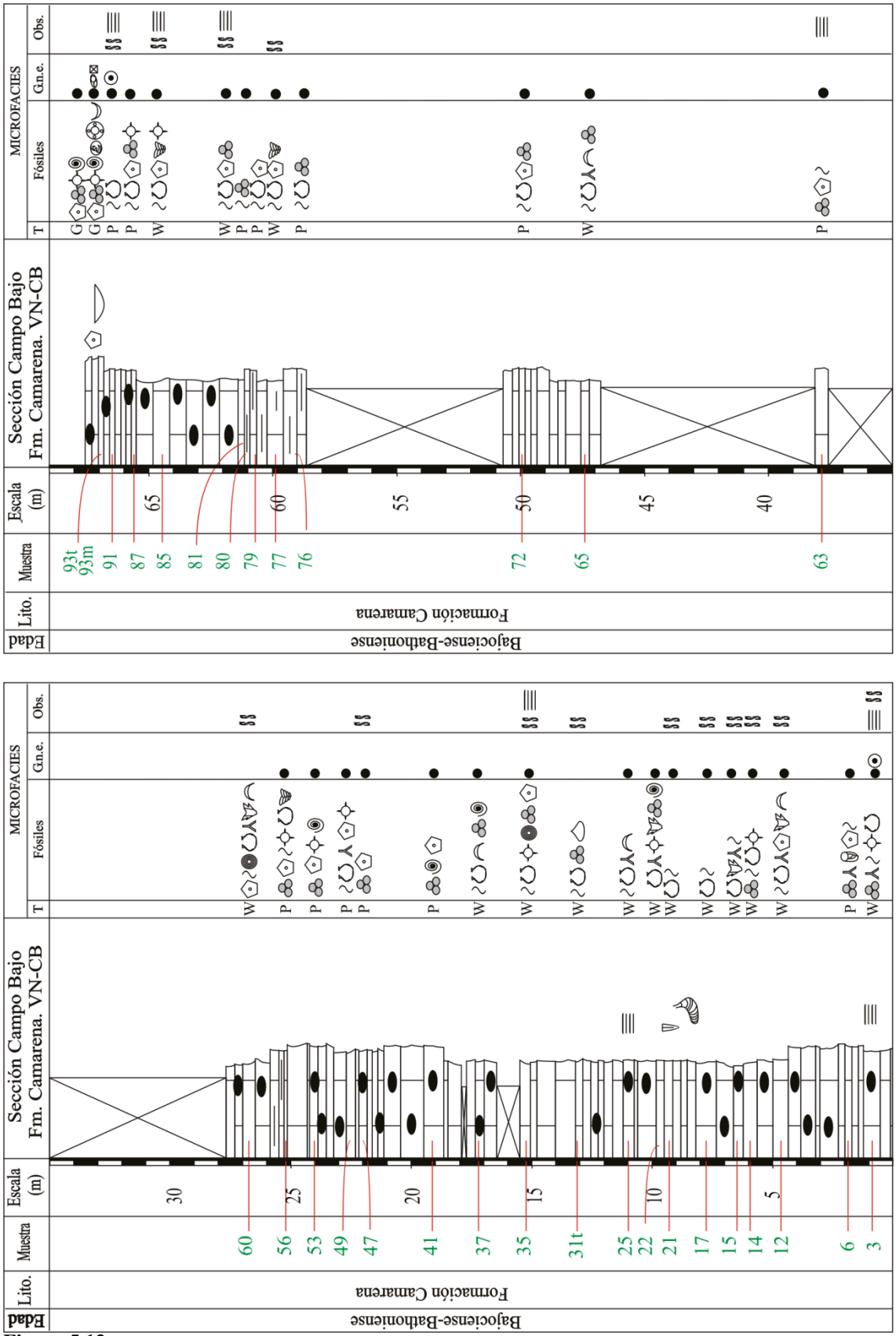

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Campo Bajo
Fm. Camarena. VN-CB
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
93t
93m
91
87
85
81
80
79
77
76
72
65
63
60
56
53
49
47
41
37
35
31t
25
22
21
17
15
14
12
6
3
65
60
55
50
45
40
30
25
20
15
10
5

Figura 5.13.

En la sección Campo Bajo (VN-CB; Fig. 5.13), llama la atención el predominio de las facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II) y de peloides y filamentos (F-III). En los estratos correspondientes a la facies F-II se han encontrado *Zoophycos* de tipo A de Olivero (2003), además de las discordancias descritas entre los estratos. En el techo de esta sección cabe destacar la presencia de estratos con forma acanalada correspondientes a la facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V). Estos estratos aparecen erosionando los últimos estratos de facies F-II infrayacentes (Láminas 5.1A y B, y 5.2).

La sección de la carretera Carchelejo (VN-CCa; Fig. 5.14), situada estratigraficamente justo por encima de la sección de Campo Bajo, muestra el tramo superior de la Fm. Camarena en este sector. En esta sección cabe destacar la relación vertical entre la facies de calizas de ooides y peloides (F-III) y la oolítica y bioclástica (F-V), con el predominio de esta última hacia techo y se observa un paso brusco de esta facies a las de la Fm. Ammonítico Rosso Superior del Tithónico inferior (Molina, 1987).

La sección Cerro Mochuelo (VN-M; Figs. 5.14 y 5.15) es una sección de detalle de la base de la Formación levantada en las cercanías de Fuensanta. En los primeros metros de la sección alternan la facies de margas y margocalizas (F-I), con la de calizas de calcisferas y filamentos (F-II). Hacia arriba empiezan a aparecer entre la facies F-II, la facies de calizas de peloides y filamentos (F-III) que finalmente es la que domina hasta los primeros 100 m de la serie. A continuación, tras unos 8 m de estratos en facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V) y algún estrato intercalado de facies F-II, las facies F-III y de calizas de ooides y peloides (F-IV) son las que aparecen en el resto de la columna estratigráfica.

Por último, la sección Cerro Mochuelo-II (VN-M2; Fig. 5.16), está situada a pocos metros de la anterior y muestra la relación entre la potencia de los estratos y las facies que los forman. De esta forma se aprecia como los estratos más potentes presentan la facies de calizas de ooides y peloides

(F-IV) y los menos potentes tienen facies de calizas de peloides y filamentos (F-III) en su subfacies más micrítica.

Como se puede observar en las distintas columnas estratigráficas (Figs. 5.3-5.16), mientras que en el sector de Cortijo Mingo, la potencia de la Formación supera los 200 m, en el sector de Campobajo se ha calculado una potencia total no superior a los 100 m; del mismo modo se observa como los nódulos de sílex suelen aparecer asociados a los estratos con facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II) y a la de calizas de peloides y filamentos (F-III) que se encuentran hacia la base de la Formación.

En el estudio de estas 10 secciones se aprecia como el tránsito entre la Fm. Zegrí y la Fm. Camarena es progresivo, mientras que el techo de la Fm. Camarena, que aflora junto al Castillo de Otíñar y en la carretera de Carchelejo, es una superficie neta e irregular que pone en contacto la Fm. Camarena y la Fm. Ammonítico Rosso Superior suprayacente.

En la figura 5.17 aparecen representadas de forma esquemática las distintas secciones levantadas, donde se puede observar la asociación vertical de facies descrita. De la observación de esta figura y de la descripción realizada anteriormente se puede deducir, como resumen general, que el depósito de la Fm Camarena comenzó con facies de calizas de calcisferas y filamentos (F-II) que posteriormente fueron sustituidas por otras de calizas de peloides y filamentos (F-III).

El depósito de las facies de calizas oolíticas y peloidales propiamente dichas (F-IV) y de las calizas oolíticas bioclásticas, se realizó como intercalaciones entre la facies de calizas de filamentos (F-III). La estratificación cruzada observada en la facies F-IV y las formas acanaladas que muestran generalmente los estratos de facies F-V, serán criterios fundamentales para su interpretación.

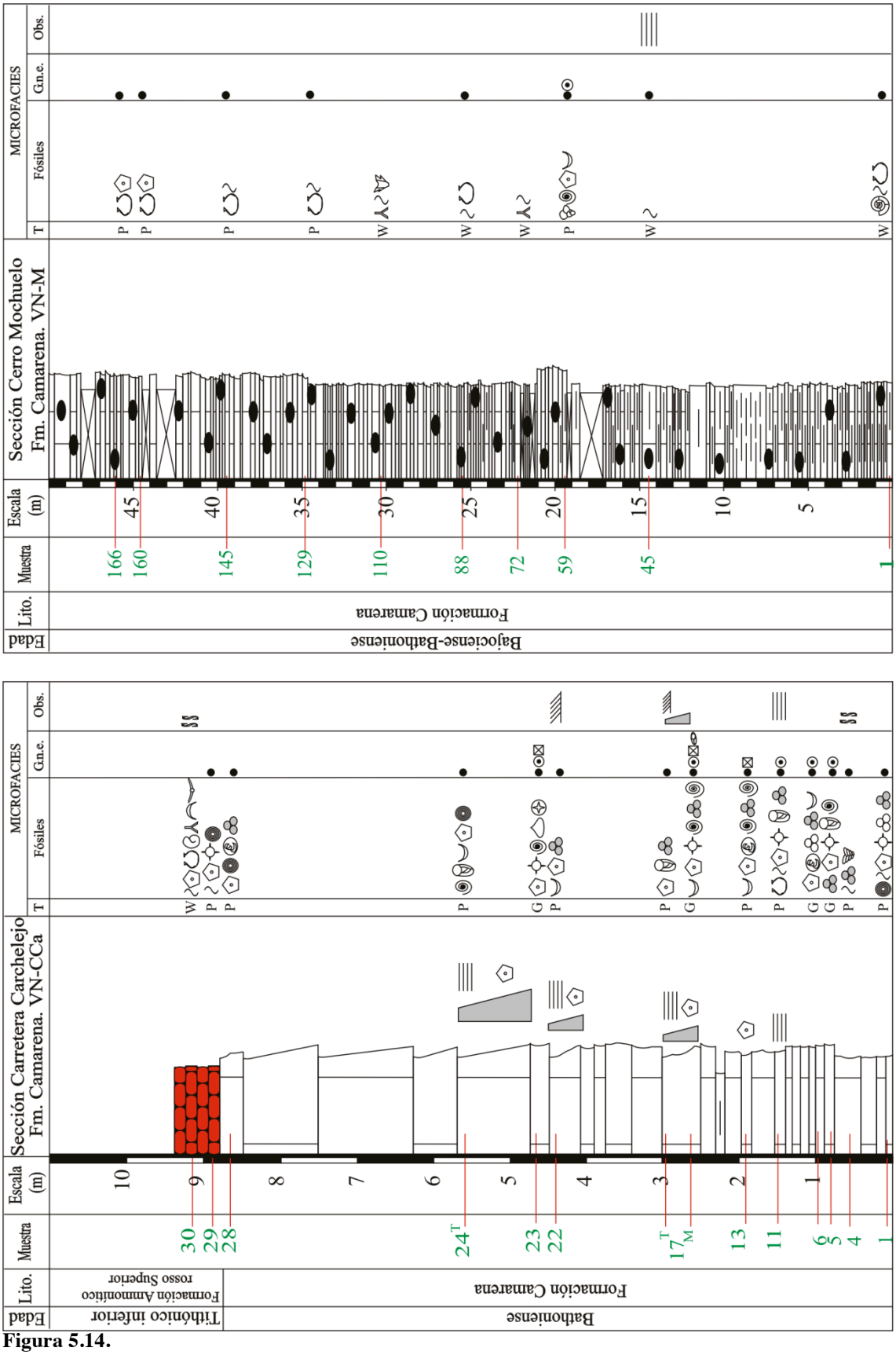

Sección Carretera Carchelejo
Fm. Camarena. VN-CCa
Sección Cerro Mochuelo
Fm. Camarena. VN-M
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bathoniense
Formación Camarena
Tithónico inferior
Formación Ammonítico rosso Superior
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena

Figura 5.14.

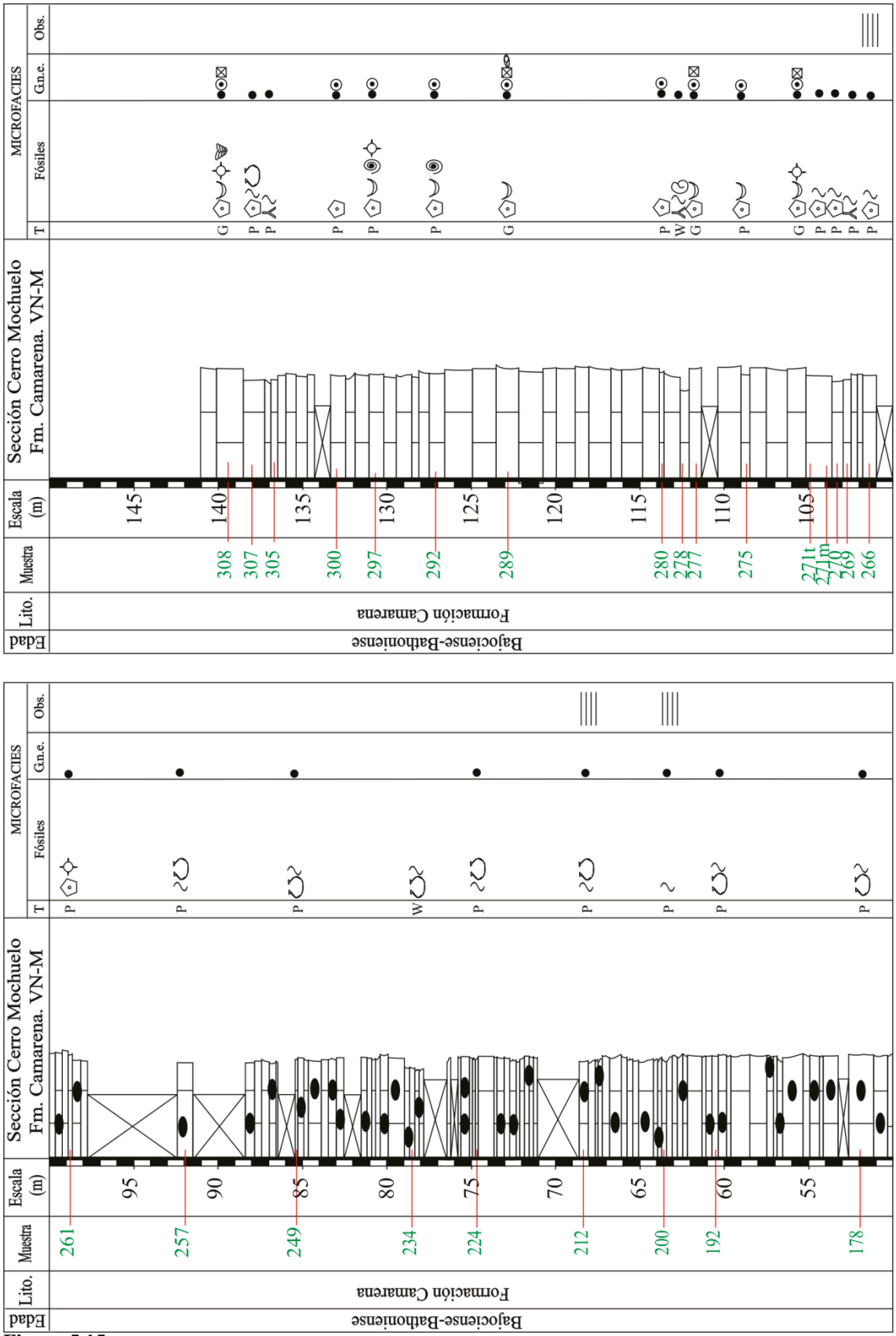

Sección Cerro Mochuelo
Fm. Camarena. VN-M
MICROFACIES
Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajocirense-Bathoniense
Formación Camarena
261
257
249
234
224
212
200
192
178
308
307
305
300
297
292
289
280
278
277
275
271t
271m
270
269
266

Figura 5.15.

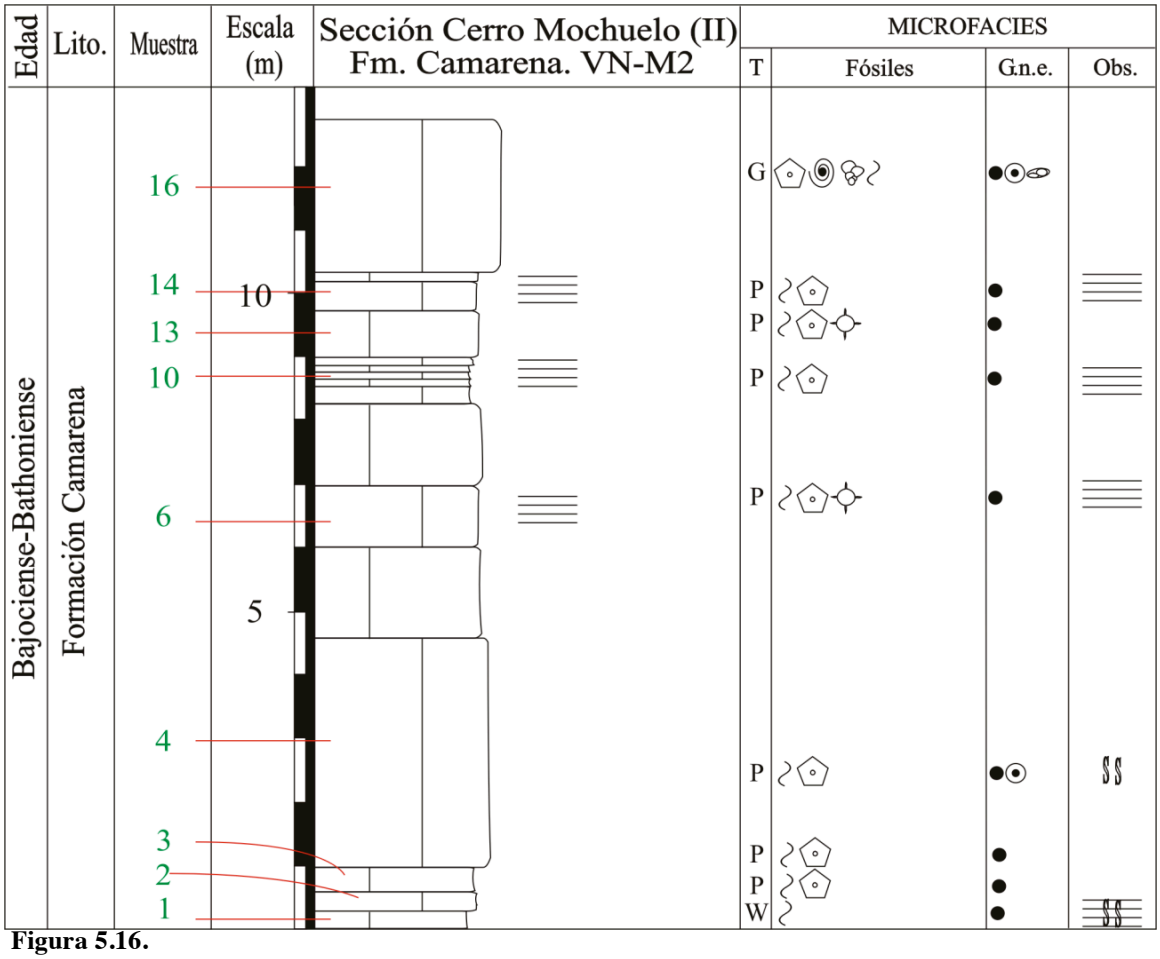

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Cerro Mochuelo (II)
Fm. Camarena. VN-M2
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Bajociense-Bathoniense
Formación Camarena
16
14
13
10
6
4
3
2
1
10
5
G
P
P
P
P
P
P
W

Figura 5.16.

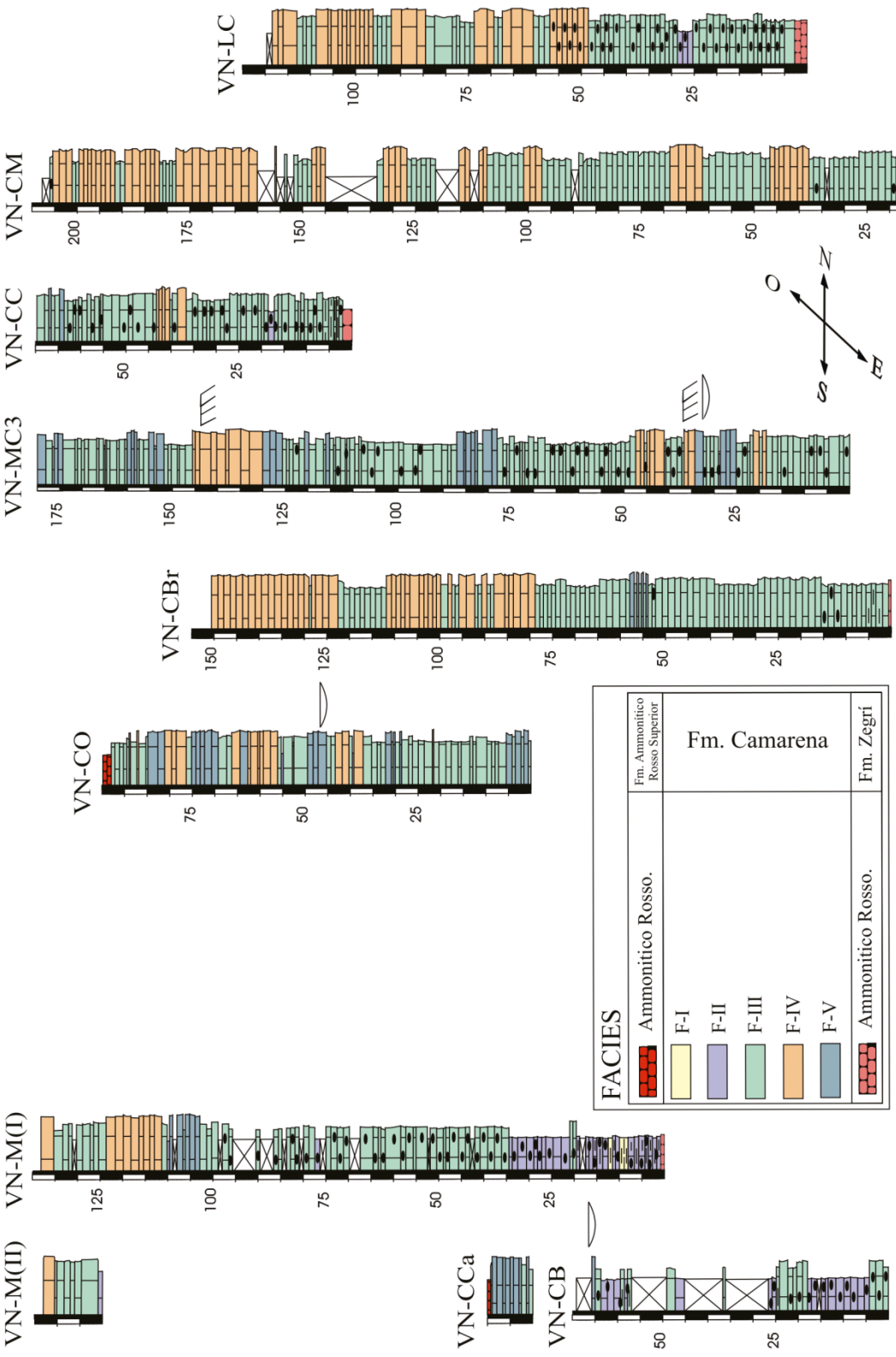


Figura 5.17.- Distribución geográfica aproximada de las secciones y apilamiento vertical de facies.

5.2.2.III.- PALEOCORRIENTES.

En este sector, al contrario que en la Fm. Jabalcuz, no se han observado *slumps* que indiquen la orientación general de la paleopendiente. En cuanto a las paleocorrientes, el único indicador que se ha observado es la estratificación cruzada asociada a la facies de calizas de ooides y peloides (F- IV). De todos los afloramientos estudiados de la Fm. Camarena al S de Jaén, sólo se han encontrado estratificaciones cruzadas en la sección estudiada junto al Mirador Carlos III. En esta sección se han establecido dos estaciones de medidas, una hacia el metro 35 y otra hacia el metro 140 (Fig. 5.18). Las paleocorrientes se han analizado tomando 5 medidas de planos de estratificación normal y otros 5 de estratificación cruzada en cada una de las estaciones de medida. Posteriormente se ha calculado el vector principal de cada grupo de medidas para llevar a su posición original las orientaciones de las estratificaciones cruzadas.

Una vez realizada la rotación de eje horizontal de los planos, las estratificaciones cruzadas medidas hacia el metro 35 de la serie, indican una migración del cuerpo oolítico hacia N355ºE (Fig. 5.18A), mientras que las medidas tomadas hacia el metro 140 de la misma serie indica una migración del cuerpo oolítico hacia N113ºE (Fig. 5.18B).

Para restituir las paleocorrientes medidas a su posición original, se deberían tener en cuenta datos paleomagnéticos de los afloramientos estudiados. En este sentido, se han tomado como referencia los previamente publicados (p. e. Platt *et al*., 2003; Osete *et al*., 2004). Entre éstos, teniendo en cuenta que en afloramientos del Jurásico Medio del Subbético Medio, situados al S de los estudiados aquí, se ha descrito una rotación de 71º ± 25º y que en afloramientos del Subbético Externo del Bajociense-Bathoniense que aflora en las cercanías de Carcabuey (S de Córdoba) se ha descrito un giro de 74º ± 13º en sentido horario (Osete *et al*., 2004), se admite una rotación similar para los afloramientos estudiados.

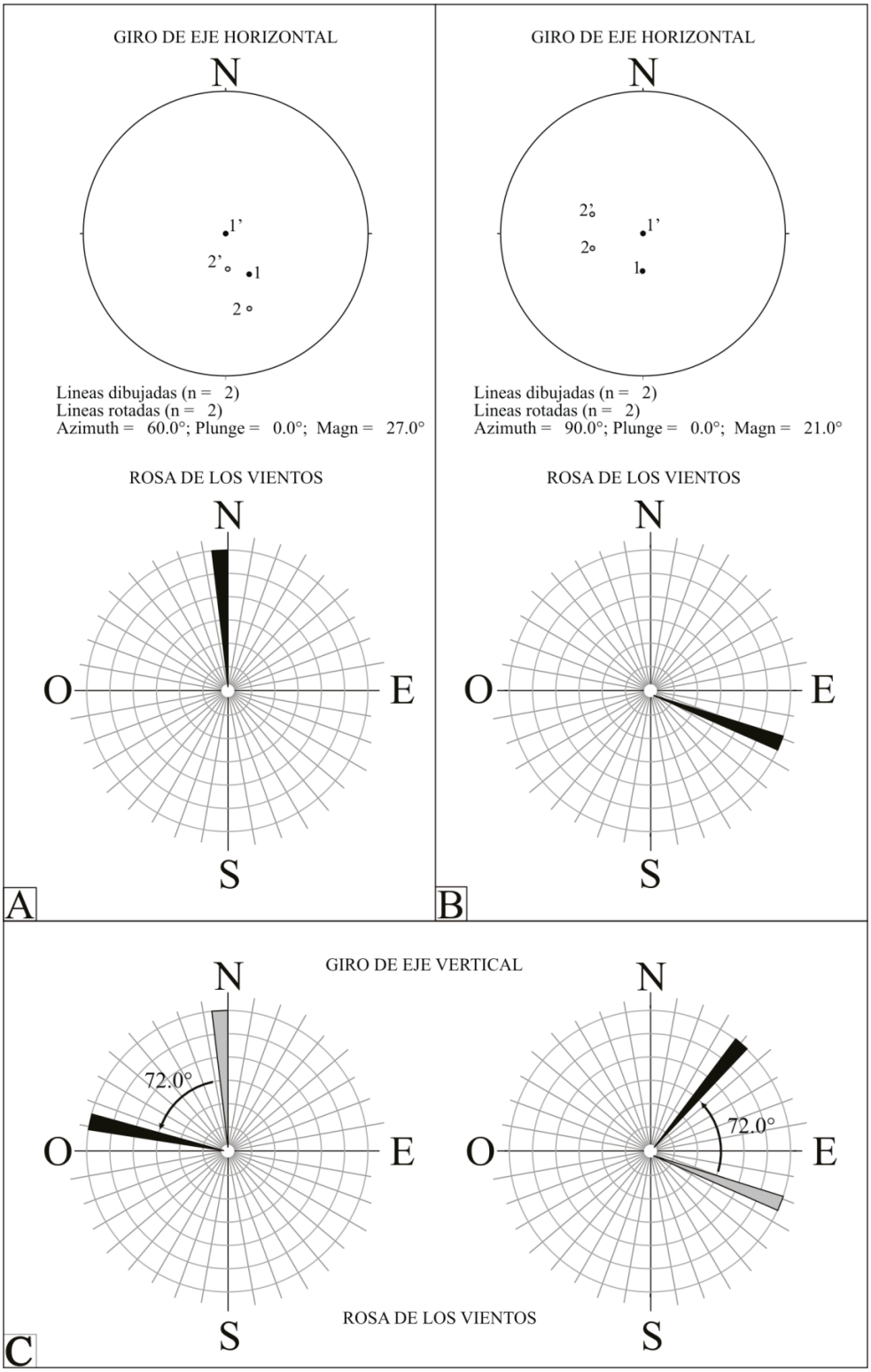


Figura 5.18.- Paleocorrientes medidas en la Fm. Camarena al S de Jaén. A.- Metro 35 de la sección del Mirador Carlos III. B.- Metro 140 de la misma sección. C.- Giro de eje vertical de A y B respectivamente para restituir las medidas a la posición paleogeográfica original (ver texto).

Por consiguiente, las medidas obtenidas se deben girar en sentido antihorario 72º ± 19º de media (Fig. 5.18C). Una vez realizado este giro de

eje vertical, las medidas de la parte inferior de la sección del Mirador Carlos III indican una migración de los bancos oolíticos hacia N283ºE, mientras que las medidas realizadas en la parte superior de la sección indican hacia N41ºE (Fig. 5.18C).

5.2.2.IV.- INTERPRETACIÓN DE FACIES.

F-I.- Facies de margas y margocalizas.

El tipo de sedimento, la ausencia de depósitos tractivos, la presencia de fósiles como los filamentos y calcisferas que aparecen en los niveles margocalizos y las pátinas de óxidos de hierro favorecen una interpretación de esta facies como sedimentos típicos de medios marinos abiertos de baja energía.

F-II.- Facies de calizas de calcisferas y filamentos.

Las trazas de *Zoophycos* encontradas en esta facies se corresponden al tipo morfológico (A) de Olivero (2003). Este tipo es muy abundante en ambientes de plataforma externa de las cuencas subalpinas francesas y en las Zonas Externas de la Cordillera Bética durante el Jurásico Inferior y Medio. La presencia de esta ichnofacies en el techo de estratos calcáreos intercalados con margas se ha interpretado en relación con sistemas de bajo nivel del mar (*lowstand system track*), por Olivero (1996). Esta ichnofacies las forman organismos quimio-simbióticos, que se alimentan de las bacterias simbióticas que aparecen en la materia orgánica preservada en los sedimentos debido a unas condiciones con escasez de oxígeno (Olivero, 2003). Wetzel y Werner (1981), interpretan que los organismos que generan estas trazas debían ser vermiformes, con un sistema digestivo en forma de U, es decir, con la boca y el ano en el mismo lado y con tentáculos o apéndices para seleccionar el sedimento. De acuerdo a esta descripción, se ha interpretado que estos organismos serían similares a gusanos

Sipuncúlidos (Wetzel y Werner, 1981; Cutler, 1994; Olivero y Gaillard, 2007).

La presencia de estas trazas, junto con fósiles como espículas de esponjas, radiolarios o filamentos y la textura de *mudstone-wackestone* que presenta este tipo de facies, correspondería con la sedimentación en medios marinos abiertos de baja energía.

Las discordancias internas observadas en esta facies se interpretan como "cicatrices de *slump"*, por lo que indicarían periodos de inestabilidad del medio donde se depositó esta facies en relación con actividad sismo-tectónica.

F-III.- Facies de calizas de peloides y filamentos.

La presencia de un mayor o menor contenido en micrita en esta facies se debe a un mayor o menor grado de arrastre de la misma por las corrientes, de tal forma que cuanto mayor es el contenido de micrita, menor es la energía del medio. Mientras que la mayor proporción de peloides de lodo indicaría un ambiente más profundo o más restringido, la mayor proporción de peloides bahamianos y pellets indicarían ambientes más someros (Flügel, 2004). La presencia de ooides de tipo 3 de Strasser (1986), es congruente con los posibles ambientes de depósito interpretados ya que procederían del redeposito de los bancos oolíticos formados en la zona submareal. Estos ambientes más o menos someros se pueden deducir también a partir de la asociación vertical de facies descrita en el apartado anterior. Así, cuando la facies de calizas de peloides y filamentos aparecen asociadas a las facies F-I y F-II, indica que se formaron en un ambiente más profundo que el supuesto para las zonas donde la facies de calizas de peloides y filamentos aparece asociada a la facies F-IV que, como se interpretará a continuación, se suelen formar en medios marinos abiertos submareales.

Las laminaciones paralelas observadas en esta facies, se han interpretado como el resultado del distinto comportamiento hidrodinámico de los peloides y bioclastos, por lo que podrían ser interpretadas como tempestitas (Molina, 1987), aunque no se puede descartar un posible origen turbidítico. En conclusión, esta facies se ha interpretado como depósitos marinos abiertos en relación con tormentas o flujos turbidíticos.

F-IV.- Facies de calizas de ooides y peloides.

La presencia de los tipos de ooides 1 y 3 de Strasser (1986) junto con las estratificaciones cruzadas que han aparecido asociadas a esta facies, hacen que se interprete como bancos oolíticos submareales de moderada a alta energía. Los ooides de tipo 4 de Strasser (1986), típicos de ambientes menos energéticos se explicarían por la incorporación de estos ooides a las barras oolíticas durante eventos más energéticos o por la simple migración de las barras sobre zonas menos energéticas como las situadas entre las barras oolíticas. Siguiendo el modelo para deducir la velocidad de las corrientes de Heller *et al*., (1980), Molina (1987), establece que la velocidad de las corrientes que formarían los ooides que aparecen en esta facies, oscilarían entre 40 y 70 cm/s, valores que concuerdan con las corrientes de mareas del Golfo Pérsico (Purser y Seibold, 1973) o las Bahamas (Hine, 1977; Rankey *et al*., 2006). Los oncoides de tipo micrítico que aparecen en esta facies se interpretan como el producto de la micritización de oncoides microbiales, agregados de granos y peloides, siendo típicos de ambientes de plataforma marina abierta (Flügel, 2004). Esta micritización es la que también afecta parcial o totalmente a los ooides, micritización que como ya se ha descrito en el capítulo anterior, podría indicar una alta actividad microbial en zonas tranquilas y estables cuando los bancos oolíticos eran inactivos, o puede ser producto de la calcitización *in situ* de ooides aragoníticos (Bathurst, 1966; Margolis y Rex, 1971; Kobluk y Risk, 1977; Popp y Wilkinson, 1983; Friedel, 1995).

Como ya se adelantó en el apartado de paleocorrientes (5.2.2.III), las estratificaciones cruzadas encontradas hacia la parte inferior de la sección del Mirador Carlos III, una vez rotadas a su posición original, indican una migración de los cuerpos oolíticos hacia N283ºE (flecha azul en la Fig. 5.19), mientras que las de la parte superior de la sección indican hacia N41ºE (flecha roja en la Fig. 5.19). La dirección de movimiento de los bancos oolíticos aproximadamente perpendicular a la orientación de la alineación de los afloramientos correspondientes a la Fm. Camarena en el Subbético Externo (flecha azul en la Fig. 5.19), probablemente estuvieron relacionadas con eventos de tipo tormentas o con la acción de las corrientes mareales, aunque para reforzar esta última interpretación no se han encontrado rasgos característicos de este tipo de corrientes como p. e. laminación *herring bone*. En cambio, las estratificaciones cruzadas en la parte superior de la sección indicarían una dirección de movimiento de los bancos oolíticos hacia el NE paleogeográfico, dirección subparalela a la orientación de la alineación de afloramientos de la Formación en el Subbético Externo, que estaría asociada a corrientes orientadas en esta dirección. Este cambio de dirección de las paleocorrientes de una estación de medida a otra no implica necesariamente una variación de las corrientes principales en el tiempo sino que, como se ha observado en ejemplos actuales de las Bahamas (p. e. Rankey *et al*., 2006), para un mismo instante, los bancos oolíticos pueden estar afectados por corrientes de distintas direcciones. En ese supuesto, la dirección de desplazamiento de la corriente de marea coincidiría con la bisectriz del ángulo formado por las dirección de desplazamiento de las barras o bancos oolíticos (Rankey *et al*., 2006). Dicha corriente tendría una dirección aproximadamente perpendicular al límite de dominios paleogeográficos (Fig. 5.19)

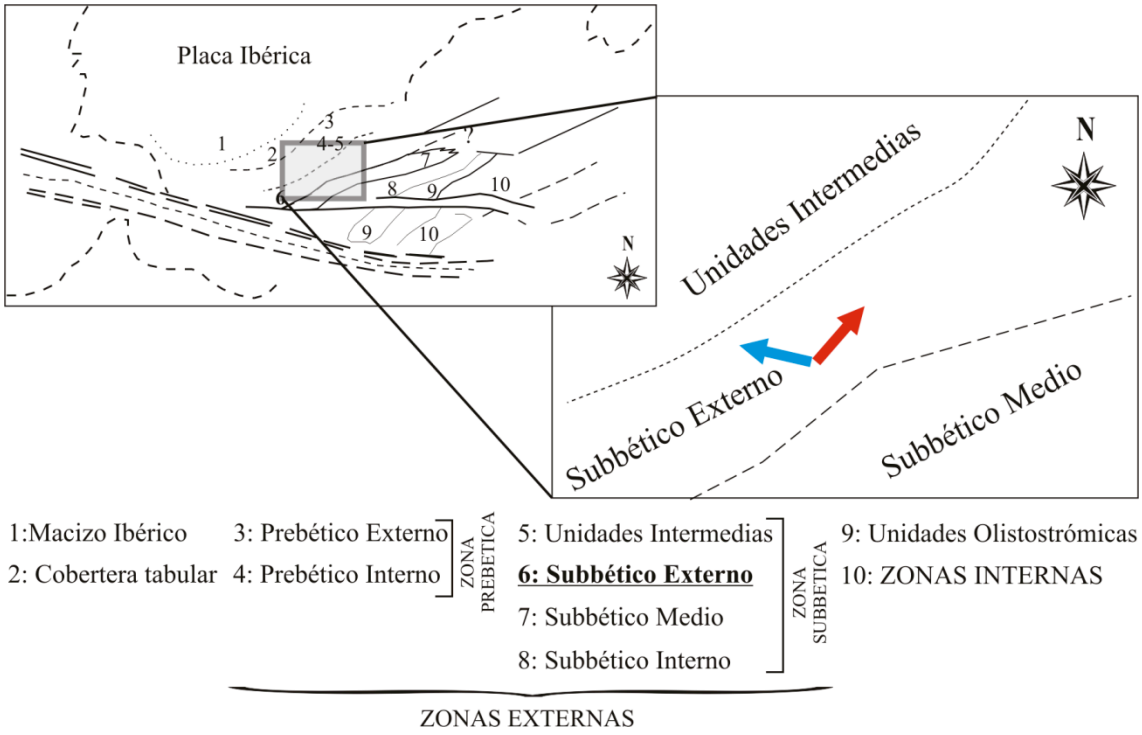


Figura 5.19.- Reconstrucción paleogeográfica del Paleomargen Continental Sudibérico para el Jurásico Medio. La flecha de color azul indica la dirección de migración de los bancos oolíticos de la parte inferior de la sección del Mirador Carlos III. La flecha de color rojo indica la dirección de migración de los bancos oolíticos que afloran en la parte superior de dicha sección.

F-V.- Facies de calizas oolíticas y bioclásticas.

Las secuencias que aparecen en esta facies se interpretan como secuencias parciales de tempestitas proximales, aunque no se ha podido descartar su origen turbidítico. Una secuencia vertical completa de una tempestita esta formada por un *lag* basal con base erosiva, con sedimento de grano grueso y granos esqueletales. Por encima aparece laminación paralela, *hummocky*, laminación cruzada y finalmente, a techo de la tempestita, el deposito post-tormenta viene reflejado por un nivel con textura *mudstone* (Aigner, 1985; Mónaco, 1992). Esta secuencia ideal de una tempestita cambia en función de la proximalidad de la misma (Burchette y Wright, 1992; Chuanmao *et al.*, 1993; Molina *et al.*, 1997; Pérez-López, 2001), de tal forma que p. e. las tempestitas proximales aparecen con una base erosiva, con una gradación normal hacia techo, donde puede aparecer laminación paralela, ripples y finalmente lodo.

Las morfologías canalizadas descritas en esta facies se han asociado con ambientes de tipo submareal (Molina, 1987). Estos canales aparecen interpretados en bibliografía como canales originados en la zona más somera submareal por olas de tormentas y corrientes de resaca llamándose así canales de resaca o *rip channels* (Seilacher, 1982; Aigner, 1985). Las corrientes de resaca que forman estos canales son uno de los principales agentes de transporte de sedimento de tamaño de grano arena y/o rudita hacia el mar, a distancias que pueden llegar a las decenas de kilómetros (Gruszczynski *et al,* 1993; Bádenas y Aurell, 2001). Estas corrientes de resaca pueden llegar a alcanzar velocidades de 2 m/s (Huntley y Bowen, 1975; Sonu, 1972) o incluso velocidades de 3 m/s (Short, 1985), y excavar canales de hasta 3 m de profundidad (Cook, 1970).

Los tipos de clastos que aparecen hacia la base de los canales indican la distalidad de los mismos. Molina (1987), describe la presencia de intraclastos de oolitos en la base de los canales de resaca, interpretándolos como clastos arrancados por las corrientes de zonas que habían sufrido una cementación temprana coetánea con la formación de oolitos. Este tipo de cementación temprana ya se había descrito por Dravis (1979) en zonas de alta energía del Banco Eleuthera, Bahamas.

5.2.3.- Discusión.

5.2.3.I.- CORRELACIÓN DE LAS FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

Se han realizado dos paneles de correlación (Figs. 5.20 y 5.21), con los que se ha obtenido la distribución general de facies. Como se puede apreciar en estas figuras y según las observaciones de campo realizadas el paso lateral y vertical, de las facies más someras hacia las más profundas de la plataforma se da de forma gradual, por lo que esta plataforma se podría definir como de tipo rampa (Wilson, 1975; Wright y Burchette, 1996; entre

otros). Se han diferenciado dos tipos de rampas carbonatadas: rampas homoclinales y rampas con talud distal o ruptura de pendiente distal (Ahr, 1973; Read, 1982, 1985; Tucker y Wright, 1990; Burchette y Wright, 1992; Handford y Loucks, 1993; Pomar, 2001; Pomar y Kendall, 2008). La presencia de grandes cicatrices de *slump* localizadas en la sección de Campo Bajo, sugieren que el perfil que presentaba la plataforma carbonatada correspondiente a la Fm. Camarena al S de Jaén, fue el de una rampa con ruptura de pendiente distal. En este caso y teniendo en cuenta el contexto paleogeográfico en el que se encuentra la plataforma, lo más lógico es pensar que esta ruptura de pendiente distal estuviera influenciada por factores tectónicos (Read, 1985).

Como se ha podido observar, casi todas las secciones presentan una secuencia general grano-estratocreciente, somerizante. Los paneles de correlación (Figs. 5.20 y 5.21) junto con la distribución de facies reflejan el progresivo solapamiento de las facies más someras (F-III, F-IV y F-V) sobre las más profundas (F-I, F-II y F-III). Como ya se ha descrito en las secciones de Campo Bajo y Cerro Mochuelo, los primeros estratos que marcan este hecho corresponden a la facies de calizas oolíticas y bioclásticas (F-V).

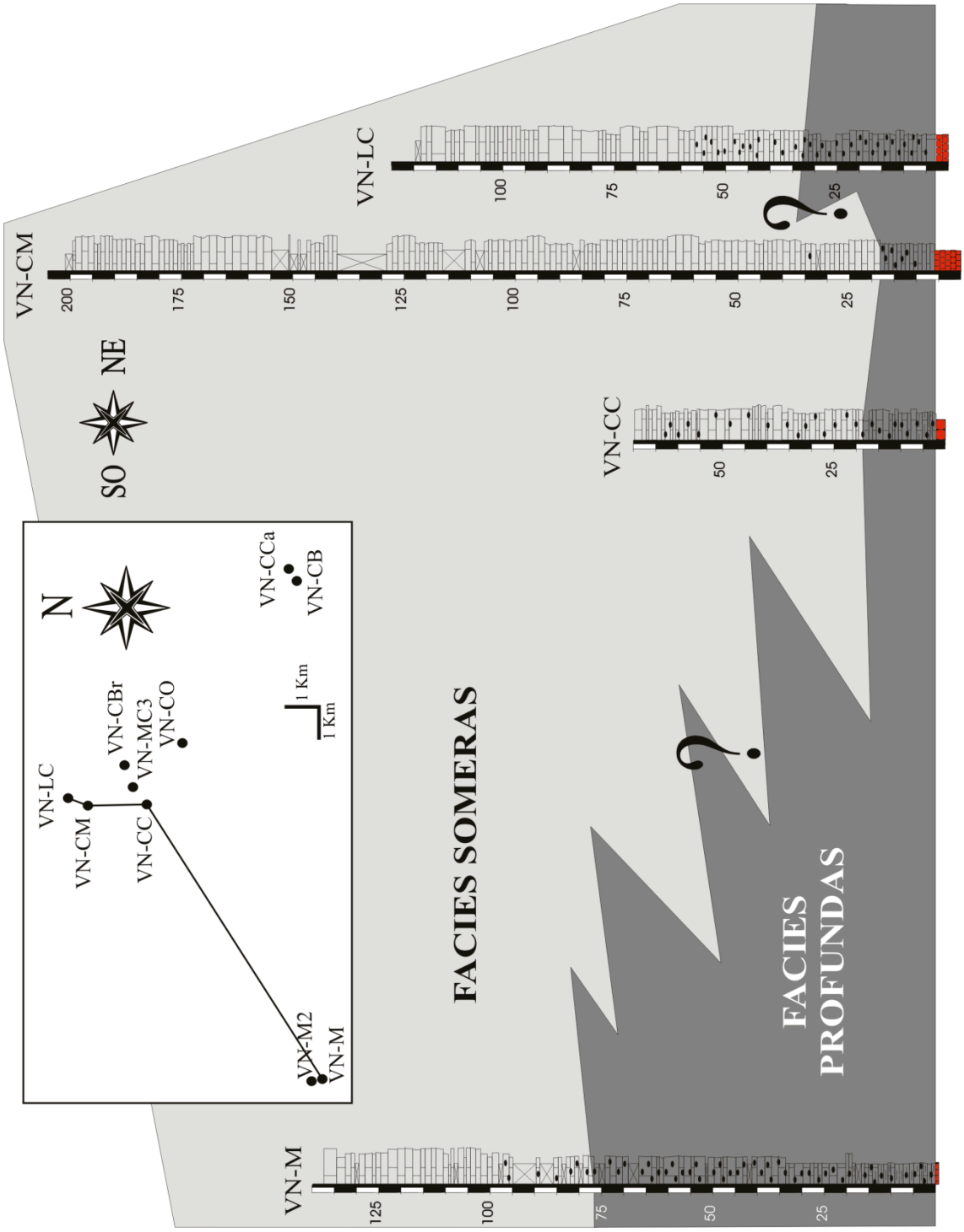


Figura 5.20.- Panel de correlación nº 1 con orientación general NE-SO. En esta figura se observa como la correlación de facies describe la geometría general para la plataforma estudiada. Las progradaciones indicadas en la figura son totalmente supuestas.

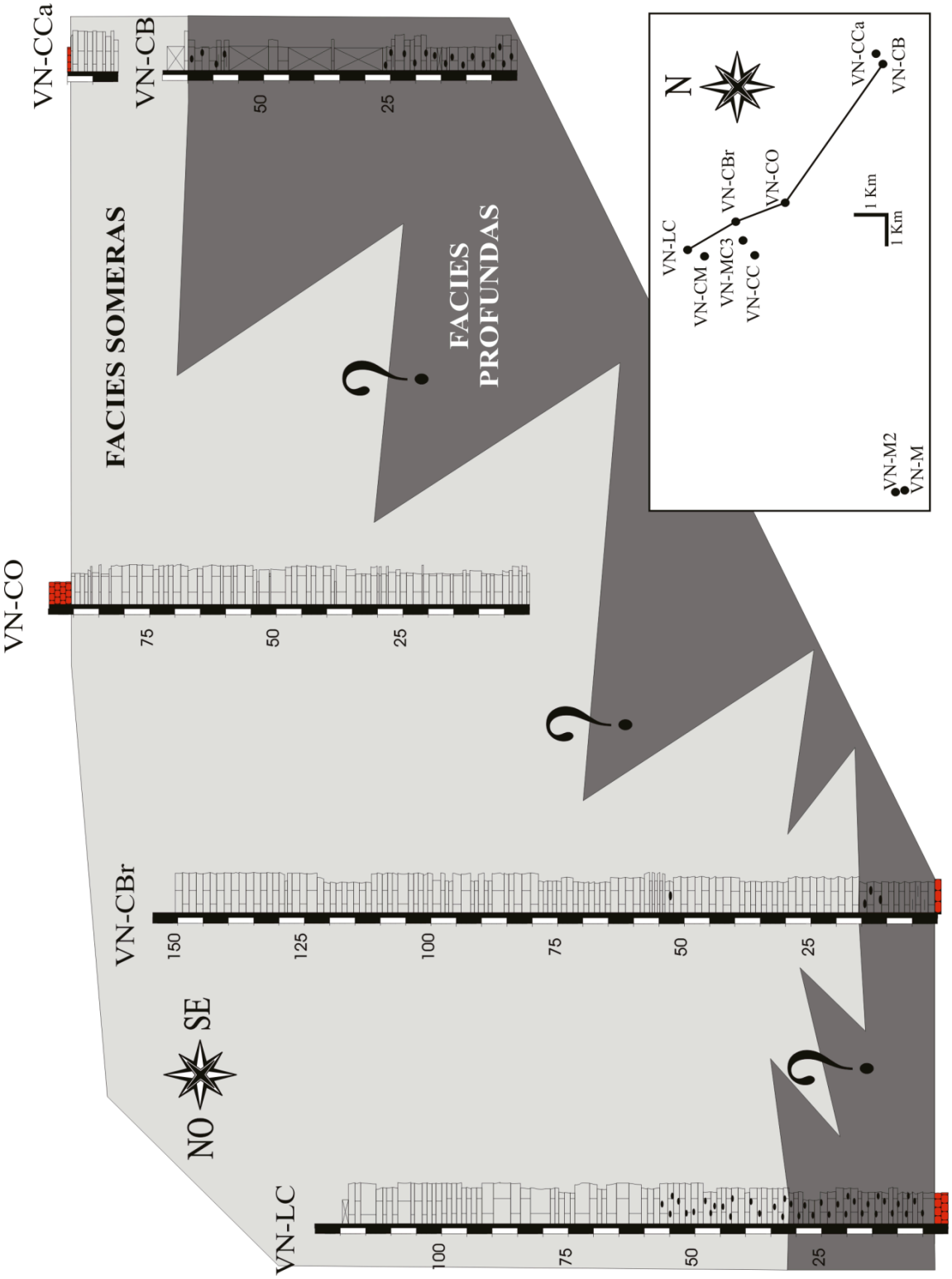


Figura 5.21.- Panel de correlación nº 2 con orientación NO-SE. En esta figura se observa como la correlación de facies describe la geometría general de la plataforma estudiada. Al igual que en la figura anterior, las progradaciones indicadas en la figura son totalmente supuestas.

En el caso de la sección de Campo Bajo, sobre las facies más profundas, erosionándolas, aparecen canales provocados por las corrientes de resaca (Lámina 5.2); en el caso de Cerro Mochuelo aparecen tempestitas con gradaciones normales y laminación paralela a techo. Esto indica que el desplazamiento de las facies oolíticas hacia la cuenca vendría influenciado no solo por la mayor producción oolítica, sino también por la gran cantidad de oolitos que las corrientes de resaca transportaban hacia la cuenca. Estas corrientes de resaca se formarían a partir de las fuertes tormentas tropicales o incluso huracanes que, como ya se indicó en el capítulo introductorio, predominaban en este sector (Marsaglia y Klein, 1983; Duke, 1985; Price *et al.,* 1995).

Procesos similares donde la acción de las tormentas tiene un papel fundamental en la distribución de facies, se han descrito tanto para rampas actuales del Golfo Pérsico (Purser, 1983), como por ejemplo para rampas jurásicas como la rampa carbonatada oolítica y arrecifal del Kimmeridgiense (Aguilón, cuenca Ibérica, NE de España), estudiada por Aurell *et al*. (1998), y Bádenas y Aurell (2001) entre otros; o la rampa carbonatada oolítica de Amellago del Jurásico Inferior-Medio (Alto Atlas, Marruecos), estudiada por Pierre (2006).

Molina (1987), en su Tesis Doctoral concluyó que la distribución general de las facies presentaba una zona más elevada hacia el centro de la unidad (área de Otíñar-Salto de la Yegua) y que a partir de esta zona central, la plataforma se hundiría hacia el E y el O de la unidad (Fig. 5.22). En cambio, en esta Tesis se plantea un nuevo modelo para esta plataforma. En este nuevo modelo, las zonas más someras de la plataforma coinciden con las establecidas en el modelo de Molina (1987), pero en este caso, de acuerdo con los paneles de correlación realizados en esta Tesis Doctoral (Figs. 5.20 y 5.21), las facies someras se desplazarían hacia la cuenca que estaría situada hacia el S actual y no hacia el E y O (Fig. 5.23).

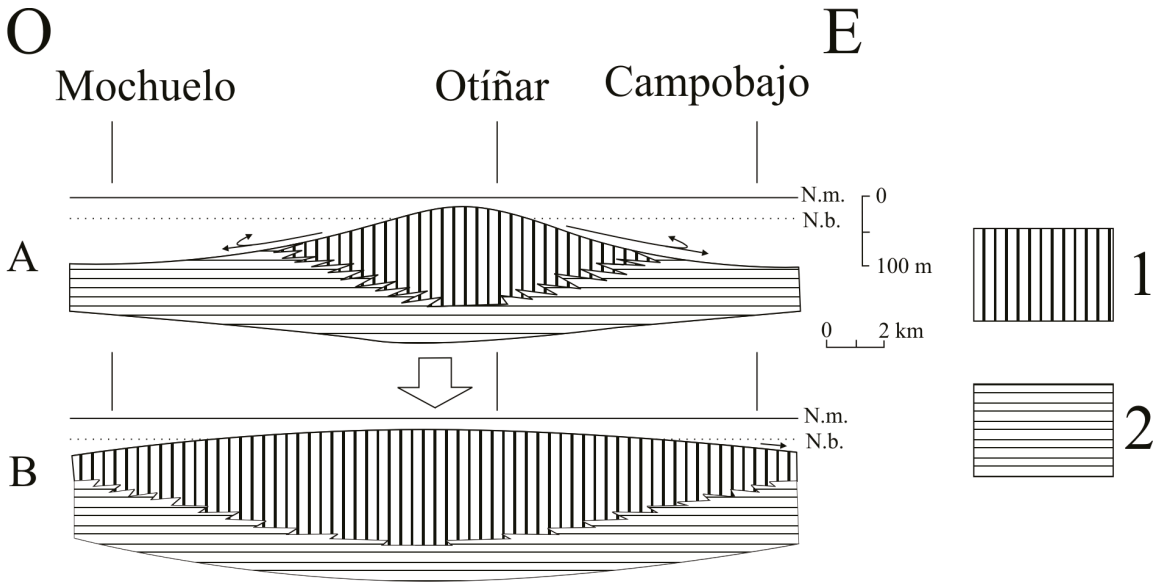


Figura 5.22.- Modelo de rampa carbonatada para la Fm. Camarena en la Unidad Grajales-Mentidero de Molina (1987). A: Bajociense superior; B: Bathoniense inferior; 1: Facies de rampa somera; 2: Facies de rampa más profunda; N.m.: nivel del mar; N.b.: nivel de base de las olas de tormentas.

Desde el punto de vista paleogeográfico, las facies más profundas se localizarían hacia el SE, es decir, hacia el Subbético Medio (Fig. 5.24). Sentido hacía el que las corrientes de resaca de las fuertes tormentas tropicales o incluso huracanes que afectaban a la zona redepositaban los oolitos que aparecen sobre las facies más profundas.

A pesar de que los afloramientos estudiados no recogen la presencia de paleofallas que impliquen la individualización de bloques ni sedimentos relacionados con una intensa actividad tectónica, teniendo en cuenta el contexto paleogeográfico con la diferenciación de bloques en el Dominio Intermedio (Fm. Jabalcuz) y la distribución de facies observada en los paneles de correlación, se deduce que los afloramientos estudiados corresponden a una rampa formada sobre al menos un bloque individualizado que presentaría una ligera inclinación hacia el ESE. De acuerdo con esta interpretación, el ligero aumento de potencia de las facies más profundas que se observa en la parte inferior de la sección más septentrional (VN-LC; Figs. 5.20 y 5.21), podría estar relacionada con el hecho de que esta sección se habría situado en un bloque adyacente (Fig. 5.25).

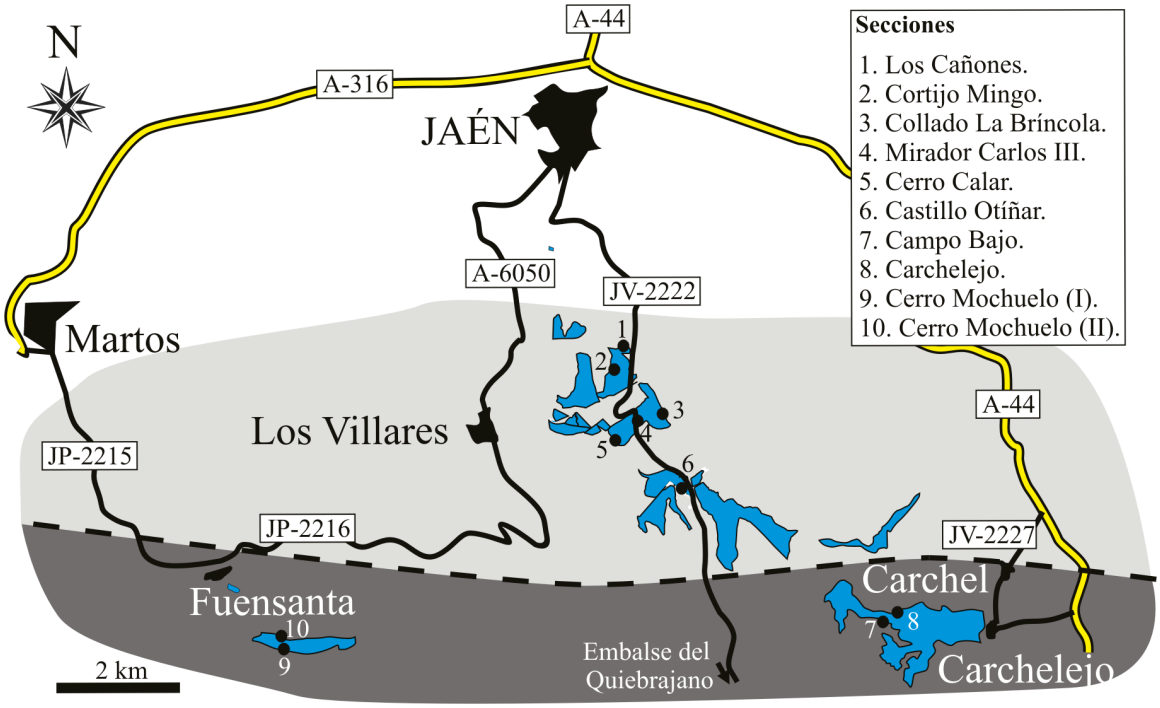


Figura 5.23.- Mapa de distribución de facies para la parte inferior de la Formación. El color gris claro representa la distribución de las facies más someras y áreas más subsidentes subsidentes, mientras que el color gris oscuro representa las facies más profundas y áreas con menos subsidencia.

En la figura 5.25 se representa un perfil realzado con la tectónica de bloques basculados que dominaría en el Paleomargen Sudibérico durante el Bajociense-Bathoniense. La presencia actual de ventanas tectónicas como las de Valdepeñas de Jaén y Carcabuey que indican traslaciones de, como mínimo, 20 km del Subbético Externo sobre el Dominio Intermedio (Vera *et al*., 2004), hacen que se asuma al menos esta distancia de continuidad entre los afloramientos de depósitos del Jurásico Medio de los dos dominios en cuestión, por lo que estos depósitos de los que no existe información directa se han representado de forma discontinua en la figura 5.25. En esta figura se ha tenido en cuenta que los 20 km que no afloran es una distancia suficiente para la presencia de varios bloques. Concretamente, Ruiz-Ortiz y Gea de (2008) en un reciente trabajo, reconstruyen una transversal del Dominio Intermedio entre Bedmar y Huelma, subparalela a la que recoge la figura 5.25, y plantean la existencia de una sucesión de bloques, en parte actualmente aflorantes, de tamaño similar a los representados en la figura 5.25.

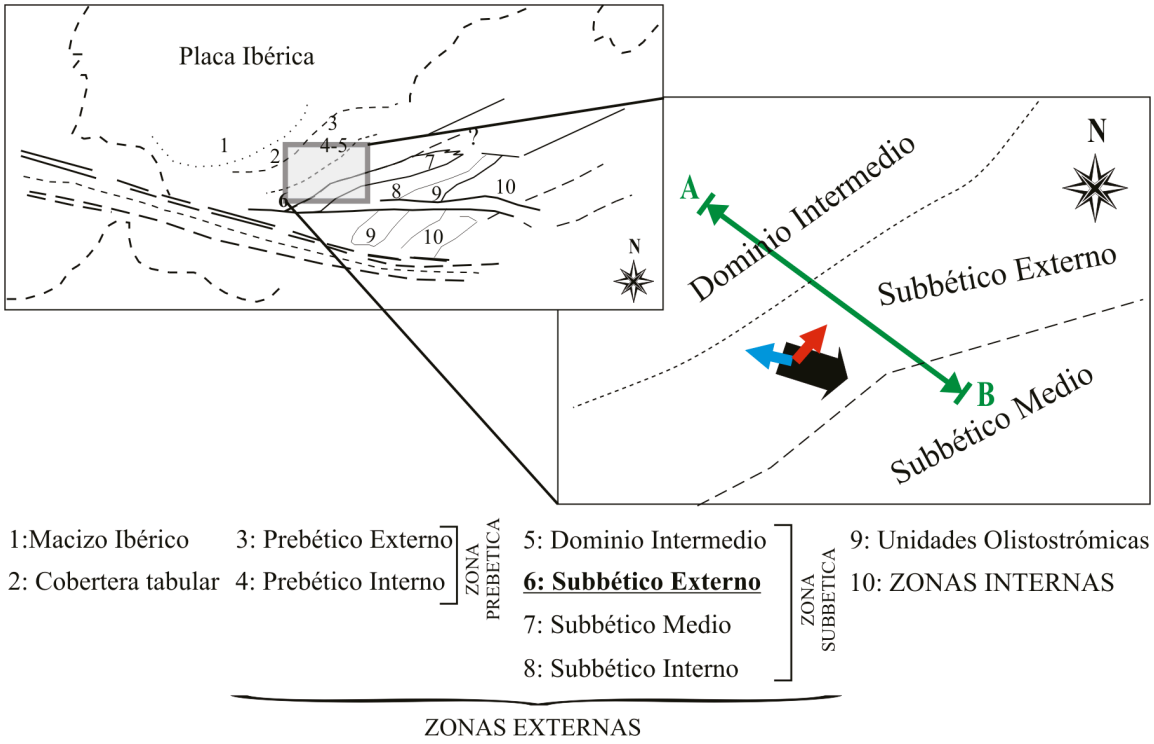


Figura 5.24.- Reconstrucción paleogeográfica del Paleomargen Continental Sudibérico para el Jurásico Medio. La flecha de color azul indica la dirección de migración de los bancos oolíticos de la parte inferior de la sección del Mirador Carlos III. La flecha de color rojo indica la dirección de migración de los bancos oolíticos que afloran en la parte superior de dicha sección. La flecha de color negro indica el sentido hacia el que las corrientes de resaca redepositaban el sedimento oolítico desde las zonas más someras. La sección A-B es el corte representado en la Fig. 5.25.

Aunque la mayoría de las plataformas aisladas presentan márgenes escarpados, donde se suelen formar arrecifes o bancos de arena en función de la orientación del margen con respecto a la dirección predominante del viento (p. e., Bancos de Bahamas; Hine *et al.,* 1981), también se han descrito plataformas aisladas con perfiles de tipo rampa con una pendiente relativamente uniforme, que generalmente aparecen en relación con bloques basculados (Bosence, 2005).

La secuencia de somerización generada en la plataforma, abarca unos 5 Ma de duración por lo que si se tiene en cuenta el espesor máximo de la Formación en este sector (205 m), la tasa media de sedimentación sería de 41 mm/1000 años, tasa similar a la descrita para otros carbonatos mesozoicos (Wright y Burchette, 1996). En las curvas de nivel del mar establecidas para el Jurásico Medio (Haq *et al.,* 1987; Hardenbol *et al.,* 1998), desde el Aaleniense medio hasta el Bajociense superior hubo una

subida del nivel del mar de hasta 50 m, a partir de aquí comienza una regresión marina que culminó en el Bathoniense superior con una caída del nivel del mar de 50 m aproximadamente. La falta de control bioestratigráfico detallado de la sucesión interna de la Fm. Camarena, dificulta gravemente la posibilidad de correlacionar estos movimientos eustáticos y la sedimentación de la plataforma, aunque una caída relativa del nivel del mar podría haber provocado la emersión de la plataforma. Para conocer este proceso, se ha realizado un estudio geoquímico del techo de la Formación que se expondrá en el siguiente apartado.

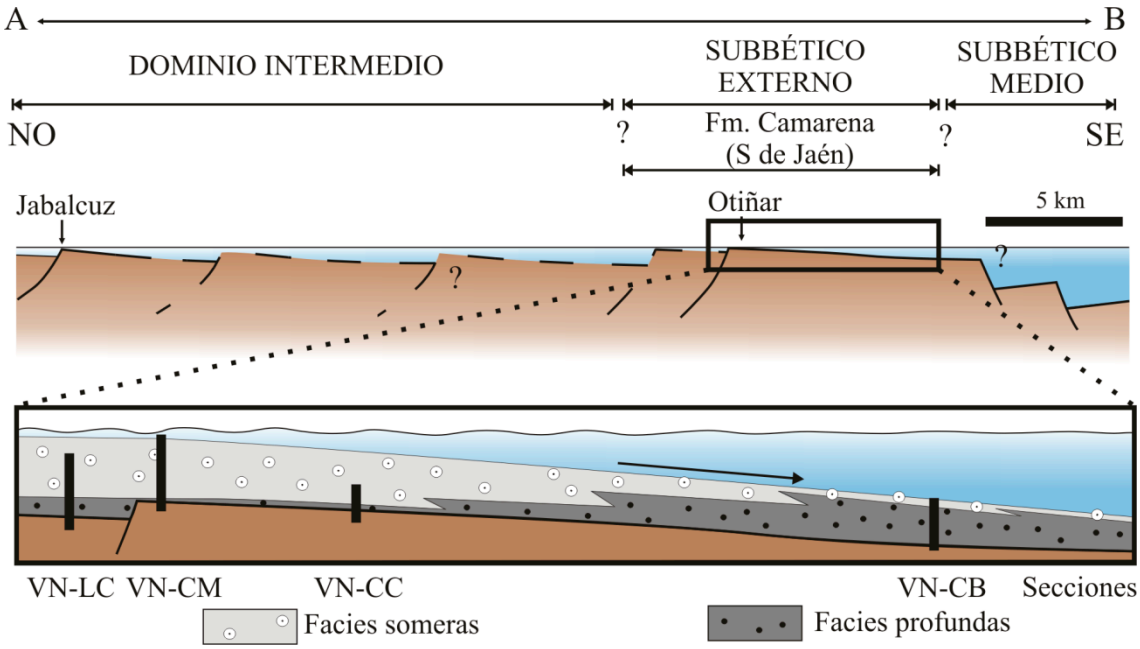


Figura 5.25.- Modelo de rampa carbonatada para la Fm. Camarena en la Unidad Grajales-Mentidero. A-B representa la sección localizada en la reconstrucción paleogeográfica de la Fig. 5.24. En la ampliación realizada se observa como las facies más someras aparecen redepositadas hacia el SE sobre las facies más profundas. Explicación en el texto.

Como se ha podido observar en las distintas columnas estratigráficas levantadas, al igual que en la Fm. Jabalcuz, el sílex aparece hacia la parte inferior de la Formación asociado generalmente a las facies más profundas (F-II y F-III). Bustillo y Ruiz-Ortiz (1981) y Bustillo *et al*. (1997, 1998), indican que la formación de nódulos de sílex podría producirse debido a la sílice liberada por la disolución de caparazones de organismos silíceos como espículas de esponjas o radiolarios. Según estos autores, la presencia de nódulos de sílex viene condicionada por factores sedimentológicos como la

tasa de sedimentación o las condiciones energéticas del medio de depósito; en este sentido, una lenta tasa de sedimentación hace que la sílice se disuelva directamente sobre el fondo o en los primeros centímetros de enterramiento, lo que favorece que la sílice vuelva al agua del mar sin que se produzca silicificación. En cambio, si la tasa de enterramiento de los organismos silíceos es alta, debida a depósitos de tempestitas, turbiditas o similares, la rápida acumulación de sedimentos sobre el fondo marino dificulta el escape de la sílice y favorece la silicificación. En cuanto a la energía del medio de depósito, en las calizas oolíticas someras sólo se producirán silicificaciones asociadas a las facies de menor energía que será donde se tiendan a acumular las espículas, en cambio, los depósitos resedimentados como p. e. las tempestitas son zonas preferentes de silicificación por la gran cantidad de organismos silíceos que pueden presentar, por su mayor tasa de sedimentación y porque su porosidad permite la difusión de la sílice. Estos factores fueron los que probablemente permitieron que la sílice aparezca asociada por un lado a las facies más profundas con intercalaciones de depósitos resedimentados de tipo tempestitas y por otro, a las calizas oolíticas menos energéticas tanto en la Fm Camarena al S de Jaén, como en la Fm. Jabalcuz del Dominio Intermedio. El vulcanismo que se registró en el Subbético Medio en el intervalo de tiempo en el que se formaron los sedimentos estudiados (Vera *et al*., 1997), abría suministrado sílice al agua marina (De Master, 1981), favoreciendo la profusión de organismos silíceos en los distintos ambientes sedimentarios (Bustillo y Ruiz-Ortiz, 1981). En otras áreas del Subbético Externo, se ha observado que la sílice que aparece asociada a la parte alta de la Fm. Camarena, procedería de los sedimentos ricos en organismos silíceos que se acumularon sobre las calizas oolíticas en los bloques de falla más hundidos formados tras la fracturación de la Fm. Camarena. La intervención de aguas meteóricas en esta silicificación ha sido usada como argumento de la existencia de zonas emergidas en estos bloques (Bustillo *et al*., 1997, 1998). En la Fm. Camarena al S de Jaén no se observa esa silicificación a techo de la plataforma.

5.2.4.- Aspectos diagenéticos y geoquímicos.

En toda esta zona, al igual que en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz del Dominio Intermedio, se han estudiado los cementos de calcita sintaxial formados alrededor de los fragmentos de equinodermos así como las propias placas de equinodermos en el techo de la Formación (Fig. 5.26), con el fin de comprobar si hubo una emersión subaérea al final del depósito de la misma como ya se sugirió en el apartado anterior.

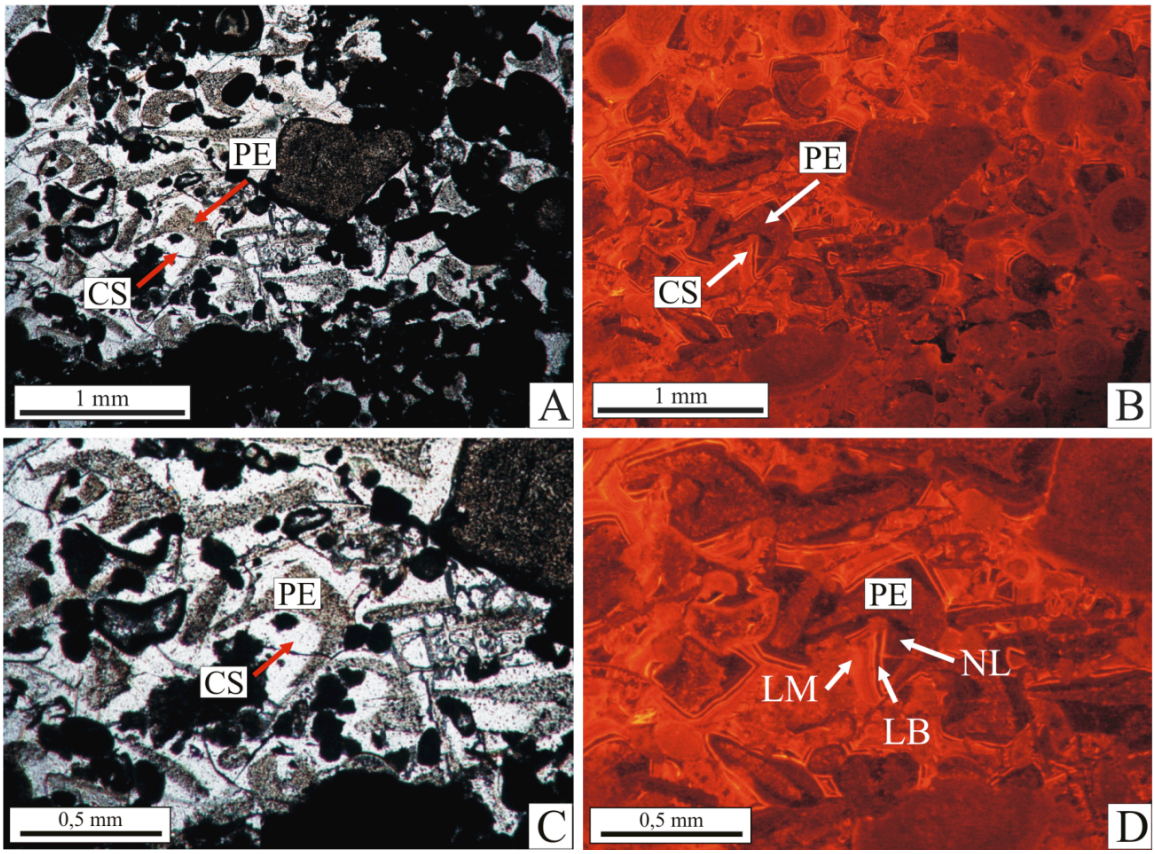


Figura 5.26.- Placas de equinodermos (PE) y cemento sintaxial (CS) alrededor de éstas. **A**.- Foto con microscopio de luz transmitida. **B**.- La misma foto que en A pero con CL. **C** y **D** corresponden a las fotos A y B ampliadas. En estas imágenes se observa como el cemento sintaxial se formó a partir de la placa de equinodermo hacia la periferia. Así, de forma general, primero precipitaron las zonas no luminiscentes (NL) y, tras unas bandas con luminiscencia brillante (LB), precipitó el cemento luminiscente mate (LM) con el que termina la precipitación del cemento sintaxial.

5.2.4.I.- Descripción petrográfica y geoquímica.

Los análisis puntuales realizados sobre las placas de equinodermos señalan que éstas presentan una cantidad relativamente alta de Sr (de 0,06 a 0,14 %moles de CO_3Sr), un contenido muy variable de Mg (de 0.2 a 1,37 %moles de CO_3Mg) y proporciones relativas de Fe y Mn que, aunque son variables, son bajas (inferior a 0,18 moles% de CO_3Fe e inferior a 0,04 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.27 y 5.28). En cuanto a la composición isotópica, las placas de equinodermos presentan valores comprendidos entre +1,63 y +2,57 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -3,26 y -2,29 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.29).

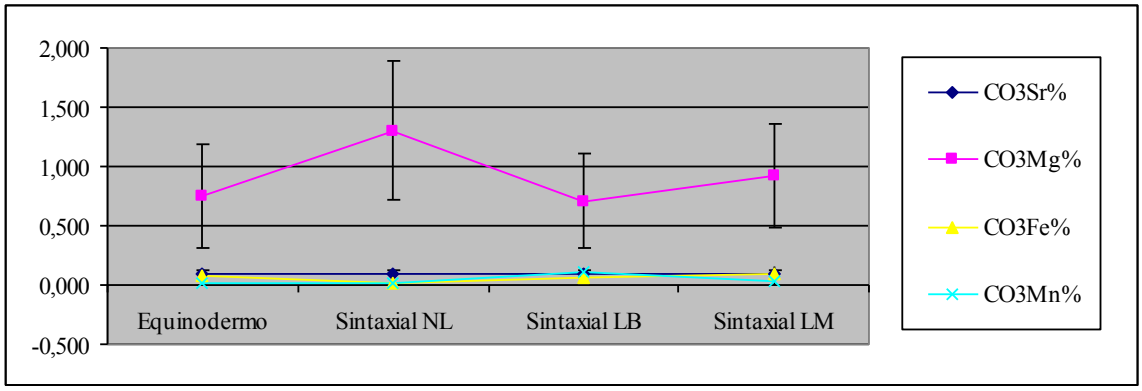


Figura 5.27.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las placas de equinodermos y cementos estudiados. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

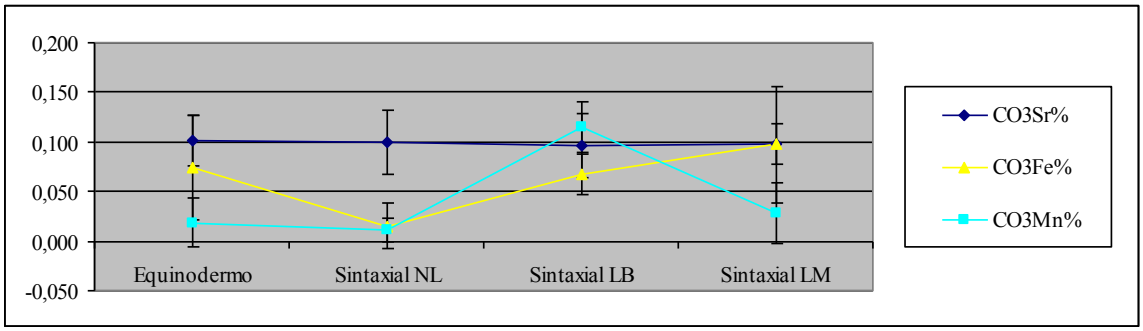


Figura 5.28.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las placas de equinodermos y en el cemento sintaxial que lo rodea (Fig. 5.26 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

El cemento sintaxial que aparece alrededor de los crinoides en este sector es relativamente escaso y generalmente no supera las 400 µm de espesor. Este cemento comienza siendo no luminiscente (NL), para terminar con un bandeado luminiscente brillante/mate (LB/LM; Fig. 5.26). La zona NL se caracteriza por presentar un contenido relativamente alto de Sr (de 0,06 a 0,16 %moles de CO_3Sr), un contenido variable pero relativamente alto de Mg (de 0,56 a 2,29 %moles de CO_3Mg), y bajas proporciones de Fe (inferiores a 0,07 %moles de CO_3Fe) y Mn (inferiores a 0,03 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.27 y 5.28). Las finas zonas LB sólo han permitido obtener 3 análisis puntuales de estas zonas. Estos análisis indican que estas zonas se caracterizan por proporciones relativas de Sr similares a las de la zona NL previa, una proporción relativa de Mg que sigue siendo muy variable (de 0,39 a 1,15 %moles de CO_3Mg), una proporción de Fe que aunque sigue siendo relativamente pequeña, es ligeramente superior que la del cemento anterior (de 0,05 a 0,09 %moles de CO_3Fe) y sobre todo, por presentar la mayor proporción relativa de Mn (de 0,09 a 0,13 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.27 y 5.28).

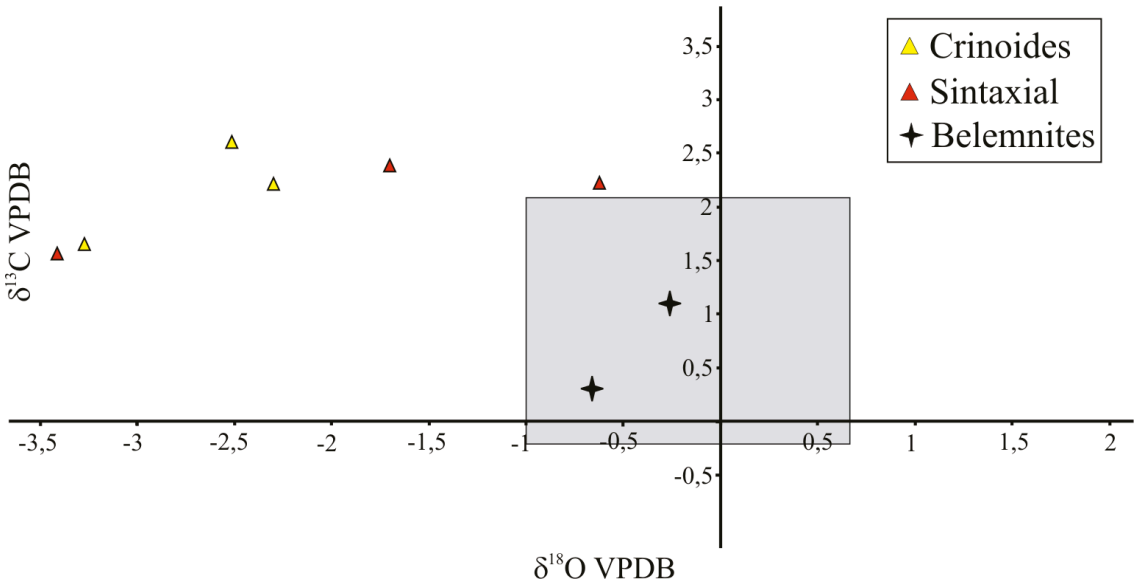


Figura 5.29.- Composición isotópica de las placas de equinodermos y de los cementos estudiados en la Fm Camarena al S de Jaén. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999) tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ±1 σ. Las estrellas corresponden a los datos obtenidos de belemnites de la propia Fm. Camarena.

Finalmente las zonas LM se caracterizan por tener una proporción de Sr muy similar a la de los zonados previos, una proporción relativa de Mg que sigue siendo muy variable (de 0,43 a 1,7 %moles de CO_3Mg), proporciones relativamente altas de Fe con respecto a las zonas NL y LB (de 0,03 a 0,2 %moles de CO_3Fe) y proporciones relativas de Mn variables (inferiores a 0,1 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.27 y 5.28). El pequeño tamaño de este cemento sólo ha permitido el análisis isotópico de todo el cemento en conjunto sin poder diferenciar las zonas con distinta luminiscencia. La señal isotópica que presenta este cemento sintaxial oscila entre +1,55 y +2,35 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -3,40 y -0,63 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.29).

5.2.4.II.- INTERPRETACIÓN.

Como ya se describió en el apartado de geoquímica del sector Era de la Mesa-Jabalcuz (apartado 4.2.4.II), el hecho de que los equinodermos sean originalmente de calcita de alto contenido en magnesio (HMC), hace necesario tomar precauciones para interpretar los datos isotópicos, ya que suelen presentar una desviación de su señal isotópica original al transformarse a calcita con bajo contenido en magnesio (LMC; Anderson y Arthur, 1983). Así, al igual que se hizo para la Fm. Jabalcuz, con el fin de definir el valor isotópico original y característico de los carbonatos marinos del Bajociense-Bathoniense previo a la alteración por fluidos diagenéticos, se analizaron dos belemnites encontrados en la Fm. Camarena ya que presentan una composición elemental original de calcita de bajo contenido en magnesio (LMC) y por lo tanto muestran un gran potencial de preservación de su señal isotópica inicial (Turner *et al*., 1986). Tras el estudio petrográfico con luz transmitida y CL de estos belemnites, con el fin de analizar aquellas zonas que no habían sufrido alteración diagenética alguna posterior a su formación, se obtuvieron valores isotópicos de +0,32 y +1,12 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -0,67 y -0,27 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente. Estos valores están dentro del intervalo establecido por Veizer *et al*. (1999) para conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-

Bathoniense (entre -0,2 y +2,1 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1 y +0,7 ‰ para el $\delta^{18}O$; Fig, 5.29).

Como ya ha sido previamente descrito, las placas de equinodermos que son originariamente HMC, sufren un proceso de neoformación a LMC en la que va a quedar registrada las características del fluido que dio lugar a la transformación. En la composición de elementos traza que presentan las placas de equinodermos, llama la atención la baja proporción relativa de Mg (Fig. 5.27), lo que podría sugerir que el neomorfismo se dio a partir de un fluido meteórico. La alta proporción relativa de Sr, sugiere que probablemente se tratara de un fluido con influencia meteórica o de mezcla de aguas (Fig. 5.28). Además, los valores de $\delta^{18}O$ que muestran las placas de equinodermos son un 2‰ más negativos que los inferidos para las aguas marinas de la región en esta edad a partir de los análisis de belemnites de la misma Formación (Fig. 5.29). Estos valores más negativos de $\delta^{18}O$ se pueden deber a que la composición isotópica del fluido a partir del que se neomorfizó fuera más negativa que la del fluido marino, o bien, a partir de un fluido marino a mayor temperatura (Faure, 1986; Rollinson, 1993; Hoefs, 1997). Las proporciones relativas de elementos traza sugieren que el fluido que causó el proceso de neomorfización probablemente fuera de origen meteórico o al menos de mezcla de aguas meteóricas y marinas.

En el caso del cemento sintaxial que aparece alrededor de las placas de equinodermos, el alto contenido relativo de Sr y Mg que presentan las zonas NL sugieren que éstas se formaron a partir de un fluido marino. Además, las cantidades relativamente bajas de Fe y Mn, indican que esta zona precipitó en un ambiente oxidante (Figs. 5.27 y 5.28). Un cambio en el estado de oxidación del fluido hacia condiciones más reductoras serían las causantes del ligero incremento en Mn y Fe que presentan las zonas con luminiscencia brillante y mate respectivamente, con respecto a las zonas NL (Figs. 5.27 y 5.28). Por otro lado, la señal isotópica que presentan estos cementos sintaxiales muestra valores muy variables del $\delta^{18}O$ (Fig. 5.29). Esta variabilidad se puede deber a la mayor o menor proporción de cemento

LM que se tomó en cada muestra. Así, los valores más negativos de $\delta^{18}O$ se deben a que la muestra a partir de la que se realizó el análisis presentaba más del 50% de cemento LM. En cambio, los análisis más positivos se encontraron en muestras que tienen menos del 50% de cemento LM y más del 50% de cemento NL. De este modo, las condiciones más reductoras establecidas para los zonados LB y LM, junto con los valores más negativos de $\delta^{18}O$ del cemento sintaxial en aquellas muestras donde estas zonas son más abundantes, sugieren que estos cementos pudieron formarse durante el enterramiento a partir de un fluido a mayor temperatura que el que precipitó las zonas NL. En cualquier caso, el hecho de que las placas de equinodermos presenten un bajo contenido en Mg y unos valores también negativos del $\delta^{18}O$, hace que no se pueda descartar que la señal isotópica relativamente negativa de los cementos sintaxiales se pudo deber, al menos en parte, a que precipitaran a partir de un fluido formado por mezcla de aguas meteóricas y marinas (p. e., Frank y Lohmann, 1995; Frank *et al*., 1995).

En conclusión, el proceso de neomorfismo al que fueron sometidos las placas de equinodermos, fue inducido por la presencia de fluidos meteóricos. Esta influencia meteórica fue muy eventual ya que, a continuación, los cementos sintaxiales que precipitaron alrededor de las placas de equinodermos fueron precipitados a partir de fluidos marinos, aunque no se puede descartar que precipitaran a partir de aguas de mezcla meteórica y marina. Estos datos refuerzan la idea de la existencia de emersiones, al menos de carácter puntual, en la historia sedimentaria de la Fm. Camarena al S de Jaén.

5.2.5.- Modelo de evolución tectono-sedimentaria.

Durante el Toarciense y el Aaleniense, en un área pelágica alejada de la costa de pocos centenares de metros de profundidad, se estaba produciendo el depósito de una ritmita calizo-margosa correspondiente a la

Fm. Zegrí (Molina y Vera, 2001). Al final de este depósito, en amplios sectores aparece la facies *Ammonitico Rosso* margoso interpretada como niveles condensados en los que en poco espesor hay representadas varias biozonas (Braga *et al.,* 1981). Una bajada relativa del nivel del mar provocó que se dieran las condiciones ambientales necesarias para que sobre estos niveles condensados se empezaran a depositar las facies correspondientes a la Fm. Camarena. La ausencia de paleofallas, brechas o *slumps* en la base de la Formación y la transición progresiva que se observa desde la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Zegrí a la base de la Fm. Camarena, indican que el área de depósito de la Fm. Camarena en estos afloramientos al S de Jaén, evolucionó probablemente como un solo bloque diferenciado donde las variaciones relativas del nivel del mar provocaron un paso progresivo desde la sedimentación hemipelágica condensada hasta la sedimentación carbonatada somera, sin que hubiera presencia de fracturas internas ni pendientes excesivas que produjeran la inestabilidad del fondo marino. En cambio, la distribución de facies entre la columna más septentrional (VN-LC) y el resto, sugiere que la Fm. Camarena en este sector se podría haber formado sobre más de un bloque aunque no se haya reconocido el límite de los mismos. Esta actividad tectónica podría estar reflejada en las cicatrices de *slump* observadas en el sector más distal de la plataforma.

En el sector del Castillo de Otíñar y del Mirador de Carlos III, se alcanzarían durante este periodo las condiciones ambientales idóneas para la Formación de oolitos. Así, este sector representaría la zona más somera de la plataforma, mientras que hacia el SE paleogeográfico se formarían las facies más profundas. La producción oolítica compensaría el espacio de acomodación generado por el ascenso progresivo del nivel del mar y la subsidencia tectónica que afectaría a la zona, generando así una secuencia somerizante a gran escala. En los sectores más distales de esta plataforma, el solapamiento de las facies más profundas por las oolíticas más someras se inicia con facies oolíticas resedimentadas asociadas a las corrientes de resaca de las tormentas o incluso huracanes que probablemente azotaban la

plataforma desde el ESE paleogeográfico. Por lo tanto, las corrientes asociadas a estos temporales jugaron un papel importante en la distribución de facies reflejada en el registro sedimentario.

Hacia el Bajociense superior (Haq *et al.,* 1987; Hardenbol *et al.,* 1998), comienza una regresión marina que culmina en el Bathoniense superior con una caída eustática del nivel del mar de 50 m aproximadamente. Esta caída del nivel del mar y la actividad tectónica sinsedimentaria habrían sido las causantes de la emersión local de la plataforma. No se disponen de evidencias locales de actividad tectónica sinsedimentaria, si bien tanto en la Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal como, principalmente, en el Subbético Exteno del S de la provincia de Córdoba, la existencia de una fase tectónica distensiva al final del depósito de la Fm Camarena, está fuera de duda. Así, la plataforma carbonatada donde se depositó la Fm Camarena que aflora al S de Jaén, debió fracturarse y bascular emergiendo localmente las zonas más elevadas, siguiendo el modelo de Molina *et al*. (1999). Finalmente, esta fracturación podría haber provocado el anegamiento ("*drowning*") y hundimiento definitivo de la plataforma, haciendo que las condiciones ambientales idóneas para la sedimentación oolítica desaparecieran. De este modo finalizó la sedimentación marina somera pasando a depositarse facies condensadas de tipo *Ammonitico Rosso* sobre un umbral pelágico.

5.3.- La Formación Camarena al S de Córdoba.

Como ya se adelantaba en el capítulo introductorio de esta Tesis, en la transversal Baena-Loja de la Cordillera Bética, los afloramientos de Subbético Externo cabalgan hacia el N a los del Dominio Intermedio. En función de las características sedimentológicas y estratigráficas se definieron en el Subbético Externo tres unidades alóctonas con materiales de edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno Medio: Unidad de Gaena (Rivas *et al.,* 1979), Unidad de Camarena-Lanchares (Vera *et al.,* 1984) y la Unidad de Lobatejo-Pollos (Molina, 1987; Fig. 5.30).

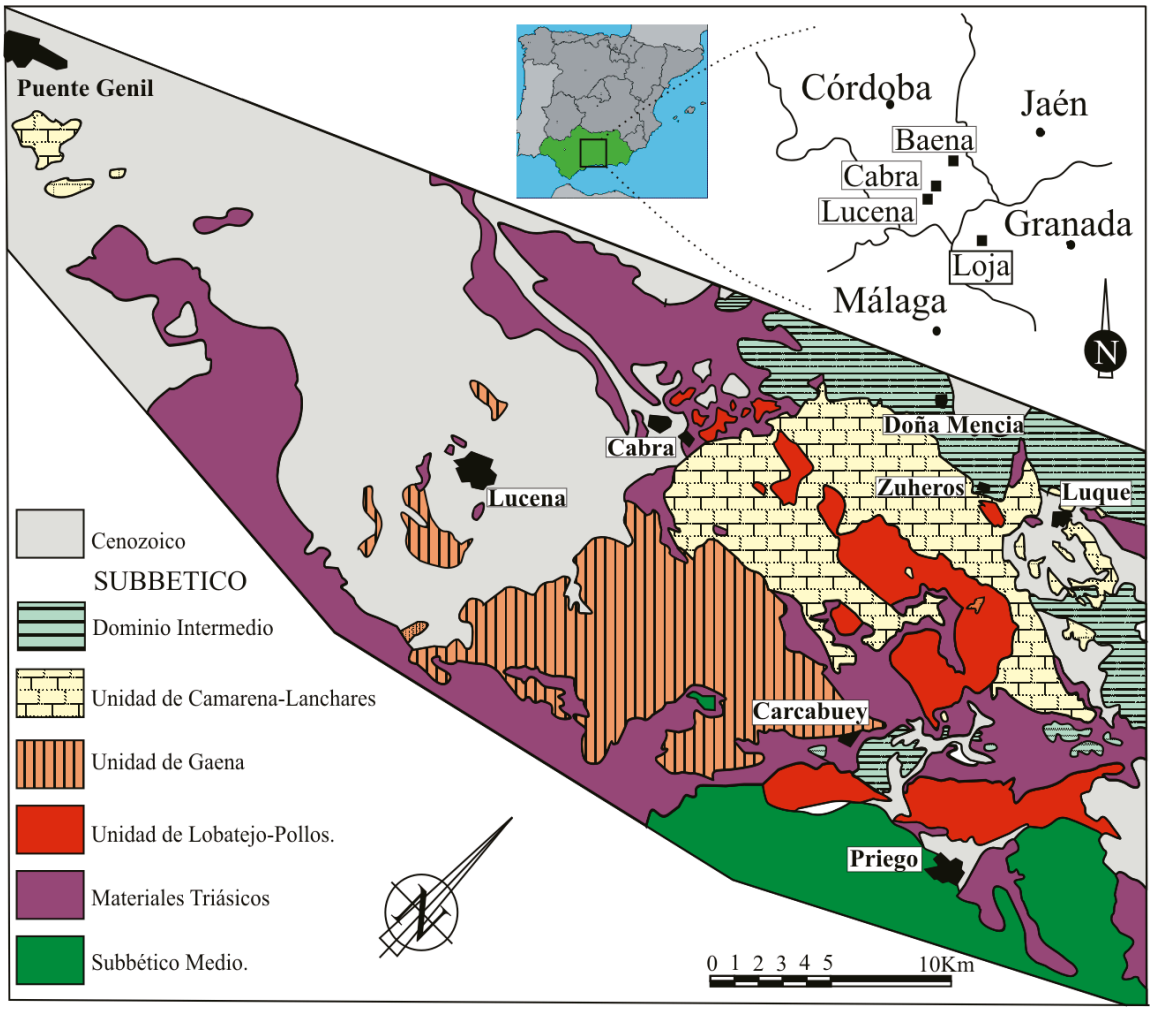


Figura 5.30.- Unidades del Subbético Externo de la provincia de Córdoba. Modificado de Molina (1987).

Desde el punto de vista estructural, estas tres unidades se disponen en dos grandes mantos de corrimiento: manto de corrimiento inferior correspondiente a la Unidad de Camarena-Lanchares y el manto de corrimiento superior que engloba a la Unidad de Gaena y la mayor parte de la Unidad de Lobatejo-Pollos (Molina, 1987; Fig. 5.31).

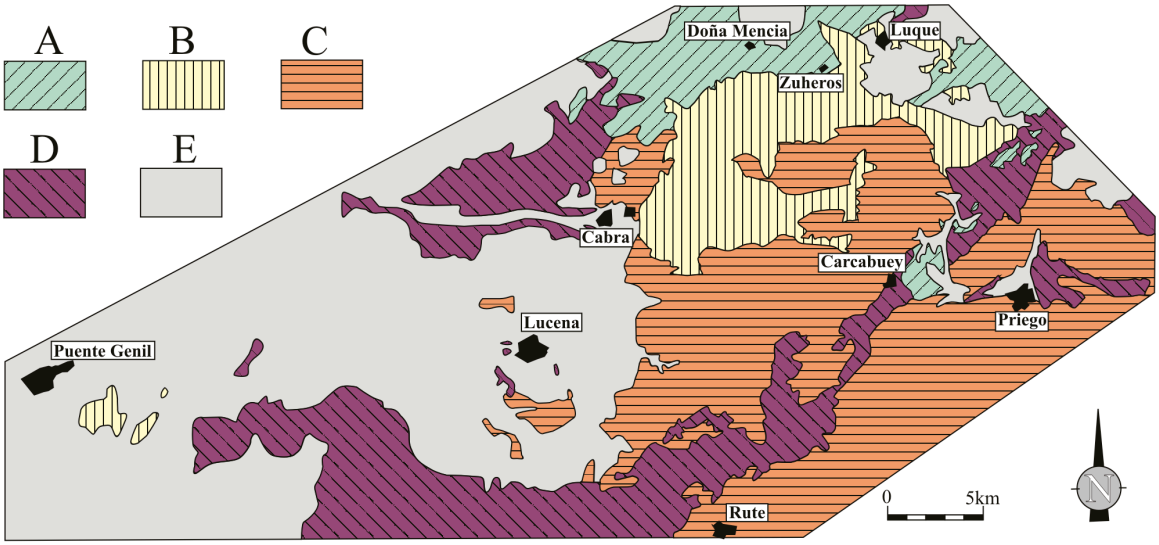


Figura 5.31.- División tectónica. A: Unidad Intermedia (Unidad de Doña Mencía); B: Manto de corrimiento inferior del Subbético Externo (Unidad de Camarena-Lanchares); C: Manto/s de corrimiento superior del Subbético Externo; D: Materiales triásicos de la Zona Subbética de atribución dudosa; E: Neógeno-Cuaternario. Modificado de Molina (1987).

La Fm. Camarena es la más representativa de la Unidad de Camarena-Lanchares. Dentro de esta unidad se incluyen dos escamas individualizadas tectónicamente (Sierras del Pelpitre y Esparragal), así como los materiales jurásico-cretácicos que afloran al SE de Puente Genil (Sierra Gorda, Sierra del Castillo y Sierra del Niño).

La Unidad de Camarena-Lanchares constituye un suave pliegue anticlinal de dirección aproximada E-O, siendo prácticamente horizontal en su flanco N. La unidad esta afectada por un sistema de fallas normales de dirección N100ºE, que posteriormente fue afectado por un segundo sistema de fallas normales de dirección N170ºE.

La serie estratigráfica de la Unidad de Camarena-Lanchares es similar a la descrita en el Subbético al S de Jaén para la Unidad de Grajales-Mentidero. En esta serie estratigráfica se aprecia como la Fm. Camarena aparece entre el tramo superior de facies *Ammonitico Rosso* de la Fm. Zegrí y la facies *Ammonitico Rosso* de la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Fig. 5.32; Molina, 1987).

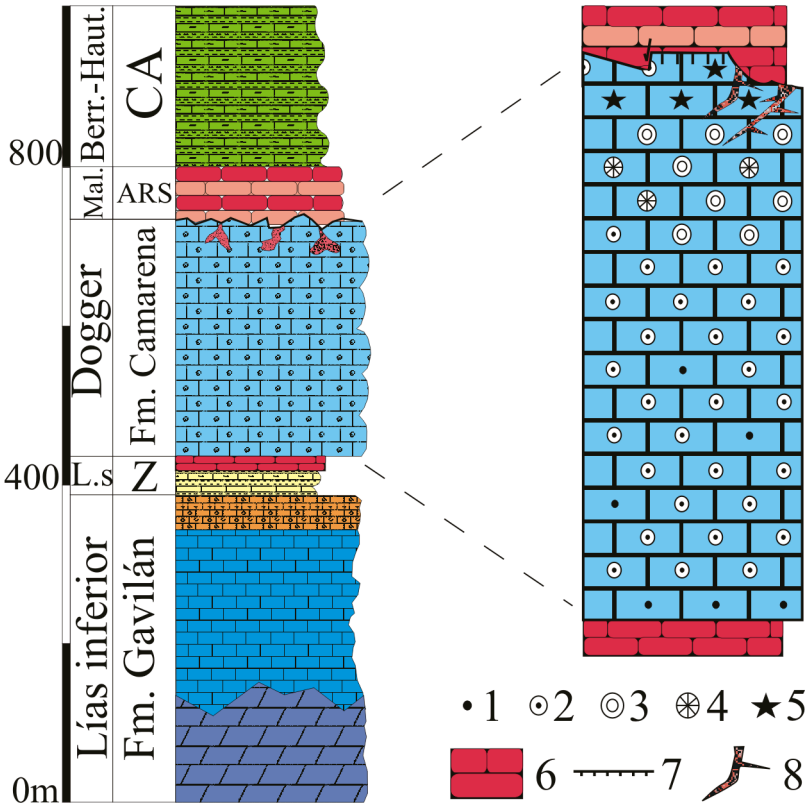
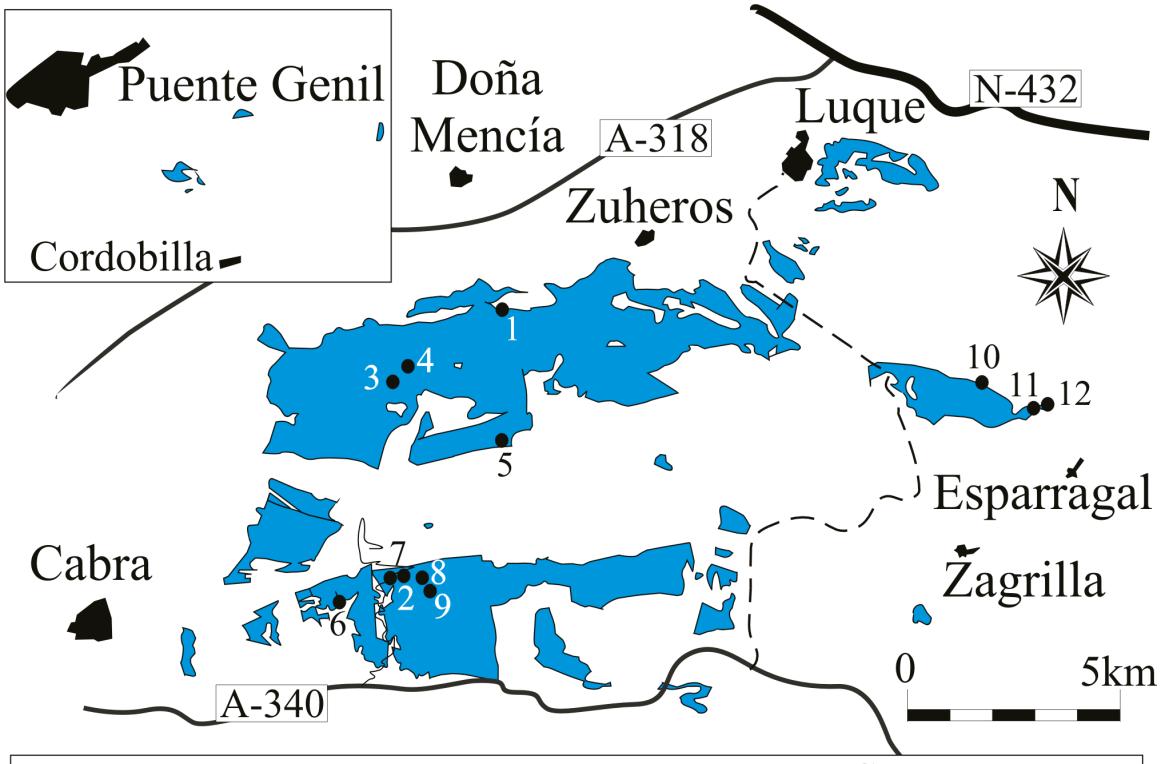


Figura 5.32.- Secuencia general jurasico-cretácica de la Unidad Camarena-Lanchares donde la Fm. Camarena aparece sobre la Fm. Zegrí (Z) y bajo la Fm. Ammonítico Rosso Superior (ARS). En detalle se aprecia la distribución vertical idealizada de los principales tipos de facies de la Fm. Camarena, así como algunos de sus principales rasgos. 1- Peloides; 2- Ooides; 3- Oncoides; 4- Corales; 5- Crinoides; 6- Calizas nodulosas; 7- Hardground; 8- Diques neptúnicos. Según Ruiz-Ortiz *et al*. (1985).

Los afloramientos de la Fm. Camarena al S de Córdoba se distribuyen en dos sectores: por un lado, la mayor parte de los afloramientos se concentra en la Sierra de Cabra, entre las poblaciones de Cabra, Zagrilla y Luque; por otro lado están los afloramientos más occidentales de mucha menos extensión, que son los situados en las inmediaciones de Puente Genil (Fig. 5.33).



Secciones	Coordenadas UTM	Secciones	Coordenadas UTM
1. Cabra 1	0380957-4154908	7. Cabra 7	0378424-4149188
2. Cabra 2	0378846-4149510	8. Cabra 8	0379069-4149480
3. Cabra 3	0379050-4153740	9. Cabra 9	0378989-4149131
4. Cabra 4	0379059-4153815	10. Cabra 10	0390403-4153181
5. Cabra 5	0381290-4152166	11. Cabra 11	0392113-4152779
6. Cabra 6	0377374-4148414	12. Cabra 12	0392212-4152808

Figura 5.33.- Cartografía de los afloramientos de la Fm. Camarena en el S de la provincia de Córdoba. Localización de las secciones estudiadas y coordenadas UTM del muro de las secciones.

La ausencia de macrofauna en la Fm. Camarena, hace que solo se pueda datar tomando como referencia los ammonites que afloran en el techo de la formación infrayacente (Fm. Zegrí) y los ammonites del muro de la Fm. Ammonítico Rosso Superior suprayacente. En cuanto al techo de la Fm. Zegrí infrayacente, en la Sierra de Cabra, Felgueroso y Coma (1964) encontraron ammonites del Bajociense medio; Busnardo (1979) encontró ammonites del Domeriense y del Toarciense, mientras que Molina (1987) dató el Toarciense inferior y el medio en la zona N de la Sierra de Cabra.

En este trabajo se ha extraído *Ptychophylloceras sp.* del Toarciense terminal. En cuanto al techo de la Formación, Busnardo *et al*. (1964),

encontraron *Oxycerites aspidoides* Oppel del Bathoniense superior en el *hardground* del techo de la Formación al N de la Fuente de los Frailes. En las calizas nodulosas suprayacentes, Sequeiros (1974) encuentra abundantes ammonites del Calloviense al igual que Molina (1987). Durante la realización de este trabajo, en la zona de la Fuente de los Frailes se han extraído *Choffatia sp.* del Bathoniense superior-Calloviense inferior, *Reineckeia sp*. y *Macrocephalites sp*. del Calloviense inferior. En el contacto entre la Fm. Camarena y la Fm. Ammonítico Rosso Superior en el área del Cortijo Albuleguilla se ha obtenido *Rehmannia sp.* del Calloviense inferior. Por otro lado, en los primeros centímetros de la Fm. Ammonítico Rosso Superior que aparecen sobre la Fm. Camarena en las canteras estudiadas en Puente Genil, se ha conseguido un ejemplar de *Sequeirosia sp.* del Oxfordiense medio. Con todos estos datos, se mantiene la edad de esta Formación establecida por Molina (1987), como Bajociense medio-Bathoniense medio, por lo que la Formación se formó en unos 5 Ma según la escala temporal de Gradstein *et al*. (2004).

Ruiz-Ortiz *et al.* (1985), definieron una distribución vertical de los principales tipos de facies de la Formación en la Unidad del Camarena-Lanchares, donde se observó que mientras que hacia la base de la Formación predominaban las calizas peloidales y oolíticas, hacia el techo afloraban facies de oncoides, corales y finalmente crinoiditas. El techo de la Formación viene marcado por la presencia de diques neptúnicos y un importante *hardground* que jalona una discontinuidad estratigráfica (Fig. 5.32).

5.3.1.- Localización de las columnas estratigráficas levantadas.

Tras un reconocimiento previo de todos los afloramientos de la Fm. Camarena y teniendo en cuenta las secciones previamente levantadas por J.M. Molina en su Tesis Doctoral (Molina, 1987), se llevó a cabo el levantamiento y estudio de 12 columnas estratigráficas distribuidas a lo largo de las principales zonas de interés (Fig. 5.33). La fracturación y sobre

todo la intensa karstificación que ha sufrido la Fm. Camarena hacen que las secciones estudiadas recojan de forma parcial, los más de 200 m de potencia total estimada para esta Formación. Estas secciones presentan como nivel de referencia bien la base, bien el techo de la Formación o son secciones levantadas sin estos niveles de referencia para el estudio detallado de las distintas facies encontradas.

Además de las secciones estudiadas indicadas anteriormente se han realizado observaciones puntuales en diversos puntos como por ejemplo en el sector de Puente Genil, donde no se ha levantado ninguna sección.

5.3.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico.

El estudio sedimentológico realizado, ha permitido diferenciar aparte de la facies de calizas de peloides y filamentos, y la de calizas de ooides y peloides, ya descritas para esta Formación en la zona S de Jaén, los siguientes tipos de facies: 1) calizas oolíticas; 2) calizas oncolíticas; 3) calizas de corales; 4) calizas de crinoides; 5) calizas de crinoides y bivalvos; 6) calizas micríticas y 7) brechas. En este apartado, tras la explicación de las facies diferenciadas, se describirá su sucesión vertical, los rasgos que caracterizan el techo de la Formación, se analizarán las paleocorrientes, para finalmente hacer una interpretación de las facies en función de los datos previamente expuestos.

5.3.2.I.- TIPOS DE FACIES.

F-I.- Facies de calizas oolíticas.

Esta facies aparece en estratos tabulares con potencia media superior al metro. Localmente se han observado estratificaciones cruzadas planares en estratos de *foreset* de 10 cm de potencia media (Lámina 5.3A), sin que presenten gradación alguna. En la zona de Los Lanchares, en las canteras, se

han observado estratificaciones cruzadas de gran y pequeña escala (Lámina 5.3; Fig. 5.34A y B). En esta figura aparecen estratos de 1-6 m de potencia, con una inclinación de 15º de media hacia N150ºE. (S_1; Fig. 5.34A y B). Estos estratos presentan una estructura interna con *sets* de estratificación cruzada con una altura de 4-7 m, formados por estratos de potencia que oscila entre 0,5 y 4 m y un buzamiento medio de los *foresets* de 35º hacia N145ºE (S_2; Fig. 5.34A y B). Estos estratos presentan acuñamientos laterales y bases erosivas (S_2; Fig. 5.34A y B). El estudio de detalle de esta estratificación cruzada indica que se trata de superficies de erosión-reactivación. Localmente se ha observado que la estructura interna de estos estratos que describen la estratificación cruzada (S_2; Fig. 5.34A y B), responde al siguiente ciclo: sobre la superficie erosiva que marca la base del estrato (S_2; Fig. 5.34A y B), aparece un nivel de unos 10 cm de potencia con textura grainstone oolítica e intraclastos de hasta 10 cm correspondientes a fragmentos de corales o de facies oncolíticas; a continuación suele aparecer un nivel oolítico masivo de hasta 1 m de potencia con gradación normal, mientras que por encima de este nivel afloran laminaciones paralelas y finalmente cruzadas con los *foresets* buzando de 20º a 35º hacia el N330ºE (laminación cruzada en la figura 5.34A y B). Estas láminas tienen bases tangenciales con la superficie basal del *set;* en secciones perpendiculares, las láminas aparecen con formas cóncavas (Lámina 5.3B-D), por lo que corresponden a laminación cruzada en artesa o *through cross lamination*. Las laminaciones descritas (Laminación cruzada; Fig. 5.34A y B), se deben a la alternancia de láminas más bioclásticas con otras más oolíticas. La secuencia vertical previamente descrita, que forma la estructura interna de la estratificación cruzada (S_2; Fig. 5.34A y B), normalmente aparece incompleta por la base o el techo, de tal forma que se pueden observar *sets* de laminaciones cruzadas afectadas por superficies de reactivación o como las laminaciones cruzadas rellenan las superficies erosivas que definen la estratificación cruzada (cuadro en Fig. 5.34A y B). Tanto en las laminaciones como en las superficies que separan los *sets* de laminación cruzada (correspondientes a la estratificación cruzada de gran escala descrita, S_2), aparecen pequeñas depresiones de hasta 7 cm de profundidad por 5 cm de anchura máxima (Lámina 5.3E y F).

Asociadas a esta facies han aparecido localmente, pequeños diques de grosor milimétrico (hasta 1 cm) y extensión de escala centimétrica (Lámina

5.3G), verticales, perpendiculares o ligeramente oblicuos a las superficies de estratificación. Estos diques aparecen sobre todo hacia la zona superior de la Formación y se caracterizan por estar rellenos de ooides, crinoides, micrita y/o cemento esparítico. Del mismo modo, se han observado a escala de afloramiento clastos de hasta 25 cm de diámetro, con textura *mudstone* (Lámina 5.3H).

Además de estas estructuras, Molina (1987), en canteras a las que se ha prohibido el acceso y no ha sido posible conseguir permiso para ello a pesar de las gestiones realizadas, describió unidades tabulares de aproximadamente 1 m de espesor con láminas de *foresets* inclinadas de 5º a 15º; estas láminas describen geometrías sigmoidales en sección vertical y vienen definidas únicamente por diferencias de tamaño de grano. La superficie inferior del *set* es erosiva y a menudo aparecen en ésta una concentración de clastos, cuya imbricación indican una dirección del flujo aproximadamente paralela a la dirección definida por las superficies inclinadas. Molina (1987), interpretó estas estructuras como formas de acreción lateral de bancos de mareas que migrarían en dirección perpendicular al flujo. Del mismo modo este autor observó estratificación cruzada con láminas de *foreset* convexas que interpreta como pequeños *spillober lobes* (Ball, 1967).

Como granos esqueletales, a escala de afloramiento, se han podido diferenciar braquiópodos como *Rhynchonella* y *Terebrátula*, así como radiolas de erizo, entre las que aparecen algunas con forma de maza típicas de erizos como los *Cidaris* (Jurásico-actual).

La textura de la facies de calizas oolíticas es *grainstone* con buena granoselección, donde más del 60% de los granos son ooides. Estos ooides esféricos corresponden con los tipos 1 y 3 de Strasser (1986). La mayor parte de estos ooides aparecen parcial o totalmente micritizados. También hay otros tipos de ooides como ooides rotos y regenerados (sensu Flügel, 2004), u ooides "descascarillados" donde las láminas externas de la corteza han sido parcialmente, o incluso completamente, despegadas del ooide antes de que la roca fuera cementada. Estas láminas externas aparecen en las proximidades del ooide correspondiente (Lámina 5.4A). Corresponden a

ooides deformados del grupo 3 de Carozzi (1961). Otro rasgo distintivo desde el punto de vista microscópico es la disolución parcial que presentan las capas más externas de los ooides o incluso la disolución total del ooide, creando así una gran porosidad móldica que se aprecia sobre todo en los alrededores del Cortijo de la Majada (Lámina 5.4B y C). De acuerdo con Richter (1983), esta porosidad móldica sería una prueba de que los ooides eran originariamente aragoníticos o al menos de calcita con alto contenido en Mg (HMC). Localmente, también pueden aparecer hasta un 5% de *pellets* y peloides bahamianos. De forma esporádica aparecen agregados con un diámetro entre 0,6 y 10 mm formados por ooides y lodo carbonatado por lo que corresponden al tipo 1 de Steinhoff y Strohmenger (1996), además de intraclastos con textura grainstone oolítica que pueden llegar a alcanzar los 5 mm de longitud (Lámina 5.4D).

Los microfósiles que se pueden observar en esta facies son foraminíferos (*Protopeneroplis striata, Trocholina conica, Trocholina alpina, Bigenerina* sp., *Reophax* sp., *Lobalina occula*, *Ammobaculites* sp., *Lucasella cayeuxi, Rectocyclammina* sp., *Palaeomiliolina occulta, Nautiloculina oolithica, Quinqueloculina* sp*., Pfenderina* sp.), cianobacterias y algas calcáreas (*Cayeuxia* sp*.,* dasycladaceas y solenoporaceas), crinoides, gasterópodos, braquiópodos, corales, briozoos, espinas de equinodermos y bioclastos indiferenciados. Cualquiera de estos granos esqueletales o los peloides, se pueden encontrar como núcleo de los ooides. Del mismo modo, se ha observado porosidad tipo *shelter* bajo las conchas (Lámina 5.4E). El estudio microscópico de las pequeñas fracturas descritas previamente en esta facies, muestra que tienen distintas fases de relleno de ooides, crinoides y/o cemento esparítico (Lámina 5.4F y G), que se describen y analizan en el apartado diagenético correspondiente a este sector.

Localmente se han observado ooides de estructura radial no micritizados (Lámina 5.3H). Estos ooides esféricos presentan de 1 a 4 envueltas y se corresponden con el tipo 4 de Strasser (1986).

LÁMINA 5.3: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (II).

Fotos A-H.- **Facies de calizas oolíticas (F-I).**

A.- Estratificación cruzada planar que aparece en este tipo de calizas.

B.- Laminaciones cruzadas planares, con los *foresets* buzando hacia el N. Estas laminaciones cruzadas están limitadas a techo y a muro, por superficies erosivas o de reactivación.

C.- Foto de la cantera que muestra dos secciones perpendiculares, una N-S donde se aprecian *sets* de laminaciones cruzada y otra E-O donde se observa la sección perpendicular con típicas laminaciones cruzadas en artesa (*trough cross-lamination*).

D.- Foto de detalle de la sección E-O de la foto C en la que se aprecia las laminaciones cruzadas en artesa descritas.

E.- Las superficies erosivas que limitan los *sets* de laminaciones cruzadas, localmente presentan pequeñas depresiones de hasta 7 cm de profundidad y 5 de anchura (flechas).

F.- Foto de detalle de las laminaciones cruzadas donde se observa como las pequeñas depresiones que aparecen el las superficies erosivas que limitan los *sets* de laminaciones, también aparecen dentro de de las mismas láminas.

G.- Dique en calizas oolíticas rellenas de oolitos.

H.- Clasto con textura *mudstone* embebido en la facies de calizas oolíticas.

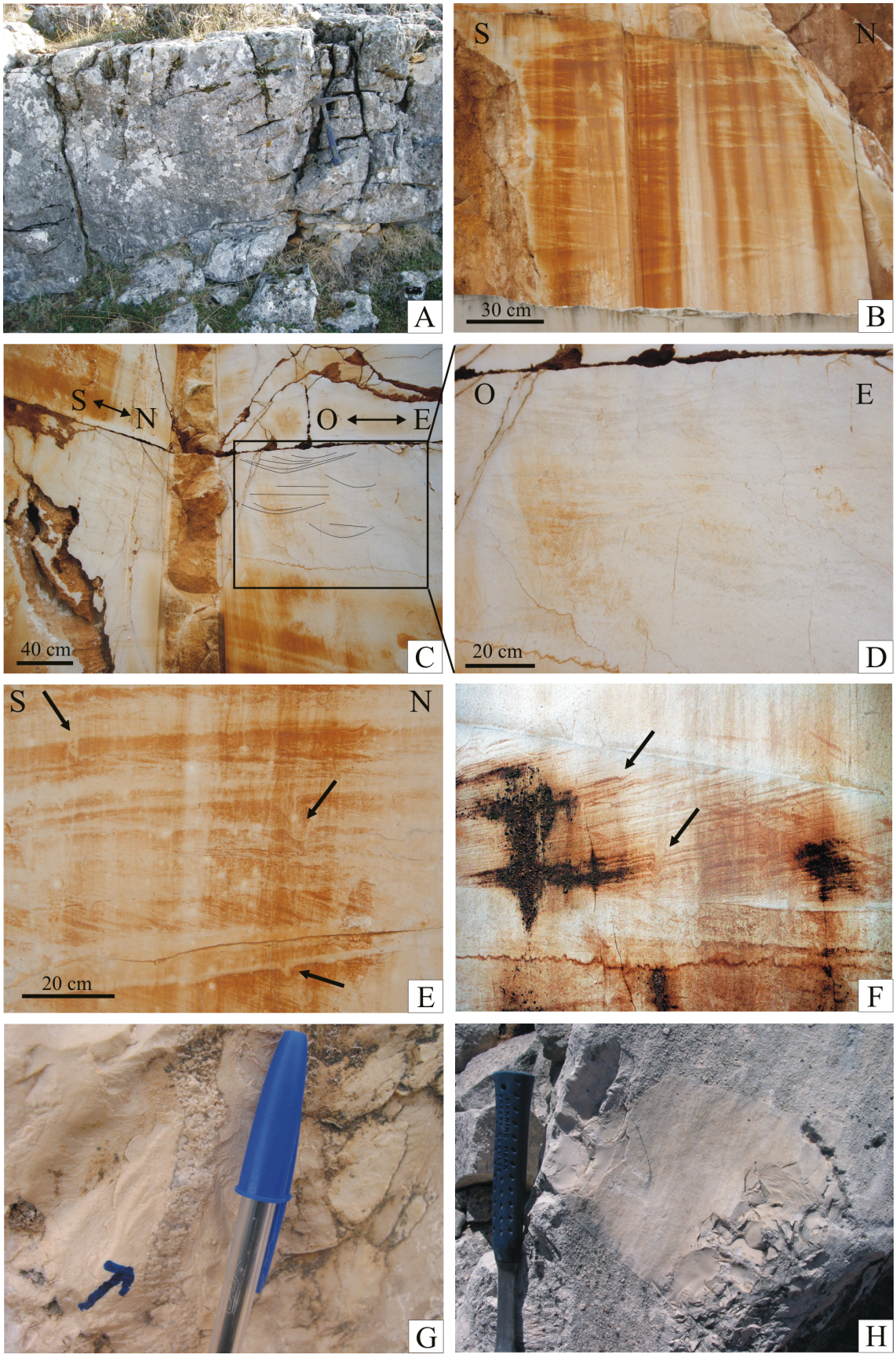

A
S
N
30 cm
B
S
N
O
E
40 cm
C
O
E
20 cm
D
S
N
20 cm
E
F
G
H



Figura 5.34A.- Estructuras sedimentarias de la facies de calizas oolíticas. Estratificaciones cruzadas y superficies erosivas.

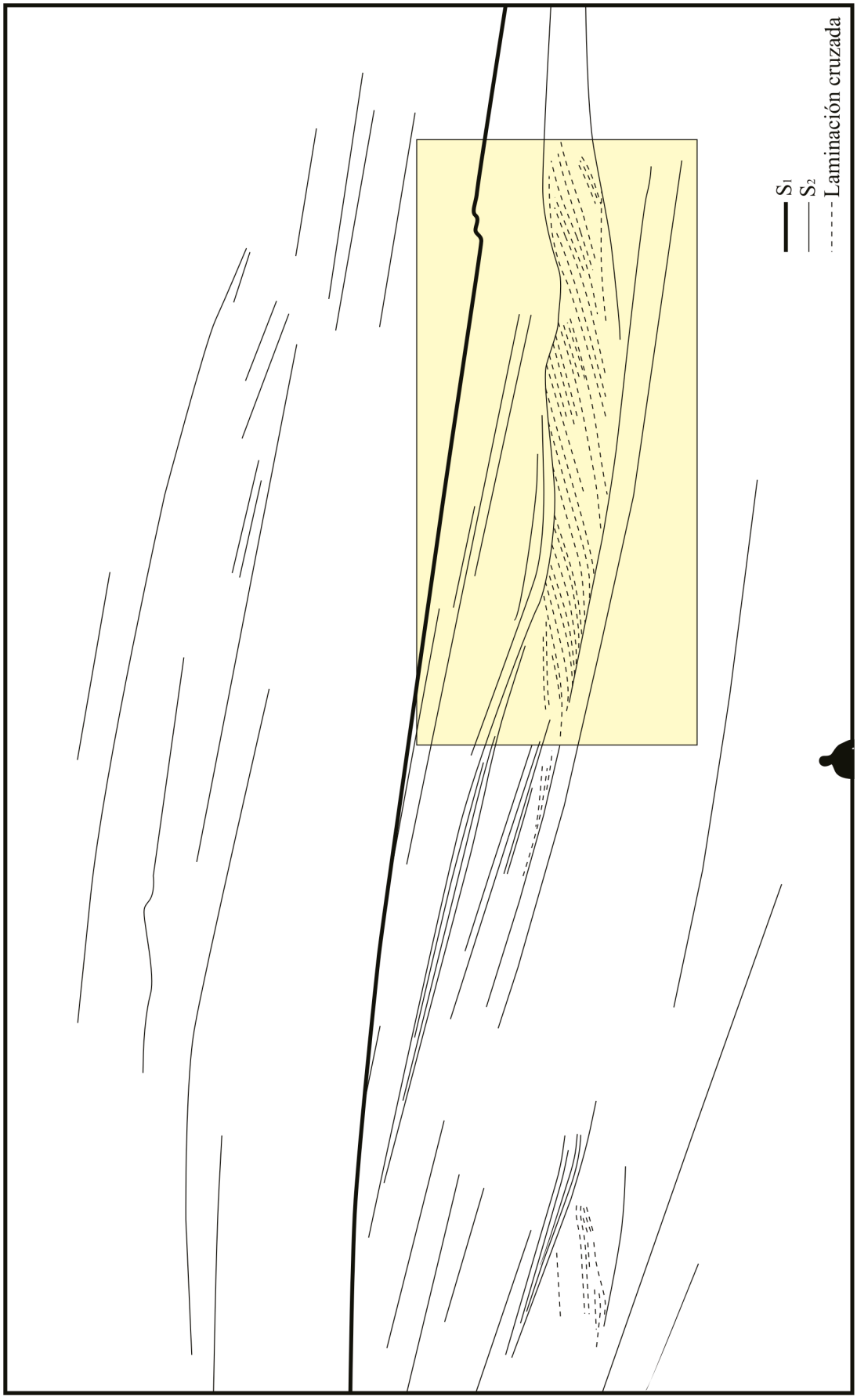


Figura 5.34B.- Estructuras sedimentarias de la facies de calizas oolíticas. Estratificaciones cruzadas y superficies erosivas.

LÁMINA 5.4: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (I).

Fotos A-H.- **Microfacies de calizas oolíticas (F-I).**

A.- *Grainstone* oolítico. Ooides "descascarillados" (flechas), de modo que las láminas externas han sido parcialmente, o incluso completamente, despegadas del ooide.

B.- *Grainstone* oolítico donde las láminas externas de algunos ooides están parcialmente disueltas (flechas).

C.- *Grainstone* oolítico donde aparecen ooides totalmente disueltos dando lugar a porosidad móldica.

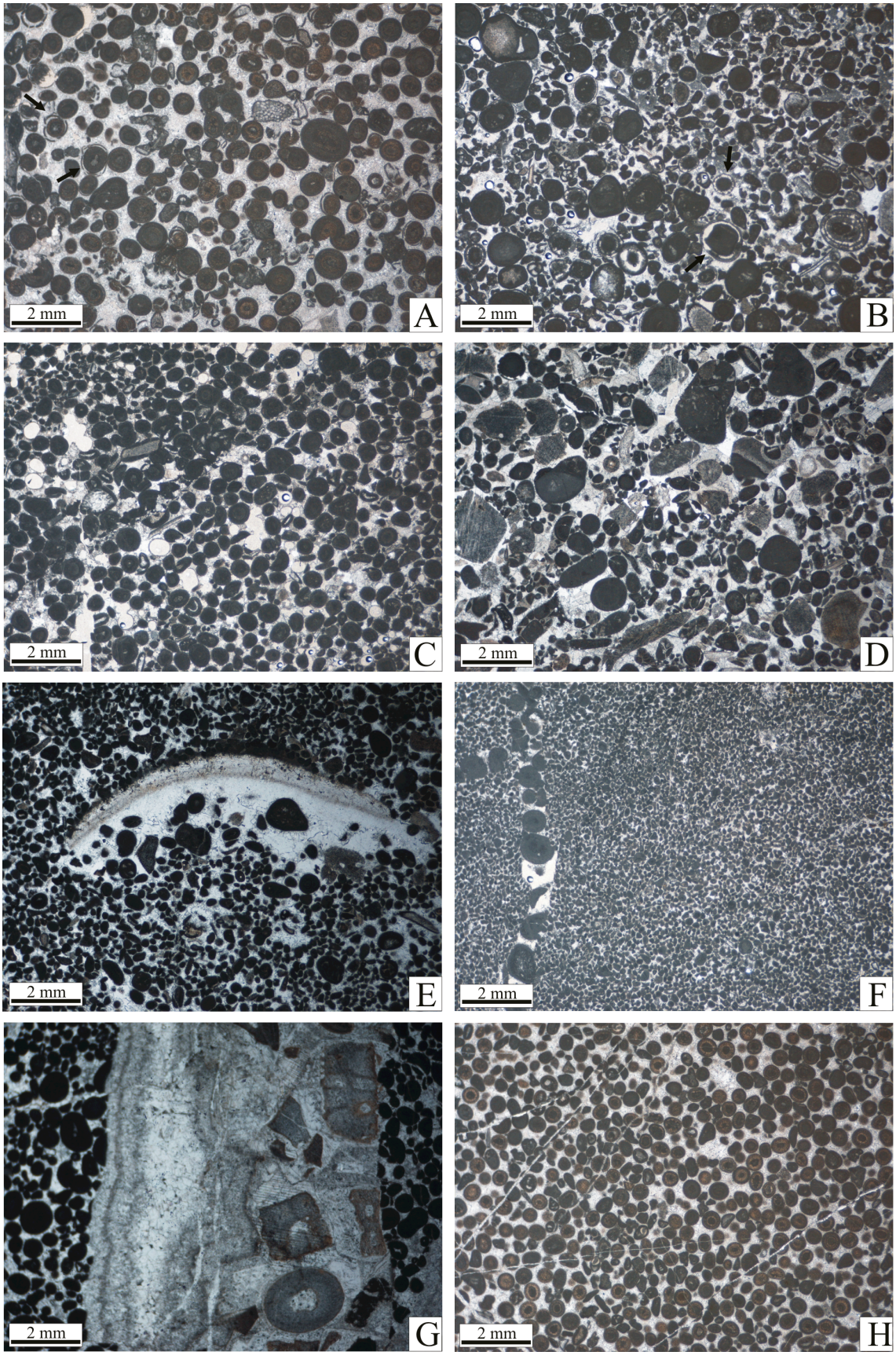
D.- *Grainstone* oolítico con intraclastos.

E.- *Grainstone* oolítico donde se observa porosidad tipo *shelter*.

F.- Pequeño dique ligado a fracturas sinsedimentarias relleno por ooides.

G.- Pequeños diques en el seno de este tipo de facies. Estos pequeños diques ligados a fracturas sinsedimentarias presentan distintas fases de relleno que se estudiarán en detalle en el apartado de diagénesis.

H.- *Grainstone* oolítico donde la mayor parte de los ooides tienen una microfábrica radial y corresponden al tipo 4 de Strasser (1986).


2 mm
A
2 mm
B
2 mm
C
2 mm
D
2 mm
E
2 mm
F
2 mm
G
2 mm
H

F-II.- Facies de calizas oncolíticas.

Se trata de calizas blancas masivas, donde el rasgo distintivo es la presencia mayoritaria de oncoides. Esta facies puede presentar una textura *rudstone*, *grainstone* o *packstone*, donde más del 30% de los granos son oncoides. Asociados a estos oncoides también pueden aparecer peloides de tipo *pellet* y bahamiano (hasta un 30%), y ooides micritizados (hasta un 30%), correspondientes a los tipos 1 y 3 de Strasser (1986). Del mismo modo aparecen en menor proporción (5%), agregados de granos correspondientes al tipo 1 de la clasificación de Steinhoff y Strohmenger (1996) e intraclastos (Lámina 5.5). En la zona superior de Los Lanchares, donde la facies de calizas oncolíticas está en contacto lateral con la facies de calizas oolíticas, aparecen clastos de hasta 15 cm de diámetro con texturas muy variables que van desde las típicas de la facies de calizas oolíticas previamente descritas, a facies de calizas micríticas descritas más adelante.

Los oncoides que caracterizan esta facies presentan un diámetro de 3 a 20 mm. Generalmente presentan una forma esférica, aunque también pueden aparecen con formas elipsoidales y asimétricas dependiendo, sobre todo, del tipo de grano que se presente como núcleo (Lámina 5.5A y D). Se han observado dos tipos distintos de crecimiento: concéntrico y láminas semiesféricas dispuestas de forma desorganizada en torno al núcleo, tipos de crecimiento que se corresponden con los tipos C y R de Flügel (2004). En cuanto al tipo de láminas que componen estos oncoides, se han observado láminas exclusivamente micríticas, láminas micríticas con parches esparíticos y láminas micríticas con organismos encostrados; que corresponden respectivamente a los tipos 1, 2 y 4 de Flügel (2004). Del mismo modo se han encontrado oncoides formados por varios tipos de láminas. En base a todas estas características, se pueden distinguir cuatro tipos de oncoides: 1) oncoides totalmente micríticos donde la laminación está ausente o es muy tenue (Lámina 5.5B y D); 2) oncoides que presentan una forma de crecimiento definida con una alternancia de láminas más y menos claras pero sin una microestructura orgánica visible (Lámina 5.5B y F); 3) oncoides que presentan foraminíferos encostrados (Lámina 5.5H), y 4) oncoides que muestran distinta composición a lo largo de su formación. Estos cuatro tipos distintos de oncoides se denominan respectivamente (1)

micríticos; (2) espongiostromados; (3) oncoides con foraminíferos encostrados y (4) oncoides compuestos, según la clasificación establecida por Flügel (2004). De todos estos, los más abundantes son los micríticos y los espongiostromados.

En orden de abundancia, los granos esqueletales que aparecen asociados a esta facies son crinoides, foraminíferos bentónicos (*Trocholina conica, Protopeneroplis striata, Pseudocyclammina* sp.), bioclastos de coral, braquiópodos, gasterópodos y serpúlidos, algunos de ellos con bordes micritizados.

Cualquiera de los tipos de granos que aparecen asociados a los oncoides puede ser el núcleo de éstos. En algunos oncolitos se han observado perforaciones de hasta 0,5 mm de diámetro que aparecen rellenas de peloides.

Esta facies de calizas oncolíticas aflora ampliamente tanto en la Sierra de Cabra, como en Puente Genil, sin que se aprecien variaciones composicionales relevantes en función de su distribución espacial.

F-III.- Facies de calizas de corales.

Esta facies se caracteriza por la presencia de corales hermatípicos en calizas blancas masivas (Láminas 5.6 y 5.7). Los corales aparecen sobre todo en los afloramientos de Puente Genil y en menor medida en la zona de Los Lanchares (Molina *et al.,* 1984, 1985; Molina, 1987). Como los principales afloramientos estudiados por estos autores en la zona de Puente Genil han sido totalmente destruidos por la explotación de canteras para áridos, a continuación se describirán los datos obtenidos del estudio de los nuevos frentes de cantera abiertos.

Estos corales describen concentraciones a lo largo de bandas paralelas a los planos de estratificación con una máxima extensión lateral observable de 8,5 m (según los esquemas a escala de distribución de corales de Molina, 1987) y una altura máxima de 3 m (Fig. 5.35). Del mismo modo es

destacable que la posición de los corales con respecto a la superficie de estratificación indica que parte de los corales aparecen en posición de vida, aunque también aparecen ejemplares retrabajados.

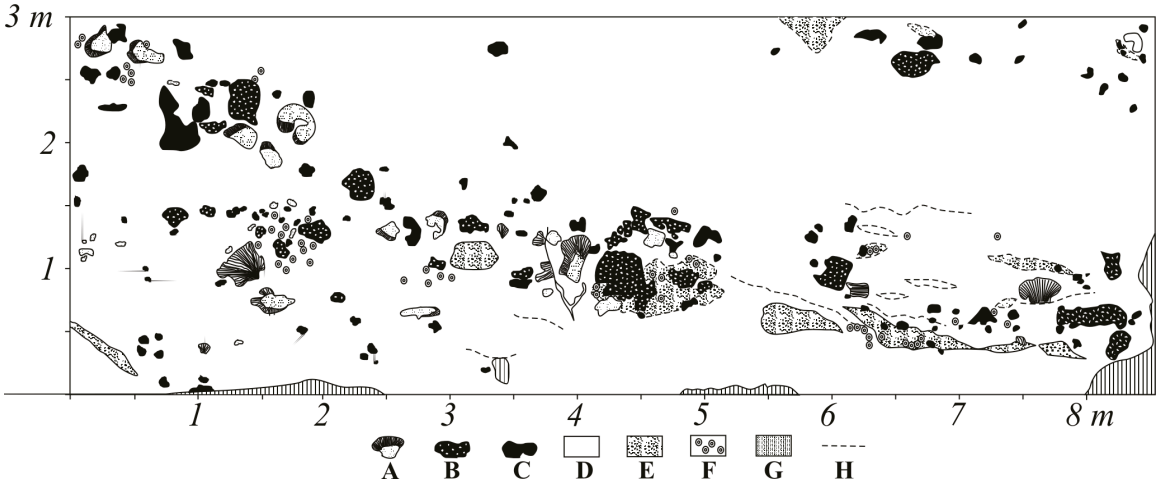


Figura 5.35.- Mosaico que muestra la distribución de los corales en un antiguo frente de cantera de Puente Genil (modificado de Molina *et al*., 1985). (A) corales tipo-a, (B) corales tipo-b, (C) corales tipo c, (D) facies oolíticas y oncolíticas, (E) facies oolíticas y oncolíticas ricas en bioclastos, (F) facies oncolíticas con los oncolitos más grandes, (G) áreas con mala exposición y (H) estratificación.

Molina (1987), describe que estas colonias de corales se orientan sobre superficies o zonas que muestran claras evidencias de haberse comportado como un sustrato duro. Así, describió superficies discontinuas con desarrollo de pátinas de óxidos de hierro y lechos micríticos discontinuos con textura fenestral sobre las que directamente aparecen los corales. En los afloramientos estudiados en este trabajo se ha observado como los corales también crecen a partir de otros corales que son los que actúan como sustrato duro (Lámina 5.6A).

Los corales que fueron diferenciados en el afloramiento de acuerdo a su morfología externa son los siguientes:

- Tipo-a: Corales faceloides con pequeño diámetro calicular (Lámina 5.6B).
- Tipo-b: Corales faceloides con un diámetro calicular comparativamente mayor (Lámina 5.6C).
- Tipo-c: Corales masivos thamnasteroides, plocoides o astreoides (Lámina 5.6A y D).

LÁMINA 5.5: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (III).

Fotos A-H.- **Facies de calizas oncolíticas (F-II).**

A.- Calizas oncolíticas con oncolitos de tamaño centimétrico. Los oncolitos son esféricos y ovalados.

B.- *Packstone* de oncolitos, con oncolitos de tipo micrítico y espongiostromado (*sensu* Flügel, 2004).

C.- Oncolitos y bioclastos asociados. En el centro destaca un pequeño coral solitario.

D.- Oncolito micrítico nucleado a partir de ooides. Asociado al oncolito fracturado aparecen ooides tangenciales del tipo 1 y 3 de Strasser (1986). Éstos se presentan micritizados y algunos parcialmente disueltos.

E.- Intraclastos presentes dentro de la facies oncolítica.

F.- Oncolito de tipo espongiostromado, con alternancia de láminas más claras y más oscuras sin que se presente una estructura orgánica definida (*sensu* Flügel, 2004).

G.- Oncolitos esféricos y ovalados con intraclastos de tamaño centimétrico.

H.- Oncolito micrítico (parte inferior), asociado a un oncolito con foraminíferos encostrados (derecha) y agregados de granos.

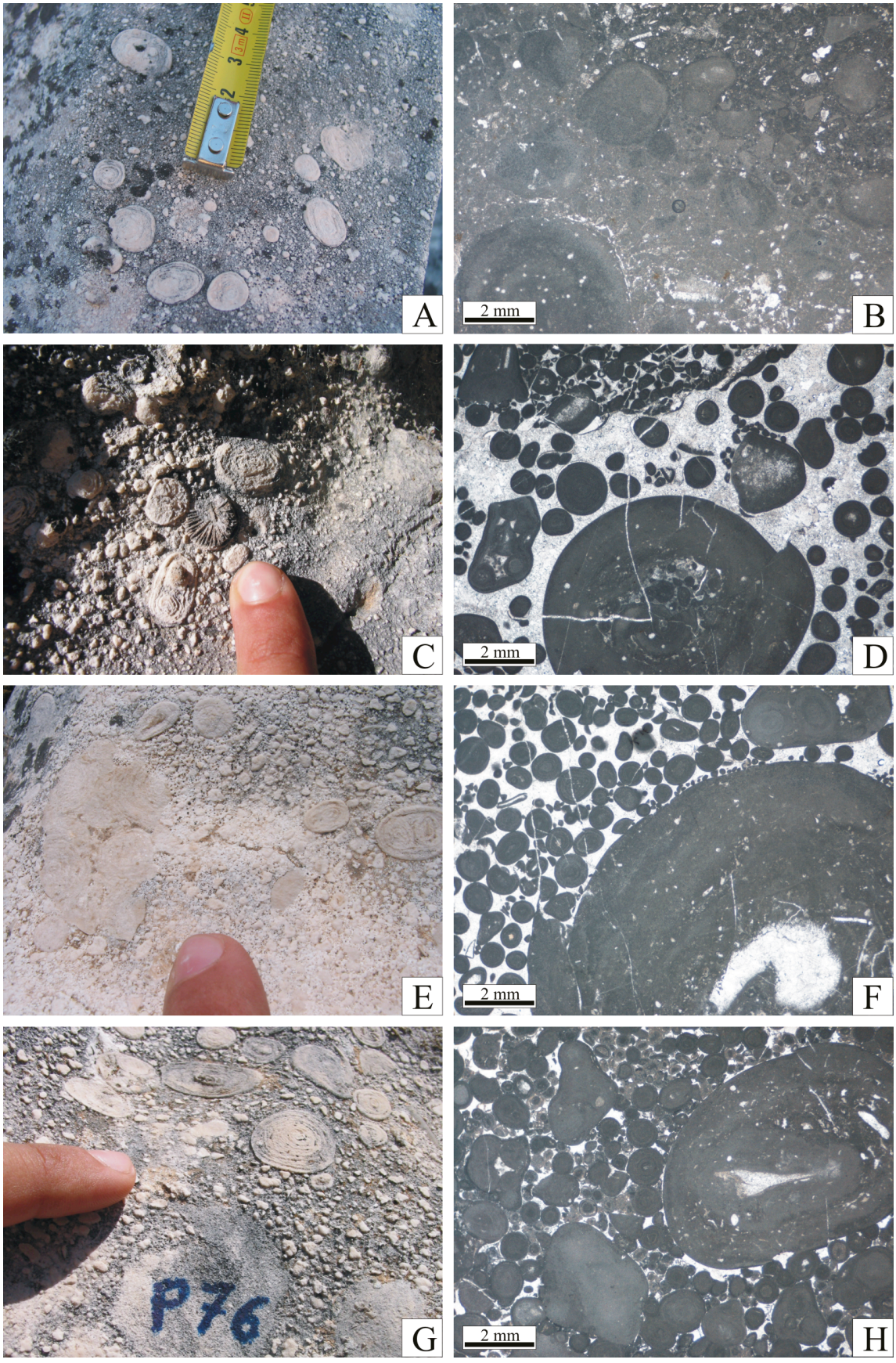

A
2 mm
B
C
2 mm
D
E
2 mm
F
P76
G
2 mm
H

LÁMINA 5.6: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (IV).

Fotos A-H.- **Facies de calizas de corales (F-III).**

A.- Corales coloniales creciendo unos sobre otros.

B.- Corales faceloides con pequeño diámetro calicular (Tipo-a).

C.- Corales faceloides con mayor diámetro calicular (Tipo-b).

D.- Colonias masivas (Tipo-c).

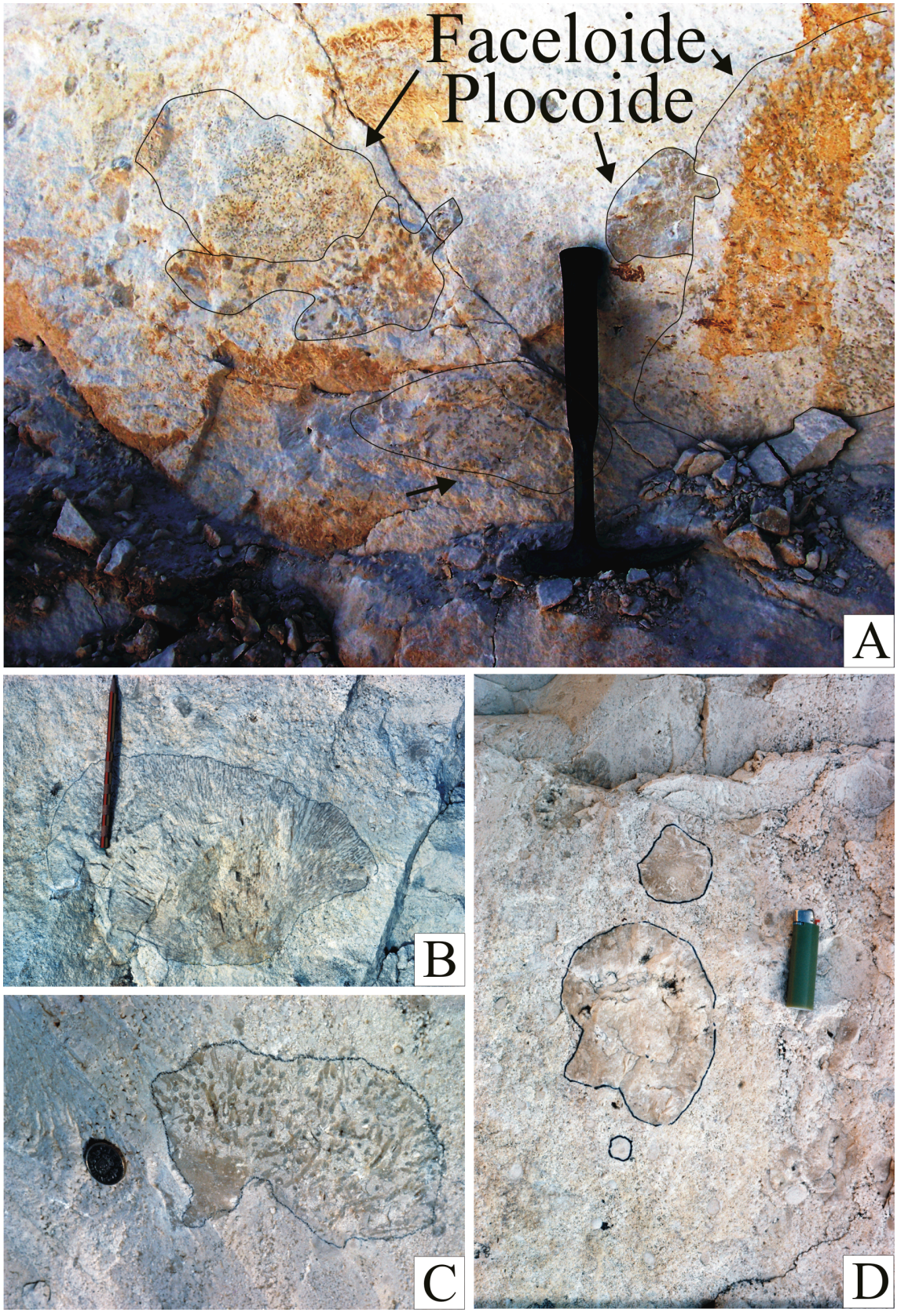

Faceloide
Plocoide
A
B
C
D

LÁMINA 5.7: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (V).

Fotos A-H.- **Microfacies de calizas de corales (F-III).**

A.- En esta foto al igual que en la B, se observa como las coralitas aparecen disueltas y rellenas de esparita.

B.- *Acladophyllia koniakensis*.

C.- *Stylosmilia tenuis*.

D.- *Stylina micrommata*.

E.- *Stylina tenax*.

F.- *Clausastrea parva*.

G.- *Thamnoseris* sp.

H.- *Dendraraea* sp.

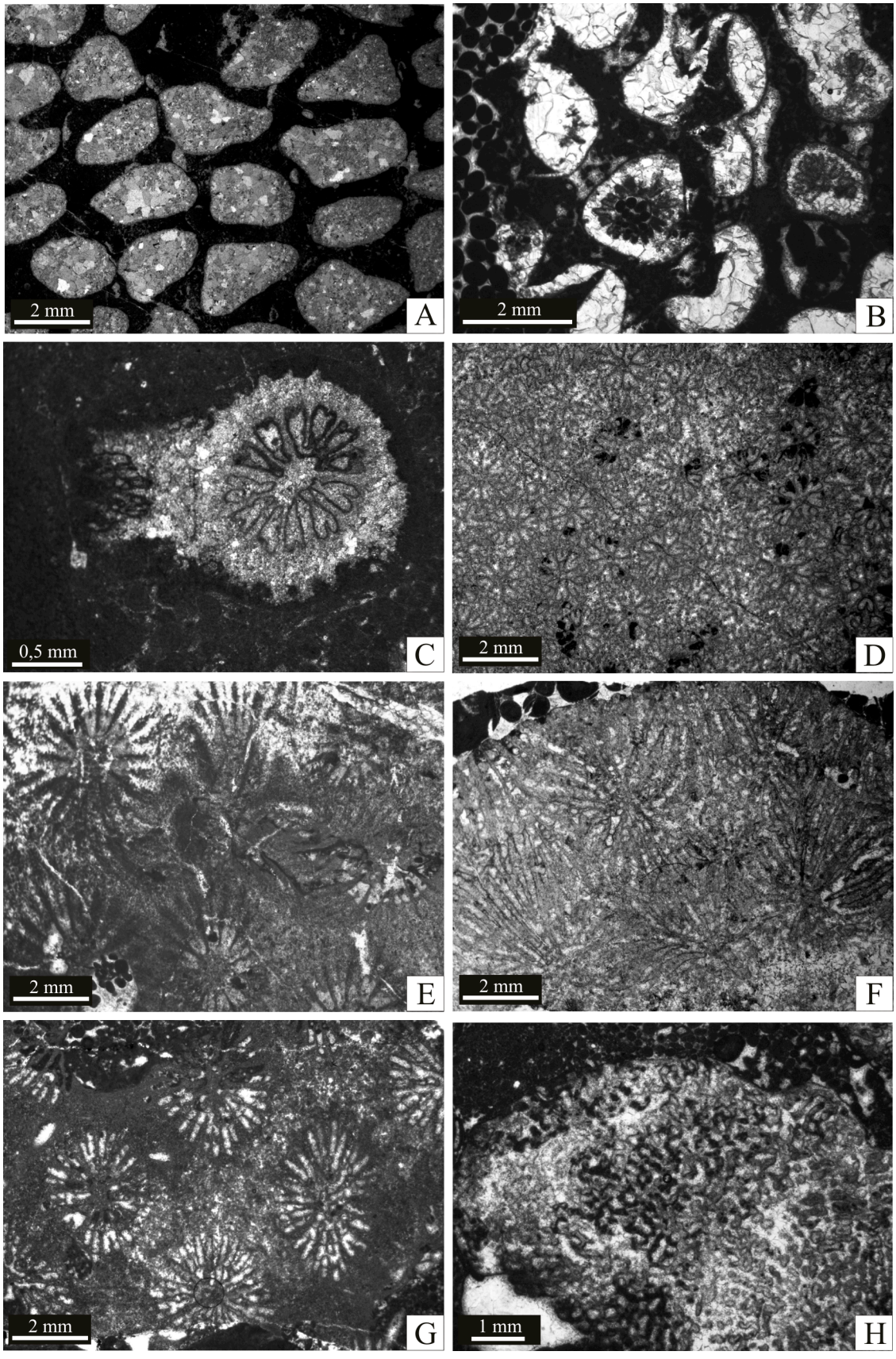

2 mm
A
2 mm
B
0,5 mm
C
2 mm
D
2 mm
E
2 mm
F
2 mm
G
1 mm
H

LÁMINA 5.8: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (VI).

Fotos A y B.- **Microfacies de calizas de corales (F-III).**

A.- Perforaciones de bivalvos litófagos con rellenos geopetales de pequeños ooides, peloides y cemento.

B.- Finas conchas de bivalvos litófagos con rellenos geopetales que se han preservado dentro de sus propias perforaciones realizadas en los corales.

Fotos C y H.- **Microfacies de calizas de corales (F-III). Organismos que aparecen encostrando los corales.**

C.- Superficie de un coral con encostraciones por laminas microbiales (Microsolenina, Leptophylliidae) que atrapan ooides.

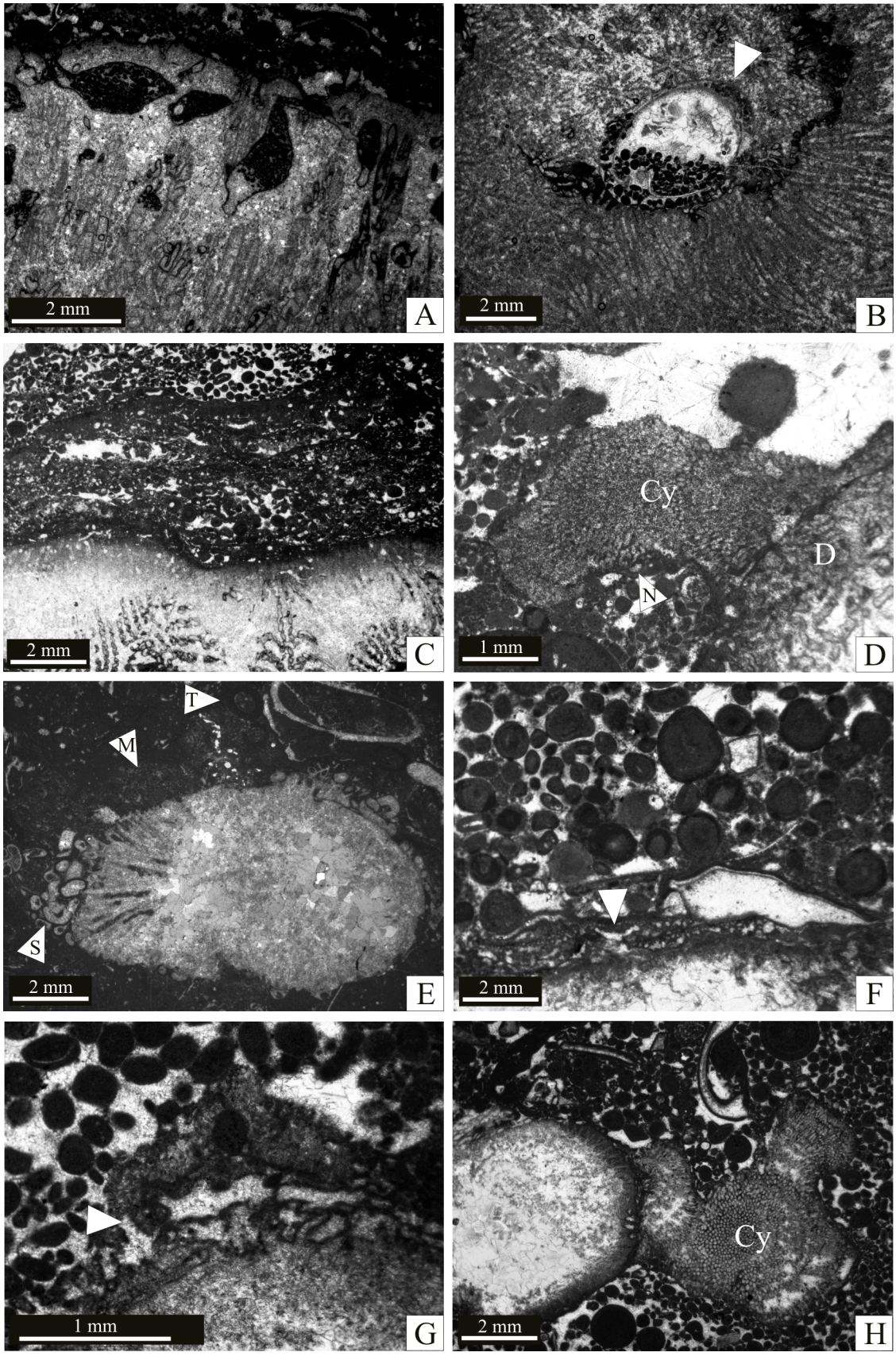
D.- *Dendraraea* (D) con una envuelta muy fina oscura (microbialita), colonizada por *Cayeuxia* (Cy) que a su vez esta encostrada por foraminíferos nubeculariidos (N).

E.- Coral recristalizado con encostraciones microbiales (M) y serpúlidos (S). Algunos especímenes de serpulidos y *Terebella* (T) están incluidos dentro de la fábrica microbial.

F.- Encostraciones por *Thaumathoporella* (flecha blanca) de la superficie de un coral.

G.- Superficie de un coral encostrada por *Bacinella*.

H.- Coral recristalizado encostrado por *Cayeuxia* (Cy).


2 mm
A
2 mm
B
2 mm
C
Cy
D
N
1 mm
D
T
M
S
2 mm
E
2 mm
F
1 mm
G
Cy
2 mm
H

El contaje de puntos utilizando una malla bidimensional indica el dominio de los corales masivos (tipo-c) con un 46,8%. Los corales faceloides de tipo-b (34%) y tipo-a (19.2%) aparecen en menor proporción; sin embargo, los corales de tipo faceloide en conjunto constituyen las principales formas coralinas, apareciendo de forma secundaria los corales thamnasteroides, plocoides y astreoides.

La determinación de los distintos corales que aparecen fue difícil debido a la mala preservación de los mismos, ya que las estructuras finas aparecen disueltas y con frecuencia las coralitas están rellenas de esparita (Lámina 5.7A y B). Dentro de las formas coloniales, en colaboración con el profesor Hannes Löser de la Universidad Nacional Autónoma de México, se han clasificado colonias faceloides, plocoides, thamnasteroides y astreoides (Reolid *et al*., 2009):

- Colonias faceloides (60% de los corales):

a) *Acladophyllia koniakensis*. (Lámina 5.7B).
b) *Stylosmilia tenuis*. (Lámina 5.7C).

- Colonias plocoides (30% de los corales):

a) *Stylina micrommata*. (Lámina 5.7D).
b) *Stylina tenax*. (Lámina 5.7E).

- Colonias thamnasteroides (5% de los corales):

a) *Clausastrea parva*. (Lámina 5.7F).

- Colonias astreoides (5% de los corales):

a) *Thamnoseris* sp. (Lámina 5.7G).

- Colonia dendroide

a) *Dendraraea* sp. (Lámina 5.7H).

Los corales tipo-c (corales masivos), corresponden al género *Stylina*, *Thamnoseris*, *Clausastrea* y *Dendraraea*, los tipo-b corresponden a los géneros *Apocladophyllia* y *Stylosmilia,* y los tipo-a corresponden a corales indeterminados debido a la recristalización. Todos ellos pertenecen al orden Scleractinia. El diámetro calicular es generalmente pequeño (<3,5 mm; *Apocladophyllia*, *Stylina*, *Stylosmilia* y *Thamnoseris*). Localmente, también se han encontrado corales solitarios de forma ceratoide con un diámetro máximo de teca de 1 cm y con 24 septos rectos bien desarrollados.

Algunos corales muestran perforaciones de bivalvos (de 2 a 20 mm). Estas perforaciones presentan un relleno geopetal de pequeños ooides, peloides y cemento (Lámina 5.8A). Las finas conchas de los bivalvos litófagos se han preservado en algunos casos (Lámina 5.8B). Del mismo modo, tanto los corales como los fragmentos de coral aparecen colonizados por distintos organismos (Reolid *et al.,* 2009), como: 1) microbialitas, 2) foraminíferos encostrantes (nubeculariidos, *Lithocodium* y *Placopsilina*), 3) anélidos (serpúlidos y *Terebella*), 4) algas problemáticas (*Thaumatoporella* y *Bacinella*), 5) cianobacterias porostromadas (*Cayeuxia* y *Garwoodia*) y 6) briozoos (Lámina 5.8C-H). Finalmente, se ha observado la presencia de micrita peloidal que puede aparecer en posición geopetal y antigeopetal dentro de las cavidades de tipo *growth-framework* de los corales, así como en las perforaciones que presentan éstos. Este tipo de micrita está formada por peloides de tamaño variable entre 10 a 60 µm.

Estos corales aparecen en calizas masivas que, desde el punto de vista microscópico, presentan texturas *packstone* y *grainstone* formadas por ooides micritizados (40%), correspondientes a los tipos 1 y 3 de Strasser (1986), *pellets* y peloides bahamianos (20%), oncoides de tipo micrítico y espongiostromado similares a los descritos en la facies de calizas oncolíticas (10%). De forma esporádica aparecen agregados de granos correspondientes al tipo 1 de la clasificación de Steinhoff y Strohmenger (1996) e intraclastos. Los granos esqueletales más abundantes de la matriz presente entre los corales son los crinoides y bivalvos. Las colonias de corales aparecen envueltas por esta matriz de *grainstone* oolítico y oncolítico. En el afloramiento se observa, como los ooides de tamaño más pequeño y los peloides son los que aparecen entre las cavidades de tipo *growth-framework* de los corales, quedando los granos de mayor tamaño relegados a la periferia de las colonias. Del mismo modo se aprecia como alrededor de las colonias de corales aparecen trozos de éstos con envolturas micríticas.

Los bioclastos más abundantes de esta facies son moluscos indiferenciados y restos de corales. Los fragmentos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y

foraminíferos son escasos. En esta facies se han encontrado, lateralmente a los corales, niveles de oncolitos de potencia variable (de 5 a 20 cm) con gradación normal. Molina (1987), describe la alternancia de varios niveles de calizas de corales con niveles de calizas oolíticas sin corales; estas alternancias forman parte de secuencias de escala decamétrica donde se suceden episodios de varias secuencias simples como las descritas, con otros de calizas oolíticas con estratificación cruzada.

F-IV.- Facies de calizas de crinoides.

Afloran en estratos de color gris claro, con geometría tabular y espesores inferiores al metro (Lámina 5.9A). El rasgo más distintivo de esta facies es la presencia de artejos de crinoides que forman más del 50% de los granos presentes en la roca, por lo que este tipo de roca se puede denominar encrinita (Lámina 5.9B). Aparte de estos crinoides, también aparecen fragmentos de bivalvos, ostrácodos, espinas de equinodermos y foraminíferos bentónicos como *Quinqueloculina*, *Texturaria*, *Protopeneroplis* o *Trocholina*, como granos esqueletales.

Texturalmente pueden ser *packstone*, *grainstone* o *rudstone*. Como granos no esqueletales cabe destacar la presencia de un 10% de ooides esféricos parcialmente micritizados correspondientes al tipo 3 de Strasser (1986) y hasta un 35% de peloides de lodo, *pellets* y peloides bahamianos. También se han encontrado de forma esporádica clastos micríticos con filamentos.

La estructura interna que presentan estas encrinitas es muy característica: por un lado se han descrito estratos con gradación positiva en los que de muro a techo presentan una parte basal masiva seguida de laminación paralela que, hacia techo, cambia de nuevo a un nivel masivo con menor tamaño de grano que el basal. La laminación paralela que aparece en estos estratos se debe a la acumulación masiva de crinoides en determinadas láminas (Lámina 5.9C); por otro lado también se han observado en esta facies laminaciones de tipo *herring-bone* (Lámina 5.9D), donde las láminas presentan la misma composición que la laminación paralela descrita.

LÁMINA 5.9: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (VI).

Fotos A-D.- **Facies de calizas de crinoides (F-IV).**

A.- Calizas de crinoides de la parte superior de la Fm. Camarena (sector de Los Lanchares).

B.- *Grainstone-rudstone* de crinoides.

C.- Laminación paralela debida a la acumulación masiva de crinoides en determinadas láminas.

D.- Laminación cruzada de tipo *herring bone*.

Fotos E-H.- **Facies de calizas de crinoides y bivalvos (F-V).**

E.- Foto de campo de las calizas de crinoides y bivalvos de color marrón oscuro o negro.

F.- *Floatstone-rudstone* de bivalvos que presentan en sección sagital y oblicua una valva semicircular o fuertemente convexa (F-V.1). Se puede observar como algunas de las valvas presentan porosidad tipo *shelter* rellena por cristales de calcita.

G.- *Floatstone-rudstone* de bivalvos con valvas planas o ligeramente convexas en sección sagital y oblicua (F-V.1). Este tipo de valvas también presenta porosidad tipo *shelter* rellena de cemento esparítico.

H.- *Floatstone-rudstone* de crinoides de hasta 4 mm de diámetro. Estos crinoides presentan envueltas micríticas y localmente aparecen parcialmente disueltos (F-V.2).

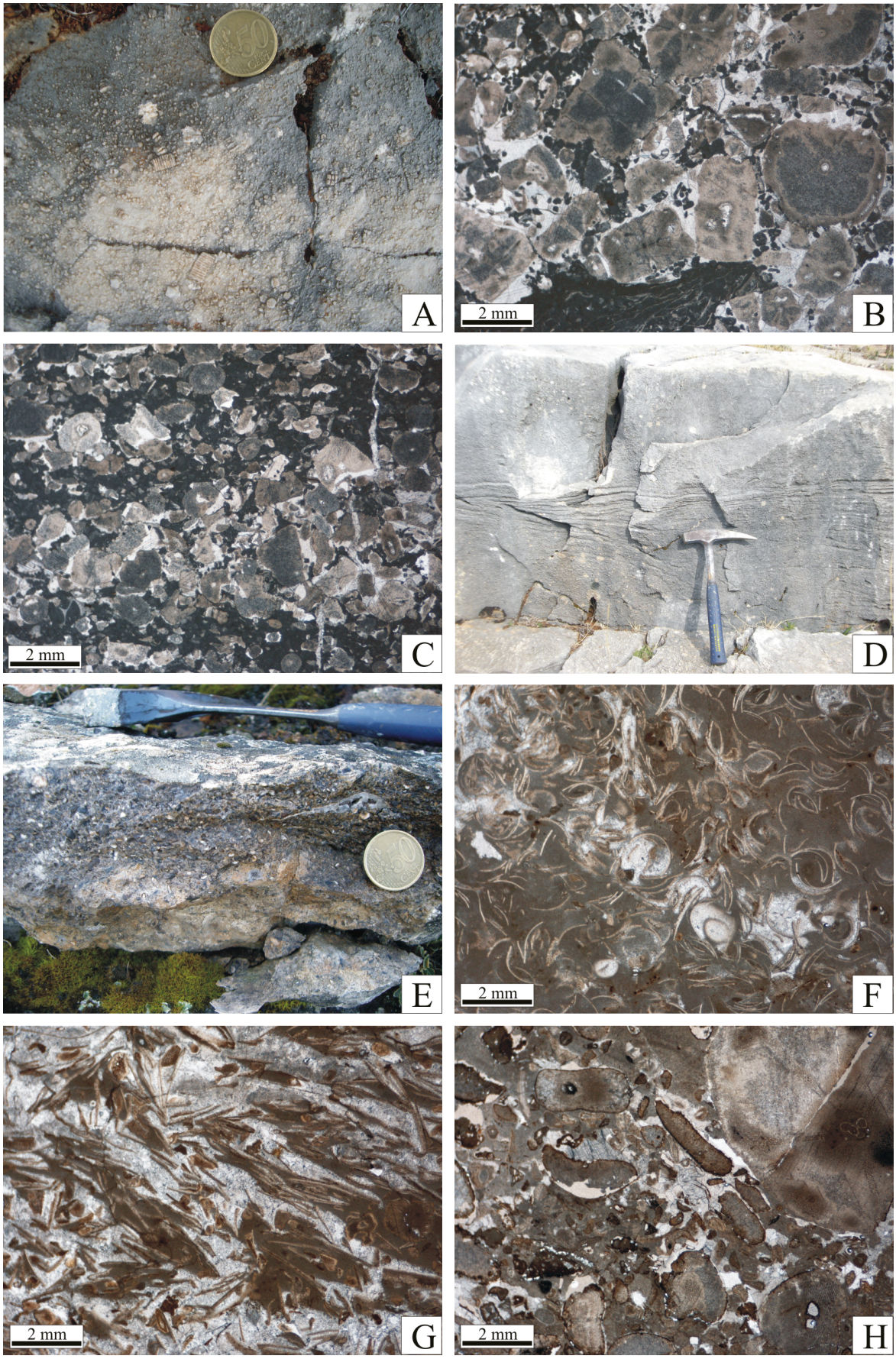

A
2 mm
B
2 mm
C
D
E
2 mm
F
2 mm
G
2 mm
H

LÁMINA 5.10: Facies que afloran en la Fm. Camarena al S de Córdoba (VII).

Fotos A y B.- **Facies de calizas micríticas (F-VI).**

A.- Foto de campo de niveles discontinuos de calizas micríticas asociados a las calizas de corales, oncolíticas y oolíticas

B.- Microfacies con textura *wackestone* con calcisferas como granos esqueletales.

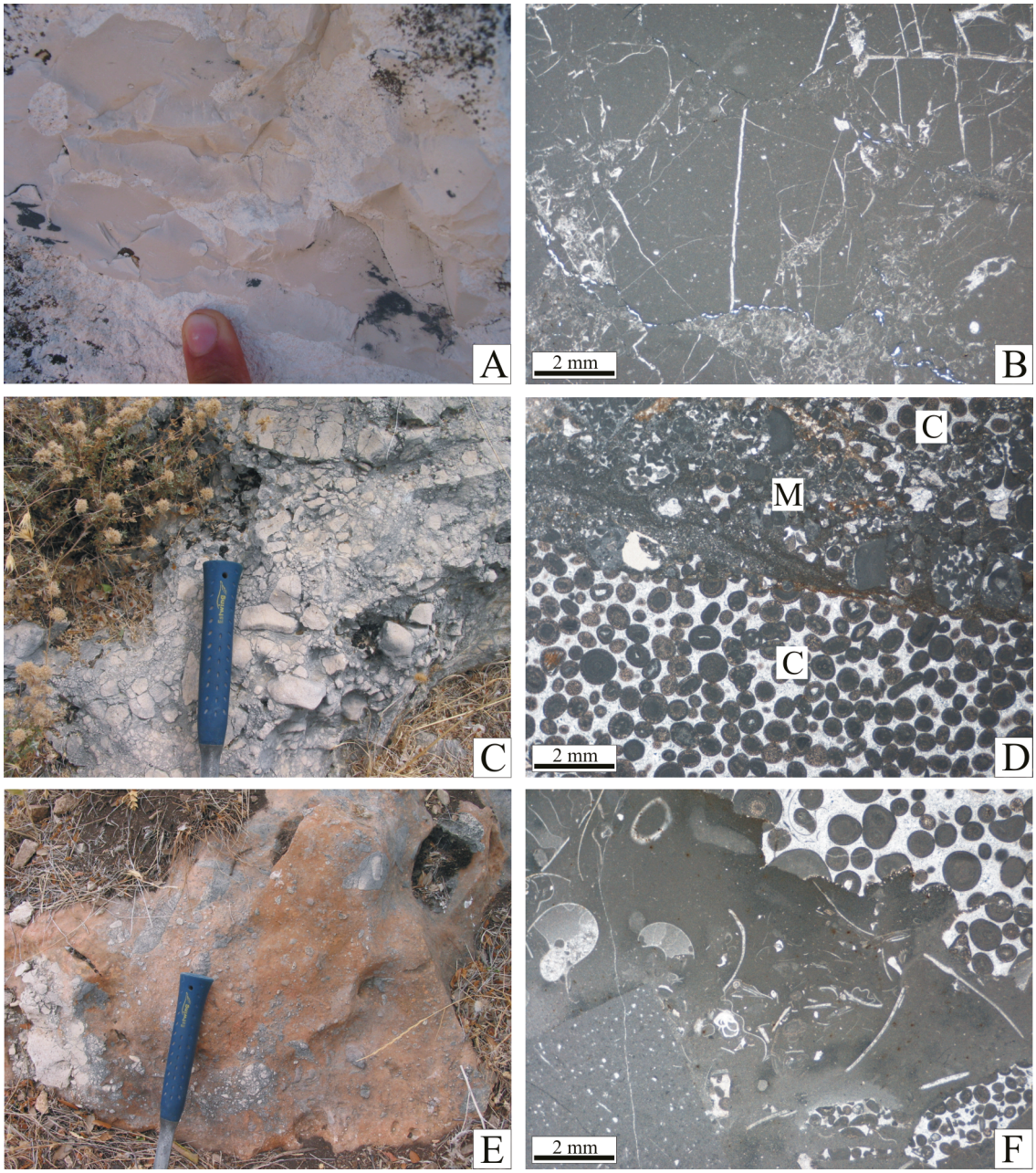
Fotos C-H.- **Facies de brechas (F-VII).**

C.- Foto de campo de brechas clastosoportadas en el techo de la Fm. Camarena, al O de la Fuente del Espino.

D.- Microfacies de la brecha donde aparecen los clastos de calizas oolíticas (C) en una matriz con peloides y ooides dispersos (M).

E.- Brecha con clastos de calizas oolíticas y matriz con facies de tipo *Ammonitico Rosso*.

F.- Foto de microfacies donde aparece el borde de un clasto de calizas oolíticas y matriz micrítica con facies de tipo *Ammonitico Rosso*.


A
2 mm
B
C
C
M
C
2 mm
D
E
2 mm
F

F-V.- Facies de calizas de crinoides y bivalvos.

Esta facies aparece en estratos tabulares con un espesor medio inferior a 20 cm. Un rasgo característico de estos estratos es que presentan tonos rojizos, marrones y negros (Lámina 5.9E). Desde el punto de vista microscópico, los estratos muestran unas texturas *floatstone* y *rudstone* de crinoides o bivalvos como granos esqueletales más abundantes. Dentro de esta facies se han diferenciado dos subfacies:

F-V.1.- *Floatstone-rudstone* de bivalvos. En esta subfacies se han observado dos tipos distintos de valvas que aparentemente no aparecen mezcladas en el mismo estrato: por un lado hay valvas con una longitud máxima de 1,5 mm y grosor de 0,06 mm, que presentan en sección sagital y oblicua una valva fuertemente semicircular o fuertemente convexa (Lámina 5.9F); por otro lado aparecen valvas de longitud máxima de hasta 5 mm y grosor de 0,9 mm, planas o ligeramente convexas en sección sagital y oblicua (Lámina 5.9G). Debido a la ausencia de ejemplares completos no se han podido clasificar ninguno de los dos tipos de valvas. Ambos tipos presentan microperforaciones. Asociadas a estas valvas también pueden aparecer, de forma esporádica, crinoides y pequeños ammonites.

F-V.2.- *Floatstone-rudstone* de crinoides (Lámina 5.9H). Este tipo de subfacies es una encrinita donde los crinoides alcanzan un diámetro de hasta 6 mm. Los crinoides aparecen con abundantes microperforaciones que en muchos casos están rellenas de óxidos. Los análisis de estos óxidos con la microsonda electrónica, indican que se trata de óxidos de Mn. Probablemente estos óxidos serían los causantes de las distintas coloraciones que presenta la facies. Asociados a los crinoides, también se han observado, como granos esqueletales, bivalvos, aptychus, espinas de equinodermos, ammonites, foraminíferos bentónicos como *Protepeneroplis*, *Lenticulina*, *Spirillina* o *Redmondoides* y foraminíferos planctónicos como *Globigerina*.

F-VI.- Facies de calizas micríticas.

Esta facies aflora en estratos tabulares con una potencia media inferior a 0,5 m (Molina, 1987), y en niveles discontinuos asociados a las calizas de corales, a las oncolíticas y oolíticas (Lámina 5.10A). Molina (1987), describe a techo de la Formación, en el área de Puente Genil, una potencia máxima de 2,5 m para esta facies marcada por la presencia de textura fenestral.

Desde el punto de vista microscópico, esta facies presenta textura *mudstone-wackestone* (Lámina 5.10B), donde de forma esporádica aparecen peloides mayoritariamente de tipo *pellets* (5%) y ooides radiales del tipo 4 de Strasser (1986). Como granos esqueletales aparecen calcisferas, foraminíferos bentónicos como *Textularia* o *Trocholina*, cianobacterias calcificadas como *Cayeuxia* y algas verdes.

F-VII.- Facies de brechas.

Al O de la Fuente del Espino, se han estudiado brechas clasto-soportadas de hasta 3 m de potencia (Lámina 5.10C-H). Estas brechas se componen de clastos heterométricos y angulosos, con un diámetro máximo de 30 cm y diámetro medio de 5 cm. Los clastos que componen la brecha son de la facies de calizas oolíticas previamente descritas, la escasa matriz está formada por ooides del mismo tipo que los clastos (Lámina 5.10C y D).

En este afloramiento, sobre la superficie irregular generada sobre las brechas descritas y las calizas oolíticas de la Fm. Camarena, afloran brechas matriz-soportadas con clastos de calizas oolíticas pero con matriz micrítica típica de facies *Ammonitico Rosso* (Lámina 5.10E y F). Ninguna de las dos subfacies de brechas descritas al O de la Fuente de Espino presentan organización interna.

Las brechas sinsedimentarias que Molina (1987) describe en las canteras centrales de los Lanchares no se han podido estudiar ya que no se nos ha permitido la visita de este afloramiento. Los clastos y bloques de estas brechas con un tamaño máximo de 50 cm, son muy angulosos y heterométricos con predominio de las formas planares dispuestas paralelas

a la estratificación. Los clastos pertenecerían a la facies de calizas oolíticas, oncolíticas y de corales previamente descritas. La matriz estaría compuesta por oolitos, oncolitos, intraclastos y bioclastos. Según este autor, estas brechas estarían asociadas a canales erosivos de 1 m de anchura mínima y 40 cm de profundidad.

5.3.2.II.- SUCESIÓN VERTICAL DE FACIES.

Las características de los afloramientos sólo han permitido el levantamiento de secciones completas de la Formación en el extremo oriental de la Sierra de la Lastra, debido al gran adelgazamiento que presenta la Formación en esta zona, donde llega a tener una potencia total de solo 40 m (Ca11 y Ca12). La presencia de fallas que ponen en contacto lateral las calizas oolíticas de la Fm. Camarena con la Fm. Ammonítico Rosso Superior y la ausencia de rasgos que indiquen el carácter sinsedimentario de estas fallas, sugieren que este adelgazamiento de la Formación se debió a una laminación tectónica más que un adelgazamiento estratigráfico. El resto de las secciones estudiadas, se corresponden con secciones de detalle de la parte baja y alta de la Formación, así como secciones que se han utilizado para estudiar las facies y estructuras encontradas más relevantes (Figs. 5.36-5.41). En este sentido, en las secciones Ca1, Ca10, Ca11 y Ca12 (Figs. 5.36, 5.40 y 5.41), aparece la parte inferior de la Formación. A partir de estas secciones y de las estudiadas por Molina en su Tesis Doctoral (Molina, 1987), se concluye que la base de la Formación presenta un contacto neto con la facies *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Zegrí. Sobre este contacto, la Formación comienza en facies de calizas de ooides y peloides (color naranja) y facies de calizas oolíticas (color marrón claro; columnas Ca1, Ca11 y Ca12; Figs. 5.36 y 5.41) salvo en el sector de La Lastra donde comienza en facies de calizas de peloides y filamentos (color verde claro; columna Ca10, Fig. 5.40).

Las secciones Ca2, Ca5 y Ca6 (Figs. 5.36 y 5.38) son secciones de detalle de la parte alta de la Formación. Estas secciones indican el aumento de la proporción de crinoides hacia el techo de la Formación, llegando a formar

encrinitas. En estas secciones se diferencian dos tipos distintos de sucesiones de facies: por un lado, en las secciones Ca2 y Ca6, aparece la facies de calizas de peloides y filamentos (color verde claro), facies de calizas de ooides y peloides (color naranja), facies de calizas oolíticas (color marrón claro) y facies de calizas de crinoides (color azul), siendo estas dos últimas las más abundantes. En concreto, la sección Ca2 comienza con facies de calizas oolíticas y facies de calizas de ooides y peloides intercaladas, para terminar con una alternancia de facies de calizas de crinoides y de calizas de peloides y filamentos. En cambio, en la sección Ca6 alternan la facies de calizas de crinoides con las calizas de ooides y peloides, y la facies de calizas de peloides y filamentos de forma aleatoria sin ninguna ciclicidad apreciable. Por otro lado, la sección Ca5 muestra como entre la facies de calizas de peloides y filamentos (color verde claro) y la facies *Ammonitico Rosso* correspondientes a la Fm. Ammonítico Rosso Superior, aparece la facies de calizas crinoides y bivalvos (color violeta).

En las secciones Ca3 y Ca4 levantadas junto al cortijo de la Majada (Fig. 5.37), predominan la facies de calizas oolíticas (color marrón claro) con pequeñas intercalaciones de facies de calizas de ooides y peloides (color naranja). Esta facies de calizas oolíticas presentan una gran porosidad móldica (Lámina 5.3B y C). En la sección Ca7 (Fig. 5.39), situada estratigraficamente justo por debajo de la sección Ca2, aparece la facies de calizas de ooides y peloides junto con la facies de calizas oolíticas. Finalmente se han estudiado dos secciones de detalle en las canteras de Los Lanchares Ca8 y Ca9 (Fig. 5.39 y 5.40), los distintos niveles diferenciados no corresponden a estratos sino a sectores con variaciones composicionales, estructura interna o tamaño de grano siempre en facies de calizas oolíticas con intercalaciones de facies de calizas de ooides y peloides

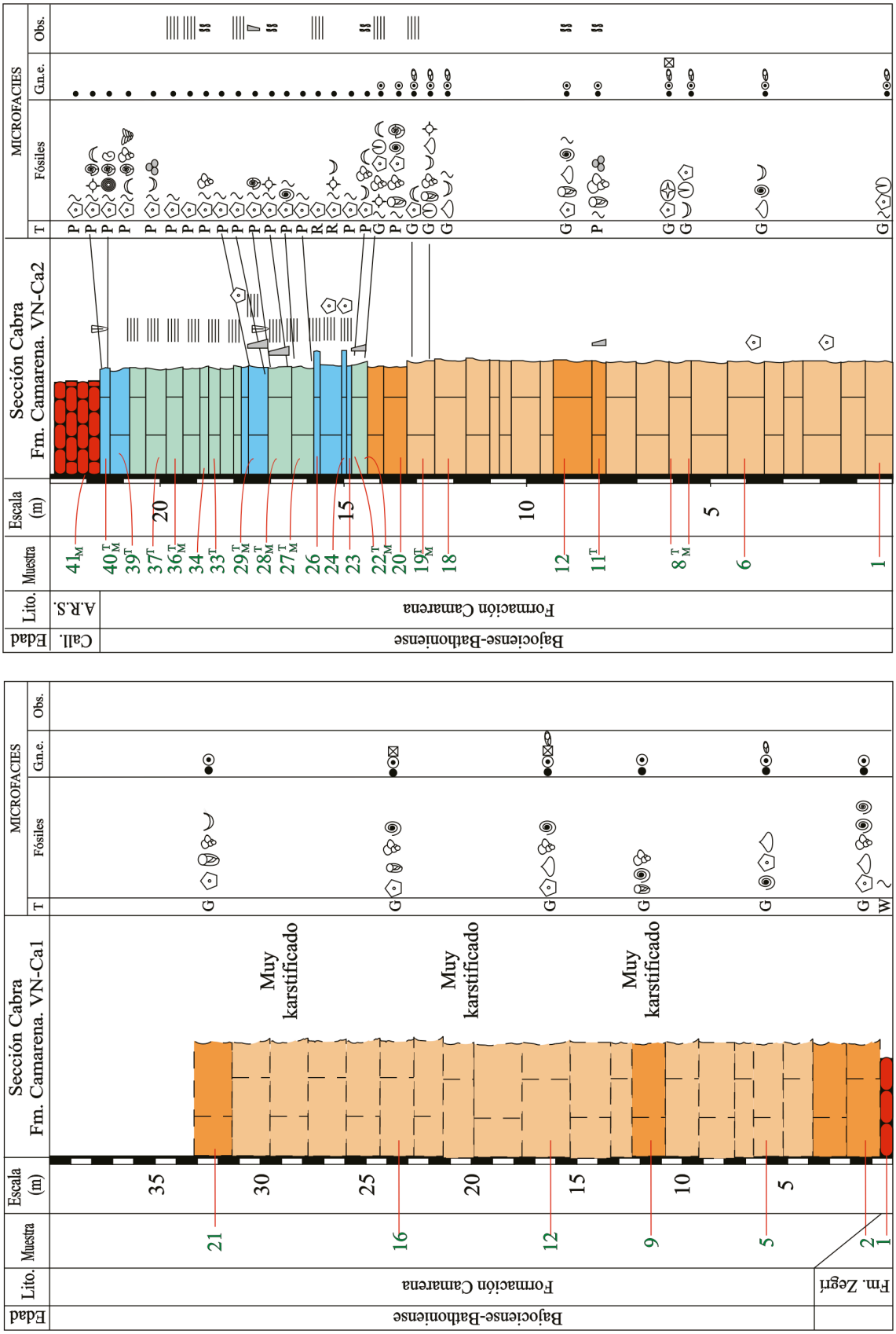

Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca2
Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca1
MICROFACIES
Obs.
G.n.e.
Fósiles
T
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense-Bathonense
Formación Camarena
A.R.S.
Call.
Fm. Zegrí
Muy karstificado
Muy karstificado
Muy karstificado

Figura 5.36.

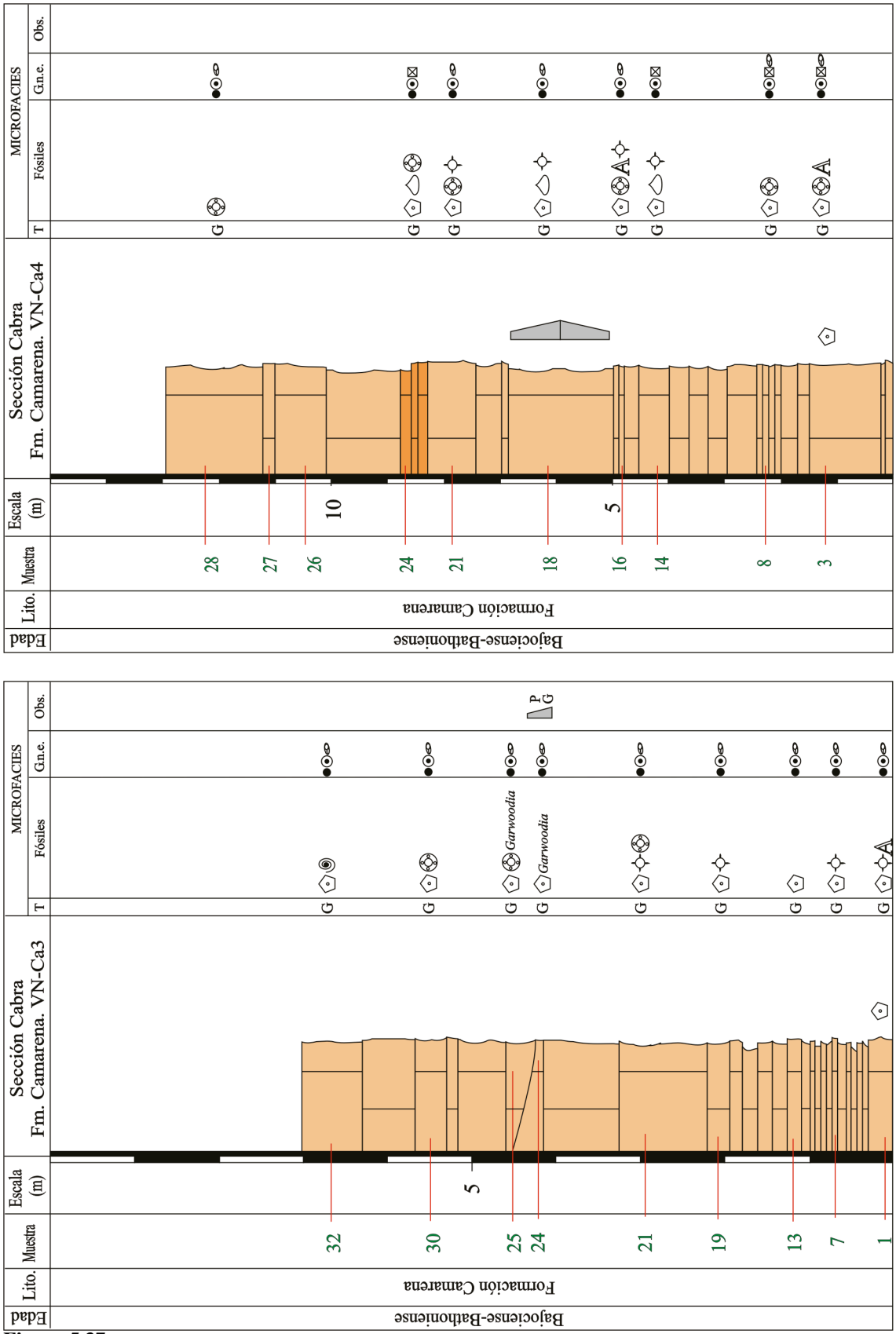
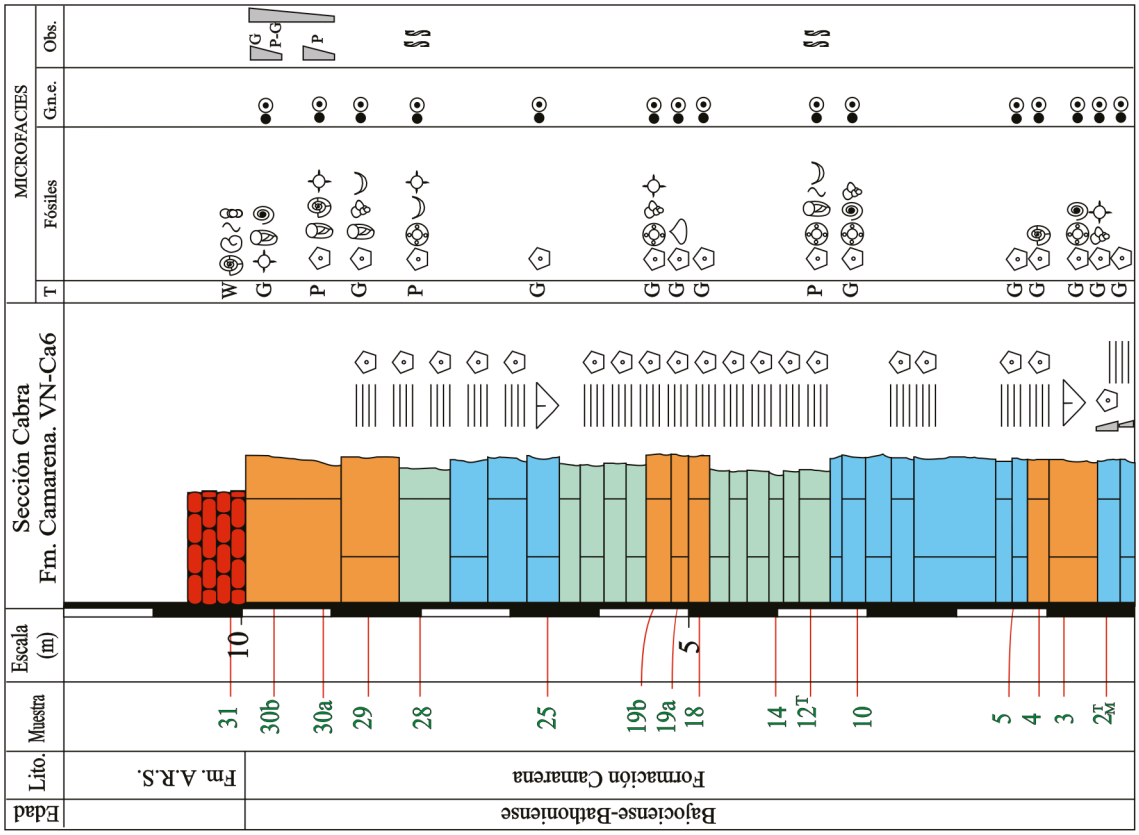

Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca4
Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca3
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajocense-Bathonense
Formación Camarena
Garwoodia
P
G
A

Figura 5.37.


Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca6
Edad
Bajociense-Bathoniense
Lito.
Fm. A.R.S.
Formación Camarena
Muestra
31
30b
30a
29
28
25
19b
19a
18
14
12T
10
5
4
3
2TM
Escala (m)
10
5
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.

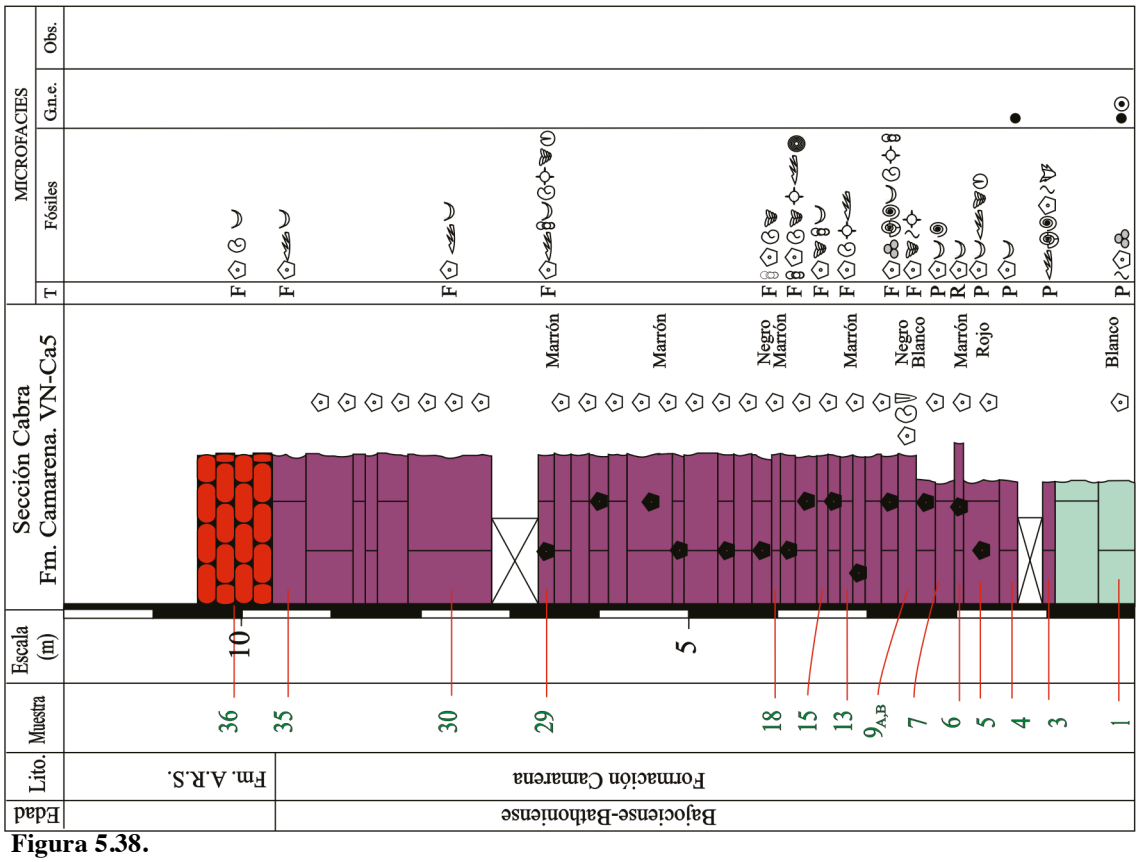

Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca5
Edad
Bajociense-Bathoniense
Lito.
Fm. A.R.S.
Formación Camarena
Muestra
36
35
30
29
18
15
13
9A,B
7
6
5
4
3
1
Escala (m)
10
5
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Marrón
Marrón
Negro Marrón
Marrón
Negro Blanco
Marrón Rojo
Blanco

Figura 5.38.

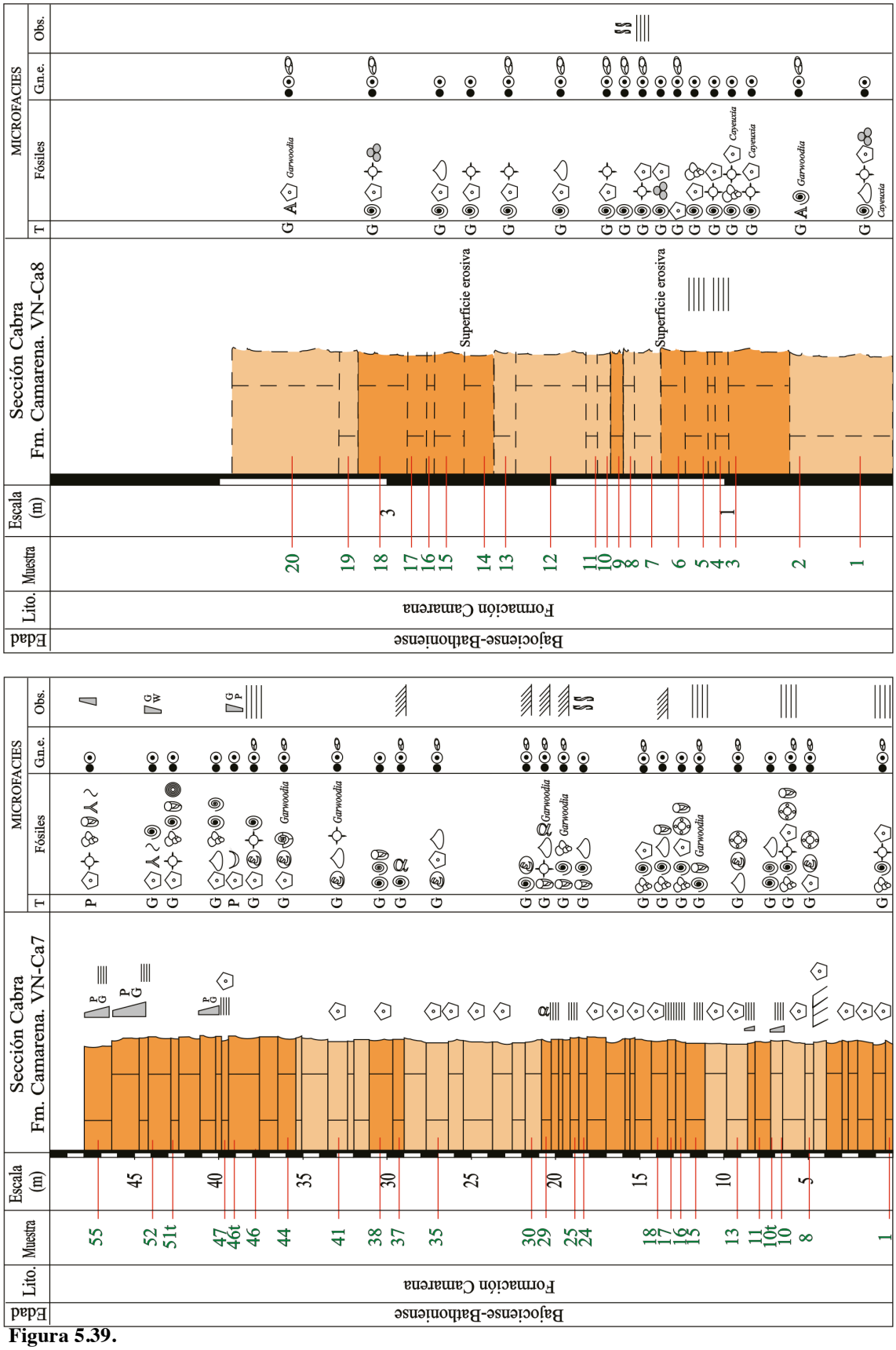

Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca7
Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca8
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajocense-Bathonense
Formación Camarena
Superficie erosiva
Garwoodia
Cayeuxia

Figura 5.39.

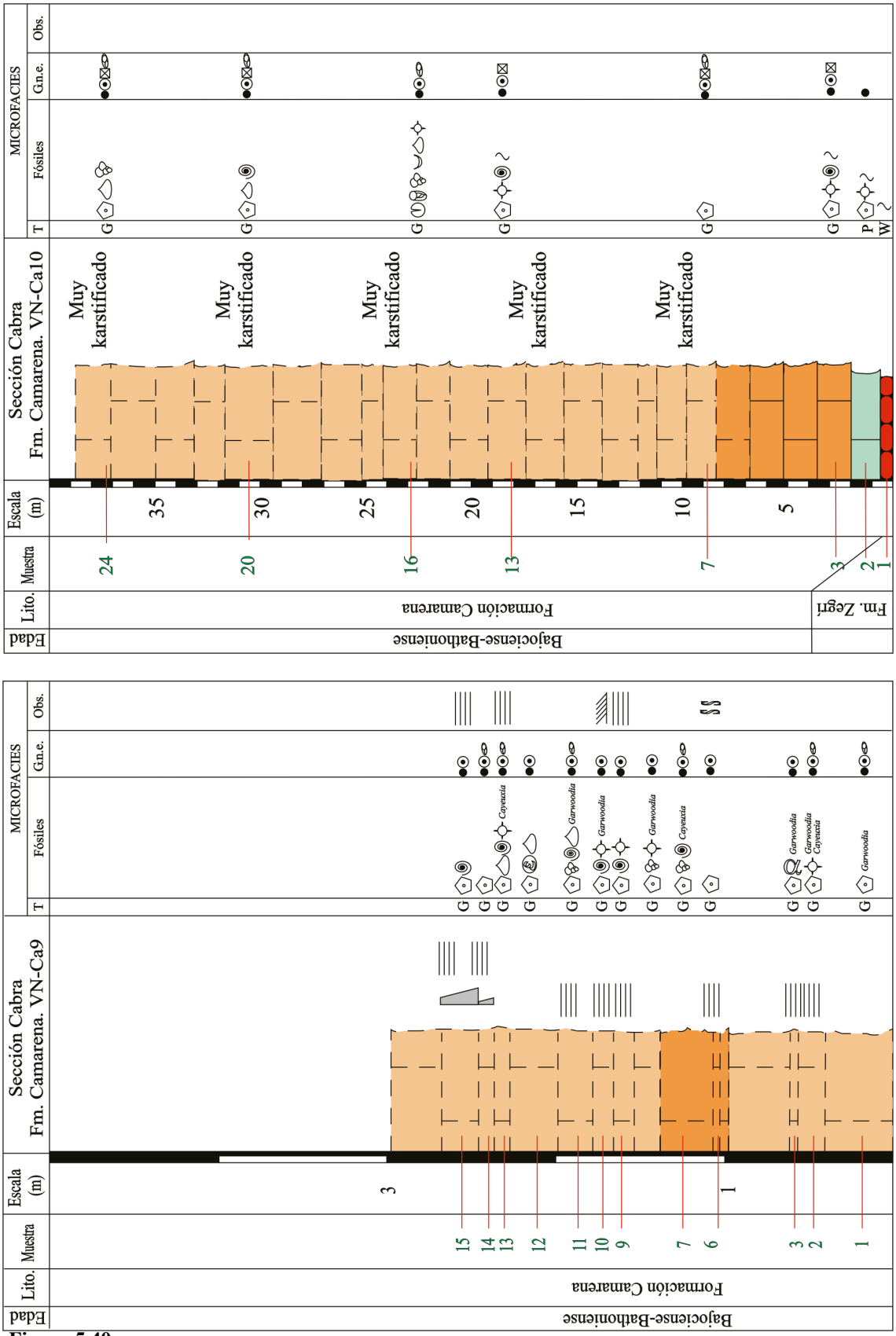

Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca10
Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca9
MICROFACIES
Obs.
Gn.e.
Fósiles
T
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajocirense-Bathoniense
Formación Camarena
Fm. Zegrí
Muy karstificado
Garwoodia
Cayeuxia

Figura 5.40.

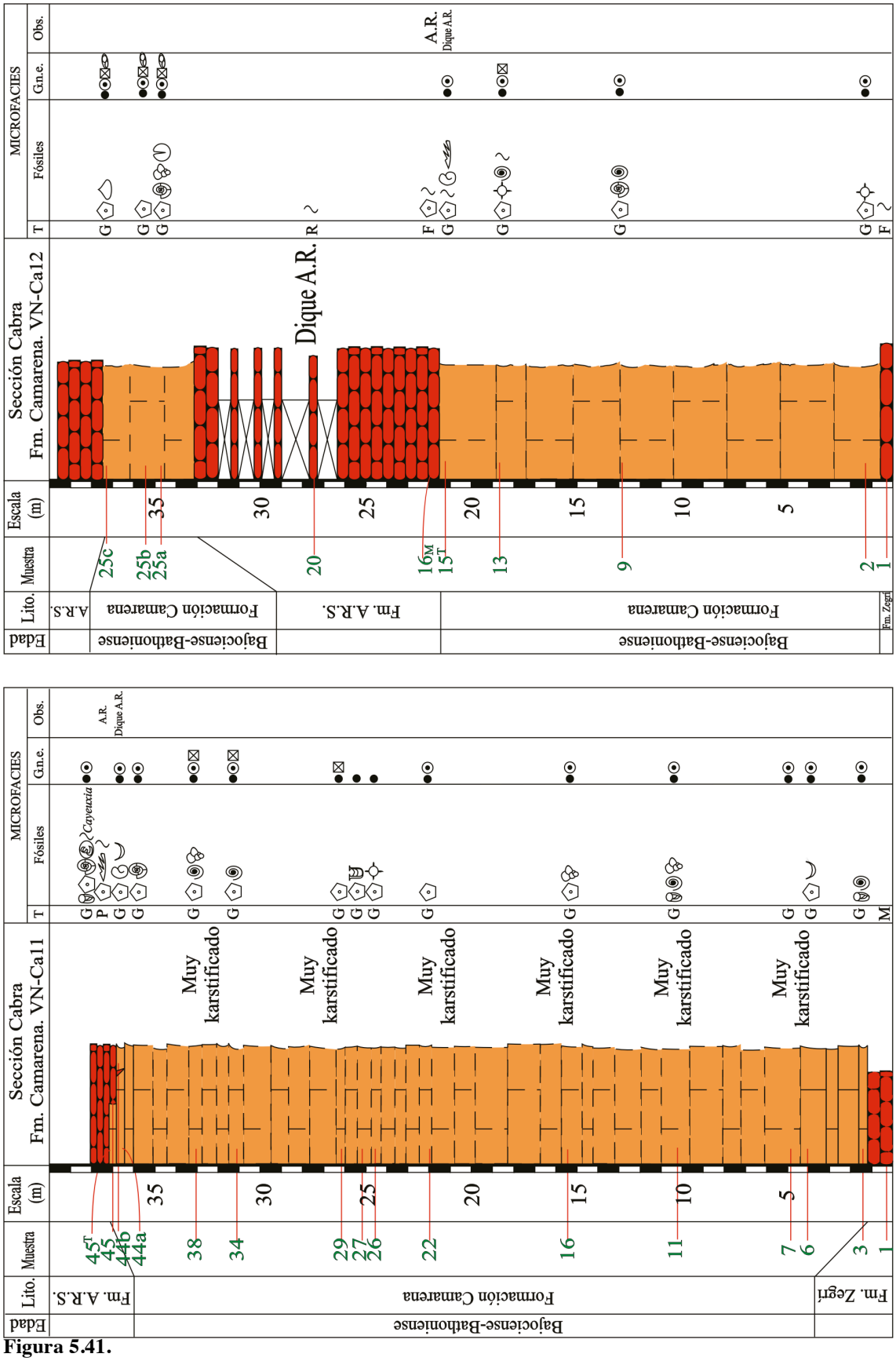

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Sección Cabra
Fm. Camarena. VN-Ca11
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Muy karstificado
Cayeuxia
A.R.
Dique A.R.
Fm. A.R.S.
Formación Camarena
Fm. Zegrí
Bajociense-Bathoniense
Fm. A.R.S.
Formación Camarena
Fm. Zegrí
Bajociense-Bathoniense
Dique A.R.
A.R.
Dique A.R.

Figura 5.41.

5.3.2.III.- TECHO DE LA FORMACIÓN.

El techo de la Fm. Camarena es una discontinuidad estratigráfica de extensión regional. Discontinuidad que ya ha sido previamente descrita (Molina *et al*., 1983b, Vera *et al*., 1984, Vera *et al*., 1988, Molina, 1987 y Molina *et al*., 1999). Esta discontinuidad viene marcada por un cambio litológico brusco de calizas oolíticas a facies *Ammonitico Rosso*, un relieve paleokárstico (Fig. 5.42), diques neptúnicos de hasta 20 m de profundidad máxima con rellenos de calizas pelágicas del Calloviense y Jurásico Superior, *hardgrounds*, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes. En la lámina 5.11 se hace una recopilación gráfica de algunos de los rasgos previamente expuestos.

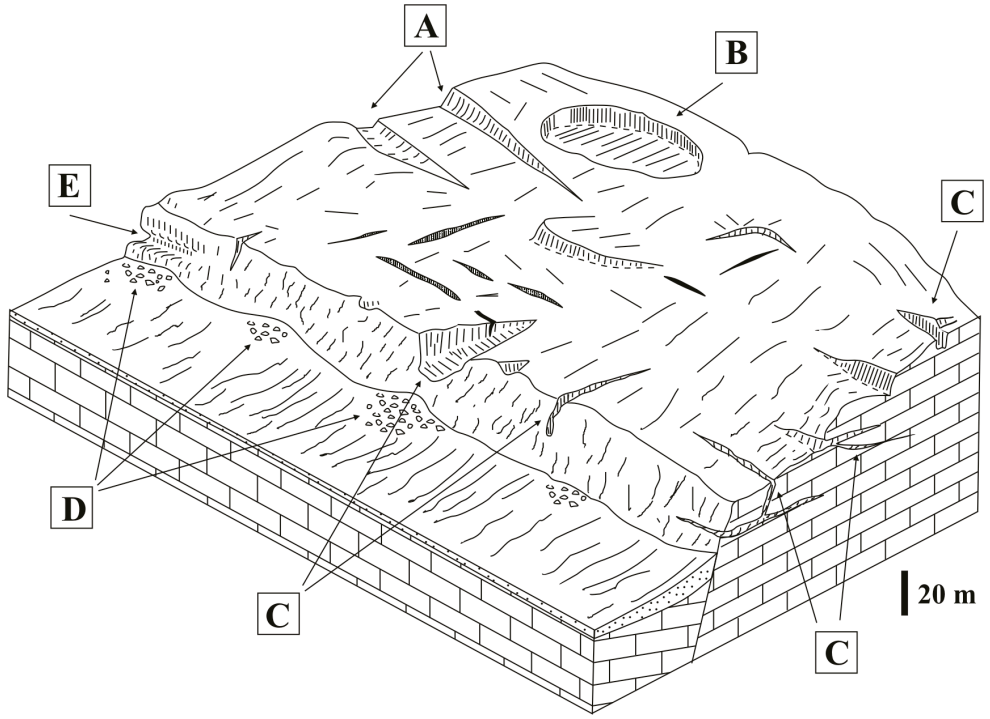


Figura 5.42.- Modelo simplificado de las morfologías paleokársticas. **A**. Superficie irregular del paleokarst del techo de la Fm. Camarena. **B**. Paleodolinas. **C**. Fracturas afectadas por disolución (dique neptúnico). **D**. Brechas kársticas. **E**. Paleofalla karstificada con relleno de calizas nodulosas (Fm. Ammonítico Rosso Superior). Escala aproximada. Modificado de Molina *et al*. (1999).

El análisis de las orientaciones de los diques asociados a fisuras en la Sierra de Cabra, llevó a la conclusión de que éstos son el resultado de un régimen de desgarre, donde los esfuerzos máximos compresivo y extensivo tendrían una dirección N4,5ºO y N85,5ºE respectivamente (Vera *et al*., 1984).

En el área de Cabra, se han observado dos familias de fallas: por un lado aparecen paleofallas con una dirección que oscila entre N30ºE y N350ºE y un buzamiento medio de 70º. Dicho buzamiento se ha observado tanto hacia el E (p. e. área de Los Lanchares), como hacia el O (p. e. afloramiento del Cortijo de Albulaguilla). Por otro lado se ha medido un segundo sistema de fallas con dirección entre N70ºE y N100ºE y buzamiento similar a las anteriores, en este caso hacia el N y S, que aparecen desplazadas por las fallas de dirección aproximada N-S (p. e., Los Lanchares; Fig. 5.43).

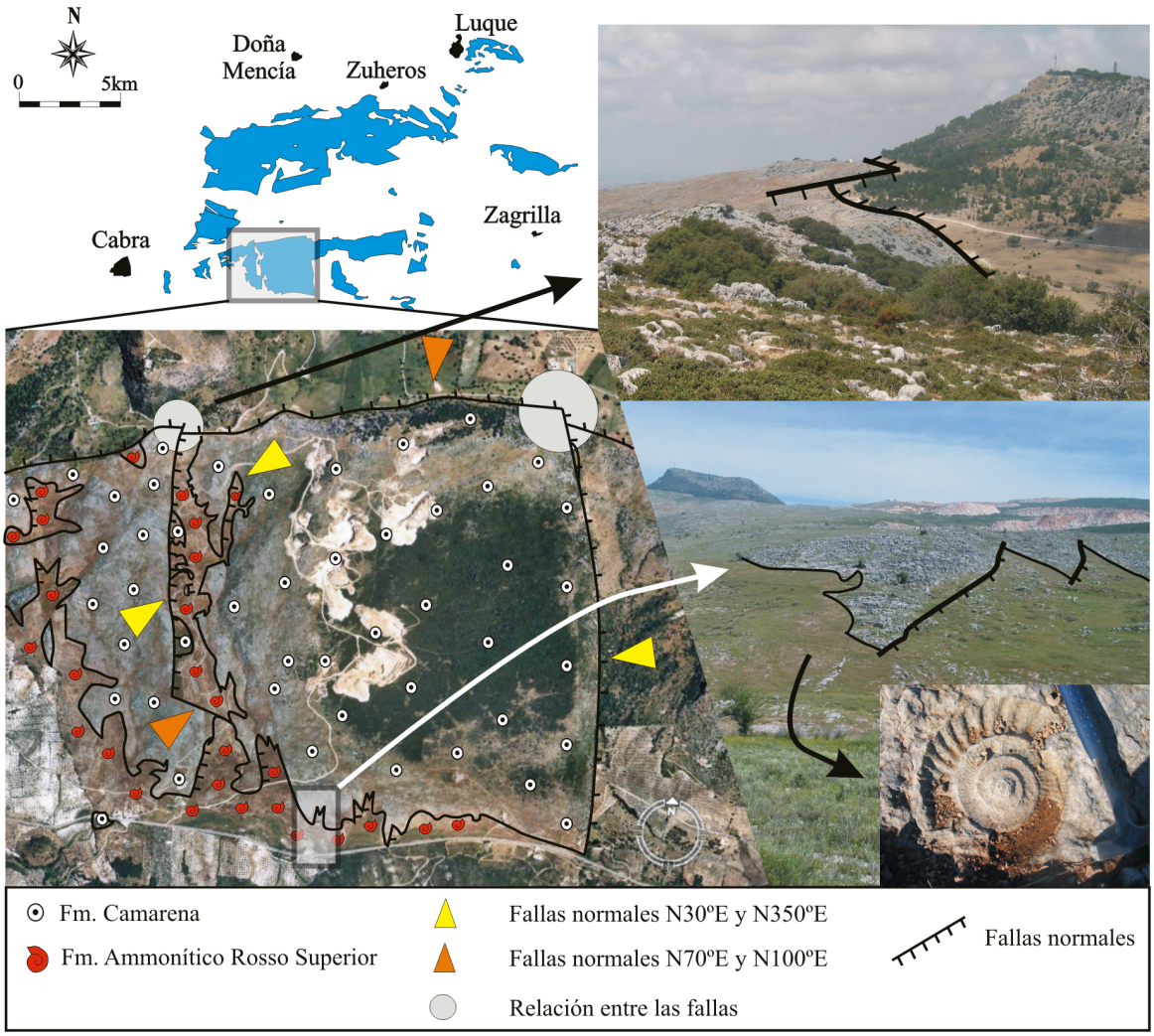


Figura 5.43.- Cartografía de la zona de Los Lanchares con la representación de las principales familias de fallas. La imagen a partir de la que se ha representado la cartografía se ha obtenido del Instituto de Cartografía de Andalucía © 2009.

En un afloramiento estudiado en Puente Genil (Fig. 5.44), se puede observar a escala de detalle la discontinuidad del techo de la Fm. Camarena. En este afloramiento se aprecia como el techo de la Formación presenta fallas normales de dirección E-O. Del mismo modo se pone de manifiesto a escala de detalle, la heterocronía de los materiales fosilizantes de la discontinuidad propuesta por Molina (1987), ya que se puede el relleno sintectónico de la facies *Ammonitico Rosso* sobre la Fm. Camarena (Fig. 5.44A). En concreto, se observa como los estratos de *Ammonitico Rosso* van rellenando el espacio de acomodación de las semifosas o *half-graben* generados por el basculamiento de los bloques diferenciados a través de fallas normales, por lo que el registro sedimentario es más completo en las zonas deprimidas que en las elevadas (Fig. 5.44B). El dispositivo de relleno de las semifosas se ajusta al de los solapamientos expansivos u *onlap* (Fig. 5.44B). Como se aprecia en esta figura, las semifosas o *half-graben* citados presentan un tamaño con una longitud perpendicular a la falla que los genera que generalmente es inferior a 20 m. En las canteras que hay junto a este afloramiento, se puede ver un ejemplo espectacular de dique neptúnico (30 m de longitud por 1,6 m de ancho) que afecta al techo de la Formación (Fig. 5.44C). Además de este tipo de diques, en estos afloramientos se descubrieron pequeños diques relacionados con fracturas sinsedimentarias en el seno de la facies de calizas oolíticas. Estos diques, como ya se describió en el apartado 5.3.2.I, aparecen rellenos de ooides, o de micrita, crinoides y distintas generaciones de cemento esparítico (Lámina 5.4F y G).

La diferenciación y basculamiento de bloques descrita en el afloramiento de Puente Genil, también se ha observado en sectores de la Sierra de Cabra (p. e. afloramientos de Los Lanchares y el Cortijo Albulaguilla). Con el fin de determinar el basculamiento que han sufrido estos bloques, además de la observación directa del afloramiento de Puente Genil, se llevó a cabo un análisis sistemático de los rellenos geopetales observados en los estratos de facies *Ammonitico Rosso* suprayacentes al techo de la Fm.

LÁMINA 5.11: Techo de la Fm. Camarena.

Foto A.- **Ejemplo de relieve paleokárstico con "bolsada" de calizas nodulosas de facies *Ammonitico Rosso* en el techo de la Fm. Camarena (Barranco de Navahermosa).**

Foto B.- **Paleodolina rellena de margas y calizas margosas cretácicas. Paleodolinas que pueden alcanzar los 130 m de profundidad.**

Fotos C-G.- ***Hardground*.**

C y D.- Costras estromatolíticas de óxidos de hierro y manganeso.
E.- Macrooncoides de óxidos de hierro y manganeso.
F.- Lámina delgada de las costras de óxidos de hierro y manganeso.
G.- Textura arborescente formada a partir de serpúlidos.

Foto H.- **Brechas sinsedimentarias del afloramiento de la Loma de las Piedras.**


Fm. A.R.S.
Fm. Camarena
Fm. A.R.S.
Fm. Camarena
Techo Fm. Camarena
Bolsada
A
Margas cretácicas
Fm. Camarena
Margas cretácicas
Techo Fm. Camarena
Paleodolina
B
C
D
E
2 mm
F
2 mm
G
5 m
H

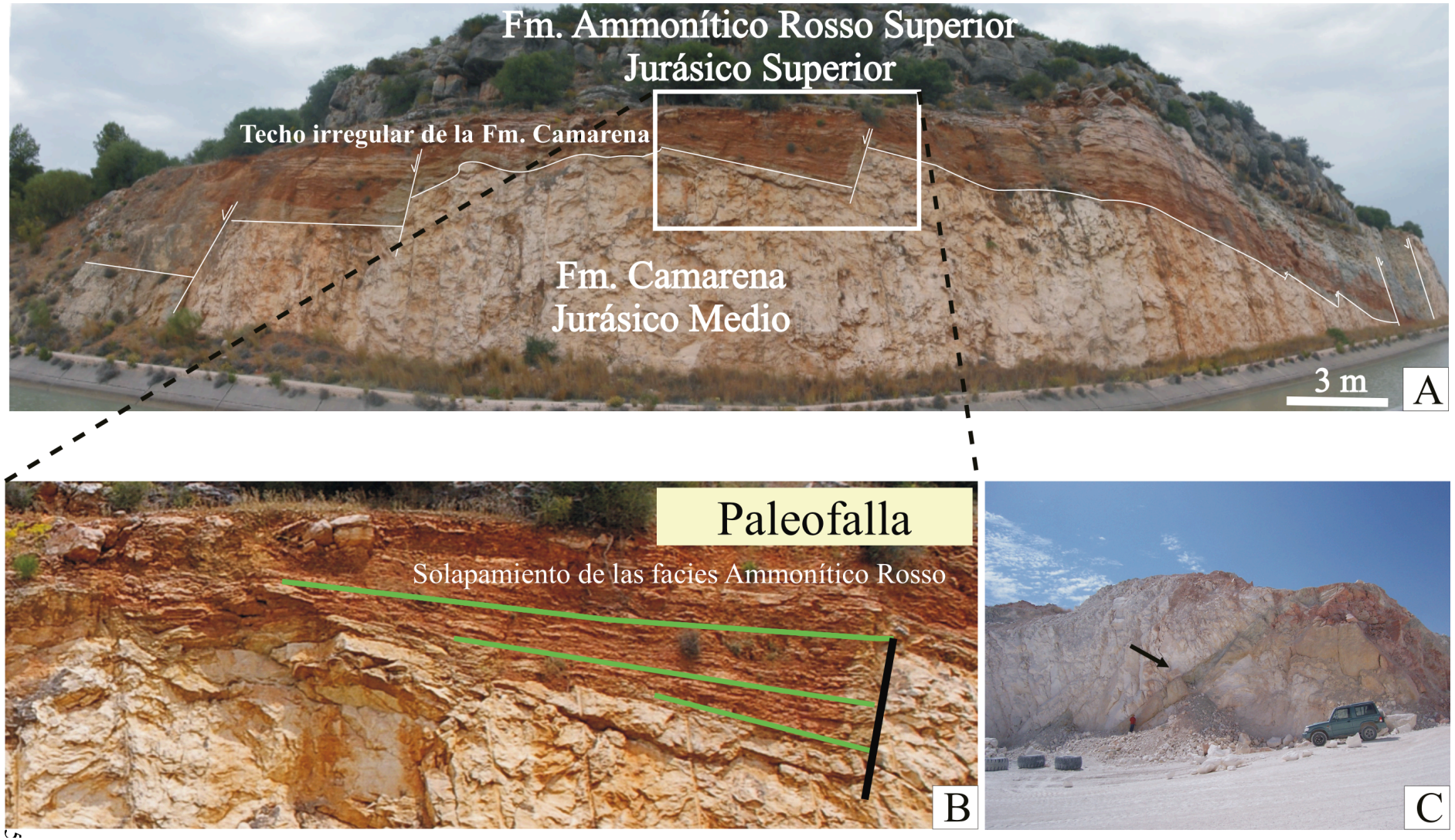


Figura 5.44-. Afloramiento del techo de la Fm. Camarena en Puente Genil. **A**. Paleofallas que afectaron al techo de la Formación. **B**. Detalle del relleno sintectónico de una de las semifosas creadas a partir de las fallas. **C**. Ejemplo de dique neptúnico que afecta al techo de la Formación.

Camarena. Estas cavidades inicialmente se rellenaron parcialmente con micrita, para después ser ocluidas con cemento esparítico. Como la superficie que separa la micrita de la esparita indica la posición horizontal en el momento en el que concluyó el depósito de la micrita, el ángulo entre esta superficie y el de la estratificación de las calizas oolíticas infrayacentes, revela el basculamiento que ha sufrido el estrato de facies *Ammonitico Rosso* donde aparece el relleno geopetal (Fig. 5.44A). Así, con la medida de estas dos superficies, se puede obtener el ángulo mínimo de basculamiento de los bloques.

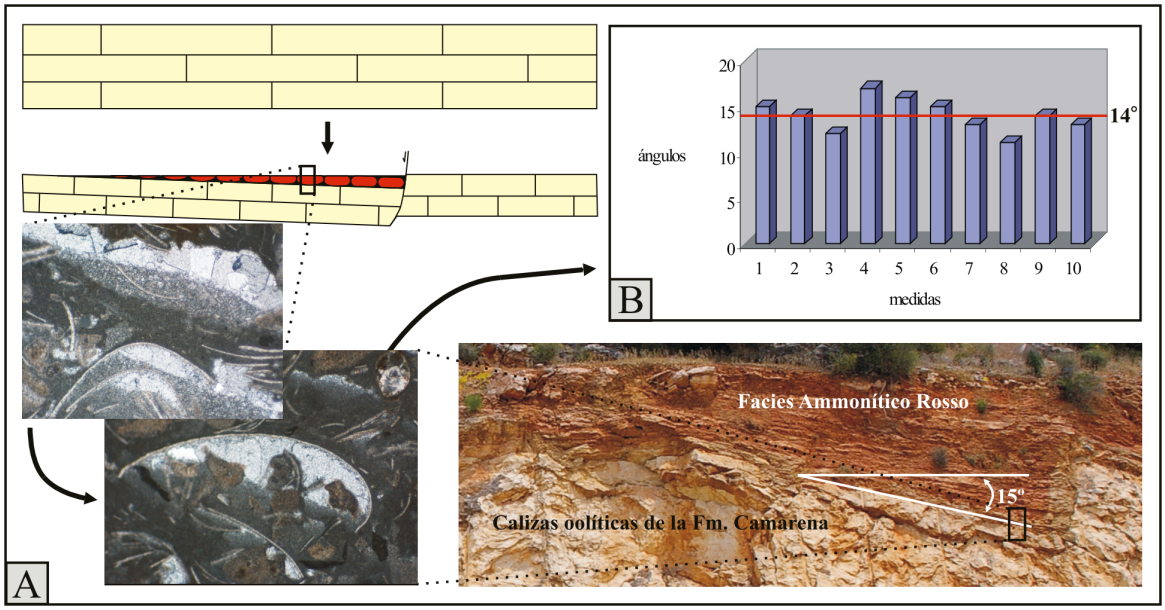


Figura 5.45.- Estudio del basculamiento de los bloques diferenciados a partir de la observación directa en el campo y el análisis de los rellenos geopetales de los primeros estratos de la facies *Ammonitico Rosso* suprayacentes. **A**- Esquema de comparación entre las medidas obtenidas a partir del estudio de rellenos geopetales y las medidas observadas directamente en los afloramientos. **B**- Media obtenida a partir del análisis de los rellenos geopetales.

De las 10 medidas tomadas se ha obtenido un valor medio de inclinación de 14º (Fig. 5.45A y B), valor similar a la media de valores medidos directamente sobre el afloramiento de Puente Genil (15º de inclinación; Fig. 5.45A).

5.3.2.IV.- PALEOCORRIENTES.

En los afloramientos de la Fm. Camarena al S de Córdoba, sólo se han observado como indicadores de paleocorrientes estratificaciones y laminaciones cruzadas. Las paleocorrientes se han analizado tomando 10 medidas de planos de estratificación normal y otras 10 de estratificación o laminación cruzada según el caso en cada una de las estaciones de medida. Siguiendo la misma metodología que en los sectores previamente descritos, se han definido los principales sentidos de movimiento de las paleocorrientes que afectaron al depósito de la Fm. Camarena en la Sierra de Cabra (Fig. 5.46). En la Sierra de Cabra, hacia la zona media-superior de la Formación, predominan las paleocorrientes unidireccionales hacia el N (N330ºE-N40ºE), aunque en menor medida, también se han observado paleocorrientes hacia el S (N137ºE-N150ºE). Entre las medidas que indican paleocorrientes hacia el N, aparecen las laminaciones cruzadas observadas en las canteras de los Lanchares, mientras que hacia el SE aparecen p. e., las estratificaciones cruzadas observadas en dichas canteras. En cambio, hacia la zona alta de la Formación, las laminaciones cruzadas en *herring-bone* observadas en las encrinitas, indican paleocorrientes en sentidos opuestos en la dirección N82ºE.

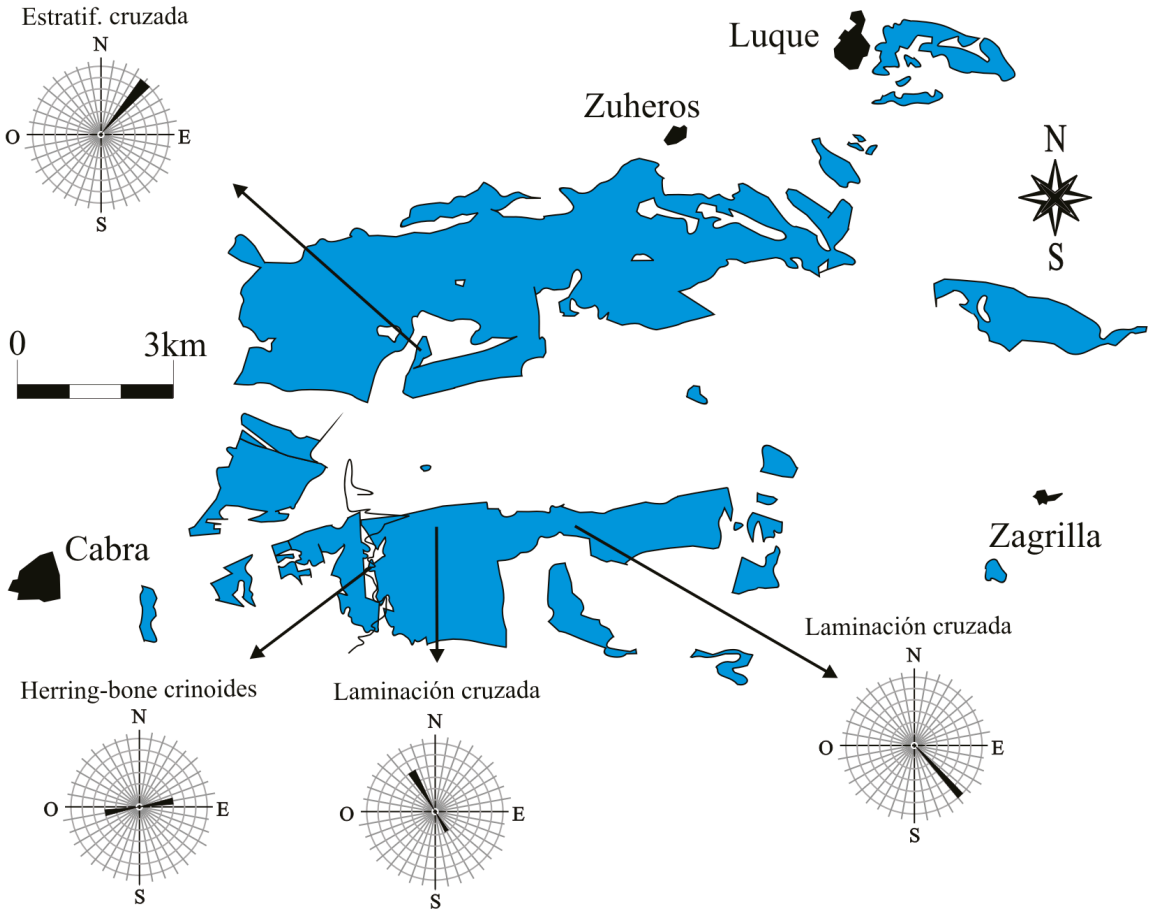


Figura 5.46.- Paleocorrientes medidas a partir de laminaciones y estratificaciones cruzadas en la Fm. Camarena del S de Córdoba. En cada una de las estaciones se han tomado 10 medidas de la estratificación normal y 10 de las laminaciones o estratificaciones cruzadas.

Al igual que se planteó en el apartado correspondiente a los afloramientos de la Formación en el S de Jaén, estas paleocorrientes había que restituirlas a su posición original a partir de datos paleomagnéticos. En este caso, Osete *et al*. (2004), en materiales de edad Bajociense-Bathoniense del Subbético Externo junto a Carcabuey midieron una rotación de los materiales de 74º ± 13º en sentido horario, por lo que para restituir las paleocorrientes medidas a su posición original, se tendría que llevar a cabo un giro de las paleocorrientes de la misma magnitud pero en sentido anti-horario. En la Sierra de Cabra, al restituir las paleocorrientes a su sentido original, las paleocorrientes unidireccionales que predominan hacia la parte media-superior de la Formación indicarían un sentido hacia N256ºE y N326ºE, con algunas paleocorrientes observadas hacia N63ºE-N76ºE. Del mismo modo, las laminaciones cruzadas en *herring-bone* indicarían

paleocorrientes en sentidos opuestos en la dirección N8ºE. Desde el punto de vista paleogeográfico (Fig. 5.47), las paleocorrientes unidireccionales predominantes medidas, indican una dirección hacia el O y NO, (flechas azules en la Fig. 5.47), mientras que las palecorrientes subordinadas indican un sentido hacia el ENE (flecha roja en la Fig. 5.47). En el caso de las paleocorrientes indicadas por la laminación *herring-bone* de las crinoiditas del techo de la Formación indican una dirección de flujo con una dirección que sería la bisectriz del ángulo que forman las dos corrientes unidireccionales previamente descritas (flecha verde en la Fig. 5.47).

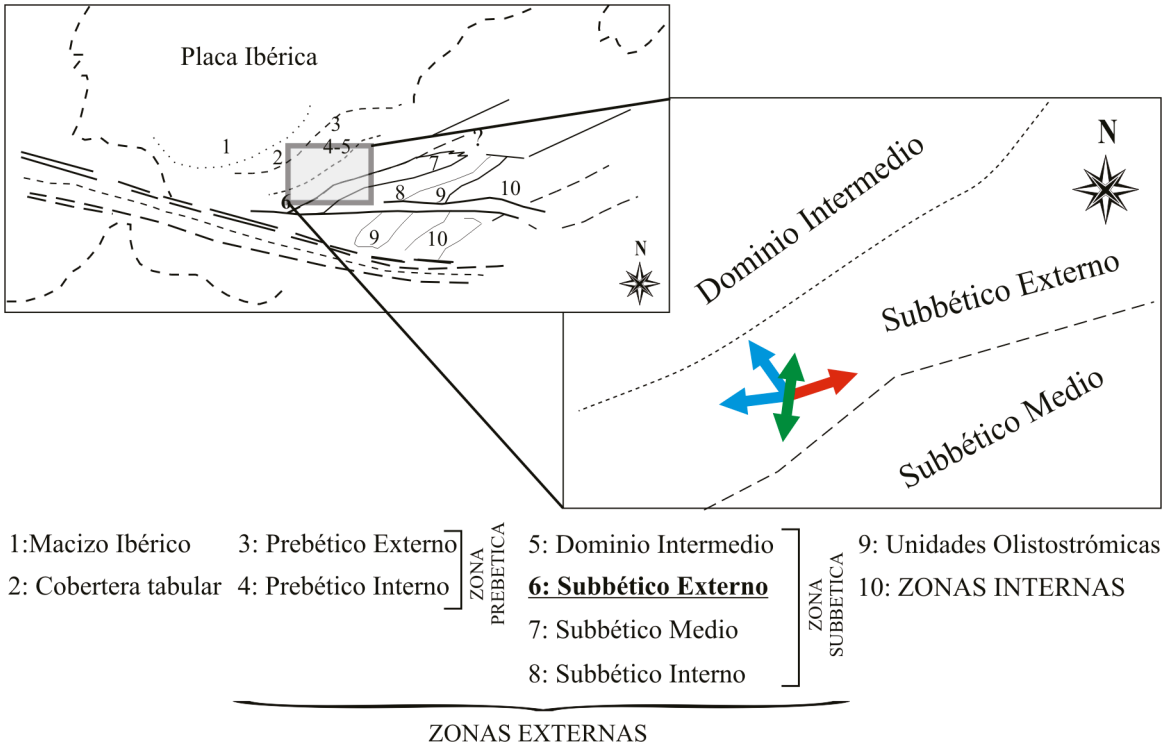


Figura 5.47.- Reconstrucción paleogeográfica del Paleomargen Continental Sudibérico para el Jurásico Medio. Las flechas de color azul indican las paleocorrientes que predominan hacia la parte media-superior de la Formación. La flecha de color rojo indica la media de las paleocorrientes subordinadas de la parte media-superior de la Formación. La flecha de color verde indica las paleocorrientes que dieron lugar a las laminaciones *herring-bone* de la parte superior de la Formación. Estas paleocorrientes son las obtenidas una vez sometidas a un giro antihorario de 74º. Giro fundamentado en el dato paleomagnético más cercano a los afloramientos estudiados Osete *et al*. (2004).

5.3.2.V.- INTERPRETACIÓN DE FACIES.

F-I.- Facies de calizas oolíticas.

Los tipos de granos que se han descrito junto con las distintas estructuras que han aparecido asociadas a esta facies, hacen que se interprete como depósitos submareales someros de alta energía. El predominio que presentan las paleocorrientes hacia el ONO en la zona media-alta de la Formación en esta facies, indicaría el desplazamiento del sedimento por las corrientes hacia este sentido. La secuencia descrita en el apartado 5.3.2.I, indica una disminución progresiva de la energía de la corriente que provoca la sedimentación desde el "*lag*" basal hasta las laminaciones cruzadas que se observan a techo. Además, la presencia de las superficies erosivas que describen la estratificación cruzada de gran escala, junto con el hecho de que dichas superficies buzan hacia el ENE paleogeográfico, mientras que las laminaciones cruzadas buzan hacia el ONO, sugieren que las superficies erosivas reflejan la erosión del lecho marino asociada a las corrientes de retroceso de tormentas (*surge ebb currents*); la secuencia suprayacente formada por el "*lag*" basal, el nivel oolítico masivo con gradación positiva y la laminación paralela representaría los sedimentos redepositados asociados a la progresiva disminución de energía de la corriente de retroceso (capa de tormentas); mientras que las laminaciones en artesa que buzan hacia el ONO, representan la restauración de la sedimentación post-tormenta con la migración de *sandwaves* hacia el sentido previamente indicado. Las laminaciones cruzadas en artesa o *though cross-lamination* que presenta la estructura interna de estos *sandwaves*, indicaría que se tratan de cuerpos arenosos con crestas linguoides o lunadas. Como ya se indicaba en el apartado descriptivo de esta facies, la secuencia vertical previamente descrita normalmente aparece incompleta por la base o el techo, lo que reflejaría la variación de la intensidad y la frecuencia de dichas tormentas o simplemente el lugar de sedimentación dentro del medio sedimentario.

Las pequeñas depresiones de hasta 7 cm de profundidad por 5 de anchura máxima observadas, no solo en las superficies de reactivación sino también en las propias laminaciones cruzadas, se interpretan como ichnofacies de reposo (*Cubichnia*). La presencia de bioturbación indica que la interrupción en el movimiento de los sedimentos duró lo suficiente como para que las comunidades orgánicas se asentaran sobre los lechos arenosos (Halley y Evans, 1983). Por lo tanto, la migración de los *sandwaves*, que localmente rellenan surcos formados por la erosión previa, se dio de forma intermitente, lo que descartaría la interpretación de estas estructuras como capas de *backsets* que rellenan superficies erosivas y que se forman a partir de saltos hidráulicos (Nemec, 1990; Massari y Parea, 1990; Massari, 1996; Pomar *et al*., 2002).

En el sector de Los Lanchares, los *sandwaves* que migraron hacia el ONO paleogeográfico sugieren una corriente unidireccional en condiciones de buen tiempo, aunque no se puede descartar su formación a partir de corrientes bidireccionales mareales donde predomine una de las corrientes. De hecho, en ambientes mareales modernos, este predominio de una de las corrientes se debe a que el transporte de sedimento presenta direcciones preferentes debidas por ejemplo a mareas fuertemente asimétricas o a una efectividad de transporte más localizada, por ejemplo canales de flujo y reflujo (Johnson y Baldwin, 1986). La migración de estos *sandwaves* se vería truncada por la acción de las corrientes de retroceso de las tormentas, que redepositarían el sedimento en sentido opuesto formando así las superficies erosivas y las capas de tormentas suprayacentes. Estas tormentas justificarían las superficies erosivas sobre las que aparecen clastos imbricados y los *spillober lobes* descritos por Molina (1987), en las canteras a las que no ha sido posible acceder en este trabajo. Esta interpretación implica que las corrientes de tormentas jugaron un papel importante en el desarrollo de estos bancos oolíticos. Interpretación que está en consonancia con la aportada por Hine (1977) para medios sedimentarios similares como los bancos oolíticos de Lyli Bank (Bahamas).

El protagonismo de las tormentas en la dinámica de bancos oolíticos ha sido puesta en duda recientemente (p. e., Rankey *et al*., 2006). La razón principal de esta discrepancia es el hecho de que los efectos de tormentas y huracanes en bancos oolíticos actuales es insignificante o bien son eliminados en pocos años (p. e., Major *et al.,* 1996). Este hecho hizo que estos autores concluyeran que, aunque no pueden excluir totalmente la acción de las tormentas, la acción diaria de las mareas sería el factor más influyente en la dinámica de estos bancos oolíticos. En el caso que nos ocupa, las superficies erosivas, las capas de tormentas, los grandes clastos de corales y de calizas oolíticas, y las geometrías canalizadas, son más que pruebas evidentes de que la acción de las tormentas influyó en la formación del registro sedimentario estudiado.

Por otro lado, los pequeños diques ligados a fracturas rellenos de sedimento oolítico que aparecen de forma esporádica en este tipo de facies, son el reflejo de la cementación temprana que puede sufrir este tipo de sedimento (Shinn, 1969; Dravis 1979).

La presencia local de ooides correspondientes al tipo 4 de Strasser (1986), indicaría que éstos se formaron en ambientes algo menos energéticos que los descritos sobre estas líneas.

F-II.- Facies de calizas oncolíticas.

Los oncoides micríticos se pueden formar por aglutinamiento de sedimento de grano fino en la superficie del oncoide por microorganismos y/o precipitación de carbonato inducida por los propios microorganismos (Flügel, 2004; Védrine *et al*., 2007). En el caso de los oncoides espongiostromados, la laminación que se observa es el resultado del aglutinamiento de sedimento de grano fino en la superficie del oncoide, junto con la calcitización de los filamentos microbiales o algales (Flügel, 2004). La presencia de este tipo de oncoides con los de foraminíferos encostrados y de tipo compuesto, se suelen presentar en bajíos de alta

energía en la franja que separa el ambiente de plataforma marina abierta del lagoon (p. e., Flügel, 2004; Colombié y Strasser, 2005). La textura *grainstone-rudstone* de la roca en la que aparecen los oncoides y el tipo de granos que los acompañan, corroboran esta interpretación. Sin embargo, también se puede interpretar la presencia de estos oncoides como propia de un ambiente más restringido de tipo *lagoon*, de acuerdo con la textura *packstone* y los pequeños peloides que acompañan a los oncoides.

F-III.- Facies de corales.

Entre los distintos controles abióticos que intervienen en el desarrollo de un biohermo de coral, los más importantes son: nivel de energía hidrodinámico, intensidad de la luz, dinámica sedimentaria, temperatura, disponibilidad de un sustrato adecuado, oxigenación, nivel de salinidad y de nutrientes (Moore, 1956; Fagerstrom, 1987). Así, los corales se suelen desarrollar en ambientes donde la circulación del agua sea suficiente para asegurar los aportes de nutrientes y oxígeno, dentro de la zona fótica a profundidades que generalmente son menores de 50 m, en aguas con una temperatura óptima de 25 a 29ºC y salinidades de 36‰, y sobre sustratos firmes como lechos rocosos u otros corales entre otros. Del mismo modo, tanto las algas (*Cayeuxia* y *Thaumatoporella*), como los foraminíferos encontrados asociados a los corales (*Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina oolithica*, *Trocholina alpina*, *Trocholina conica*, *Bigenerina* sp., *Reophax* sp., *Lobalina occula*, *Ammobaculites* sp., *Lucasella cayeuxi* y *Rectocyclammina* sp.), las microescrustaciones y las calizas micríticas con textura fenestral, son típicas de ambientes someros (Reolid *et al*., 2009). Por lo tanto, la facies de calizas de corales descritas en la Sierra de Puente Genil, es una prueba indiscutible de su origen marino somero, como ya pusieron de manifiesto otros autores (Ruiz-Ortiz *et al*., 1985; Molina, 1987).

Los corales no son comunes en el área estudiada, de modo que colonizaron sólo las plataformas cuando las condiciones para ello fueron favorables. Estas condiciones se debieron dar en áreas reducidas y durante intervalos

de tiempo muy cortos, ya que los corales estudiados aparecen entre bancos oolíticos, que son sedimentos que no favorecen la instalación y crecimiento de las formas coralinas. De acuerdo con Insalaco (1999) y Lathuilière *et al*. (2005), la inestabilidad del sedimento oolítico es disuasiva para el establecimiento de corales cuando la hidrodinámica es alta. El desarrollo inicial del crecimiento de los corales debió estar gobernado por pausas en la génesis y estabilización del sedimento oolítico, dato que aparece corroborado por la presencia de los niveles de caliza micrítica fenestral. La frecuente reactivación de las formas de fondo refleja el pequeño tamaño de los parches coralinos. El crecimiento de *Stylina* estaría favorecido en un ambiente de *lagoon* (Lathuilière *et al*., 2005), como sugiere la facies de calizas oncolíticas. La fauna coralina rápidamente colonizaba las arenas consolidadas.

La fauna coralina consiste en formas faceloides (*Stylosmilia*, *Apocladophyllia*), formas dendroides (*Dendraraea*) y formas masivas (*Clausastrea*, *Stylina*, *Thamnoseris*). La intensa fragmentación con la que se presentan los corales *Stylosmilia* indica retrabajamiento, ya que las formas faceloides no pueden sobrevivir en ambientes muy energéticos (Insalaco, 1996a). Este aspecto sería congruente con las condiciones temporales de *lagoon*. De acuerdo con Dupraz y Strasser (2002), las formas de crecimiento faceloides se pueden interpretar como una adaptación a sustratos no consolidados y alta tasa de sedimentación en ambientes tranquilos. Sin embargo, las condiciones favorables para el desarrollo de las bioconstrucciones coralinas fueron, presumiblemente, una reducida tasa de sedimentación y estabilización del sustrato (Helm y Schülke, 2006). Estudios realizados en afloramientos del Cretácico Superior han propuesto que el pequeño tamaño de los cálices indica una mayor resistencia al aporte de sedimento (Sanders y Baron-Szabo, 2005), hecho que se ha confirmado para las formas del Cretácico inferior (Löser y Minor, 2007). Esto no excluye que las formas con pequeños cálices observadas, puedan aparecer también en ambientes sin aportes de sedimentos o que las formas faceloides aparezcan sobre sustratos duros con una reducida tasa de sedimentación.

En contra a la preferencia de los corales faceloides por las aguas relativamente tranquilas, el registro de formas de crecimiento masivas (*head-shaped growth forms*), es frecuente en aguas someras turbulentas con baja tasa de sedimentación (Bertling, 1993). La abundancia de este tipo de corales sugiere que el lodo carbonatado estaría en suspensión más que sedimentándose de forma continua sobre la superficie de los corales (Schmid *et al.,* 2001).

Las colonias dendroides, que son muy escasas en los biostromas estudiados (*Dendraraea*), se han interpretado típicamente como los menos resistentes a la destrucción mecánica (Brett, 1990; Insalaco *et al*., 1997; Helm y Schülke, 2006), por lo que son buenos indicadores de la intensidad de la turbulencia del agua.

La comunidad formada por los corales *Stylina*, *Apocladophyllia* y *Stylosmilia* y la asociación *Lithocodium-Bacinella* representan una comunidad foto-dependiente (Schmid, 1996), mientras que los serpúlidos fueron sólo heterótrofos bien adaptados a estos ambientes. Este tipo de comunidades dominada por fauna fototrófica, se desarrolla en ambientes con ausencia de aportes siliciclásticos y aguas pobres en nutrientes (oligotrófica) (Dupraz y Strasser, 2002; Olivier *et al*., 2004, 2007). En cuanto a la micrita peloidal que aparece asociada a estos corales, ha sido interpretada por algunos autores como precipitados químicos (p. e., Macintyre, 1985; Aissaoui, 1988), mientras que la mayor parte de los autores la consideran producto de la actividad microbiana (p. e., Leinfelder *et al*., 1993; Insalaco, 1996b; entre otros).

Los oolitos que aparecen en esta facies son interpretados como un sistema de bancos interdigitados con los corales formados a profundidades similares, como los que se describen en el Oxfordiense del Jura Francés (Lathuillière *et al*., 2005; Reolid *et al*., 2007b), en el Oxfordiense de la cuenca Saxony (Betzler *et al*., 2007) y en el Kimmeridgiense del NE de España (Aurell y Badenas, 2004). Esta proximidad de facies oolíticas y

coralinas no es común en los mares actuales porque los ooides se desarrollan preferentemente en áreas con una baja producción esqueletal. La Trucial Coast de Arabia (Golfo Pérsico) y el Gran Banco de Bahamas (Hine y Neumann, 1977; Tucker y Wright, 1990), serían ejemplos raros e interesantes de la actividad coetánea entre bancos oolíticos activos y crecimientos coralinos.

Los ooides constituyen el mayor componente de estas microfacies. Éstos se desarrollan principalmente en cuerpos arenosos inter-submareales condicionados por corrientes de alta energía (p. e. corrientes mareales) y profundidades escasas que no suelen superar los 10 m. Una lenta subida del nivel del mar junto con la subsidencia suelen mantener relativamente estables las condiciones sedimentarias. Un brusco levantamiento o una caída sobre o bajo la profundidad óptima de la factoría oolítica (2-6 m) implicarían el final de la producción oolítica. En este caso, la presencia de micrita fenestral bajo los corales indicaría que el cese en la producción oolítica vendría influenciado por una caída del nivel del mar (Fig. 5.48). Así mismo, el paso continuo de agua a través de los poros de la arena oolítica pudo favorecer la cementación de ésta dando lugar a *hardgrounds* y *firmgrounds* en las zonas donde la tasa de sedimentación fuera baja. Este hecho favorecería la instalación de los corales. Posteriormente, la presencia de corales retrabajados, ooides energéticos (Strasser, 1986), niveles gradados de oncoides interpretados como sedimento retrabajado y redepositado (Betzler *et al*., 2007) y estratificaciones cruzadas (Molina, 1987), indicarían el restablecimiento de las condiciones energéticas, que provocarían que los corales fueran enterrados por la migración de los bancos oolíticos y por capas de tormentas. Este proceso se repitió varias veces como aparece reflejado en la figura 5.48.

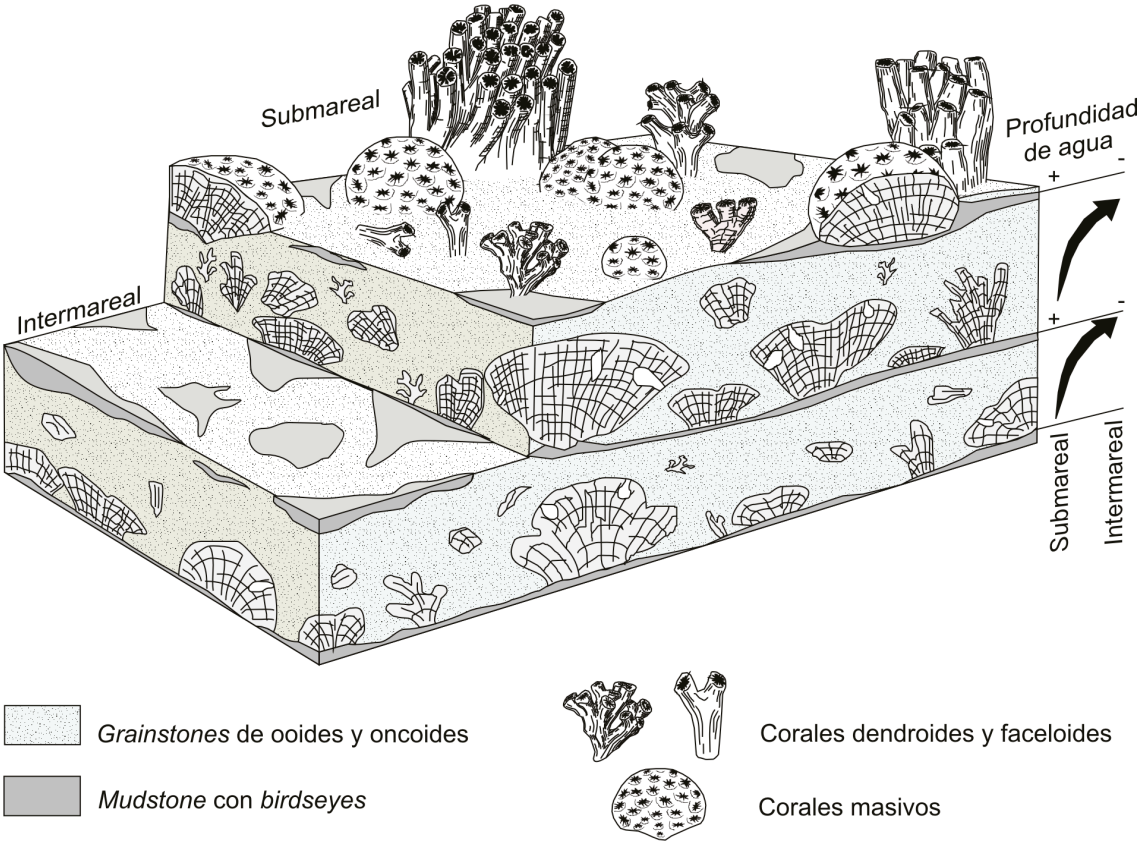


Figura 5.48.- Representación de la distribución y génesis de los biostromas de corales y las facies relacionadas de acuerdo a las variaciones relativas del nivel del mar, desde ambientes menos energéticos intermareales a ambientes submareales más energéticos (Reolid *et al*., 2009).

F-IV.- Facies de calizas de crinoides.

El tipo de grano, las texturas y las laminaciones cruzadas en *herring-bone*, hacen que esta facies se interpreten como bancos de crinoides afectados por corrientes mareales como ya hiciera Molina (1987). La estructura interna que presentan algunos estratos, donde aparece un muro masivo seguido de laminación paralela debida a la alternancia de láminas con mayor y menor contenido de crinoides, y hacia techo, de nuevo, un nivel masivo con menor tamaño de grano, se han interpretado como capas de tormentas de acuerdo con los modelos al uso (p. e., Molina *et al.,* 1997). La muerte y desarticulación de los crinoides por corrientes de tormentas ha sido ampliamente descrita en bibliografía (Brett y Seilacher, 1991; Ausich *et al.,* 1999; Jach, 2005; Wetzel y Meyer, 2006). Por lo que probablemente las tormentas que afectaban a la plataforma, al destruir las praderas de crinoides, aportaban sedimento bioclástico que era posteriormente removilizado por las corrientes mareales.

El cambio radical de orientación de las paleocorrientes que afectaron a las crinoiditas, indicado por la laminación *herring-bone* con orientación paleogeográfica NNE-SSO, con respecto a las paleocorrientes previas medidas en la facies de calizas oolíticas infrayacentes, probablemente estuvo influenciado por el proceso de fracturación de la plataforma y el basculamiento de los bloques diferenciados. La formación de diques rellenos de crinoides hacia el techo de la Formación y la tectónica descrita asociada al techo de la misma sustentan esta interpretación.

La presencia de esta facies hacia el techo de la Formación, indica que se produjo una transición desde un ambiente óptimo para la formación de corales, ooides y peloides, a un ambiente donde dominan los sedimentos bioclásticos, en este caso los crinoides. Al igual que se describió para las calizas de filamentos del techo de la Fm. Jabalcuz, la subsidencia tectónica y un cambio en las condiciones tróficas podrían haber producido un deterioro ambiental que permitiría la crisis de producción de carbonato (Navarro *et al*., 2009). Este aspecto será tratado con mayor detalle en el apartado de discusión de este capítulo.

F-V.- Facies de calizas de crinoides y bivalvos.

Las capas de conchas monoespecíficas, con las valvas rotas y desarticuladas sin que muestren signos de abrasión o bioerosión, indican breves periodos de transporte y depósito que se suelen interpretar asociados a flujos de tormentas (Fürsich y Oschmann, 1993). En el caso de las subfacies de *floatstone-rudstone* de bivalvos, los rasgos previamente expuestos junto con la ausencia de organismos encostrantes, indicaría que las conchas fueron retrabajadas por corrientes de tormentas de corta duración (Fürsich y Oschmann, 1993; Fürsich y Pandley 1999, 2003; Titschack *et al.,* 2005). La asociación de esta subfacies con la de *floatstone-rudstone* de crinoides y la presencia de organismos pelágicos como foraminíferos planctónicos y ammonites, indicaría que esta facies fue redepositada hacia zonas más profundas. Los óxidos de Mn obtenidos a partir del análisis con microsonda

electrónica, explicarían la coloración marrón-rojiza que caracteriza a esta facies. Estos óxidos se suelen formar asociados a fases de omisión, sin depósito o con tasa de sedimentación muy baja (Taylor y Wilson, 2003; Jiménez-Millán y Nieto, 2008; entre otros). Todos estos datos sugieren que en un ambiente de depósito relativamente profundo, donde la tasa de sedimentación era generalmente escasa, llegaban de forma esporádica sedimentos redepositados desde zonas más someras por corrientes posiblemente asociadas a tormentas. Las condiciones ambientales de la zona de depósito, favorecerían la precipitación de óxidos de Mn dándole el color marrón-negro a esta facies. Calizas de crinoides similares redepositadas desde zonas más someras aparecen ampliamente descritas en bibliografía (Vörös, 1991; Koša, 1998; Di Stefano *et al*., 2002; Jach, 2005, 2007; Basilone, 2009).

La relación lateral de facies de calizas de crinoides y bivalvos ha sido observada p. e. en el Jurásico Medio de los Cárpatos (Tyszka, 1994), en el Jurásico Inferior de las Béticas (Rivas *et al.,* 1997) o en el Jurásico Medio de Sicilia (Basilone, 2009). En todos estos casos, las concentraciones de bivalvos aparecen en zonas relativamente más profundas que las calizas de crinoides interpretadas en algunos casos como bajíos someros (p. e. Dabrio y Polo, 1985). En el caso de la Fm. Camarena, se daría una distribución de facies similar con bajíos de crinoides mareales en las zonas más someras (facies de calizas de crinoides, F-IV) y concentraciones de bivalvos hacia zonas más profundas. Las corrientes de tormentas que, como ya se ha descrito previamente afectaban a los bancos de crinoides, arrastraban a éstos hacia zonas más profundas mezclándolos en su recorrido con los bivalvos. Un proceso similar fue el que produjo la concentración de filamentos en el techo de la Fm. Jabalcuz (Navarro *et al*., 2009). En este caso la ausencia de crinoides indicaría una mayor subsidencia de los bloques formados tras la fracturación.

F-VI.- Facies de calizas micríticas.

Los rasgos que caracterizan este tipo de facies como son la textura fenestral en la caliza micrítica, el predominio de pellets, la presencia de ooides típicos de ambientes poco energéticos como los de tipo 4 de Strasser (1986) y cianobacterias calcificadas, hacen que esta facies se interprete como fangos micríticos depositados en un ambiente de llanuras de mareas. La interpretación de esta facies coincide con la dada por Molina *et al*. (1984) y Molina (1987).

F-VII.- Facies de brechas.

En las brechas estudiadas al O de la Fuente del Espino, a niveles con clastos oolíticos y matriz oolítica se les superponen otros con clastos oolíticos y matriz típica de facie *Ammonitico Rosso.* La heterometría y angulosidad de los cantos, sin ninguna organización interna, se interpreta como debida a la acumulación de rocas al pie de pequeños escarpes de falla inestables, por lo que se trataría de brechas de tipo *rockfalls*. La sucesión de brechas descrita indica que la actividad de la falla o conjunto de fallas se extendió durante el cambio de sedimentación de la facies de calizas oolíticas a la de tipo *Ammonitico Rosso*, cambio que, probablemente, vino inducido por la fracturación.

En el caso de las brechas descritas en las canteras de Los Lanchares, los cantos angulosos y heterométricos de facies de ooides, oncoides y corales, la matriz formada a partir de granos de esta misma facies, el hecho de que aparezcan en canales erosivos (Molina, 1997) y la cercanía de los *sandwaves* previamente descritos e interpretados, sugieren que estas brechas representan el relleno de canales de resaca o *rip channels* originados por corrientes de resaca o *rip currents*. Los clastos procederían de la cementación temprana descrita en la facies de calizas oolíticas. La presencia de ooides en la matriz de estas brechas indicaría la coexistencia de zonas cementadas y zonas no cementadas.

5.3.3.- Discusión.

5.3.3.I.- CORRELACIÓN DE LAS FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

La escasez de secciones donde esté representada la potencia total de la Formación y la intensa karstificación actual que afecta a la misma, ha dificultado la correlación de las distintas facies descritas. A pesar de esto, teniendo en cuenta las secciones levantadas y la distribución espacial de las mismas, las secciones estudiadas por Molina (1987), la relación vertical de facies que se pueden observar en ellas y las observaciones de campo realizadas en numerosos puntos, se han realizado tres mapas de facies que representan la distribución aproximada de las distintas facies que afloran en el sector de Cabra (Fig. 5.49). En la parte inferior de la Formación se ha observado como la facies de calizas de ooides y peloides, y la de calizas oolíticas (F-I), aparecen directamente sobre la facies *Ammonitico Rosso* de los últimos metros de la formación inferior en todos los afloramientos menos en la zona de La Lastra, donde aflora la facies de calizas de peloides y filamentos. En el sector medio-superior de la Formación la facies de calizas de ooides y peloides, y la de calizas oolíticas (F-I) dominan en todos los afloramientos, salvo en la zona occidental donde aflora profusamente la facies de calizas oncolíticas (F-II). En la zona superior de Los Lanchares, entre las facies F-I y F-II, se han observado corales redepositados de tipo *Stylosmilia* (F-III) e intraclastos redepositados de calizas micríticas (F-VI).

En cambio, hacia la parte alta de la Formación, la facies de calizas de crinoides (F-IV) dominan en los afloramientos situados hacia el SO, mientras que en el resto de afloramientos, con excepción del área de "Las Chorreras del Río Bailón" donde aflora la facies de calizas de crinoides y bivalvos (F-V), aparece la facies de calizas de ooides y peloides, así como la de calizas oolíticas (F-I). Esta distribución de facies indica que dependiendo de la zona se pueden observar distintas secuencias. Mientras que en gran parte de los afloramientos de la Sierra de Cabra se observa que la Fm.

Camarena está formada de muro a techo por facies de calizas oolíticas y facies de calizas de ooides y peloides, al ENE, en La Lastra, se ha observado una secuencia de somerización de facies de calizas de peloides y filamentos a facies de calizas de ooides y peloides. Del mismo modo, en el sector occidental se puede observar como la facies de calizas oolíticas aparece bajo la de calizas oncolíticas con intraclastos redepositados de calizas micríticas y definen también una secuencia somerizante. Estas secuencias de somerización están en la línea de las aportaciones dadas a conocer por autores previos (Molina *et al*., 1984, 1985; Ruiz-Ortiz *et al*., 1985), que como ya adelantamos al inicio del capítulo, definían toda la Formación en Cabra como una secuencia de somerización.

Después del depósito de las calizas pelágicas del techo de la Fm. Zegrí, una bajada relativa del nivel del mar hizo que se estableciera la plataforma. Este proceso fue relativamente brusco ya que entre las calizas de la formación inferior y las oolíticas de ambientes submareales, en general, no se han observado facies de transición como ocurre en el sector del S de Jaén.

Sólo en el sector de La Lastra, aparece una transición relativamente más progresiva debido a la presencia de la facies de calizas de peloides y filamentos. La distribución de facies en la parte baja de la Formación (Fig. 5.49), indica que, debido probablemente a la paleotopografía del área, la factoría oolítica se estableció en toda la plataforma a una profundidad inferior a los 10 m (Hine, 1977; Tucker y Wright, 1990; Gischler y Lomando, 2005), mientras que hacia el NE se depositaría la facies de calizas de peloides hemipelágicas. A continuación, el solapamiento de la facies de calizas oolíticas sobre las peloidales sugiere que la gran producción oolítica provocaría la progradación de la plataforma hacia el NE. Del mismo modo, la intensa acción de las corrientes mareales, junto con las tormentas, probablemente dieron lugar a la formación de *sandwaves* que delimitaron un ambiente más protegido o menos energético en general hacia el O representado por la facies de calizas oncolíticas (F-II), la de calizas de corales de tipo *Stylosmilia* (F-III) y las calizas micríticas (F-VI).

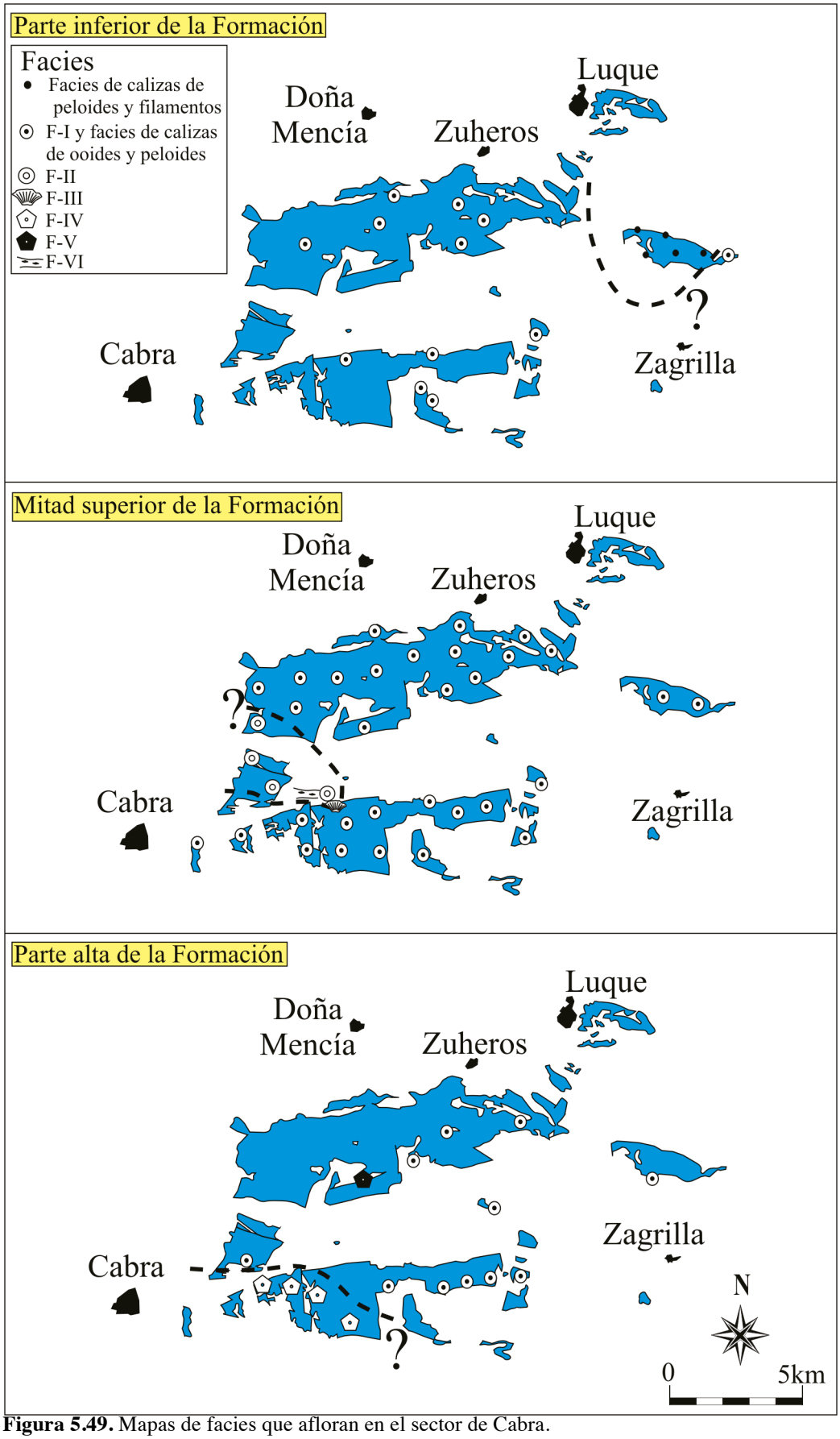


Figura 5.49. Mapas de facies que afloran en el sector de Cabra.

La presencia de intraclastos de las tres facies que definen el área más restringida (*lagoon*) en los *sandwaves*, posiblemente se debió al propio desplazamiento de los *sandwaves* hacia el *lagoon*, junto con la acción de las tormentas descritas. Finalmente, hacia la parte alta de la Formación las corrientes mareales y las de tormentas formaron la acumulación de la facies de calizas de crinoides (F-IV). Durante este periodo, la plataforma se empezó a fracturar, como demuestran los diques rellenos de crinoides descritos. Así se iniciaría una diferenciación de bloques, donde los bajíos de crinoides que se formaban en las zonas más someras intermareales eran retrabajados y redepositados hacia las zonas más profundas por las corrientes de tormentas. En su camino, erosionaban las acumulaciones de bivalvos que se formaban en zonas relativamente más profundas que los crinoides, dando lugar pendiente abajo, a la facies de calizas de crinoides y bivalvos (F-V).

La presencia de calizas de crinoides entre depósitos carbonatados someros, debajo, y pelágicos, encima, ha sido ampliamente descrita a lo largo del Dominio Occidental del Tethys (p. e. Jenkyns, 1971; Bernouilli y Jenkyns, 1974; Massetti y Bottoni, 1978; Uchman, 1994; Di Stefano *et al*., 2002; Basilone, L., 2009; entre otros). Estas calizas de crinoides, se han interpretado como depósitos someros (Jenkyns, 1971; Dabrio y Polo, 1985; Tang *et al*., 2000), como *sandwaves* formadas en las profundidades de la rampa externa (Neumeier, 1998), como capas de tormentas (Jach, 2005) o como depósitos por flujos de gravedad (Koša, 1998). En el sector de la Sierra de Cabra las calizas de crinoides descritas se sitúan en la parte más alta de la Fm. Camarena y sobre ellas se dispone las calizas pelágicas de la Fm. Ammonítico Rosso Superior. En este trabajo, las calizas de crinoides se han interpretado como *sandwaves* formadas por corrientes mareales y depósitos retrabajados por corrientes de tormentas (facies de calizas de crinoides F-IV), o como resultado de sedimentos redepositados en zonas más profundas (facies de calizas de crinoides y bivalvos F-V).

Nos debemos preguntar cuáles fueron las causas que provocaron el aumento descrito en la proporción de crinoides. En este caso se produce un cambio de carbonatos de tipo fotoautótrofo con organismos que pueden realizar la fotosíntesis directamente como p. e. las algas verdes (oncolitos) o a través de asociaciones fotosimbióticas como p. e. la asociación formada por *Lithocodium-Bacinella* y corales de tipo *Stylina*, *Apocladophyllia* y *Stylosmilia* (Reolid *et al*., 2009), a carbonatos de tipo heterótrofo como p. e. crinoides o braquiópodos (James, 1997; Hallock, 2001). Este tipo de transiciones entre distintos organismos productores de carbonato ha sido asociada a cambios en las condiciones ambientales tales como un descenso en la temperatura del agua (James, 1997; Veizer *et al*., 1999) o factores como la progresiva eutrofización de la superficie del agua, el descenso de ozono, el incremento en la concentración de CO_2 y/o cambios en el quimismo del agua (p. e., Cobianchi y Picotti, 2001; Mallarino *et al*., 2002; Hallock, 2005; Wilson y Vecsei, 2005; Jach, 2007; Pomar y Hallock, 2008). Halfar *et al*. (2004 y 2006), con datos actuales del Golfo de California (México), observan que el cambio de organismos fotoautótrofos a heterótrofos está relacionado principalmente con la temperatura del agua y la cantidad de nutrientes de ésta (Fig. 5.50). Así, estos autores indican que la composición de los carbonatos modernos a escala global, revela un descenso progresivo de los productores de carbonato fotoautótrofos con el incremento de nutrientes y el descenso local de la temperatura del agua. Según estos autores, la mayoría de las zonas actuales que muestran un alto contenido en nutrientes y altas temperaturas, presentan del 1% al 20% de biota fotoautótrofa, mientras que en zonas con temperaturas bajas, independientemente de la concentración de nutrientes, presentan menos del 1% de componentes fotoautótrofos. Recientemente, Kammer y Ausich (2006), publican que un ligero aumento en la salinidad puede crear un ambiente hostil para animales como los crinoides, por lo que un aumento de la circulación sobre las plataformas favorecería unos niveles de salinidad idóneos para una colonización extensiva de este tipo de organismos.

Teniendo en cuenta estas aportaciones y la fase de fracturación que se dio al final del depósito de la Fm. Camarena, fase que hoy reconocemos, entre otros rasgos, por la presencia de pequeños diques rellenos de crinoides que aparecen hacia el techo de la Formación, planteamos la hipótesis de que probablemente esta tectónica hizo que desaparecieran las zonas más restringidas de *lagoon*, con la entrada de corrientes ligeramente más frías que posiblemente fueran acompañadas de una gran cantidad de nutrientes. Este hecho podría haber provocado el aumento de la producción de crinoides en las zonas más someras, que eran retrabajados por las corrientes mareales y de tormentas (F-IV), siendo eventualmente redepositados en las zonas más deprimidas adyacentes (F-V). El hecho de que la crisis de producción de carbonato que marcó el final de depósito de la Fm. Camarena se diera a escasa profundidad, en tanto que las crinoiditas forman *sandwaves*, sugiere que la eutrofización de las aguas debió tener un papel importante. Procesos similares en los que la eutrofización de las aguas ha sido el factor determinante de la crisis de producción de carbonato, se han descrito en otras plataformas jurásicas como p. e. en los Apeninos (Bartolini y Cecca, 1999) o Sicilia (Mallarino *et al*., 2002). Esta eutrofización de las aguas pudo estar relacionada con el incremento de la precipitación sobre los continentes a lo largo del Jurásico (Gibbs *et al*., 1999), representada por un incremento de arcillas ricas en illita y margas en el Tethys occidental desde el Toarciense (Deconink y Bernoulli, 1991; Ortega-Huertas *et al*., 1993). Este proceso alcanzó su máxima eficiencia en el Jurásico Superior (Weissert y Mohr, 1996).

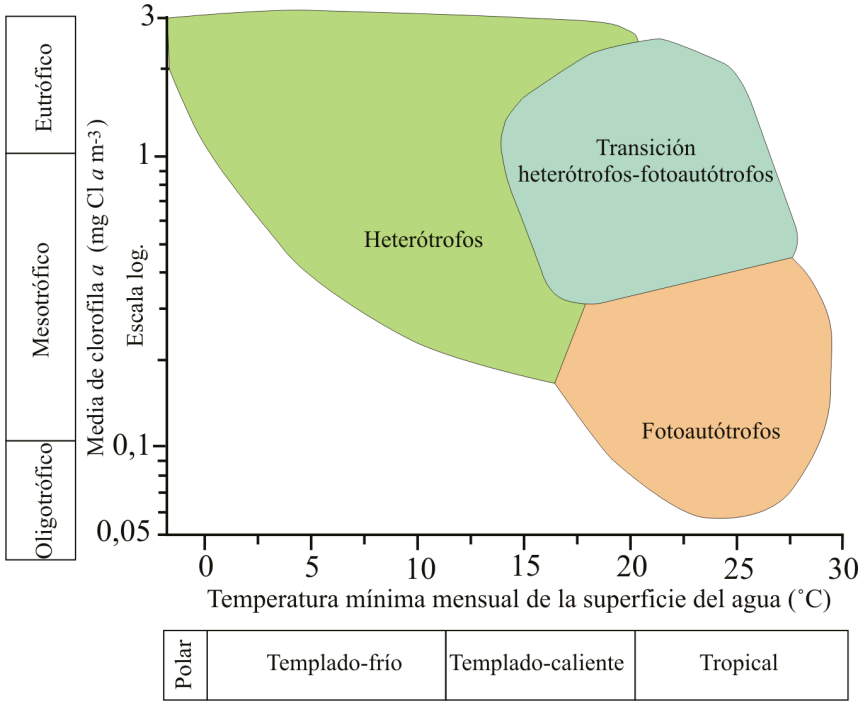


Figura 5.50.- Tipos de ambientes carbonatados someros (< 50 m) en función de la temperatura del agua y la cantidad de nutrientes. El sector verde se caracteriza por presentar < 1 % de granos no esqueletales + corales zooxantelidos + algas verdes + grandes foraminíferos bentónicos; el sector azul presenta entre 1 y 20 % de la asociación previamente descrita; y el sector naranja presenta > 20 % de esta asociación. Estimación hecha en ambientes con valores de salinidad entre 32-38 ‰. Zonas de temperatura definidas de acuerdo con Lüning (1990) y Betzler *et al*. (1997); zonas de nutrientes delimitadas de acuerdo con Hallock (2001). Modificado de Halfar *et al*. (2006).

En el caso de los afloramientos estudiados en Puente Genil, sólo aflora la parte superior de la Formación. En ésta, la alternancia de niveles de corales con niveles de calizas oolíticas sin corales, que forman a su vez parte de secuencias de escala decamétrica donde alternan episodios de varias secuencias simples como la descrita, con otros de calizas oolíticas con estratificaciones cruzada, se interpretan de acuerdo con Molina (1987), como fluctuaciones del nivel del mar relacionadas con la alternancia de periodos de estabilidad y de subsidencia en la cuenca. Periodos que pueden estar relacionados con episodios de fracturación de la plataforma.

Afloramientos coetáneos a la Fm. Camarena, paleogeograficamente más meridionales, se han interpretado como depósitos de rampa carbonatada profunda o plataforma abierta por debajo del nivel de base de olas de tormentas (Fm. Veleta; Molina, 1987; Molina *et al*., 1997). De acuerdo con la distribución de facies se podría interpretar que, en conjunto, la Fm.

Camarena y Veleta representarían la sedimentación de una plataforma tipo rampa, aunque la ausencia de continuidad entre los afloramientos de las dos formaciones, impide comprobar esta hipótesis.

5.3.3.II.- TECHO DE LA FORMACIÓN.

Como ya se ha indicado en el apartado anterior, la actividad tectónica probablemente condicionó la sedimentación, especialmente de los últimos metros de la parte superior de la Fm. Camarena. Los rasgos descritos que aparecen asociados a la discontinuidad que marca el techo de la Formación (relieve paleokárstico, diques neptúnicos, *hardgrounds*, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes) sugieren, de acuerdo con Molina (1987) y Molina *et al*. (1999), que al menos parte de los bloques diferenciados por la fracturación sufrieron una intensa karstificación. Estos mismos autores sugieren que estas cavidades kársticas probablemente serían de origen mixto, fracturación y/o disolución subaérea o submarina. Sin embargo, según Winterer y Sarti (1994) estas mismas cavidades kársticas se debieron sólo y exclusivamente a fracturación y/o disolución submarina. Con el fin de determinar la naturaleza real de estas cavidades se ha realizado un estudio diagenético que será expuesto en el siguiente apartado.

En cuanto al *hardground* descrito asociado al techo de la Formación, Jiménez-Millán y Nieto (2008), estudian costras similares asociadas a esta misma discontinuidad en zonas más orientales del Subbético Externo. Estos autores ponen de manifiesto que la formación de estas costras estaría asociada al enriquecimiento de hierro y otros elementos metálicos por aportes detríticos e hidrotermales, que podrían tener su origen en la alta actividad volcánica procedente del surco adyacente correspondiente al Subbético Medio (Vera y Martín-Algarra, 1994; Vera *et al.*, 1997). La presencia de estructuras estromatolíticas, macrooncoides o la textura arborescente descrita en este trabajo, sugieren que la presencia de

organismos favorecieron la precipitación de estas costras. Este tipo de superficies se han interpretado asociadas a fases de omisión, sin depósito o con tasa de sedimentación muy baja (Taylor y Wilson, 2003; entre otros). Esta fase de omisión abarcaría desde el Bathoniense superior al Calloviense inferior, aunque al SE de Los Lanchares también abarca todo el Calloviense y el Oxfordiense (Sequeiros, 1974). Estas superficies están asociadas al final de un ciclo transgresivo en una secuencia carbonatada y se forman representando la superficie de máxima inundación (Fürsich *et al*., 1991, 1992; González, 1996).

La disposición de facies *Ammonitico Rosso* sobre la discontinuidad indica el hundimiento de la plataforma. La presencia de corales de tipo *pennular* asociada a esta facies en los Apeninos, se ha interpretado como que este tipo de facies no se depositaron a profundidades superiores a 230-240 m (Gill *et al*., 2004). Por otro lado, en Sicilia, utilizando la técnica del estudio de inclusiones fluidas, se observó que las encrinitas que estaban estratigráficamente entre calizas de plataforma somera y facies *Ammonitico Rosso*, se formaron desde los 23 m de profundidad hasta los 112 y a partir de aquí se empezó a depositar la facies *Ammonitico Rosso* (Mallarino *et al*., 2002). En la Cordillera Bética, en facies *Ammonitico Rosso* de la Unidad del Ahíllo (Kimmeridgiense-Titónico), se describieron capas de tormentas distales (Molina *et al*., 1997). Estos autores estimaron que dichas capas de tormentas se formaron entre el nivel de base del oleaje en condiciones de buen tiempo y los 200 m de profundidad. Por lo tanto, teniendo en cuenta todas estas aportaciones, entre los 100 y 250 m se puede considerar el rango de profundidad más probable en el que se formaron este tipo de facies pelágicas. Como se ha podido observar en el apartado descriptivo del techo de la Formación (apartado 5.3.2.III), las relaciones geométricas entre la facies *Ammonitico Rosso* y el techo de la Fm. Camarena en algunos semigrábenes muestran un solapamiento expansivo. Si bien este dispositivo geométrico no implica necesariamente la sincroneidad entre basculamiento y depósito, el hecho de que los lodos carbonatados no se acumulen en pendientes más inclinadas de 2-5º (ver discusión en Santantonio, 1996) y

que el basculamiento total de los bloques estudiados llegó a ser de 15º, favorece la simultanedidad de ambos procesos, basculamiento y depósito.

La orientación de las fallas sinsedimentarias observadas en el techo de la Formación son de gran importancia ya que indican la disposición de los esfuerzos que intervienen en el sistema (Fig. 5.51). Como ya se indicó en el apartado descriptivo, la familia de fallas de dirección aproximada E-O se formó previamente a las de dirección ENE-OSO, ya que aparecen desplazadas por éstas últimas. La acción de estos juegos de fallas dividió la plataforma en pequeños bloques de pocos kilómetros de diámetro (Fig. 5.51). El basculamiento y hundimiento de unos bloques con respecto de otros provocó la aparición de pequeñas cuencas.

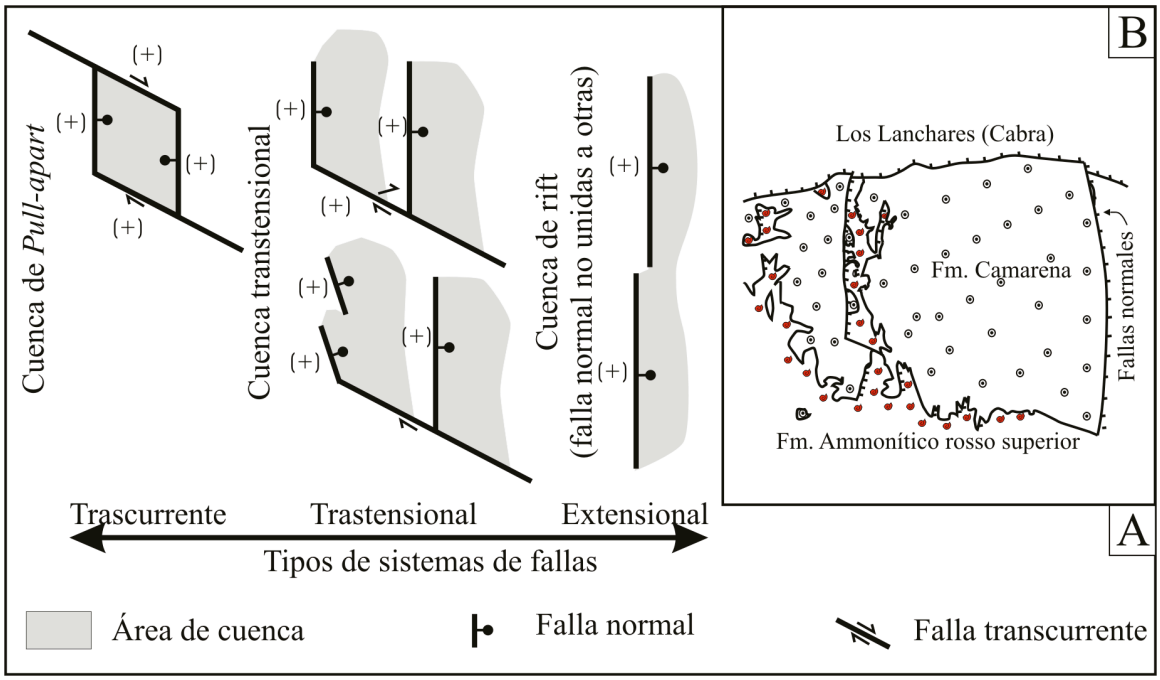


Figura 5.51.- A. Esquema en el que se indican los tipos de cuencas que se forman en márgenes divergentes y trascurrentes. En esta figura se observa como las cuencas de tipo transtensional se generan en situaciones intermedias entre las cuencas de *pull-apart* y las extensionales o de *rift* (ver discusión en Umhoefer *et al*., 2007). **B**. Cartografía de Los Lanchares en la que aparecen representadas las dos familias de fallas que dominan en toda la Sierra de Cabra.

Como ya se indicó anteriormente, el análisis de las orientaciones de los diques asociados a fisuras en la Sierra de Cabra, llevó a la conclusión de que éstos son el resultado de un régimen de desgarre (Vera *et al*., 1984). A

partir de trabajos posteriores, es ampliamente aceptado que las cuencas generadas en el Paleomargen Sudibérico en el Jurásico Superior, fueron transtensionales ocasionadas por el movimiento sinistroso entre lo que actualmente es Europa y África (ver p. e. Vera, 2001). Aunque este mismo autor reconoce que es difícil evaluar que rasgo (transformante o extensional) es el dominante. Además, actualmente en estos tipos de márgenes de placas, es frecuente la formación de pequeñas cuencas delimitadas por fallas normales, normales-oblícuas y/o transformantes, como las que dan lugar a las cuencas de tipo transtensional (p. e. Umhoefer *et al*., 2007; Fig. 5.51A). En el caso del techo de la Fm. Camarena en Cabra, las fallas de dirección aproximada ENE-OSO serían las normales que, como se ha descrito, producen el basculamiento de los bloques, mientras que las fallas E-O serían las normales-oblícuas y/o transformantes, aunque este aspecto no se ha podido comprobar ya que no aflora el espejo de falla. Por lo tanto, las cuencas descritas en el techo de la plataforma aparecen en relación con tipos de límites de placas extensionales oblicuos.

Entre los afloramientos de Cabra y Puente Genil hay actualmente 32 km de distancia. En la Sierra de Cabra, se observa una continuidad lateral desde los afloramientos más occidentales donde aparecen las facies más someras, a los más orientales donde aparecen las más profundas, de 12 km. En cambio en la dirección perpendicular (N-S), los afloramientos presentan una continuidad de 11 km. Se debe tener en cuenta que estas son distancias mínimas ya que en la dirección E-O, no se tiene la certeza de que haya Fm. Camarena que no aflore. Mientras que en dirección N-S, los afloramientos están comprendidos entre el cabalgamiento de la Unidad Gaena y el frente de cabalgamiento de la Unidad Camarena-Lanchares. A pesar de estas limitaciones, parece excesiva una distancia de 32 km para un mismo bloque, por lo que probablemente los afloramientos de Cabra y Puente Genil pertenecerían a bloques distintos.

5.3.4- Aspectos diagenéticos y geoquímicos.

Como ya se adelantó en el apartado anterior, con el fin de determinar la posible emersión de la plataforma representada por la Fm. Camarena en este sector, se ha llevado a cabo el estudio diagenético del techo de la Formación tanto en el sector de La Lastra como en Puente Genil.

5.3.4.I- DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA FM. CAMARENA EN LA LASTRA (CABRA).

En este apartado se pretende obtener información acerca del proceso de fracturación y abandono de la plataforma, en concreto, como ya se adelantó en la introducción de este apartado, se trata de determinar la presencia o no de cementos meteóricos. Para ello, se ha realizado el estudio de la historia diagenética a partir de los cementos de los diques neptúnicos rellenos de facies *Ammonitico Rosso* correspondientes a la Fm. Ammonítico Rosso Superior, que aparecen a techo de la Fm. Camarena en la zona de Cabra y de la facies de calizas oolíticas encajantes. Con este fin, se ha realizado un estudio petrográfico y se han analizado los elementos traza e isótopos de C y O de los distintos cementos que aparecen tanto en la facies de calizas oolíticas que afloran en el techo la Formación, como de los diques neptúnicos encajados en ella. El estudio se ha centrado en la zona de La Lastra por la presencia de diques neptúnicos en las columnas levantadas, si bien, el estudio petrográfico se ha comparado con muestras de otros sectores como el de Los Lanchares (Fig. 5.52). En total se han estudiado 23 láminas delgadas para este fin.

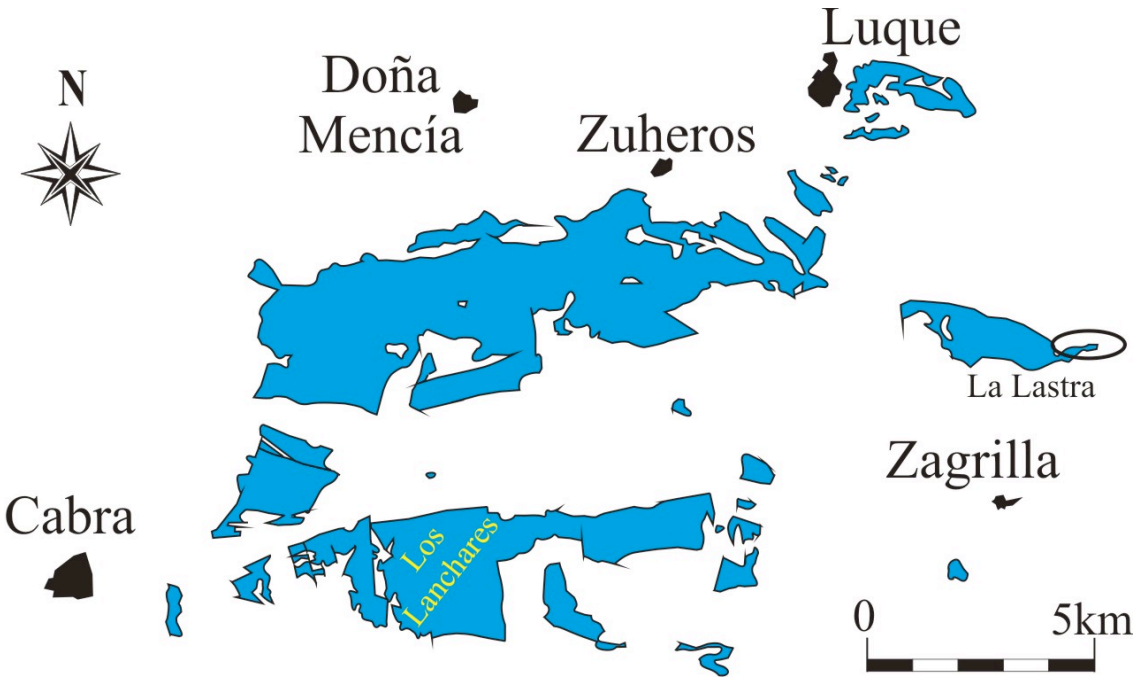


Figura 5.52.- Localización de las muestras utilizadas para el estudio diagenético en el sector de Cabra. La elipse muestra la situación de la zona donde se ha centrado principalmente el estudio. Ver texto.

5.3.4.I.A- CEMENTOS ASOCIADOS A LA FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS (LASTRA-L).

L-I.- Cemento esparítico

La esparita aparece rellenando la porosidad intergranular en la facies oolíticas (Fig. 5.53). Se trata de un cemento formado por cristales fibrosos de calcita de hasta 150 µm de longitud por 15 µm de anchura máxima. Los cristales son generalmente no luminiscentes (NL), pero pueden presentar inclusiones de luminiscencia brillante (LB) (Fig. 5.53) y aparecen alrededor de los granos. Este cemento presenta un contenido de Sr relativamente alto (de 0,04 a 0,09 %moles de CO_3Sr), un contenido variable pero relativamente alto de Mg (de 0,61 a 3,49 %moles de CO_3Mg) y unas cantidades relativamente bajas tanto de Fe (inferior a 0,08 %moles de CO_3Fe) como de Mn (inferior a 0,1 %moles de $MnCO_3$; Figs. 5.54 y 5.55). La composición isotópica de este cemento se sitúa entre +2,74 y +2,90 ‰ para el $\delta^{13}C$, y +0,39 y +0,63 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente, como valores extremos (Fig. 5.56).

L-II.- Micrita.

Como ya se adelantó en el apartado referente a la diagénesis de la Fm. Jabalcuz, en las calizas el cemento micrítico es muy difícil de diferenciar del sedimento micrítico aunque, en cualquier caso, ambos representan una precipitación temprana. Esta micrita aparece también entre los granos que forman la roca (L-II en la Fig. 5.53) y con un contenido en elementos traza muy similar al del cemento L-I (Figs. 5.54 y 5.55). En cuanto a la composición isotópica, presenta unos valores entre +2,13 y +2,20 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -0,21 y -0,03 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 5.56).

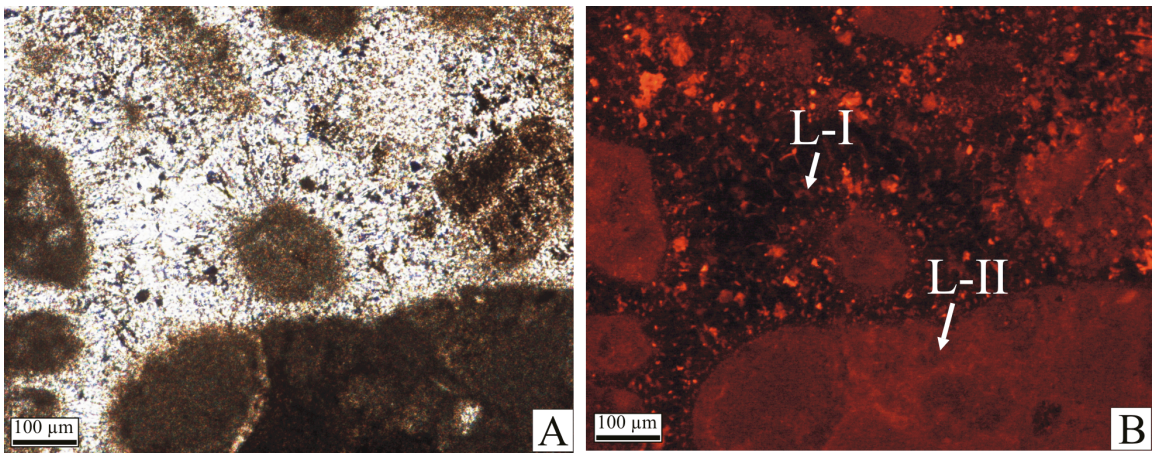


Figura 5.53.- Cemento fibroso (L-I) y micrita intergranular (L-II). Fotos con microscopio de luz transmitida (A) y con catodoluminiscencia (B). En esta figura se aprecia como el cemento fibroso aparece recristalizado y, aunque en general es NL, presenta inclusiones LB.

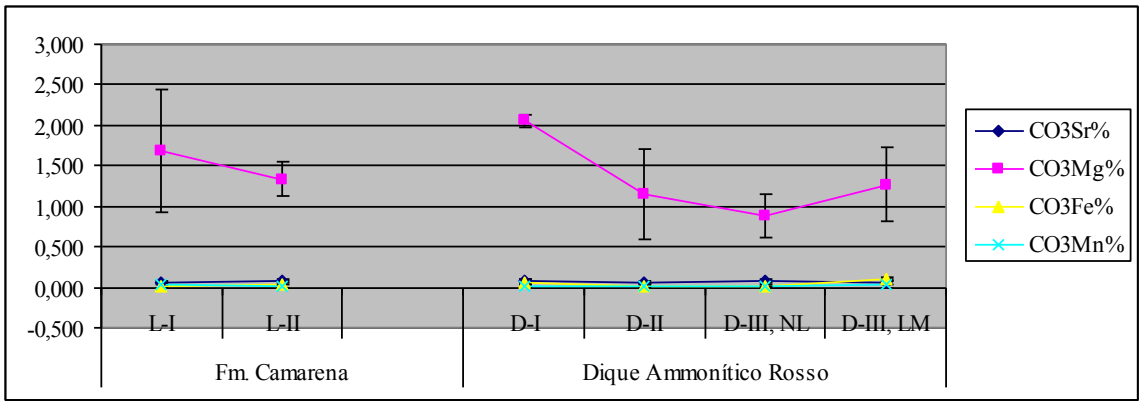


Figura 5.54.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las micritas y cementos estudiados. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

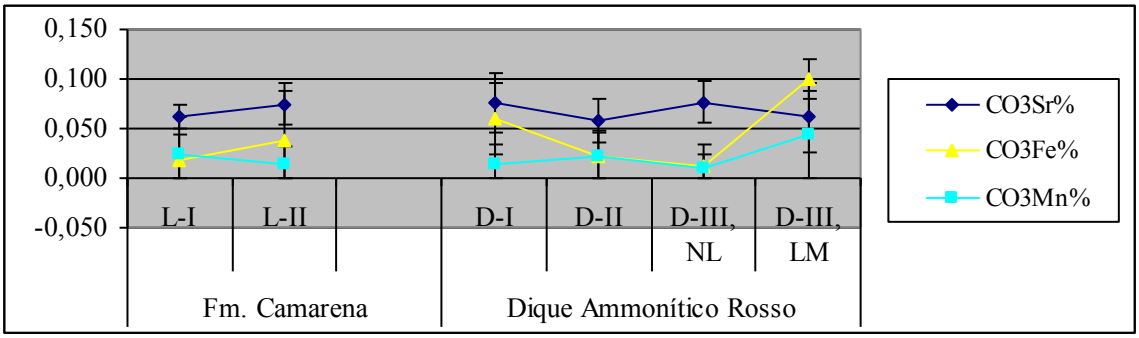


Figura 5.55.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en las micritas y cementos estudiados (Fig. 5.54 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

En la Fm. Camarena de este sector no se han podido analizar belemnites u otro tipo de organismo con concha originariamente de calcita con bajo contenido en magnesio (LMC), para establecer la composición isotópica del agua marina original (ver discusión en el apartado 5.2.4.II), por lo que se han tomado de referencia los belemnites muestreados en la propia Fm. Camarena en el sector del S de Jaén (Fig. 5.56, apartado 5.2.4.II). Estos datos, como ya se discutió en el sector del S de Jaén, coinciden con los valores establecidos por Veizer *et al*. (1999) para conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (entre -0,2 y +2,1 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1 y +0,7 ‰ para el $\delta^{18}O$; Fig, 5.56).

5.3.4.I.B- CEMENTOS ASOCIADOS A LOS DIQUES NEPTÚNICOS (D).

Los diques neptúnicos estudiados aparecen rellenos por micrita, cemento fibroso y cemento equigranular en mosaico (*equant*) que se describen a continuación (Fig. 5.57).

D-I.- Micrita.

La micrita puede aparecer junto a la pared de los diques o rellenando parcialmente las cámaras de los ammonites que aparecen en la facies *Ammonitico Rosso* que rellena el dique (Fig. 5.57). La micrita se caracteriza por presentar una cantidad de Sr similar a la de los cementos interooidales

(L-I; Figs. 5.54 y 5.55), un alto contenido relativo de Mg (de 2 a 2,11 %moles de CO_3Mg), y una baja cantidad relativa de Fe (inferior a 0,09 %moles de CO_3Fe) y de Mn (inferior a 0,03 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.54 y 5.55). La composición isotópica de esta micrita es de +2,03 ‰ para el $\delta^{13}C$ y de +0,1 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.56).

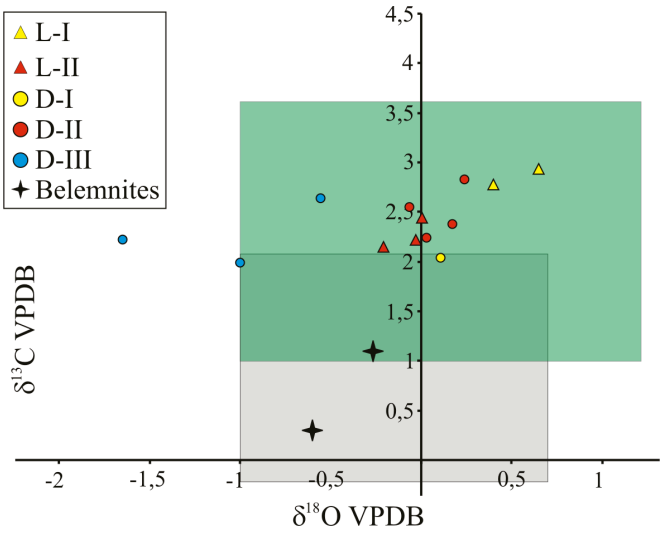


Figura 5.56.- Composición isotópica de los cementos estudiados en la facies de calizas oolíticas del techo de la Fm. Camarena en La Lastra y de la facies *Ammonitico Rosso* que aparece rellenando los diques encajados en la facies de calizas ooliticas. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999) tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ± 1σ. La estrellas corresponden a los datos obtenidos de los belemnites de la propia Fm. Camarena. El rectángulo de color verde corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bathoniense-Calloviense (Veizer *et al*., 1999), edad inferida para la formación de estos diques y su relleno, tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ±1 σ.

D-II.- Cemento fibroso.

Este cemento puede aparecer sobre la micrita D-I, directamente sobre la pared de los diques o sobre las conchas de los ammonites que rellenan los diques (Fig. 5.57). En este caso se trata de un cemento fibroso, no luminiscente (NL), con inclusiones de luminiscencia brillante (LB). Estos cristales presentan una longitud máxima de 600 µm, una anchura máxima de 15 µm y aparece cubriendo las paredes de las cavidades. Los cristales tienen una cantidad relativa de Sr variable (de 0,02 a 0,1 %moles de CO_3Sr), una cantidad de Mg que, aunque relativamente alta, es inferior a la de la micrita D-I (de 0,56 a 2,11 %moles de CO_3Mg) y unas cantidades

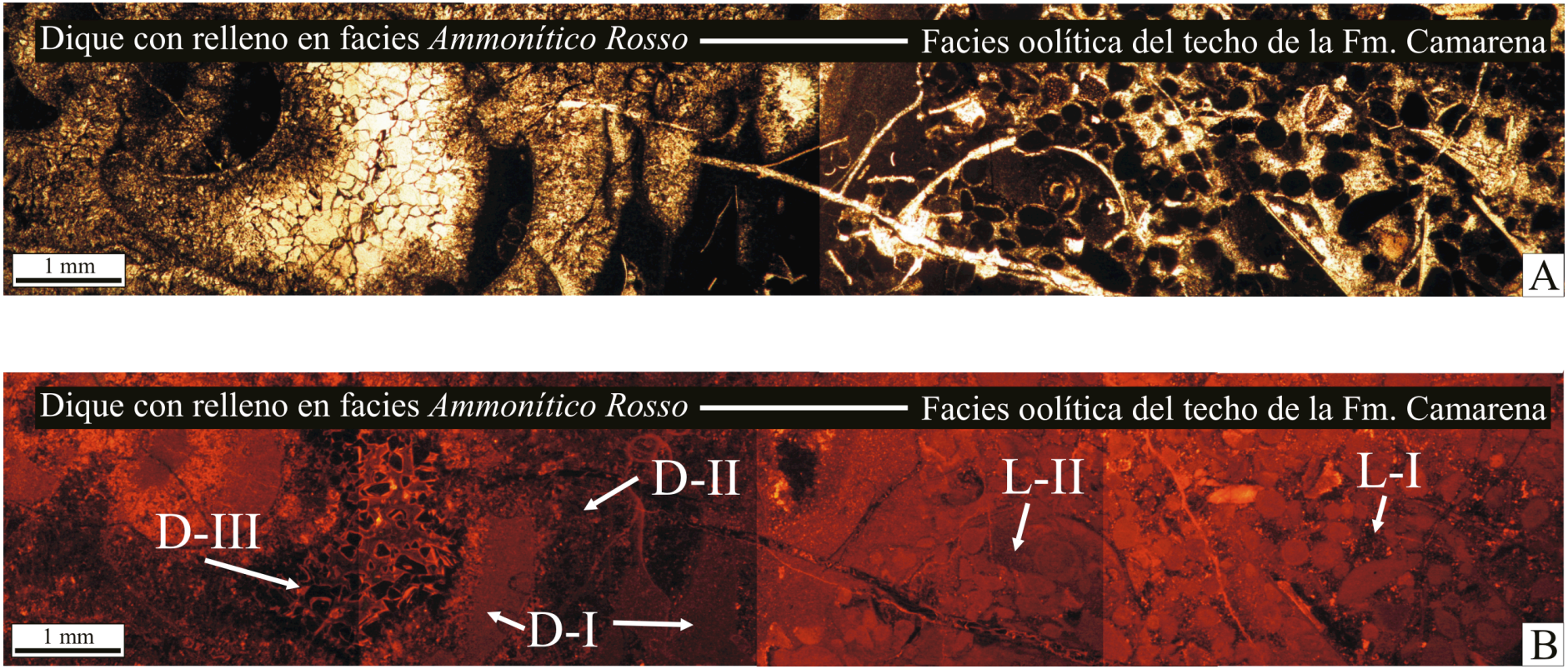


Figura 5.57.- Mosaico fotográfico en el que se puede observar el contacto entre las facies oolíticas y un dique neptúnico. **A**. Mosaico de fotografías con microscopio de luz transmitida. **B**. La misma imagen que en A realizada con CL. En este mosaico se han localizado los distintos cementos y micritas muestreados.

relativamente bajas de Fe (inferior a 0,07 %moles de CO_3Fe) y Mn (inferior a 0,06 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.54 y 5.55). La señal isotópica de este cemento fibroso engloba un rango de valores entre +2,23 y +2,79 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -0,6 y +0,23 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.56).

D-III.- Cemento equigranular en mosaico (equant) terminal.

Esta es la última generación de cemento que termina rellenando los diques. Se trata de cristales euhédricos que comienzan siendo NL, para terminal con luminiscencia mate (LM) a través de una fina zona LB. En conjunto, los cristales definidos por las tres zonaciones de distinta luminiscencia son de 500 µm de diámetro máximo (Fig. 5.57). La proporción de elementos traza que aparece en las zonas NL son muy similares a las que presentan el cemento fibroso previo (D-II; Figs. 5.54 y 5.55). Estas zonas NL tienen altas proporciones relativas de Sr (de 0,04 a 0,09 %moles de CO_3Sr) y de Mg (de 0,65 a 1,31 %moles de CO_3Mg) y bajas de Fe (inferior a 0,05 %moles de CO_3Fe) y Mn (inferior a 0,03 %moles de CO_3Mn). En cambio, las zonas LM se caracterizan por presentar proporciones muy similares de Sr y Mg a las del cemento NL previo, y por unas proporciones de Fe y Mn superior a la de los cementos previos (de 0,08 a 0,13 %moles de CO_3Fe y valores inferiores de 0,1 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.54 y 5.55). Las zonas LB debido a su pequeño tamaño no han podido ser medidas. En cuanto a su composición isotópica, el pequeño tamaño de las zonas (NL, LB y LM) ha hecho que se hayan analizado de forma conjunta. Así, este cemento presenta un rango de valores que van desde +1,99 a +2,61 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -1,69 y -0,54 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.56), donde los valores más negativos aparecen en aquellas muestra en las que las zonas LM representaban más del 50 % de la muestra.

En el relleno de estos diques no se han obtenido conchas que originariamente fueran de LMC para la comparación de los cementos, en cambio, se han tomado de referencia los valores establecidos por Veizer *et al*. (1999) para conchas LMC y aragoníticas del Bathoniense-Calloviense que

es la edad inferida para la formación de estos diques y su relleno (ver apartado *5.3.2.III*). El 68 % de estos valores están incluidos dentro de ±1 σ respecto al valor isotópico medio establecido por Veizer *et al*. (1999) para conchas LMC y aragoníticas del Bathoniense-Calloviense, y aparecen en un intervalo entre +1 y +3,6 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1 y +1,3 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.56, recuadro verde).

5.3.4.II- INTERPRETACIÓN DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA FM. CAMARENA EN EL SECTOR DE LA LASTRA (CABRA).

5.3.4.II.A- CEMENTOS ASOCIADOS A LA FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS DE LA FM. CAMARENA.

Tucker y Wright (1990), a partir de ejemplos actuales como Belize (James y Ginsburg, 1979) o Mururoa (Aissaoui, 1988) entre otros, describen entre los prerrequisitos para la cementación marina la presencia de un sustrato estable, ausencia de abrasión mecánica, aguas sobresaturadas en CO_3Ca, altas tasas de intercambio de agua (es decir, grandes volúmenes de agua pasando a través de los poros por unidad de tiempo) y aguas oxigenadas; características que se debieron dar para la precipitación del cemento fibroso intergranular (L-I) en el sector de La Lastra. Las características petrográficas (inclusiones LB y recrecimiento de los cristales), sugieren que este cemento fibroso ha sufrido un proceso de neomorfismo de calcita de alto contenido en magnesio (HMC) o aragonito original a la LMC actual (James y Choquette, 1990). Asimismo, la presencia de este cemento cubriendo las paredes de las cavidades indica un ambiente de formación freático. Las cantidades relativamente altas de Sr y Mg en este tipo de cementos NL sugieren que el neomorfismo de estos cristales se produjo a partir de un fluido marino, mientras que unas proporciones bajas de Fe y Mn, indican que este ambiente debió ser oxidante (Machel y Burton, 1991). La composición similar de elementos traza en la micrita interooidal (L-II; Figs. 5.54 y 5.55) sugiere el mismo ambiente de precipitación y/o de

neomorfismo, ya que la micrita originalmente también es de aragonito o HMC y se neomorfiza (James y Choquette, 1990), por eso su composición elemental e isotópica, como la de los crinoides y la del cemento fibroso, hay que interpretarla con cuidado.

Las composiciones isotópicas del cemento fibroso y de la micrita intergranular son muy similares a las obtenidas del análisis de belemnites de la propia Fm. Camarena, así como a las inferidas para las conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999; Fig. 5.56). Estos datos corroboran la interpretación de estos cementos como precipitados a partir de fluidos marinos.

5.3.4.II.B- CEMENTOS ASOCIADOS A LOS DIQUES NEPTÚNICOS.

La composición de elementos traza de la micrita (D-I) con altos contenidos relativos de Sr y Mg y bajas proporciones de Fe y Mn (Figs. 5.54 y 5.55), sugieren que el fluido que pudo generar el proceso de neomorfización en ésta fue un fluido marino en un ambiente oxidante. Esta hipótesis que se corrobora con la señal isotópica que presenta esta micrita que es similar a la de cementos marinos de edad Bathoniense-Calloviense (Veizer *et al*., 1999; Fig. 5.56), que como ya se ha explicado, es la edad inferida para la formación de estos diques.

El cemento fibroso que precipitó a continuación (D-II; Fig. 5.57), tiene unas características petrográficas similares a la del cemento fibroso que aparece en la facies de calizas oolíticas del techo de la Fm. Camarena (L-I; Fig. 5.53), lo que indica que este tipo de cemento se formó en un ambiente freático y sufrió una transformación neomórfica a LMC. La composición de elementos traza en este cemento con proporciones relativamente altas de Sr y Mg, y relativamente bajas de Fe y Mn, similares a la de la micrita previamente descrita (D-I; Figs. 5.54 y 5.55) y la señal isotópica que presenta con valores entre +2,23 y +2,79 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -0,6 y

+0,23 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.56), indican que, al igual que con la micrita, el fluido que provocó la neomorfización de este cemento fue un fluido marino en un ambiente oxidante.

En cuanto al cemento equigranular en mosaico con el que se terminan de rellenar los poros que aparecen en el dique (D-III; Fig. 5.57), la proporción de elementos traza que tienen las zonas NL con altas proporciones relativas de Sr y Mg, y bajas de Fe y Mn (Figs. 5.54 y 5.55) similares a las del cemento fibroso previo, sugiere unas condiciones semejantes de formación. En cambio, la alta proporción relativa de Fe que aparece en las zonas LM (Figs. 5.54 y 5.55), indica que estas zonas probablemente precipitaron en un ambiente reductor con Mn y sobre todo con Fe en estado reducido disponibles para su incorporación en la red de la calcita (Machel y Burton, 1991). De esta forma, el zonado en CL que presenta el cemento equigranular terminal (D-III), indica que las condiciones de precipitación cambiaron de óxicas a reductoras durante el crecimiento cristalino. Las señales isotópicas de este cemento son más ligeras en $\delta^{18}O$ que las del cemento fibroso previo (Fig. 5.56). Esta tendencia de valores inferiores de $\delta^{18}O$ con valores similares de $\delta^{13}C$, junto con la composición de elementos traza y el hecho de que los datos más negativos coincidan con los análisis de aquellas muestras que presentaban una mayor proporción de cemento LM, sugieren que probablemente esta tendencia hacia valores más negativos es producto del progresivo enterramiento. Esta hipótesis explicaría el cambio de condiciones de precipitación de oxidantes a reductoras, así como los valores más ligeros de $\delta^{18}O$ asociados a un incremento de la temperatura del fluido a partir del que precipita el cemento. Teniendo en cuenta la fórmula de Friedman y O´Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a temperaturas entre 0 y 500ºC, y si asumimos que el fluido que precipitó el cemento LM fue el mismo que el que precipitó los cementos anteriores durante el progresivo enterramiento, las aguas marinas a partir de las que precipita el cemento D-III eran unos 5ºC más cálidas que el agua a partir de la que precipitó el cemento D-II.

Con todos estos datos se puede concluir que en los diques estudiados no se ha observado evidencia geoquímica alguna de que su formación estuviera influenciada por la presencia de fluidos meteóricos. El hecho de que tanto los cementos estudiados entre los ooides como los que aparecen en los diques presenten valores isotópicos similares podría deberse a que el neomorfismo de los cementos interooidales se produjo a la vez que el de la micrita y el cemento fibroso de los diques durante el Bathoniense-Calloviense, lo que podría explicar la ausencia de registro de fluidos meteóricos o de mezcla de aguas. Este hecho también explicaría la ausencia de datos meteóricos en los análisis de diques coetáneos realizados previamente por otros autores (Winterer y Sarti, 1994; Jiménez de Cisneros, 1994).

5.3.4.III.- DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS CEMENTOS DIAGENÉTICOS DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

En este apartado se va a realizar una descripción de los cementos estudiados para ver la evolución diagenética de la parte superior de la Fm. Camarena en el sector de Puente Genil (Fig. 5.58), con el fin de reconocer la posible presencia de cementos meteóricos que impliquen una emersión de la plataforma. Para ello, se ha realizado el estudio diagenético de las facies de calizas oolíticas y de corales situadas en la parte alta de la Fm. Camarena y de los diques rellenos de crinoides previamente descritos (ver apartado 5.3.2.I). Estos diques se formaron a partir de fracturas previas al depósito de la facies *Ammonitico Rosso* de la formación suprayacente. En este sector se han estudiado un total de 33 láminas delgadas para los fines expuestos.

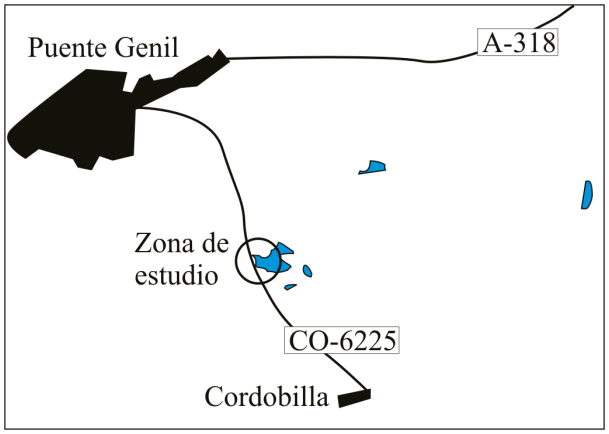


Figura 5.58.- Localización de las muestras utilizadas para el estudio diagenético en el sector de Puente Genil. El círculo muestra la situación de la zona donde se ha centrado el estudio por la calidad de los afloramientos.

5.3.4.III.A.- CEMENTOS ASOCIADOS A LA FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS Y DE CORALES DE LA PARTE ALTA DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

En esta facies se han reconocido las siguientes generaciones de cementos y micrita: cemento fibroso (C-I); micrita peloidal (C-II); cemento de calcita prismática (C-III); cemento equigranular (C-IV); y cemento equigranular terminal (C-V; Fig. 5.59).

C-I.- Cemento fibroso.

Es el primer cemento que se observa rellenando las cavidades primarias (intergranulares, intragranulares y de tipo *growth framework* en los corales; Fig. 5.59). Se trata de un cemento fibroso, NL, con inclusiones LB. Los cristales presentan una longitud máxima de 70 µm y una anchura máxima de 10 µm, y aparecen cubriendo las paredes de las cavidades. Este cemento aparece recristalizado por el C-III, por lo que los análisis realizados corresponden al cemento C-III.

C-II.- Micrita peloidal.

Está formada por peloides de 10 a 40 µm de tamaño. Aparece en posición geopetal y antigeopetal en la porosidad primaria de tipo *growth-framework*

(Fig. 5.59), aunque también se han observado en las cavidades de bioturbación de los corales. Se trata de una micrita que con CL, se caracteriza por presentar LM, con un punteado LB.

Según los estudios geoquímicos realizados en arrecifes actuales, la composición isotópica original de este tipo de micrita es de alto contenido en magnesio (HMC; James y Ginsburg, 1979; Aissaoui, 1988), por lo que, viendo que el cemento fibroso previo sufrió un proceso de neomorfización que dio lugar al cemento C-III, lo más probable es que esta micrita haya sufrido el mismo proceso. Ni el cemento fibroso ni la micrita se han observado en la porosidad móldica, por lo que tras la formación del cemento fibroso y la micrita peloidal, se disolvieron los corales probablemente por un fluido no marino (p. e., James y Choquette, 1990). Por consiguiente, se pasó directamente a estudiar en detalle los cementos que precipitaron a continuación para determinar si precipitaron a partir de fluidos meteóricos.

C-III.- Cemento de calcita prismática.

Este tipo de calcita es la que aparece como recristalización del cemento fibroso (C-I) y como primer cemento rellenando la porosidad secundaria formada principalmente por la disolución de corales entre otros fósiles (Fig. 5.59). Este cemento aparece como una franja de cristales prismáticos euhédricos, NL, con una longitud inferior a 150 µm y una anchura en torno a 80 µm. Estos cristales se caracterizan por presentar un contenido variable en Sr (de 0,02 a 0,1 %moles de CO_3Sr), un contenido relativamente bajo de Mg con respecto a los cementos posteriores (de 0,28 a 0,57 %moles de CO_3Mg) y contenidos muy bajos de Fe (inferiores a 0,04 %moles de CO_3Fe) y Mn (por debajo de 0,05 %moles de CO_3Mn) (Figs. 5.60 y 5.61). Los valores isotópicos obtenidos para este cemento son de +2,32 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -1,14 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.62).

C-IV.- Cemento de calcita equigranular.

Este tipo de cemento aparece a continuación del cemento prismático previamente descrito y rellenando los mismos tipos de poros (Fig. 5.59). En este caso, el cemento esta formado por un mosaico idiomorfo donde cada cristal presenta un diámetro medio de 500 µm. El estudio con CL indica que estos cristales presentan un bandeado que comienza siendo NL(1) y que tras zonas con LB y LM termina siendo de nuevo NL(2) (Fig. 5.59B). Esta última zona NL(2) con la que termina esta generación de cemento, presenta una franja con inclusiones LB que la separa del cemento C-V que se describirá a continuación. Las zonas NL(1) iniciales, se caracterizan por presentar una cantidad de Sr similar a la del cemento previo (de 0,02 a 0,08 %moles de CO_3Sr), un contenido relativamente alto de Mg (de 0,82 a 1,14 %moles de CO_3Mg), contenido muy bajo de Fe (entre 0,03 y 0,1 %moles de CO_3Fe) y de Mn (inferior a 0,04 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). Las zonas LB, se caracterizan por presentar unas proporciones de Sr y Mg similares a las de las zonas NL(1), pero en este caso el contenido en Fe es ligeramente inferior al de Mn (inferior a 0,09 %moles de CO_3Fe y de 0,03 a 0,14 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). En cuanto a las zonas LM, tienen una proporción de Sr ligeramente superior que la de las zonas previas (de 0,06 a 0,14 %moles de CO_3Sr), una proporción de Mg inferior a la de los cementos previos (de 0,16 a 1,09 %moles de CO_3Mg) y proporciones relativas de Fe y Mn que siguen siendo bajas (inferior a 0,14 %moles de CO_3Fe e inferior a 0,06 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). Finalmente, las zonas NL(2) se caracterizan por presentar contenidos relativos de Sr ligeramente inferiores a los de las zonas con LM previas (de 0,03 a 0,08 %moles de CO_3Sr), proporciones relativamente altas de Mg (de 0,69 a 1,09 %moles de CO_3Mg) y unos porcentajes de Fe y Mn que siguen siendo relativamente bajos (de 0,02 a 0,02 %moles de CO_3Fe y de 0,02 a 0,03 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61).

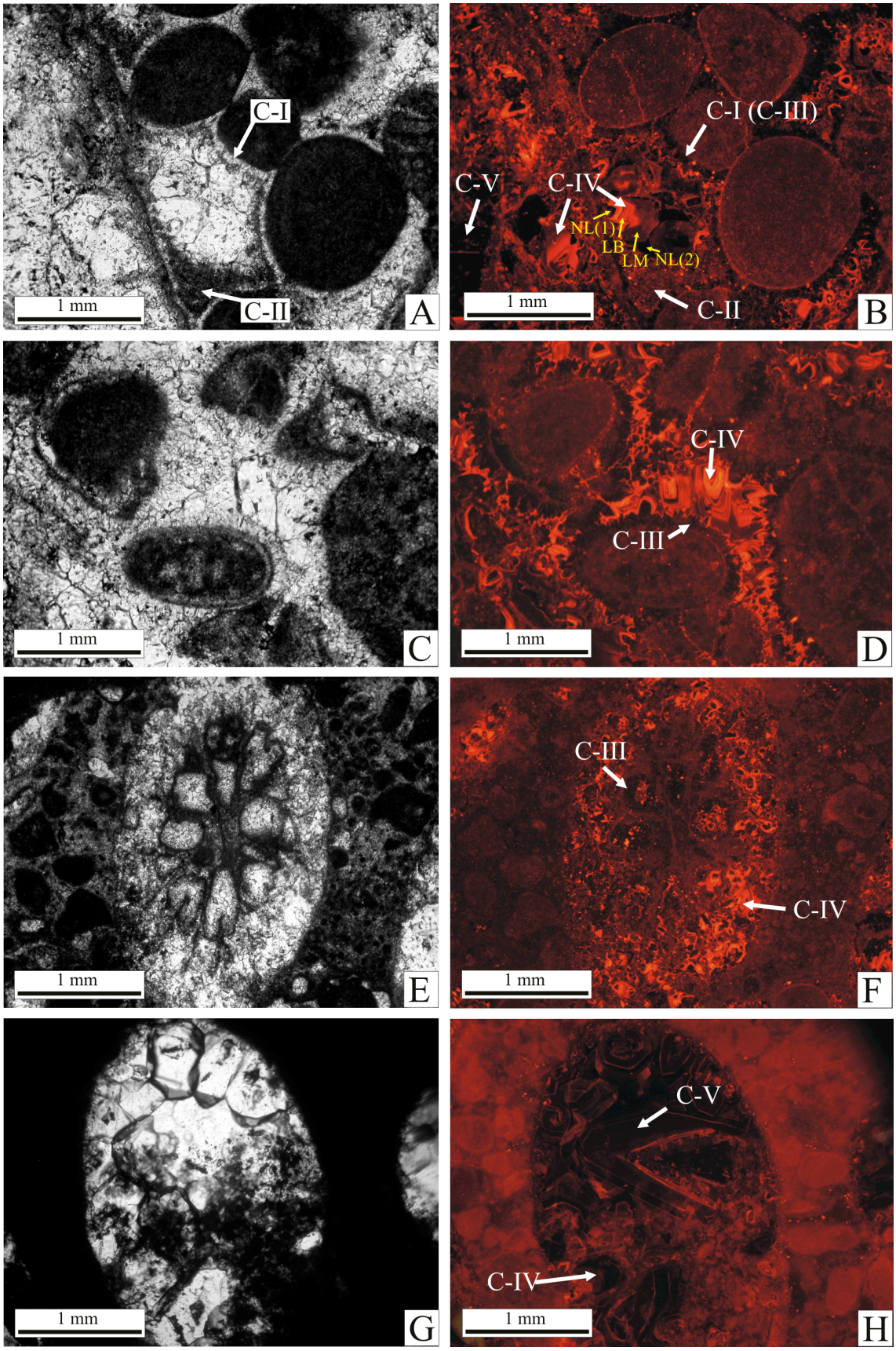

C-I
C-II
1 mm
A
C-I (C-III)
C-V
C-IV
NL(1)
LB
LM
NL(2)
C-II
1 mm
B
1 mm
C
C-IV
C-III
1 mm
D
1 mm
E
C-III
C-IV
1 mm
F
1 mm
G
C-V
C-IV
1 mm
H

Figura 5.59.- Cementos asociados a la facies de calizas de corales de la Fm. Camarena. **A, C, E y G**, son fotografías con microscopio de luz transmitida. **B, D, F y H**, son las mismas fotos que en A, C, E y G respectivamente, pero con CL. **A-D**, son fotos de la porosidad primaria donde se observa la secuencia de formación, de tal forma que sobre el cemento fibroso C-I, en posición geopetal aparece micrita (C-II). También se observa con CL, como el cemento C-I está neomorfizado por el C-III, ya que el cemento que con luz transmitida se observa fibroso, con CL presenta cristales de mayor tamaño, de tipo prismático (C-III). Finalmente posterior al cemento C-III, precipita el equigranular C-IV con una zonación NL(1)-LB-LM-NL(2), para terminar de ocluir los poros con el cemento *equant* C-V. **E y F,** Fotografías de la porosidad móldica que aparece en un coral. En estas fotos se observa como el primer cemento que precipita en esta porosidad secundaria es el C-III. **G y H,** Fotografías de la porosidad móldica en una lámina de 200 μm de grosor, donde se observa que el zonado NL(2) con el que termina la generación de cemento C-IV, presenta en su borde un aspecto sucio con zonas LB y a continuación termina ocluyendo el poro el cemento C-V.

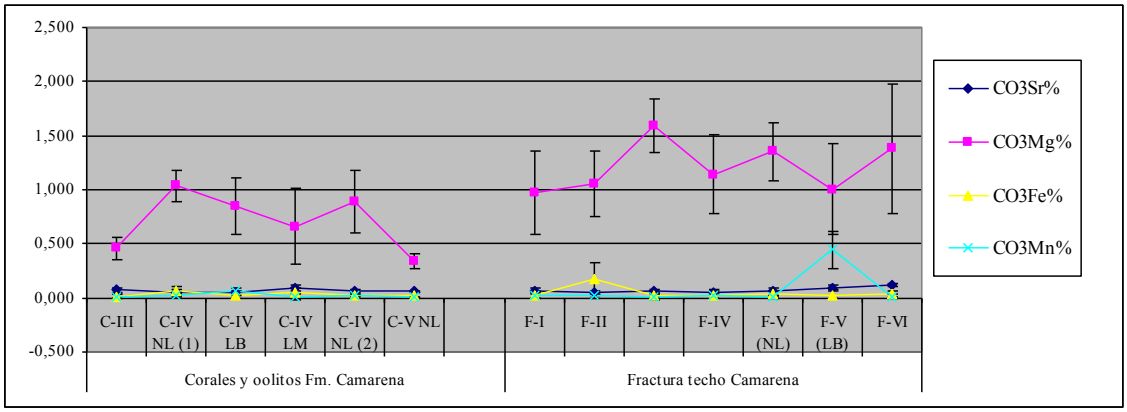


Figura 5.60.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en los cementos estudiados. Los valores representados son la media de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados (Anexo 1). El intervalo representado corresponde a ±1 σ. Aquí claramente se ve que el Mg de los cementos de Camarena es significativamente inferior al de los cementos que rellenan las fracturas.

En cuanto a los valores isotópicos, el tamaño de las zonas no ha permitido analizarlas por separado. Así, los valores isotópicos obtenidos aparecen en un intervalo que va desde +2,11 a +2,4 ‰ para el $\delta^{13}C$ y desde -1,4 a -0,38 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.62).

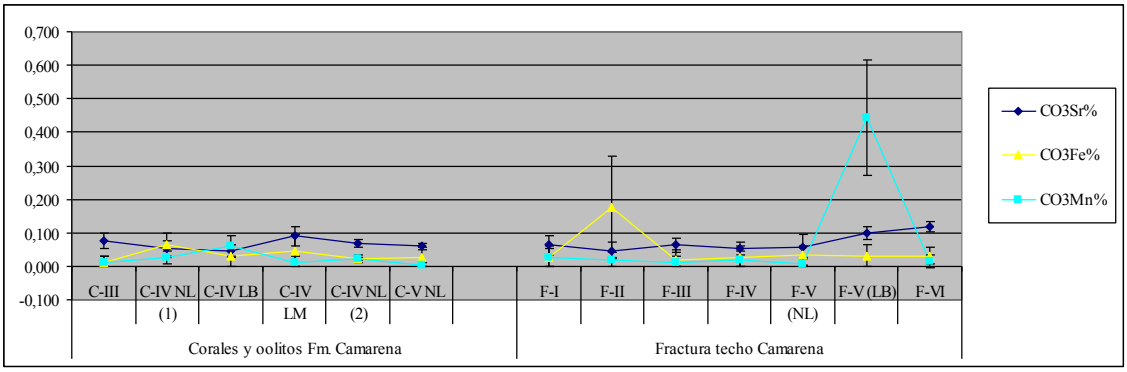


Figura 5.61.- Gráfico de las variaciones composicionales de elementos traza en los cementos estudiados (Fig. 5.60 sin representación del Mg). El intervalo representado corresponde a ±1 σ.

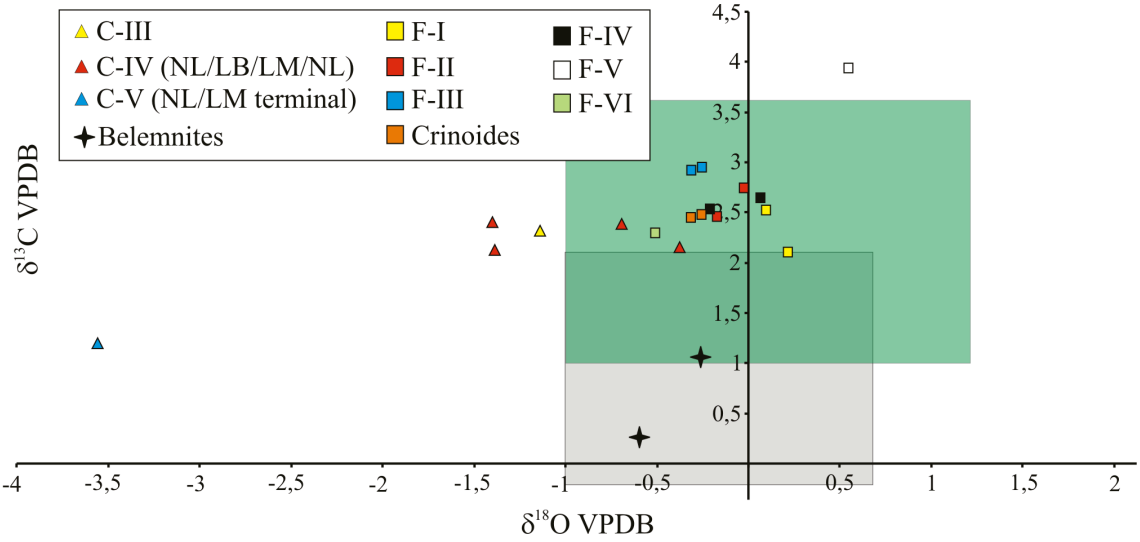


Figura 5.62.- Composición isotópica de los cementos estudiados en las facies de calizas de corales y oolíticas del techo de la Fm. Camarena en el sector de Puente Genil y en los diques asociados. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bajociense-Bathoniense (Veizer *et al*., 1999) tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ± 1 σ. Las estrellas corresponden a los datos obtenidos de los belemnites de la propia Fm. Camarena. El rectángulo de color verde corresponde a los datos isotópicos obtenidos de conchas LMC y aragoníticas del Bathoniense-Calloviense (Veizer *et al*., 1999), edad inferida para la formación de estos diques y su relleno, tomando como referencia el 68% de los valores incluidos dentro del intervalo de ±1 σ.

C-V.- Cemento de calcita equigranular terminal.

Es el cemento que aparece a continuación del C-IV ocluyendo los poros de mayor tamaño. Claramente se diferencia del anterior por que los cristales que lo forman son más limpios. Este cemento precipita en un mosaico idiomorfo, donde cada cristal presenta un diámetro medio de 500 µm. El estudio petrográfico con CL indica que esta generación de cemento es NL, con la alternancia de finas franjas LM. La composición de elementos traza presentes se caracteriza por presentar un contenido en Sr similar al de los cementos previos (de 0,05 a 0,07 %moles de CO_3Sr), un contenido relativamente bajo de Mg (de 0,26 a 0,43 %moles de CO_3Mg), contenido muy bajo de Fe (inferior a 0,09 %moles de CO_3Fe) y de Mn (inferior a 0,02 %moles de CO_3Mn; Figs. 55.60 y 5.61). La señal isotópica es de +1,19 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -3,56 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.62).

5.3.4.III.B.- CEMENTOS ASOCIADOS AL RELLENO DE LOS DIQUES DEL TECHO DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

Como ya se ha descrito en el apartado referente al techo de la Fm. Camarena, se han observado localmente la presencia de diques neptúnicos ligados a fracturas previas al inicio del depósito de la facies *Ammonitico Rosso*. El estudio petrográfico de estos diques muestra los distintos componentes que van rellenando la misma (de F-I a F-VI; Fig. 5.63) entre los que no aparece la facies *Ammonitico Rosso,* como era el caso estudiado en el sector de La Lastra, lo que indica que su formación y relleno es previo al inicio de la sedimentación de esta facies.

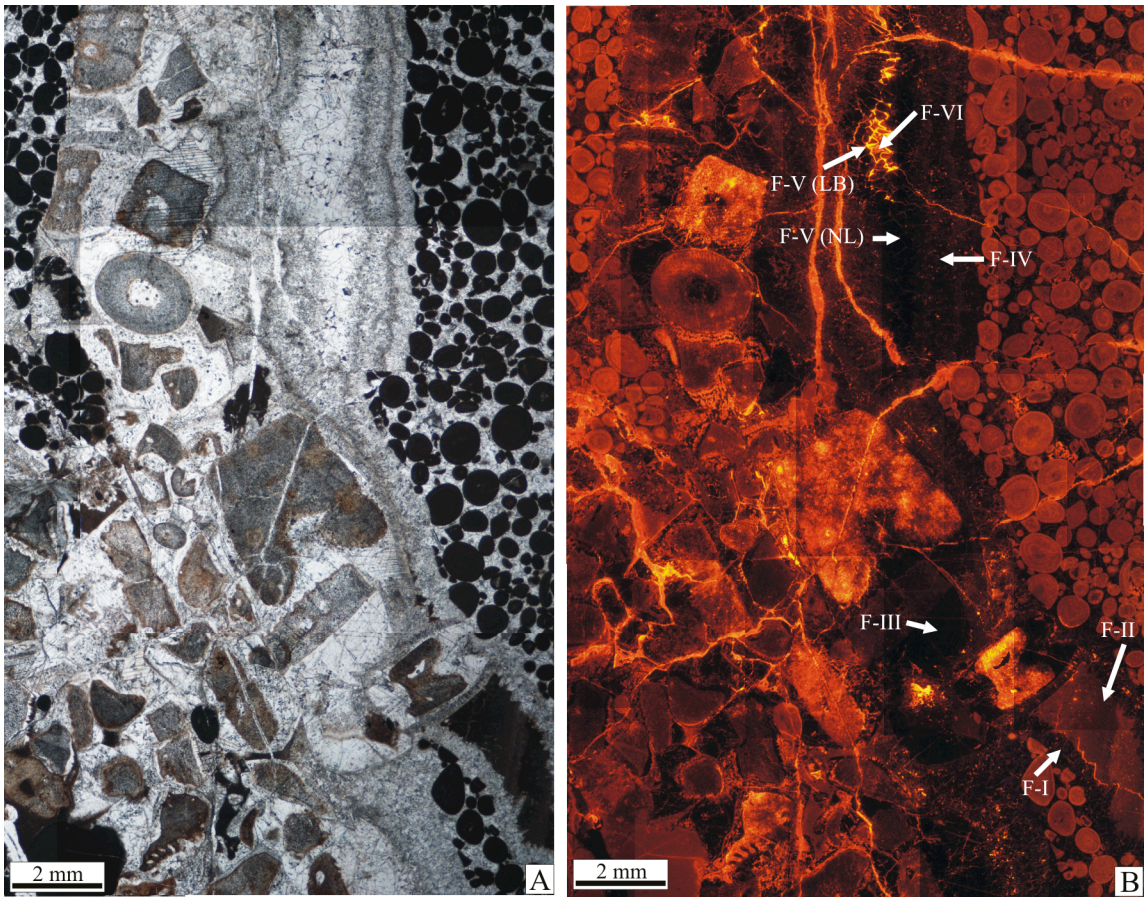


Figura 5.63.- Mosaico de fotos que muestran un ejemplo de las fracturas que aparecen hacia el techo de la Fm. Camarena en Puente Genil. **A**. Mosaico realizado a partir de fotos de microscopio de luz transmitida. **B**. El mismo mosaico que en A realizado con CL. En estos mosaicos se puede apreciar el relleno progresivo de la fractura por los cementos y micrita descritos en el texto.

F-I.- Cemento de calcita prismática.

El primer cemento que aparece en las paredes de las fracturas descritas en la facies de calizas oolíticas hacia el techo de la Formación es de calcita prismática (Fig. 5.63). Se muestra como una franja isopaca con un espesor máximo de 1 mm que está formada por una única capa de cristales prismáticos euhédricos, NL, donde la anchura de los cristales es siempre inferior a 300 µm. Este cemento se caracteriza por presentar un contenido muy variable en Sr (de 0,02 a 0,11 %moles de CO_3Sr), un contenido variable pero relativamente alto de Mg (de 0.44 a 1,7 %moles de CO_3Mg), y contenidos relativamente bajos de Fe (inferior a 0,07 %moles de CO_3Fe) y Mn (menor de 0,12 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). Los valores isotópicos obtenidos para este cemento son de +2,11 y +2,53 ‰, para el $\delta^{13}C$ y de +0,1 y +0,21 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 5.62).

F-II.- Micrita.

Se trata de una micrita con luminiscencia mate (LM) (Fig. 5.56) que aparece rellenando la parte inferior de las fracturas a continuación del cemento anterior (F-I). Su composición química se caracteriza por un contenido variable de Sr (de 0,006 a 0,08 %moles de CO_3Sr), un alto contenido relativo en Mg (de 0,51 a 1,37 %moles de CO_3Mg), un valor variable pero relativamente alto de Fe (de 0,008 a 0,44 %moles de CO_3Fe) y una escasa proporción de Mn (inferior a 0,06 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). La composición isotópica de esta micrita es de +2,45 y +2,7 ‰ para el $\delta^{13}C$ y de -0,17 y -0,02 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 5.62).

F-III.- Cemento de calcita sintaxial.

Este tipo de cemento, desarrollado alrededor de los fragmentos de equinodermos, sella la micrita previamente descrita. La calcita sintaxial es NL, si bien puede finalizar con una banda NL con inclusiones LB (Fig. 5.62). Los cristales euhédricos generalmente no superan 1,5 mm de espesor de los

que las últimas 200 µm corresponden al borde NL con inclusiones LB. Esta calcita se caracteriza por presentar la mayor proporción de Mg de los cementos descritos hasta ahora en Puente Genil (de 1,11 a 1,94 %moles de CO_3Mg), mientras que el resto de elementos traza medidos son muy similares a los valores de los cementos previamente descritos (Figs. 5.60 y 5.61). En cuanto a los valores isotópicos, este cemento sintaxial presenta +2,92 y +2,96 ‰ para el $\delta^{13}C$, y -0,3 y -0,25 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente, datos que son muy similares a la señal isotópica que tienen los propios crinoides de +2,48 y +2,46 ‰ para el $\delta^{13}C$, y de -0,26 y -0,29 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.62).

F-IV.- Cemento de calcita fibrosa.

Aparece cubriendo el cemento prismático que tapizaba las paredes de las fracturas y el cemento sintaxial de los crinoides previamente descritos (Fig. 5.63). En este caso se trata de una franja isopaca de cemento fibroso, NL, con inclusiones LB. Los cristales presentan una longitud inferior a 1 mm y una anchura de unas 50 µm (Fig. 5.63). Este tipo de cemento se caracteriza por tener una proporción similar de Sr que los anteriores, un menor contenido relativo de Mg que el cemento previo (de 0,77 a 1,87 %moles de CO_3Mg), y una baja proporción de Fe (inferior a 0,1 %moles de CO_3Fe) y de Mn (inferior a 0,08 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). La composición isotópica de esta generación de cemento fibroso se sitúa entre +2,61 y +2,63 ‰ para el $\delta^{13}C$, y entre -0,02 y 0,08 ‰ para el $\delta^{18}O$, respectivamente (Fig. 5.62).

F-V.- Cemento prismático terminal NL.

Este tipo de cemento aparece sobre el cemento fibroso anterior (Fig. 5.63). Se trata de cristales de calcita prismáticos euhédricos, NL, que pueden llegar a alcanzar una longitud de 1 mm y un grosor de 400 µm. Estos cristales tienen en la zona más externa una fina banda LB (Fig. 5.63). Las zonas NL presentan un contenido similar de Sr que los cementos anteriores,

una proporción de Mg relativamente alta (de 1,18 a 1,76 %moles de CO_3Mg), así como un contenido relativamente bajo de Fe y Mn similar a los anteriores (Figs. 5.60 y 5.61). En cambio, la banda LB se caracteriza por la presencia de cantidades relativas de Sr, Mg y Fe similares a las de las zonas NL, pero con una proporción relativamente alta de Mn (de 0,19 a 0,65 %moles de CO_3Mn; Figs. 5.60 y 5.61). Las zonas NL tienen una señal isotópica de +3,93 ‰ para el $\delta^{13}C$ y de +0,6 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.62).

F-VI.- Cemento equigranular terminal LM.

El mosaico de cristales euhédricos, LM, que forman este tipo de cemento, tienen un espesor máximo de 400 µm (Fig. 5.63). Estos cristales euhédricos aparecen con la cantidad relativa de Sr más alta de los cementos descritos en la fractura (de 0,09 a 0,14 %moles de CO_3Mg; Figs. 5.60 y 5.61). En cuanto al resto de elementos traza medidos, las cantidades son similares a las del cemento NL previo (Figs. 5.60 y 5.61). La composición isotópica de este cemento es de +2,24 ‰ para el $\delta^{13}C$ y de -0,49 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Fig. 5.63).

5.3.4.IV.- INTERPRETACIÓN DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

5.3.4.IV.A.- CEMENTOS ASOCIADOS A LAS FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS Y DE CORALES DEL TECHO DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

Como ya se adelantó al principio del apartado descriptivo, el hecho de que el cemento fibroso C-I aparezca recristalizado por el prismático C-III y que la micrita peloidal presente una alta probabilidad de haber sufrido un proceso de neomorfización por este cemento C-III, junto con que el cemento C-III sea el primero que aparece rellenando la porosidad móldica de los corales que pudieron ser disueltos por aguas no marinas (p. e.,

James y Choquette, 1990), hace que se haya puesto especial atención en el estudio del cemento C-III y los cementos posteriores.

La presencia del cemento prismático C-III alrededor de los granos y tapizando las paredes indica que precipitó en un ambiente freático (Fig. 5.59). Los carbonatos marinos del Bajociense-Bathoniense presentaban valores isotópicos ligeramente positivos para el C y ligeramente negativos para el O como reflejan los belemnites analizados (Fig. 5.62). Estos carbonatos marinos son inestables bajo condiciones meteóricas, de tal forma que con la llegada de un fluido meteórico, el aragonito y HMC, tienden a disolverse (para posteriormente precipitar LMC) o a neomorfizarse (Longman, 1980; James y Choquette, 1990, entre otros). El hecho de que el aragonito se disuelva más fácilmente que la HMC (Saller, 1992), explicaría que en el caso estudiado, los corales que presentan una composición original aragonítica aparezcan disueltos mientras que otros componentes como el cemento fibroso C-I o la micrita peloidal C-II de HMC hayan sufrido un proceso de neomorfización. Este proceso explicaría la disolución de los corales previa a la precipitación de los cementos estudiados. Si los procesos descritos se producen en un sistema abierto, las composiciones isotópicas de los cementos diagenéticos tienen un $\delta^{18}O$ que está en función de la composición isotópica del fluido y de la temperatura del mismo. Así, las proporciones relativamente bajas de Mg típicas de fluidos meteóricos y los bajos contenidos de Fe y Mn sugieren que este cemento precipitó a partir de un fluido meteórico o con influencia de aguas meteóricas en un ambiente oxidante. Por otro lado, el hecho de que los datos isotópicos de este cemento sean más ligeros que el de los belemnites de la Fm. Camarena que representan los valores marinos, se puede deber a que el fluido a partir del que precipita el cemento sea de la misma naturaleza pero esté a mayor temperatura, o por el contrario, que se deba a un fluido distinto al marino. En este caso, las bajas proporciones de Mg indican que no se trata de un fluido marino, por lo que se puede concluir que probablemente este cemento precipitó a partir de un fluido meteórico o, al menos, con influencia meteórica. Los valores negativos de $\delta^{18}O$ se

deberían al hecho de que las aguas meteóricas a partir de las que precipitan los cementos, proceden del agua de lluvia, cuya composición isotópica será más negativa que la marina de la que procede por evaporación (p. e. Anderson y Arthur, 1983). En cuanto a la composición isotópica del C, si el sistema fuera abierto, esta derivaría de la composición isotópica del CO_2 disuelto en el fluido, que procedería a su vez de las fases que se estuvieran disolviendo (con C positivos o cercanos a 0 ‰) o de la oxidación de la materia orgánica generada en los suelos desarrollados en superficie (con C negativos), cuya influencia es menor a mayor distancia del suelo (p. e. Lohmann, 1987). Así, los datos isotópicos del cemento C-III, muestran valores isotópicos de C positivos, lo que podría indicar que la distancia con respecto al suelo formado fuera grande o que a pesar de la emersión de zonas que permitieran la entrada de aguas meteóricas, el suelo no se desarrollara lo suficiente como para condicionar su señal isotópica. Aspecto que estaría de acuerdo con la ausencia de paleosuelos en todos los afloramientos estudiados.

Los cristales de calcita equigranular correspondientes al cemento C-IV, comienzan con una zona NL(1). Las altas proporciones relativas de Sr y Mg que presenta, junto con la escasez de Fe y Mn (Figs. 5.60 y 5.61), sugieren que este cemento precipitó a partir de un fluido marino en un ambiente oxidante. En cambio, las zonas con luminiscencia brillante (LB) que precipitaron a continuación, se caracterizan por la presencia de una mayor proporción relativa de Mn que las zonas NL(1) (Figs. 5.60 y 5.61). La presencia de este elemento que suele activar la luminiscencia en los cristales (Machel *et al*., 1991) indica que el ambiente en el que precipitó era subóxico. En el caso de las zonas con luminiscencia mate (LM; Fig. 5.59), la mayor proporción relativa de Fe con respecto a Mn (Figs. 5.60 y 5.61), sugieren que precipitaron en un ambiente reductor. Finalmente, en cuanto al NL(2), la similitud con las proporciones relativas de los elementos analizados en el cemento NL(1), sugieren que precipitó a partir de un fluido marino en un ambiente que de nuevo fue oxidante. En cuanto a los datos isotópicos de estos cementos, muestran una tendencia desde valores

similares a los inferidos para los carbonatos precipitados a partir de agua marina, a valores más ligeros similares a los del cemento C-III (Fig. 5.62). Se ha observado que los valores más pesados corresponden a aquellas muestras que presentan una mayor proporción de zona NL(1) (>70%), mientras que los valores más negativos los presentan la muestra con mayor contenido en cemento LB, LM y NL(2) (>60%). Teniendo en cuenta que el borde de los cristales que forman el cemento NL(2) tiene inclusiones cuando aparece en contacto con el terminal C-V y que el C-V presenta una composición elemental e isotópica típica de fluidos meteóricos o al menos con influencia meteórica (similar al cemento C-III), probablemente la entrada de este último fluido provocó la formación de las inclusiones en el cemento NL(2) y condicionó la tendencia isotópica negativa que presentan los cementos C-IV.

5.3.4.IV.B.- CEMENTOS ASOCIADOS AL RELLENO DE LOS DIQUES DEL TECHO DE LA FM. CAMARENA EN PUENTE GENIL.

La primera generación de cemento que precipita tras la formación de las fracturas que dieron lugar a los diques, el cemento F-I, NL (Fig. 5.63), al precipitar tapizando por completo las paredes de la cavidad creada, indica que se formó en un ambiente freático. La presencia de pequeñas inclusiones LB indicarían que probablemente este cemento ha sufrido un proceso de neomorfismo mediante el que se transformó de aragonito o HMC a LMC (Fig. 5.63). Este proceso neomórfico se produjo por la llegada de un fluido de naturaleza oxidante ya que este cemento es NL y presenta proporciones muy bajas de Fe y Mn (Figs. 5.60 y 5.61). La abundancia relativa de Mg (Figs. 5.60 y 5.61), junto con unos valores isotópicos similares a los inferidos para las calcitas marinas de la región (ver belemnites Fig. 5.63), indican que este cemento precipitó a partir de aguas marinas.

Como el cemento prismático F-I no terminó de rellenar la cavidad abierta, las zonas más profundas de la misma se empezaron a rellenar de micrita

(F-II; Fig. 5.63). Esta micrita, que originariamente sería de naturaleza aragonítica o HMC, al igual que el cemento previo, sufrió un proceso de neoformación transformándola en la LMC actual. La proporción relativamente alta de Mg, y sobre todo, la de Fe (Figs. 5.60 y 5.61), junto con unos valores isotópicos ligeramente más negativos que el cemento previo (Fig. 5.62), sugieren que el proceso de neoformación se dio a partir de un agua marina, en un ambiente subóxico.

A continuación y sellando la micrita, la fractura se rellenó de crinoides, precipitando a su alrededor cemento sintaxial NL (Fig. 5.63). Aunque los equinodermos son originalmente HMC y sufran un proceso neomórfico a LMC (Anderson y Arthur, 1983), la señal isotópica que muestran estos crinoides es muy similar a la de los carbonatos marinos de la región, por lo que se deduce que este proceso de neomorfización se produjo a través de aguas marinas. En el caso del cemento sintaxial NL que aparece alrededor de los crinoides, la baja proporción relativa de elementos como el Fe y el Mn indican que el ambiente de precipitación fue oxidante (Machel y Burton, 1991), mientras que las altas proporciones de Sr y sobre todo de Mg (Figs. 5.60 y 5.61), junto con unos datos isotópicos similares a los inferidos para calcitas de la Fm. Camarena precipitadas a partir del agua marina (ver belemnites; Fig. 5.63), indican que este cemento sintaxial precipitó a partir de aguas marinas.

Tras la reactivación de la fractura y una nueva generación de cavidades, tapizando las paredes de la nueva cavidad, precipitó el cemento fibroso NL F-IV en un ambiente freático (Fig. 5.63). Las características petrográficas que presenta este cemento (inclusiones LB, recrecimientos de cristales), indican que este cemento también sufrió un proceso de neomorfización de aragonito o HMC a LMC. Las bajas proporciones de Fe y Mn indican que esta neomorfización se dio en un ambiente oxidante (Figs. 5.60 y 5.61). Además, las altas proporciones de Sr y Mg (Figs. 5.60 y 5.61), junto con los valores isotópicos similares a los de las calcitas de la Fm. Camarena

precipitadas a partir del agua marina (Fig. 5.62), indican que el fluido que dio lugar a la neomorfización de este cemento fue agua marina.

Después de la precipitación del cemento fibroso F-IV, comenzó a precipitar el cemento prismático F-V. El hecho de que este aparezca cubriendo las paredes de la cavidad que quedaba tras la precipitación del cemento fibroso anterior, señala que el cemento F-V también precipitó en un ambiente freático (Fig.5.63). Como ya se ha descrito previamente, este cemento es NL, terminando con una fina banda LB. Las altas proporciones relativas de Sr y Mg, junto con las bajas proporciones de Fe y Mn sugieren que este cemento precipitó a partir de aguas marinas en un ambiente oxidante (Figs. 5.60 y 5.61). Los datos isotópicos que presenta este cemento son ligeramente más pesados en O y C que los valores de los carbonatos de la Fm. Camarena precipitados por aguas marinas (Fig. 5.62). Estos valores más pesados en O se podrían deber a que precipitaron por fluidos en un ambiente con altas tasas de evaporación o a que precipitaron a partir de aguas marinas a menor temperatura. En este caso, la ausencia de rasgos petrográficos y sedimentológicos que indiquen la existencia de un ambiente hipersalino, indicaría que este cemento precipitó a partir de aguas marinas por un fluido que estaba a menor temperatura que el que dio lugar a la precipitación de los belemnites de la Formación. Teniendo en cuenta la fórmula de Friedman y O´Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a temperaturas entre 0 y 500ºC, y asumiendo que el agua a partir de las que precipitó el cemento fibroso F-IV era la misma que la del cemento prismático NL (F-V), en esta agua marina se produjo un enfriamiento de 3ºC. Este enfriamiento pudo estar relacionado con el hecho de que al final del Calloviense hubo un descenso del CO_2 atmosférico llegando a valores inferiores a 500 ppmv debido al aumento del carbono orgánico enterrado en los sedimentos marinos, lo que produjo un efecto inverso al de *greenhouse* que duró 2,6 m.a. (Dromart *et al.,* 2003). Este hecho se vio reflejado por una caída brusca de las temperaturas de 1 a 3ºC para latitudes bajas y medias, y 5ºC en la temperatura superficial del agua subtropical, valor que es similar al estimado para las zonas subtropicales

entre episodios glaciales e interglaciares cuaternarios (Broecker, 1993). No obstante, otra causa que aparece como más probable es que este descenso de la temperatura del agua se debiera al hundimiento de la plataforma previo al depósito de la facies *Ammonitico Rosso* de la formación suprayacente. Para conocer la causa concreta, si una u otra, haría falta la datación de este cemento. Finalmente, la alta proporción de Mn que aparece en la banda LB con la que termina este cemento, indica un ambiente reductor (Machel y Burton, 1991).

En último lugar precipitó el cemento equigranular LM terminal (F-VI; Fig. 5.63). Las proporciones relativas de Sr y Mg junto con los datos isotópicos, sugieren que este cemento precipitó a partir de agua marina. Aunque las proporciones de Fe y Mn son escasas (Figs. 5.60 y 5.61), la LM que presenta este cemento se debería a la mayor proporción relativa de Fe que de Mn en la estructura de la calcita, lo que implicaría un ambiente reductor. El que los datos isotópicos de este cemento sean algo más ligeros que los del cemento previo (F-V; Fig. 5.62), se puede deber a que la composición isotópica del fluido a partir del cual precipita sea más negativa o bien, a que precipitara a partir de un fluido más pesado, pero a mayor temperatura (Hoefs, 1997; entre otros). En este caso, teniendo en cuenta las proporciones de elementos traza, lo más probable es la segunda de las opciones. Así, según la fórmula de Friedman y O´Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a temperaturas entre 0 y 500ºC, y asumiendo que el agua a partir de las que precipitó el cemento prismático F-V era la misma que la del cemento equigranular LM (F-VI), en esta agua marina se produjo un calentamiento de 4ºC. Por lo tanto, este cemento mate podría haberse formado a partir de un fluido marino ligeramente más caliente en unas condiciones reductoras o, teniendo en cuenta que el cemento anterior (F-V) termina con una banda LB con alto contenido en Mn típica de ambientes subóxicos, este cemento podría haber precipitado también como consecuencia del enterramiento que se podría haber producido a partir de la precipitación del cemento NL del F-V, lo que explicaría el ambiente reductor y la mayor temperatura del fluido.

Comparando los cementos que aparecen en las facies de calizas de corales (tipo C), con los que aparecen rellenando las fracturas que parten del mismo techo (tipo F), se puede observar por un lado, que la proporción relativa de Mg de los cementos tipo C es claramente más negativa que la de los tipo F (Fig. 5.60) y por otro lado, que la composición isotópica de los cementos tipo C es más negativa que la de los de tipo F (Fig. 5.62). Teniendo en cuenta todos los datos expuestos hasta ahora, esta diferencia en los valores isotópicos del O, podrían deberse a la influencia de aguas meteóricas en la precipitación de los cementos C, como ya antes fue razonadamente expuesto.

5.3.5.- Evolución sedimentaria y diagenética.

Al inicio del Bajociense, en un área alejada de la costa, se alcanzaron las condiciones ambientales necesarias para que sobre la facies condensada de tipo *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Zegrí, empezaran a formarse y depositarse sedimentos oolíticos. En los afloramientos estudiados en el S de Córdoba, esta transición fue relativamente brusca. Al igual que en los afloramientos de la Fm. Camarena en el S de Jaén, no se han observado rasgos que indiquen una actividad tectónica durante el inicio del depósito de la Formación como la presencia de brechas o *slumps*, como es el caso de la Fm. Jabalcuz en la provincia de Jaén. Esto sugiere que la Fm. Camarena en el sector de Cabra se formó sobre una sucesión de bloques que se comportaban de forma solidaria o, en último extremo, sobre un solo bloque. En el área de Puente Genil, la ausencia de afloramientos del muro de la Formación impide la interpretación al respecto. Para convertir un área marina donde se depositaban calizas de facies pelágicas a ámbitos donde se pueden producir oolitos y granos relacionados sin que medie una actividad tectónica significativa hay que pensar, necesariamente, en un descenso relativo del nivel del mar. Dicho evento regresivo coincide con el representado en afloramientos del Aaleniense en toda Europa. A continuación, asociado con una importante elevación del nivel del mar

ampliamente reconocida en todo el mundo (Hallam, 2001; Hardenbol *et al*., 1998), se empezó a formar la Fm. Camarena.

Una vez restituidos los afloramientos a su posición paleogeográfica original (ver discusión en el apartado de paleocorrientes), se observa que el bloque o la sucesión de bloques que formarían los afloramientos de Cabra, previamente aludidos, presentaría la zona más deprimida hacia el N con la facies de calizas de peloides (Fig. 5.64). A partir del inicio de la sedimentación de plataforma calcárea, el espacio de acomodación creado por las variaciones relativas del nivel del mar es progresivamente rellenado por una intensa producción oolítica, de tal forma que se fue generando una secuencia de somerización (Fig. 5.64). Así, hacia el techo de la Formación se definió un área ligeramente más restringida en el sector más somero del bloque/s (sector meridional), donde se empezaron a formar oncoides, sedimentos de llanura de mareas y corales. Esta zona menos energética estaría protegida por un cinturón oolítico donde las fuertes corrientes mareales y la acción de las tormentas formaron *sandwaves* (Fig. 5.64). A los largo de este proceso no se han observado datos que indiquen variaciones relativas del nivel del mar a mayor escala.

En este ambiente sedimentario que se describe, las tormentas jugaron un papel fundamental en la distribución de los distintos tipos de facies. En los bancos oolíticos que bordean la zona más protegida, en los periodos de buen tiempo, predominó la migración de *sandwaves* hacia la zona protegida. Esta migración presenta dos direcciones principales de paleocorrientes (Fig. 5.64; flechas azules). Modelos similares donde la migración de bancos oolíticos pueden estar afectada por corrientes oblicuas se han descrito en ejemplos actuales de las Bahamas (p. e. Rankey *et al*., 2006). En ese supuesto, la dirección de desplazamiento de la corriente de marea coincidiría con la bisectriz del ángulo formado por las dirección de desplazamiento de las barras o bancos oolíticos (Rankey *et al*., 2006). En el caso de Cabra sería hacia el NO paleogeográfico. En los periodos de tormenta, la acción del oleaje probablemente arrancaría fragmentos de

sedimento ya litificado por una cementación temprana. Estos fragmentos serían arrastrados por la corriente de retroceso de las tormentas junto con el sedimento disponible en el medio sedimentario hacia el ENE paleogeográfico (Fig. 5.64; flecha roja). Las superficies erosivas, las capas de tormentas, los grandes clastos de corales y de calizas oolíticas, y las geometrías canalizadas son prueba evidente de la importancia que tuvo este proceso. En este sentido, la presencia de tormentas o incluso de huracanes en la región aparece ampliamente descrita en bibliografía (Marsaglia y Klein, 1983; Duke, 1985; Price *et al*., 1995; Molina *et al*., 1997; Navarro *et al*., 2008; Navarro *et al*., 2009; Reolid *et al*., 2009).

En el afloramiento estudiado en Puente Genil si se han puesto de manifiesto variaciones relativas de nivel del mar asociadas a la aparición de corales. En este sector una bajada relativa del nivel del mar provocaría la reducción de la producción oolítica, permitiendo así el depósito de una fina capa micrítica en ambientes someros intermareales o de *lagoon*. La cementación y endurecimiento del fondo oceánico facilitó la colonización de dicho ambiente por colonias de corales asociadas a un pequeño descenso del nivel del mar. El reestablecimiento de condiciones más energéticas favoreció la formación de ooides y oncoides así como la migración de bancos oolíticos que cubrieron y terminaron con el desarrollo de los corales. Este proceso que se repitió varias veces, fue acompañado de la acción de tormentas y/o huracanes que erosionaron los corales y los sedimentos oolíticos, oncolíticos y micríticos previamente litificados (Reolid *et al*., 2009). La tasa de sedimentación para la Fm. Camarena se sitúa entre 11 y 30 mm/1000 años (Molina, 1987). Esta tasa de sedimentación es menor que la propuesta por Hine (1983) de 0,5 m/1000 años para facies similares de las plataformas de Bahamas. Por lo tanto, la alternancia de periodos con alta tasa de sedimentación con otros con baja o nula tasa de sedimentación no se puede descartar. Probablemente, estas fluctuaciones relativas del nivel del mar estuvieron asociadas a la tectónica extensiva que se hace patente en el techo de la Formación (Fig. 5.66).

Medios sedimentarios similares a los descritos tanto en Cabra como en Puente Genil aparecen en las Bahamas (Hine, 1977; Hine y Neumann 1977; Harris, 1984; Rankey *et al*., 2006) o en el Golfo Pérsico (*Trucial Coast*, Purser, 1973).

Ya en el Bathoniense inferior, la acción de la tectónica sobre los afloramientos del Subbético Externo se hizo patente (Fig. 5.65 y 5.66). El inicio de la fracturación de la plataforma carbonatada somera desarrollada hasta el momento, favorecería una mayor circulación de las corrientes marinas sobre los sedimentos previamente formados, provocando la desaparición de los ambientes más restringidos de *lagoon*. Esta mejora en la circulación del agua sobre la plataforma dio lugar a un ligero enfriamiento del agua junto con la eutrofización de esta. Dichas condiciones ambientales provocarían el cambio de carbonatos de tipo fotoautótrofo con organismos que pueden realizar la fotosíntesis directamente como p. e. las algas verdes (oncolitos) o a través de asociaciones fotosimbióticas como p. e. la asociación formada por *Lithocodium-Bacinella* y corales de tipo *Stylina*, *Apocladophyllia* y *Stylosmilia* (Reolid *et al*., 2009), a carbonatos de tipo heterótrofo como p. e. crinoides o braquiópodos (James, 1997; Hallock, 2001). En este proceso, la eutrofización de las aguas tuvo que tener un papel importante ya que este cambio en el tipo de sedimento se dio prácticamente sin variación en la batimetría del medio como indican las crinoiditas retrabajadas por las mareas y tormentas (F-IV). Esta eutrofización de las aguas también pudo estar relacionada con el incremento de la precipitación sobre los continentes a lo largo del Jurásico (Gibbs *et al*., 1999).

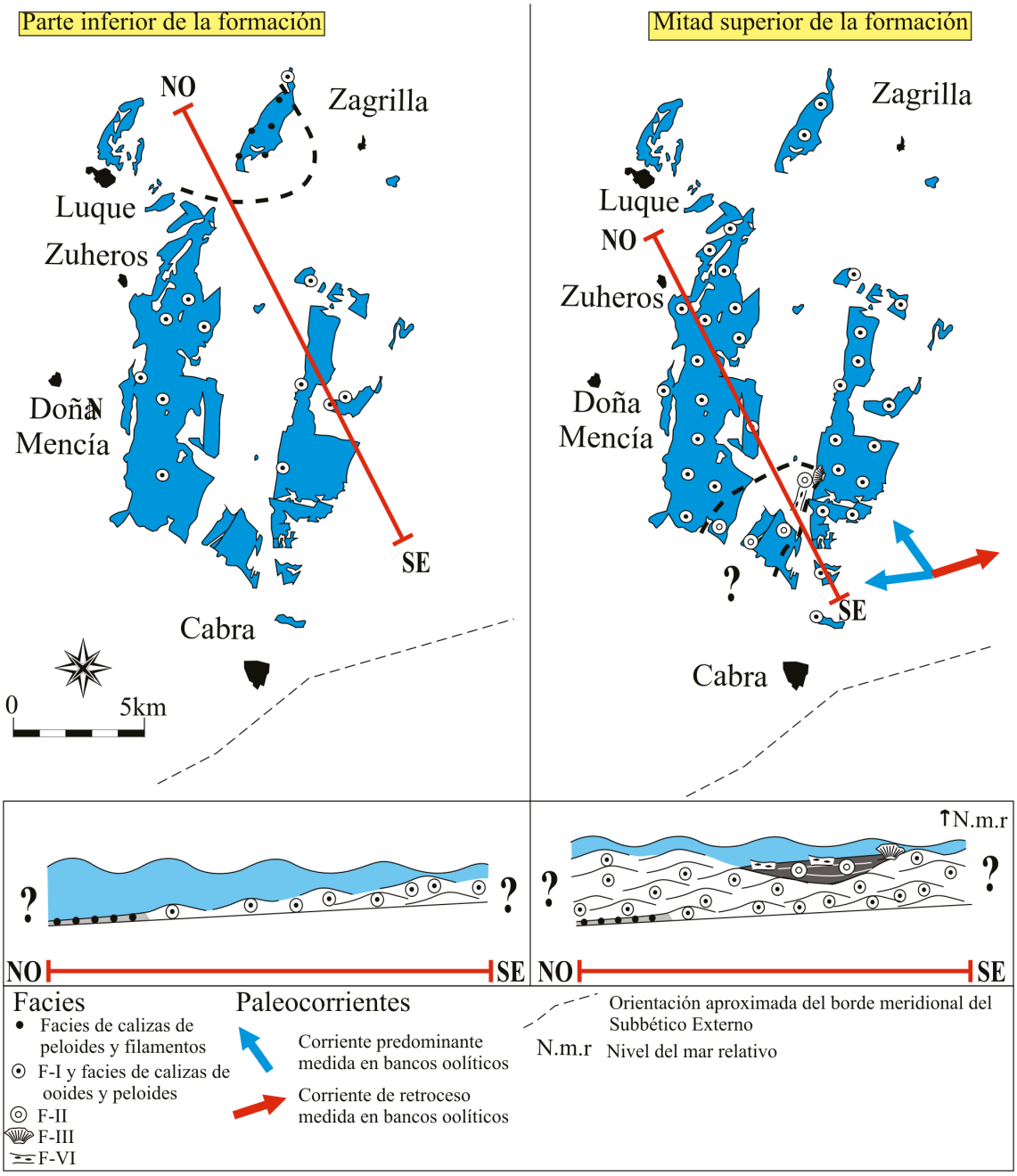


Figura 5.64.- Distribución paleogeográfica de los afloramientos de la Formación en la Sierra de Cabra sometidos al giro de eje vertical antihorario de 74° (ver discusión en el apartado de paleocorrientes). Distribución de facies en planta y en perfil.

La fracturación de la plataforma se produjo a favor de dos familias de fallas: las de dirección paleogeográfica aproximada N-S, que fueron previas a las de dirección aproximada ONO-ESE (Fig. 5.65). La acción de estos juegos de fallas dividió la plataforma en pequeños bloques de pocos kilómetros de diámetro (p. e. Fig. 5.65). El basculamiento y hundimiento de unos bloques con respecto de otros provocó la aparición de pequeñas cuencas donde se

redepositaban por la acción de las tormentas, los sedimentos procedentes de las zonas más someras de los mismos bloques o de los bloques adyacentes (F-V). Esta fracturación de la plataforma pudo así mismo condicionar el cambio en la dirección de las corrientes mareales con respecto a los sedimentos oolíticos infrayacentes (flecha verde; Fig. 5.65).

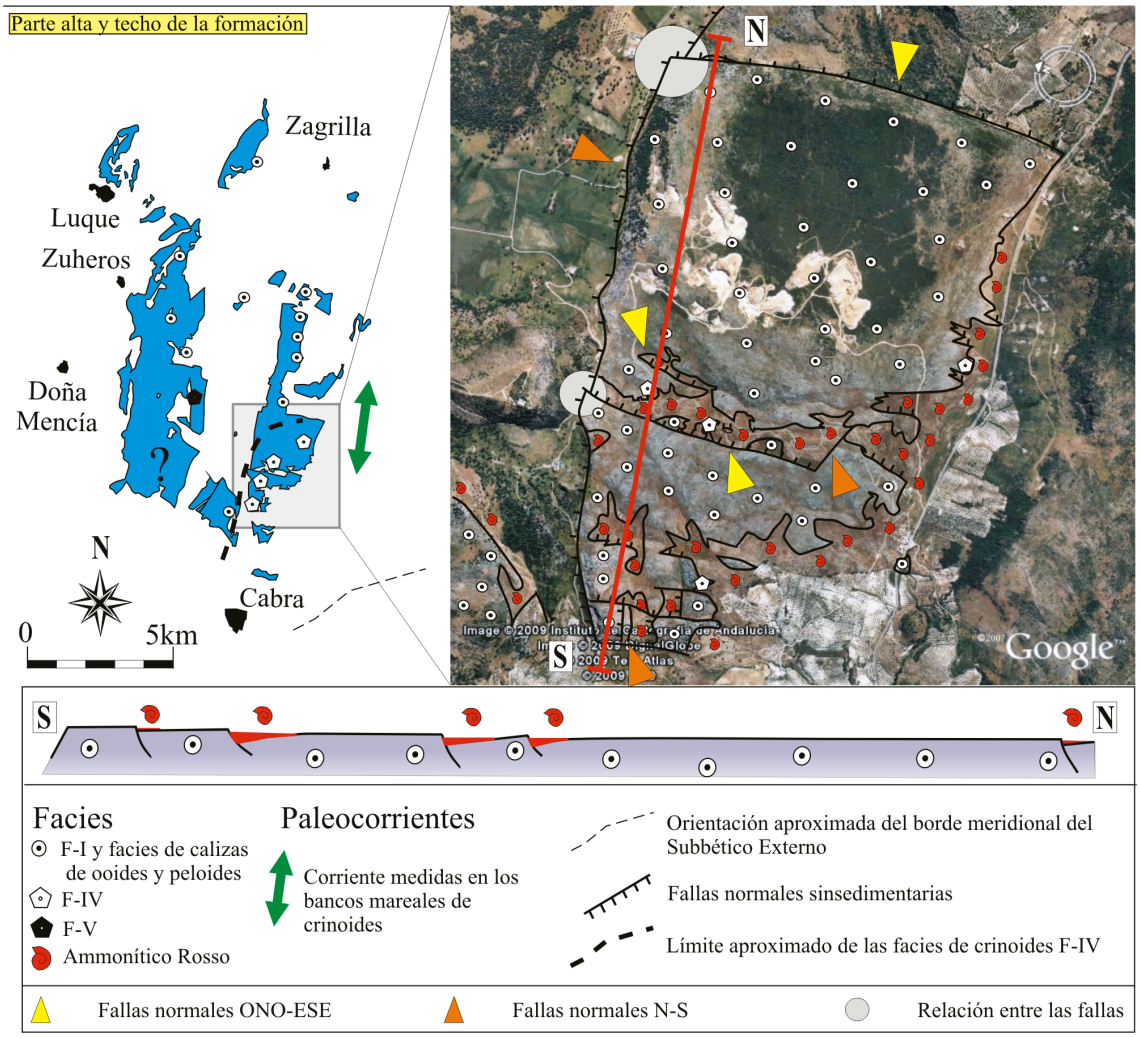


Figura 5.65.- Distribución paleogeográfica de los afloramientos del techo de la Formación en la Sierra de Cabra sometidos al giro de eje vertical antihorario de 74º (ver discusión en el apartado de paleocorrientes). Cartografía de detalle de la zona de Los Lanchares. Explicación en el texto.

El basculamiento de los bloques favoreció la emersión temporal de las zonas más elevadas, dando lugar a la formación de pequeñas islas carbonatadas alejadas de la línea de costa que sufrieron una intensa karstificación. Este periodo de emersión se ha puesto de manifiesto por la disolución de los corales y posterior precipitación de cementos formados a partir de aguas

meteóricas o de mezcla. Durante este intervalo de tiempo, las cavidades kársticas de origen mixto, por fracturación y/o disolución subaérea o submarina, se rellenan de sedimentos y cementos marinos en el área estudiada, por lo que el periodo de emersión de estas pequeñas islas fue breve ya que no se llegaron a formar espeleotemas en las paredes de los diques o por lo menos no se han observado, así como tampoco se han encontrado sedimentos de origen continental o depósitos residuales ligados a estos posibles periodos de emersión. En las zonas más deprimidas de los bloques diferenciados, tras la acumulación de brechas con matriz oolítica que se depositaron en las primeras fases de fracturación (p. e. brechas al O de la Fuente del Espino), la subida relativa del nivel del mar hace que empiecen a acumularse facies condensadas de tipo *Ammonitico Rosso* (Fig. 5.44 y 5.65). Al mismo tiempo que se deposita esta facies, el basculamiento y fracturación de los bloques continúa, de tal forma que junto a las fallas se acumulan brechas con matriz micrítica de facies *Ammonitico Rosso*. Esta facies condensada va rellenando las zonas más deprimidas de las semicuencas y cuencas formadas por el basculamiento y hundimiento de los pequeños bloques diferenciados. Las fracturas y cavidades paleokársticas previamente formadas cuyo relleno se inició con las encrinitas, se siguen rellenando durante este periodo al mismo tiempo que se forman *hardgrounds* en las zonas donde la sedimentación era escasa o nula. Procesos donde aparecen estructuras y sucesiones de facies similares se han descrito en otras regiones mediterráneas como p. e. el O y centro de Sicilia (Santantonio, 2002; Di Stefano *et al*., 2002; Basilone, 2008), los Dolomitas (Massetti y Bottoni, 1978), los Alpes (Winterer et al., 1991; Martire, 1996), los Apeninos (Santantonio, 1993; Santantonio *et al*., 1996) o en la zona occidental de los Montes Tatra, Cárpatos de Polonia (Jach, 2005, 2007).

Estructuras similares con la formación de pequeñas cuencas delimitadas por fallas normales o normales-oblicuas como las descritas en el techo de la plataforma, aparecen en relación con límites de placas divergentes-oblicuos (p. e. Umhoefer *et al*., 2007). Aspecto que está en consonancia con el

episodio expansivo que se inició en el Bathoniense-Calloviense en el margen continental sudibérico (Vera, 1988, 2001).

La ausencia de afloramiento entre los sectores de Cabra y Puente Genil, limita la reconstrucción y el establecimiento de la relación paleogeográfica entre estos dos sectores. De igual modo, tampoco se puede establecer una relación concreta con la facies de calizas con silex (Fm. Veleta; Molina, 1987), que afloran hacia el S con espesores de 10 a 90 m y estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*. Esta facies ha sido interpretada como depositada en una plataforma externa o una rampa afectada por olas de tormentas excepcionales (Molina *et al*., 1997). De cualquier forma, la diferenciación en bloques de pequeño tamaño, el tipo de pequeñas cuencas formadas y la distancia entre los afloramientos, hacen pensar en un modelo donde los afloramientos de Puente Genil y Cabra corresponderían a distintos bloques. Si extrapolamos la orientación de la fracturación observada hacia el techo de la plataforma (ONO-ESE y N-S) a escala regional, se observa que, este tipo de fracturas podrían limitar a gran escala un rosario de bloques, con orientación SO-NE formados en relación a un margen continental extensional oblicuo (Fig. 5.66).

Bloques similares donde sobre calizas someras aparecen diques neptúnicos, con hiatos sedimentarios, rápidos cambios laterales y verticales de facies y superficies erosivas submarinas y subaéreas, que aparecen limitados por fallas normales subparalelas a las aquí descritas y que del mismo modo se han relacionado con pulsos tectónicos extensionales o transtensionales, se han descrito en otras zonas del margen continental del Tethys (p. e. Bernoulli y Jenkyns, 1974; Jenkyns y Senior, 1991; Di Stefano *et al*., 2002; Wall y Jenkyns, 2004; Basilone, 2009).

En conclusión, los principales factores que causaron la instalación, desarrollo, destrucción y hundimiento de la plataforma fueron las fluctuaciones del nivel del mar, la tectónica, junto con la eutrofización del agua. Aspectos que concurrieron en el Paleomargen Sudibérico del Tethys

sometido a esfuerzos probablemente trastensionales asociados a su apertura hacia el O.

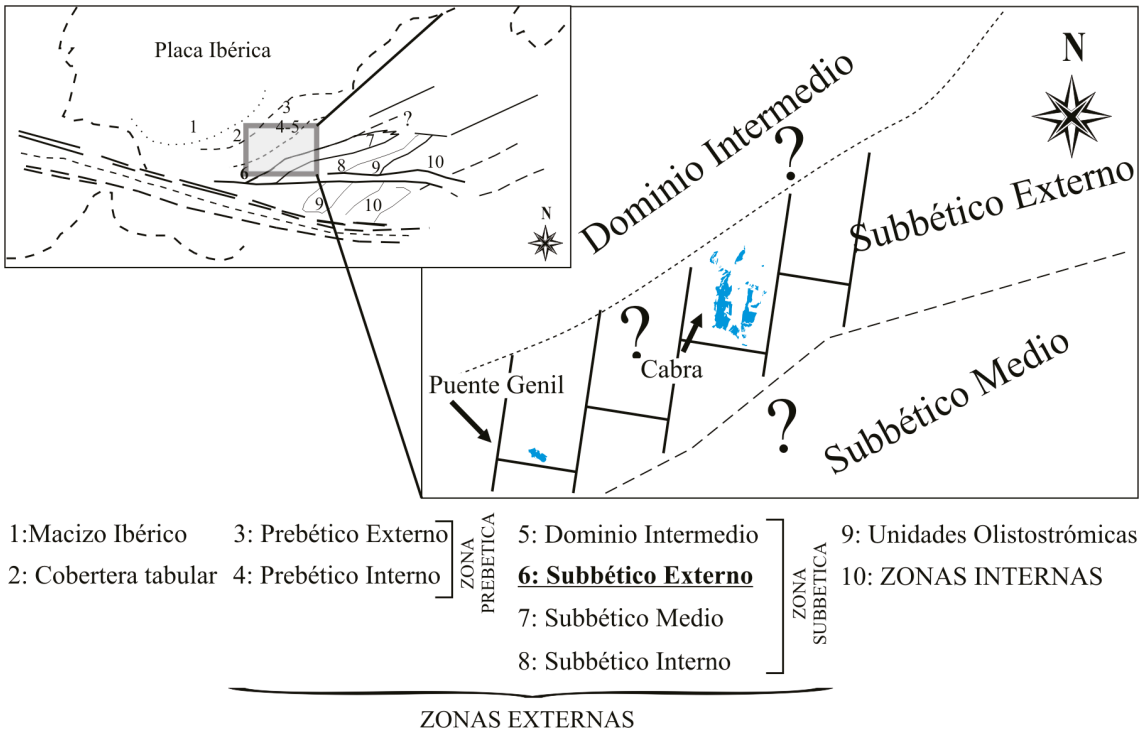


Figura 5.66.- Reconstrucción paleogeográfica de los afloramientos de la Fm. Camarena en Cabra y Puente Genil asociados a un sistema de fallas provocado por una etapa de esfuerzos trastensionales durante la apertura del Tethys hacia el O

5.4.- Análisis de testigos de sondeo en la Sierra de Becerrero (Estepa).

Los afloramientos más occidentales de la Fm. Camarena aparecen en las Sierras de Estepa, en la provincia de Sevilla. Concretamente se han descrito e interpretado afloramientos de la Fm. Camarena tanto en la alineación Mingo-Hacho de Lora-Guichón, como en la Sierra de Becerrero (Fig. 5.67; Cruz-Sanjulián, 1974; Castro, 1990). En este capítulo se analizan dos testigos de sondeo realizados por el IGME para la investigación hidrogeológica de la Sierra de Becerrero (nº de inventario: 154140060 y 154140062).

.



Figura 5.67.- Distribución geográfica de los materiales jurásicos de las Sierras de Estepa.

En la serie jurásica de alineación Mingo-Hacho de Lora-Guichón, Castro (1990), en su Tesis de Licenciatura, describe sobre las calizas de la Fm. Gavilán, que llegan a presentar espesores de 600 m, margas y margocalizas correspondientes a la Fm. Zegrí con una potencia variable de 25 a 60 m. Sobre esta Formación, este autor describe en la Sierra de Pleites calizas tableadas de 25 m de potencia correspondiente a la Fm. Veleta, mientras que en el resto de sierras de la alineación, afloran las calizas oolíticas y peletoidales de la Fm. Camarena (Fig. 5.68). La potencia total de la Formación en este sector no se pudo calcular ya que el techo suele coincidir con un accidente tectónico.

En cambio, la serie jurásica en la Sierra de Becerrero, comienza con los materiales del Jurásico Medio correspondientes a la Fm. Camarena directamente sobre las facies *Keuper* del Trías (Castro, 1990). Este autor diferencia cuatro miembros en la Formación: Miembro I (inferior) formado por dolomías; Miembro II formado por calizas oolíticas y peloidales; Miembro III donde predominan las calizas micríticas con textura fenestral; y Miembro IV (superior) de calizas oolíticas-oncolíticas con corales. En este sector el techo de la Formación está marcado por un paleokarst que lateralmente pasa a un *hardground* similar al descrito en los afloramientos del S de Córdoba (Castro, 1990). Sobre el techo de la Formación y rellenando las cavidades paleokársticas, aflora la facies *Ammonitico Rosso*

correspondiente a la Fm. Ammonítico Rosso Superior. La intensa karstificación superficial dificulta la estimación de la potencia de la Formación en esta unidad. Peyre (1974) cita espesores máximos de 700 m, el IGME de 150 m (IGME, 1976), y Cruz-San Julián (1974) y Castro (1990) miden espesores de hasta 500 y 600 m. Finalmente, Martos (2005), tras el estudio de testigos de sondeo, teniendo en cuenta la situación estratigráfica de los sondeos con respecto a las calizas nodulosas suprayacentes, estimó que la potencia total media de las calizas que afloran entre el Trías y la Fm. Ammonítico Rosso Superior es de 300 m, aunque ésta presente una gran variabilidad (entre 150 y 350 m).

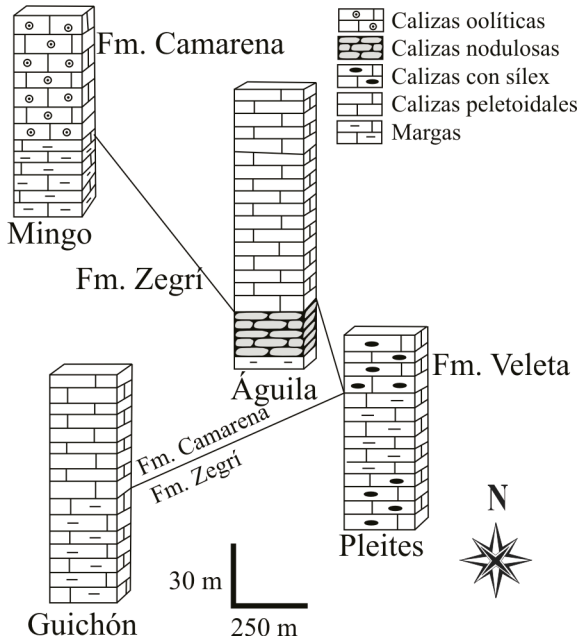


Figura 5.68.- Correlaciones de las Fms. Zegrí, Camarena y Veleta de la serie de Mingo-Guichón. Modificado de Castro (1990).

La base de la Fm. Camarena se había datado en la serie de Mingo-Hacho de Lora-Guichón donde aflora sobre la Fm. Zegrí. En el techo de la Fm. Zegrí, Sola (1973), encontró *Catulloceras sp.* que marca el final del Toarciense y tránsito al Aaleniense, mientras que Castro (1990) encontró *Pseudogrammoceras sp.* de la base del Toarciense superior.

La base de Fm. Camarena en la Sierra de Becerrero no se había podido datar hasta el momento. Mientras que, como ya se ha expuesto, en el resto de sectores donde aflora la Formación, la base de la misma se pudo datar

con ammonites del techo de la Fm. Zegrí infrayacente, la ausencia de esta Formación en la Sierra de Becerrero, junto con la intensa dolomitización que afecta al sector inferior de las calizas que aparecen sobre el Trías, hacen que no se hayan obtenido datos biocronoestratigráficos del inicio de la Formación en este sector. Así mismo, esta dolomitización no había permitido diferenciar la presencia o ausencia de la Fm. Gavilán, que en otros sectores del Subbético representan los depósitos del Jurásico Inferior situados estratigraficamente entre los yesos del Trías y la Fm. Zegrí. Cruz-Sanjulián (1974) atribuye a las dolomías una edad Jurásico Inferior por correlación con otras secuencias subbéticas. En cambio, Castro (1990), interpreta que las dolomías podrían ser del Jurásico Medio, aunque al no haber dataciones de éstas, no excluye edades más antiguas.

Durante el estudio de los dos testigos analizados en este trabajo, se tomaron muestras de las zonas que estaban menos dolomitizadas, con el fin de determinar la presencia de microfósiles que pudieran datar como Jurásico Inferior o como Jurásico Medio la parte dolomitizada. Sin embargo, el estudio petrográfico de estas láminas no ha aportado datos concluyentes. Así mismo, la presencia de pequeños niveles margosos distribuidos a lo largo de los testigos estudiados permitió la toma de muestras para el estudio de nanofósiles. Este estudio llevado a cabo por el Dr. Gines A. de Gea Guillén, concluyó con el reconocimiento de *Watznaueria barnesae* en un nivel margoso que aparece en la base del testigo de "El Martillo", entre las facies triásicas y las calizas dolomitizadas. La presencia de este nanofósil que vivió desde el Bajociense superior al Cretácico Inferior corrobora la idea de Castro (1990) de que las calizas que se situaban en la Sierra de Becerrero entre los materiales del Trías y la Fm. Ammonítico Rosso Superior correspondían en su totalidad a la Fm. Camarena, por lo que en esta sierra no aparece la Fm. Gavilán del Jurásico Inferior. Con todos los datos expuestos, se establece el Bajociense superior como la edad del muro de la Formación. Edad que es posterior a la iniciación de la plataforma en los otros sectores estudiados (Aaleniense-Bajociense medio; S de Jaén y S de Córdoba).

En los sectores no dolomitizados de la parte superior de los testigos se han encontrado *Protopeneroplis striata* Weynschenk, que está considerado por diversos autores como de edad Jurásico Medio-Superior (Azema *et al*.,

1979b; Ruiz-Ortiz, 1980; Flügel, 1982; Flügel, 2004). En cuanto al techo de la Fm. Camarena en este sector, coincide con la discontinuidad descrita a nivel regional para el resto de sectores en los que aflora la Formación (Molina, 1987; Vera *et al*., 1988; Castro, 1990). En el techo de la Formación, Dubar y Peyre (1960), dataron una facies de calizas de crinoides y braquiópodos que no se ha observado en los testigos estudiados. La datación de esta facies mediante los braquiópodos, indicó Bajociense superior-Bathoniense. Por otro lado, Castro (1990) y Castro *et al*., (1990), en los primeros depósitos de la Formación suprayacente encontraron fauna de ammonites del Calloviense superior. Este mismo autor, teniendo en cuenta estos datos, junto con que la discontinuidad del techo de esta Formación, a escala regional había sido considerada como Bathoniense medio-superior (Molina, 1987), concluye que esta edad es la más probable para el techo de la Formación en la Sierra de Becerrero. En conclusión, la edad de la Formación en las Sierras de Estepa quedaría limitada entre el Bajociense superior y el Bathoniense medio-superior.

5.4.1.- Localización de los testigos de sondeos estudiados.

Los dos testigos de sondeos que se han estudiado, Cañada Honda (nº de inventario 154140060; coordenadas: x-333173, y-4125825, z-608) y El Martillo (nº de inventario 154140062; coordenadas: x-331521, y-4126720, z-585), están localizados en la Sierra de Becerrero (Fig. 5.69). En la figura 5.69 se puede observar una cartografía detallada de la zona correspondiente a las Sierras de Estepa, junto con la localización de los principales núcleos urbanos y las vías de acceso a los distintos afloramientos. Los dos testigos de sondeo estudiados han sido realizados por el IGME para investigación hidrogeológica y se encuentran en la Litoteca del IGME de Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba).

5.4.2- Estudio sedimentológico y estratigráfico.

El estudio sedimentológico realizado sobre los testigos de sondeo ha permitido diferenciar los siguientes tipos de facies: 1) calizas de ooides y

peloides; 2) calizas oncolíticas; 3) calizas de corales; 4) calizas micríticas; 5) calizas peloidales; 6) margas y margocalizas 7) brechas y 8) dolomías. De todas estas facies, las cuatro primeras son similares a las descritas para la Fm. Camarena de los sectores del S de Jaén y S de Córdoba. Por lo tanto, a continuación se llevará a cabo la exposición de los rasgos específicos que presentan estas facies en los testigos estudiados, así como la descripción del resto de facies que aparecen por primera vez. Posteriormente, se detallará la sucesión vertical de facies, así como los rasgos que caracterizan el techo de la Formación para finalmente, interpretar las facies en función de los datos previamente expuestos.

5.4.2.I.- TIPOS DE FACIES.

F-I.- Facies de calizas de ooides y peloides.

Esta facies es muy similar a la descrita para los sectores previamente analizados. En este caso presentan textura *grainstone-packstone* donde la granoselección de los aloquímicos (ooides, peloides, agregados e intraclastos) es relativamente buena (Lámina 5.12A y B). En cuanto al contenido fosilífero, en orden decreciente de abundancia, los granos esqueletales que aparecen en esta facies son crinoides, algunos ejemplares de foraminíferos bentónicos como *Protopeneroplis*, *Nautiloculina*, *Lentiloculina* o *Textularia*, cianobacterias calcificadas como *Cayeuxia* y algas verdes.

F-II.- Facies de calizas oncolíticas.

Este tipo de facies es similar al descrito para el sector del S de Córdoba. En este caso, además de los cuatro tipos distintos de oncoides que se describían en esta facies, con las formas de crecimiento y tipos de láminas analizadas en el sector del S de Córdoba (micríticos, espongiostromados, oncoides con foraminíferos y oncoides mixtos), también aparecen oncoides que presentan formas de crecimiento irregular de tipo L (Flügel, 2004), con láminas que presentan un entramado abierto con poros rellenos de calcita (tipo 5; Flügel, 2004; Lámina 5.12C-F). En orden de abundancia, los granos

esqueletales que aparecen asociados a esta facies son crinoides, foraminíferos bentónicos como *Textularia* o *Trocholina*, bioclastos de coral, y serpúlidos, algunos de ellos con bordes micritizados.

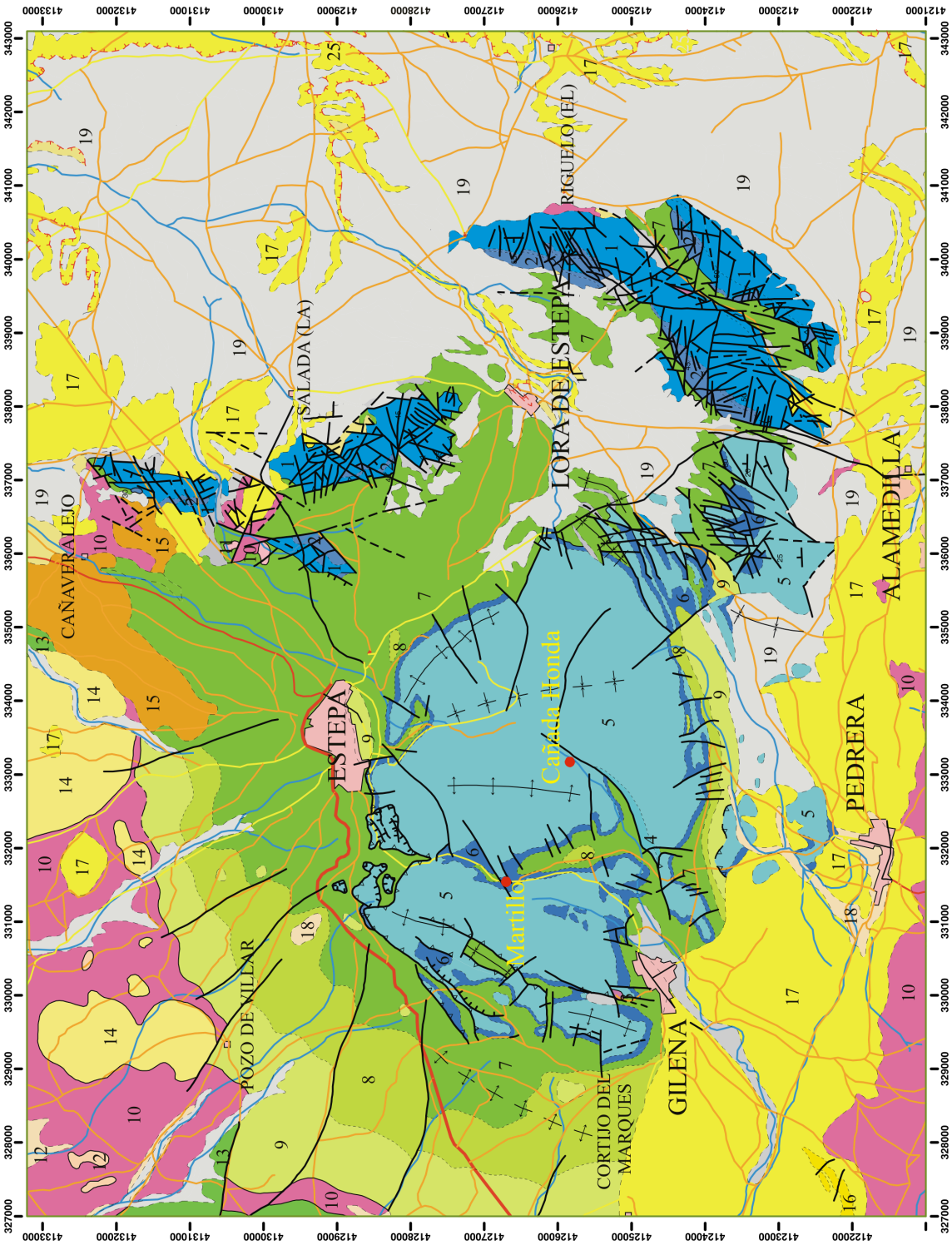
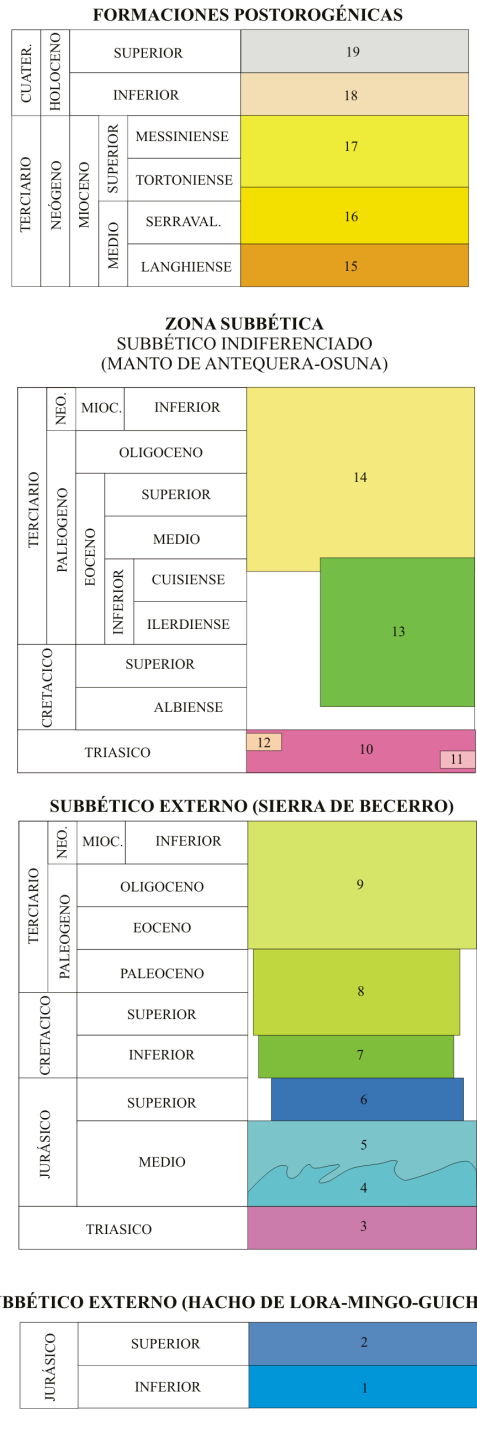


Figura 5.69A.- Cartografía de las Sierras de Estepa y localización de los testigos de sondeo estudiados. Modificado de Martos (2005).



19.- Fondos de valle actuales
Llanuras aluviales, terrazas recientes
Coluviones y derrubios de ladera
Suelos y costras de exudación
Conos de deyección
18.- Terrazas antiguas
17.- Areniscas y calizas biodetríticas
16.- Brechas calcáreas de cantos jurásicos
15.- Margas y calizas margosas
14.- Calizas detríticas y organógenas con margas calcáreas blancas (Serie de las Viñas)
13.- Calizas, calizas margosas y margas calcáreas con nódulos de silex (Capas rojas)
12.- Dolomías carniolares
11.- Dolomías y calizo-dolomías tableadas
10.- Arcillas, areniscas y margas con yesos, dolomías, ofitas, etc. (Trias en facies germano-andaluz)
9.- Calizas detríticas y margocalizas
8.- Margas, margocalizas con silex (Capas rojas)
7.- Margocalizas grises
6.- Calizas nodulosas brechoide
5.- Calizas oolíticas
4.- Dolomías en su mayor parte brechoide
3.- Arcillas y margas abigarradas con yesos y carniolas (Trias en facies germano-andaluz)
2.- Margas y margocalizas, dolomías y calizas oolíticas
1.- Dolomías y calizas

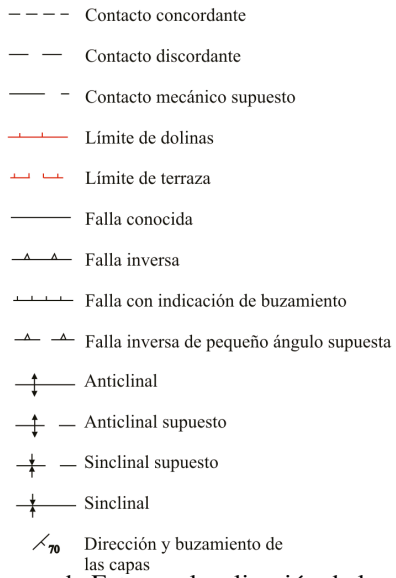


Figura 5.69B.- Leyenda de la cartografía de las Sierras de Estepa y localización de los testigos de sondeo estudiados.

LÁMINA 5.12: Facies que aparecen en los testigos de sondeo estudiados en la Sierra de Becerrero (I).

Fotos A-B.- **Facies de calizas de ooides y peloides (F-I).**

A.- Foto de una sección del testigo de sondeo Cañada Honda donde aparece la facies de calizas de ooides y peloides.

B.- *Grainstone* oolítico con una buena granoselección. En esta foto se pueden observar los ooides de tipo 1 y 3 de Strasser (1986).

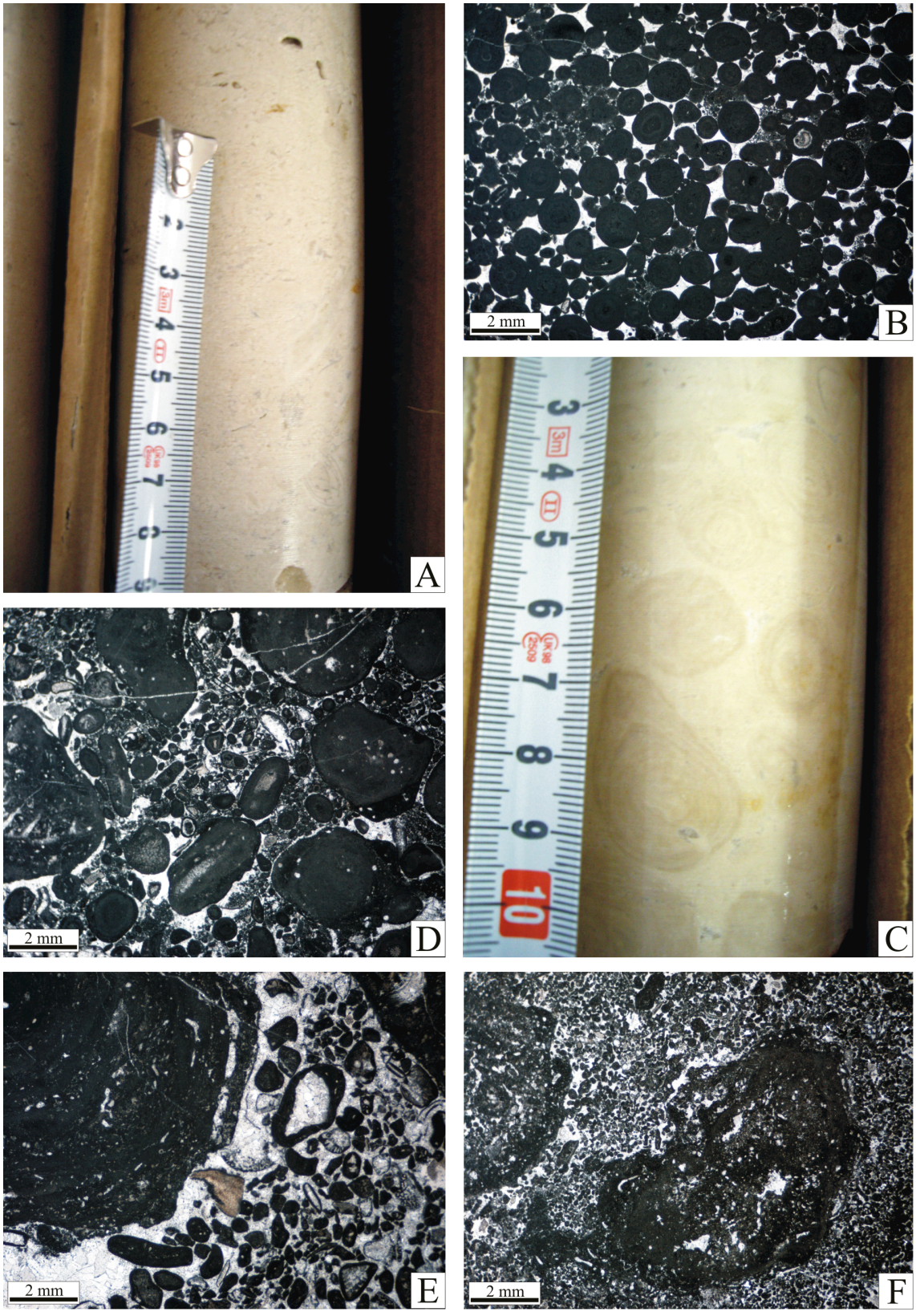
Fotos C-F.- **Facies de calizas oncolíticas (F-II).**

C.- Foto de una sección del testigo de sondeo Cañada Honda donde aparecen los oncoides subesféricos y ovalados de tamaño centimétrico.

D.- *Grainstone* de oncoides micríticos y ooides.

E.- Oncoide de tipo espongiostromado.

F.- Oncoide con formas de crecimiento irregular de tipo L, con láminas que presentan un entramado abierto con poros rellenos de calcita (tipo 5; Flügel, 2004).


A
2 mm
B
C
2 mm
D
2 mm
E
2 mm
F

F-III.- Facies de calizas de corales.

Los corales estudiados están pobremente preservados (Lámina 5.13A-D) de igual modo a lo que ocurría con los corales descritos en los afloramientos de Puente Genil. Las estructuras finas están disueltas y con frecuencia las coralitas aparecen rellenas de grandes cristales esparíticos. Por todo esto, la determinación de los mismos fue difícil. En los testigos de sondeo estudiados, el Dr. Hannes Löser de la Universidad Nacional Autónoma de México, ha determinado dos tipos distintos de corales:

a) *Stylina micrommata*, que también aparece en el sector de Puente Genil correspondiente a una colonia de tipo plocoide (Lámina 5.13B).
b) *Thamnoseris cadomensis* en una colonia de tipo astreoide (Lámina 5.13C).

En este caso, la facies de corales de los testigos aparece en una amplia gama de texturas desde *wackestone* a *grainstone*. El resto de rasgos que caracterizan esta facies son similares a los descritos para la zona del S de Córdoba. Entre estos rasgos se mantiene el predominio de corales de tipo masivo plocoide y astreoide, correspondientes al tipo c según la clasificación establecida en el área de Puente Genil (Lámina 5.13A-B). Estos corales, presentan carácterísticas tafonónicas similares a las de los corales estudiados en Puente Genil, entre los que cabe destacar la colonización de los corales por microbialitas y anélidos (serpúlidos; Lámina 5.13D), además de perforaciones de litófagos.

F-IV.- Calizas micríticas.

Este tipo de calizas presenta como microfacies más característica *mudstone* con textura fenestral. Las fenestras tienen una forma y distribución irregular (Lámina 5.13E). Pueden aparecer totalmente rellenas de calcita, con una franja de cemento fibroso alrededor de las paredes y el resto del poro

relleno de cristales de calcita equigranular (Lámina 5.13F), o pueden estar rellenas parcialmente de micrita dando lugar a estructuras geopetales.

También se han observado texturas *mudstone-wackestone* con ooides y peloides dispersos, donde los granos esqueletales como filamentos, algas verdes, cianobacterias calcificadas como *Cayeuxia* (Lámina 5.13G) o algunos ejemplares de foraminíferos bentónicos como Textularidae, destacan por su relativa abundancia (Lámina 5.13H).

F-V.- Facies de calizas peloidales.

Se caracteriza por presentar, a microescala, una textura *packstone* con una proporción variable de peloides de lodo, bahamianos y *pellets* que oscila entre el 60% y el 95% de los granos (Lámina 5.14A). Del mismo modo contiene una proporción variable (5-10% de los granos) de ooides entre los que, aunque aparecen intensamente micritizados, se han podido discriminar ooides de tipo 3 de Strasser (1986), si bien la micritización no permite descartar la presencia de otros tipos. También se han observado ejemplares dispersos de oncoides similares a los previamente descritos. Como granos esqueletales, en orden decreciente de abundancia hay crinoides, algas, bivalvos y algunos foraminíferos bentónicos como *Textularia*.

Esta facies se diferencia de la facies de calizas de peloides descrita en apartados anteriores por la presencia, de forma esporádica, de fenestras irregulares rellenas totalmente de cemento esparítico, localmente con tonos rojizos y grises.

F-VI.- Facies de Margas y margocalizas.

Se trata de margas y margocalizas de color amarillo o verde con una potencia normalmente inferior a 1 m. Suelen estar limitadas por contactos netos con las calizas infra y suprayacente (Lámina 5.14B y C) que en

algunos casos son oblicuos al testigo vertical. Se han observado algunos clastos de las calizas adyacentes embebidos en las margas.

Los análisis de difracción de Rayos X realizados en los niveles de margas de los dos testigos no han sido determinantes a la hora de indicar la presencia de minerales típicos de paleosuelos como puede ser la goethita o hematites (p. e. Wright, 1994), ya que la proporción de calcita en las muestras es demasiado elevada. El estudio de los frotis realizados en los distintos niveles ha determinado la ausencia total de nanofósiles en todas las muestras. Mención especial requieren los 6,5 m de margas que aparecen entre los yesos del Triásicos y la facies de dolomías en la base del testigo El Martillo. En estas margas es donde se ha localizado el nanofósil *Watznaueria barnesae*, con el que se ha datado la base de la Formación en la Sierra de Becerrero.

F-VII.- Brechas.

En el testigo de Cañada Honda entre el metro 40 y 90 de profundidad se han observado 5 niveles de brechas con una potencia inferior al metro, mientras que en el testigo de El Martillo, se han observado 4 niveles de brechas entre los 140 y 150 m de profundidad. De estos últimos, los 3 inferiores presentan una potencia inferior a los 40 cm, mientras que el superior supera los 5 m de potencia. En todos los casos se trata de una brecha clasto-soportada (Lámina 5.14B). Aunque en la mayoría de los niveles sólo se han observado clastos micríticos correspondientes a la facies de calizas micríticas, algunos de los cuales presentan coloraciones violáceas o anaranjadas, localmente también aparecen clastos correspondientes a la facies de calizas de peloidales y a las de calizas de ooides y peloides. Los clastos son heterométricos, aunque su diámetro no supera los 8 cm (Lámina 5.14D). La matriz entre los clastos suele ser margosa de color verde o rojo, aunque también se han observado brechas donde entre los clastos solo aparece cemento esparítico.

F-VIII.- Dolomías.

Esta facies presenta una textura vacuolar o cavernosa típica de carniolas (Lámina 5.14E). Localmente tiene un carácter brechoide (Lámina 5.14F), con cantos angulosos que generalmente tienden a encajar unos con otros. La matriz es microbrechoide, donde los huecos que aparecen están rellenos de cristales de esparita equidimensional (Lámina 5.14G). Tanto en los cantos como en las carniolas, aparecen zonas con dolomitización menos intensa lo que permite reconocer la textura previa de la roca. Generalmente se trata de un *grainstone* de ooides y peloides similar a la facies F-I de estos testigos previamente descrita. A microescala en las láminas delgadas correspondientes a este tipo de facies se diferencian mosaicos hipidiotópicos de cristales subhedrales. Estos cristales suelen presentar un núcleo oscuro y la periferia más clara (Lámina 5.14G).

Aparte de estas facies que son las que aparecen en los testigos de sondeo estudiados, Castro (1990) describe la presencia hacia el techo de la Formación de calizas de crinoides con un espesor máximo de 10 m, con *sets* de laminación cruzada de 10 a 15 cm de espesor, presentando una textura *grainstone*.

LÁMINA 5.13: Facies que aparecen en los testigos de sondeo estudiados en la Sierra de Becerrero (II).

Fotos A-D.- **Facies de calizas de corales (F-III).**

A.- Foto de una sección del testigo de sondeo Cañada Honda donde aparece un coral masivo de tipo plocoide.

B.- Foto de microfacies de un coral *Stylina micrommata*, que aparece parcialmente recristalizado.

C.- Coral de tipo astreoide, *Thamnoseris cadomensis*.

D.- Foto de microfacies donde se aprecia como el coral está colonizado por serpúlidos y microbialitas.

Fotos E-H.- **Facies de caliza micrítica (F-IV).**

E.- Foto de una sección del testigo de sondeo Cañada Honda donde aparecen calizas micríticas con textura fenestral.

F.- *Wackestone* con textura fenestral irregular (*bird´s-eye*). Cubriendo las paredes de las fenestras aparece una fina capa de cemento fibroso.

G.- *Wackestone* con cianobacterias calcificadas.

H.- *Wackestone* con peloides y foraminíferos Textularidae.

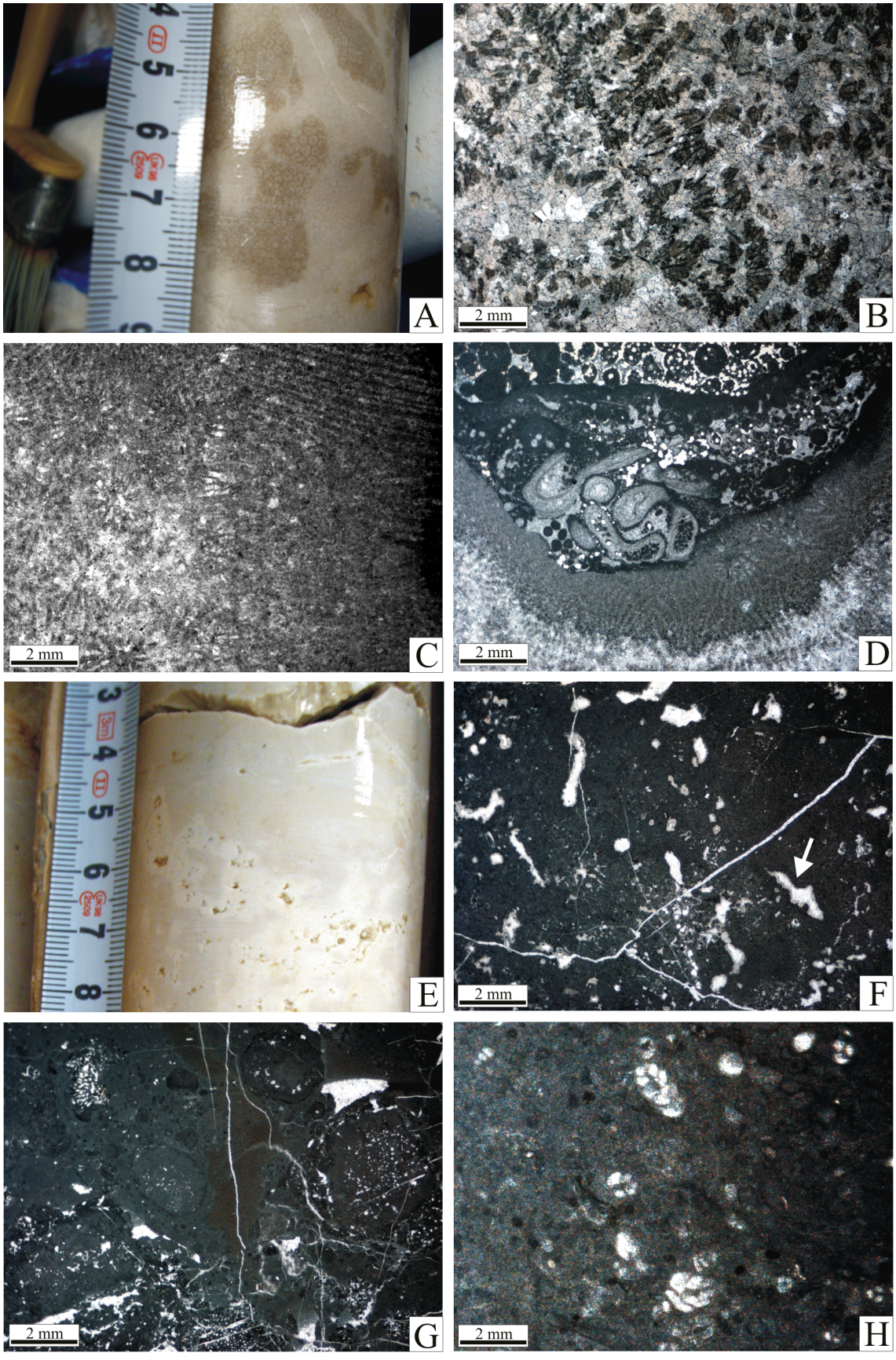

A
2 mm
B
2 mm
C
2 mm
D
E
2 mm
F
2 mm
G
2 mm
H

LÁMINA 5.14: Facies que aparecen en los testigos de sondeo estudiados en la Sierra de Becerrero (III).

Foto A-.- **Microfacies de calizas de peloides (F-V).**

Foto B.- **Foto de los testigos donde aparecen la facies de margas (F-VI) y la de brechas (F-VII). La letra C corresponde a la foto C (F-VI), mientras que la letra D corresponde a la foto D (F-VII).**

Foto C.- **Microfacies de la facies de marga y margocalizas (F-VI).**

Foto D.- **Microfacies de la facies de brechas (F-VII).**

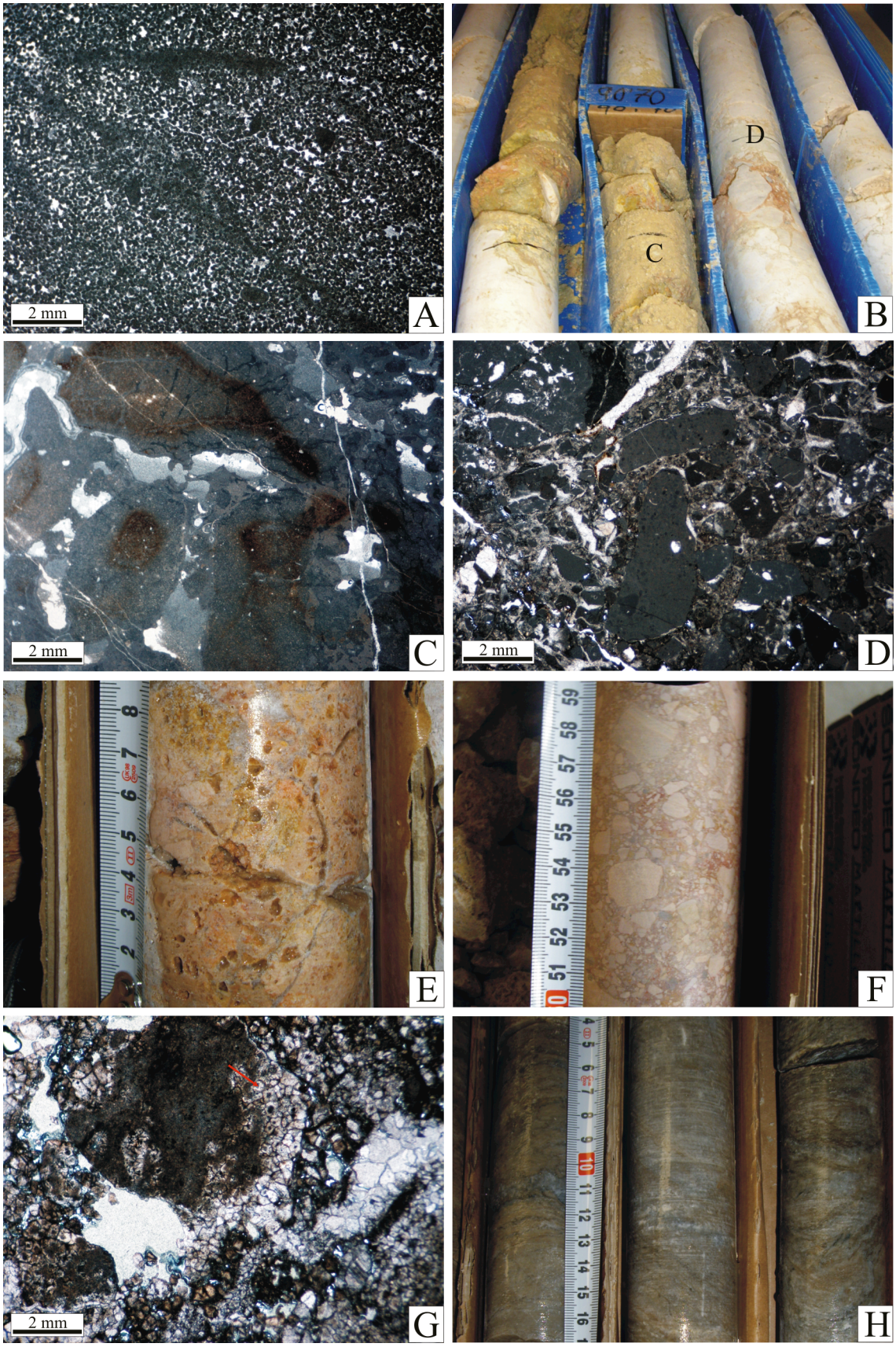
Fotos E-G.- **Facies de dolomías (F-VIII).**

E.- Foto del testigo donde se aprecia la textura vacuolar típica de las carniolas.

F.- Foto del testigo donde se observa la brechificación asociada a la intensa dolomitización característica de esta facies.

G.- Microfacies de la facies de dolomías donde se pueden diferenciar los cristales subhedrales de dolomita.

Fotos H.- **Foto de testigos donde aparecen los yesos típicos de las facies *Keuper* del Triássico.**


2 mm
A
D
C
B
2 mm
C
2 mm
D
E
F
2 mm
G
H

5.4.2.II.- SUCESIÓN VERTICAL DE FACIES.

El estudio de la relación vertical de las facies se ha llevado a cabo en los dos testigos de sondeo estudiados (Figs. 5.70-5.72).

En el testigo de Cañada Honda (Figs. 5.70 y 5.71), a 246 m de profundidad, sobre los yesos del Trías, aparece una alternancia de las facies de dolomías (F-VIII) y margas y margocalizas (F-VI) durante 20 m, para a continuación dominar la facies de dolomías hasta el metro 170. Las muestras tomadas en las zonas donde la dolomitización fue menos intensa, deja ver que la roca original previa a la dolomitización presentaba la facies de calizas de ooides y peloides (F-I), calizas oncolíticas (F-II) y calizas peloidales (F-V). Por encima de este tramo dolomitizado, hasta el metro 95 del sondeo, está la facies de calizas de ooides y peloides (F-I), con la excepción de un tramo de 12 m (desde los 116 m hasta el metro 104) de facies de calizas de corales (F-III). Por encima, y tras un tramo de 4,5 m en facies de calizas oncolíticas (F-II), se encuentra la facies de calizas peloidales (F-V), margas y margocalizas (F-VI) y brechas (F-VII). Más arriba, sobre facies de calizas de ooides y peloides, las margas y margocalizas y brechas dan paso a 22 m en facies de calizas de corales. En los siguientes 25 m se interrelacionan la facies de calizas de ooides y peloides (F-I), con la de calizas oncolíticas (F-II), la de calizas peloidales (F-V), margas y margocalizas (F-VI) y brechas (F-VII). Finalmente, en los 38 m superiores del testigo domina la facies de calizas oncolíticas con una pequeña intercalación de facies de calizas de ooides y peloides.

En cuanto al testigo de El Martillo (Figs. 5.71-5.72), sobre los yesos del Triásico hay 7 m de margas y margocalizas de color verde, sobre la que aparece la facies de dolomías hasta el metro 150 del testigo. En los siguientes 10 metros del testigo, sobre la facies de calizas de ooides y peloides (F-I) y la de calizas peloidales (F-V) se han observado distintos niveles en facies de brechas (F-VII) entre niveles de margas y margocalizas (F-VI). Por encima, 30 m en facies de calizas de ooides y peloides (F-I), sobre la que aparece la facies de calizas peloidales que a techo muestra

tonos grises y rojos, previos a unos 2 m de facies de calizas micríticas con fenestras (F-IV). A continuación, hasta el metro 20 de profundidad del testigo, domina la facies de calizas oncolíticas. Finalmente, se suceden de nuevo la facies de calizas micríticas (F-IV), sobre la de calizas oncolíticas (F-II) para terminar el testigo en facies de calizas de ooides y peloides (F-I).

A continuación se ha representado la sucesión de facies que aparece en cada testigo (Fig. 5.73).

5.4.2.III.- TECHO DE LA FORMACIÓN.

Castro (1990) describió las características del techo de la Fm. Camarena en este sector: un cambio litológico brusco, la existencia de un relieve paleokárstico, *hardground*, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes, rasgos que coinciden con las que expuso Molina (1987) y los previamente indicados en esta Tesis para el sector de Cabra. En este sector Castro (1990) encontró diques neptúnicos en los que se llegó a datar el Calloviense superior (Castro *et al.*, 1990).

En este trabajo se han observado nuevos ejemplos de la morfología que caracteriza el techo de la Formación (Fig. 5.74). Las observaciones se han realizado en los frentes de explotación de dos canteras situadas al SE de Estepa y al N de Gilena (Fig. 5.74). En estas canteras se aprecia el cambio litológico brusco que marca la discontinuidad del techo de la Formación que presenta fallas normales de dirección entre N60ºE y N85ºE. A escala de detalle, se observa la heterocronía de los materiales fosilizantes de la discontinuidad con el relleno sintectónico de la facies *Ammonitico Rosso* sobre la Fm. Camarena (Fig. 5.74A y B). Al igual que se describió en el afloramiento de Puente Genil (Fig. 5.44A), el tamaño de los bloques definidos entre las fallas es normalmente inferior a 20 m. Siguiendo la metodología llevada a cabo en el sector de Cabra, el estudio de los rellenos geopetales del primer estrato de facies *Ammonitico Rosso* que aparece sobre el techo de la Fm. Camarena indica un basculamiento de 12º.

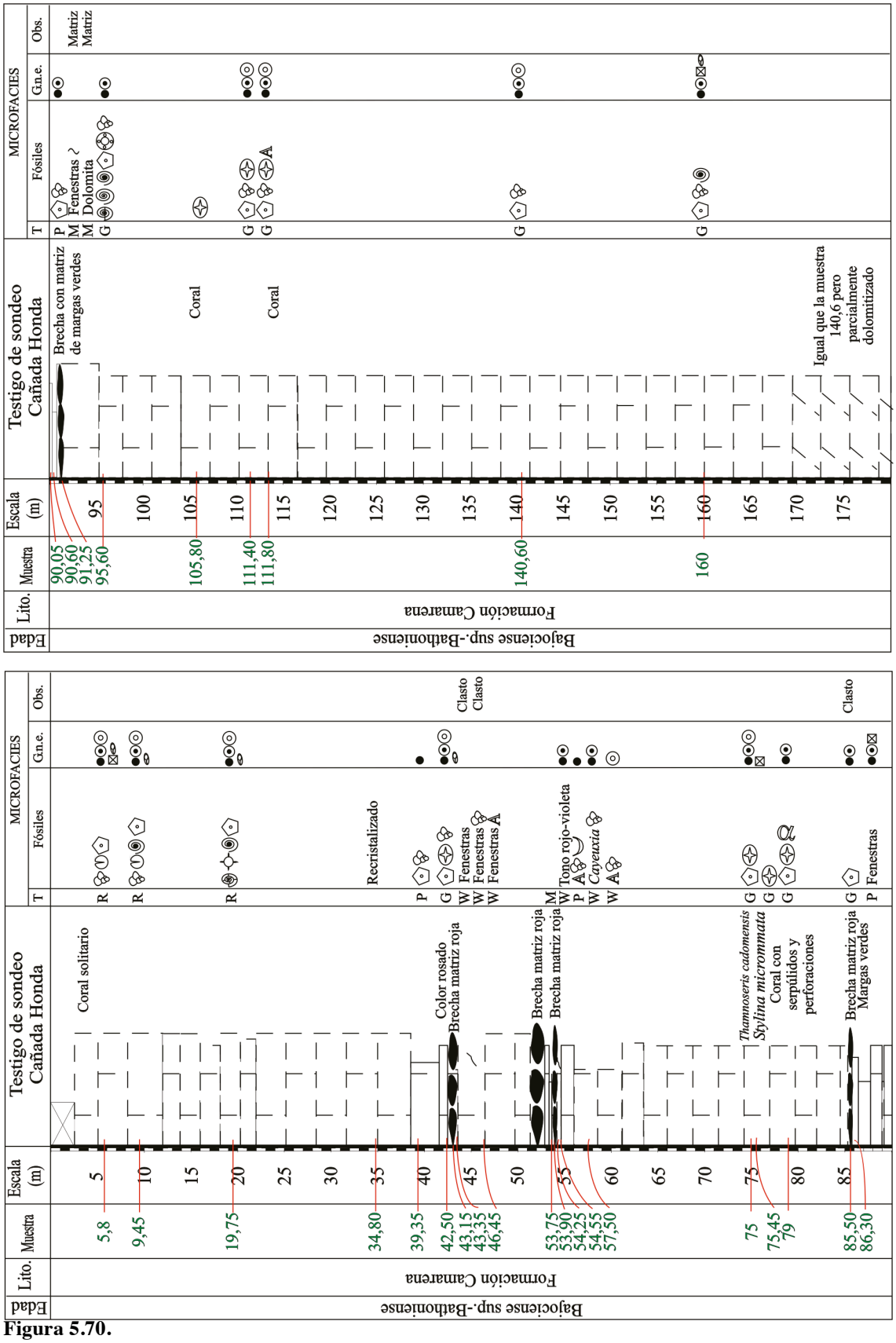

Testigo de sondeo Cañada Honda
MICROFACIES
Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense sup.-Bathoniense
Formación Camarena
Brecha con matriz de margas verdes
Coral
Coral
Igual que la muestra 140,6 pero parcialmente dolomitizado
Matriz
Matriz
Fenestras
Dolomita
Coral solitario
Color rosado
Brecha matriz roja
Brecha matriz roja
Brecha matriz roja
Thamnoseris cadomensis
Stylina micrommata
Coral con serpúlidos y perforaciones
Brecha matriz roja
Margas verdes
Recristalizado
Fenestras
Fenestras
Fenestras
Tono rojo-violeta
Cayeuxia
Clasto
Clasto
Fenestras

Figura 5.70.

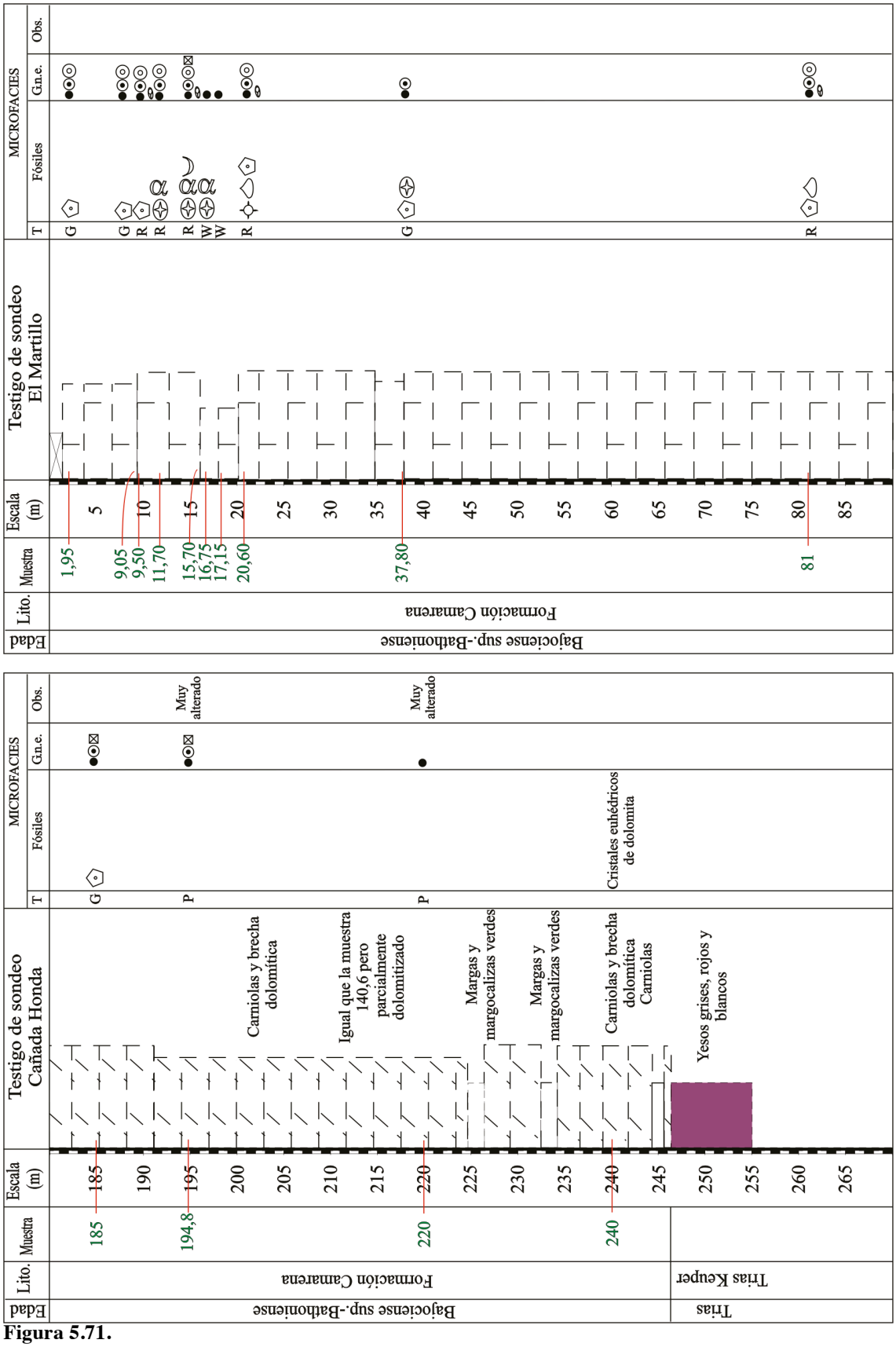
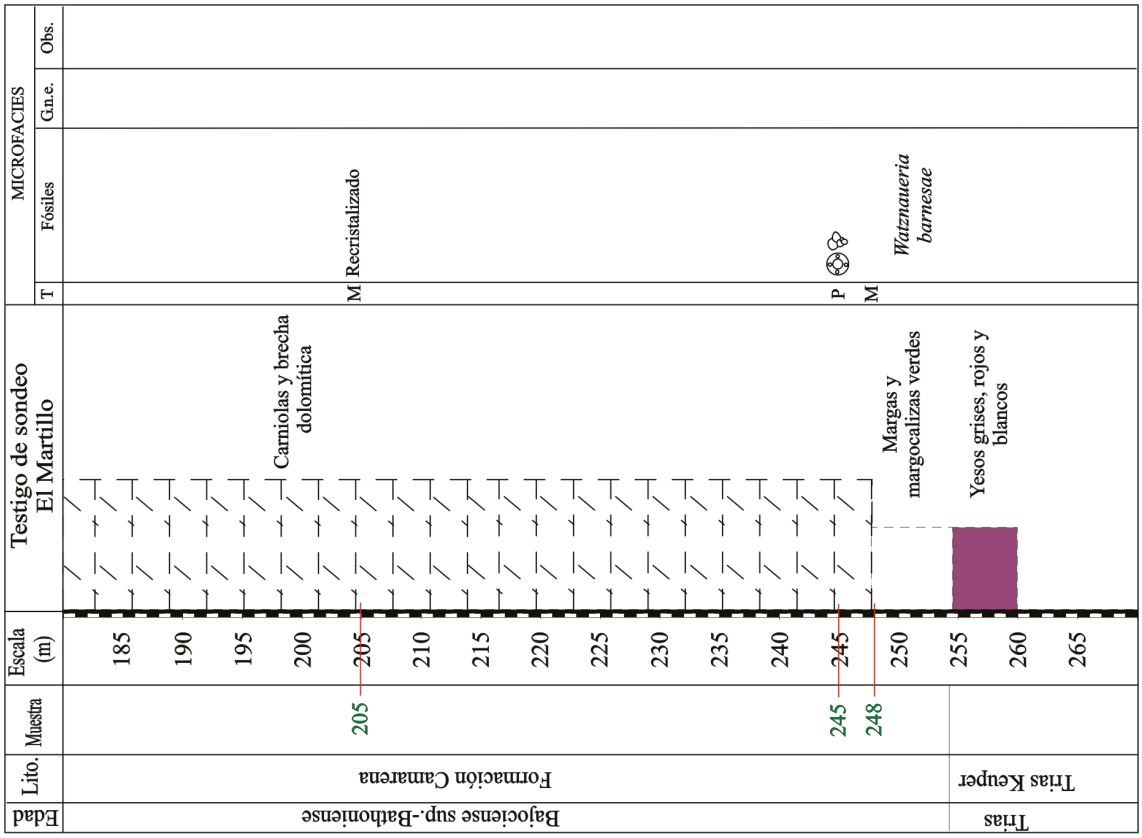

Testigo de sondeo Cañada Honda
Testigo de sondeo El Martillo
MICROFACIES
T
Fósiles
G.n.e.
Obs.
Escala (m)
Muestra
Lito.
Edad
Bajociense sup.-Bathoniense
Formación Camarena
Trías
Trías Keuper
Carniolas y brecha dolomítica
Igual que la muestra 140,6 pero parcialmente dolomitizado
Margas y margocalizas verdes
Margas y margocalizas verdes
Carniolas y brecha dolomítica
Carniolas
Yesos grises, rojos y blancos
Cristales euhédricos de dolomita
Muy alterado
Muy alterado
185
194,8
220
240
1,95
9,05
9,50
11,70
15,70
16,75
17,15
20,60
37,80
81

Figura 5.71.


Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Testigo de sondeo El Martillo
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense sup.-Bathoniense
Formación Camarena
Trias
Trias Keuper
Carniolas y brecha dolomítica
Margas y margocalizas verdes
Yesos grises, rojos y blancos
M Recristalizado
Watznaueria barnesae
205
245
248
185
190
195
200
205
210
215
220
225
230
235
240
245
250
255
260
265

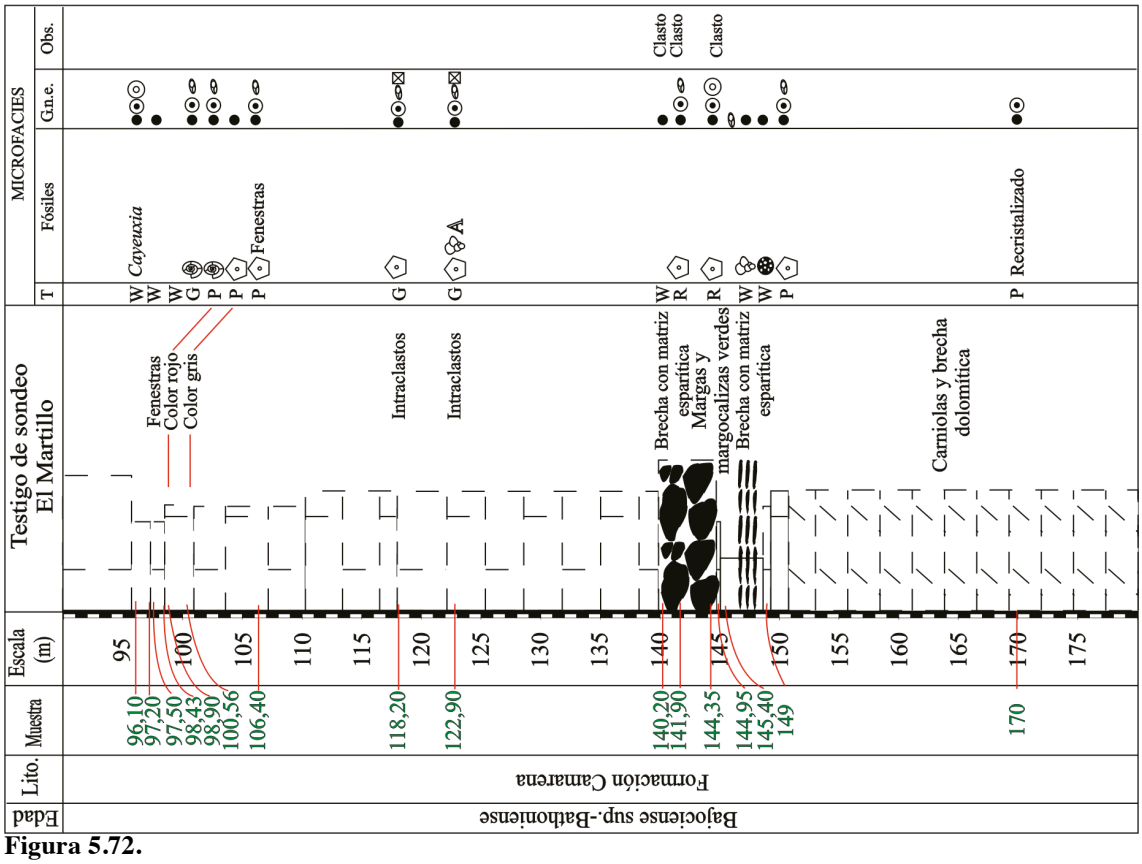

Edad
Lito.
Muestra
Escala (m)
Testigo de sondeo El Martillo
MICROFACIES
T
Fósiles
Gn.e.
Obs.
Bajociense sup.-Bathoniense
Formación Camarena
Fenestras
Color rojo
Color gris
Intraclastos
Brecha con matriz esparítica
Margas y margocalizas verdes
Carniolas y brecha dolomítica
Cayeuxia
Fenestras
Recristalizado
Clasto
96,10
97,20
97,50
98,43
98,90
100,56
106,40
118,20
122,90
140,20
141,90
144,35
144,95
145,40
149
170
95
100
105
110
115
120
125
130
135
140
145
150
155
160
165
170
175

Figura 5.72.

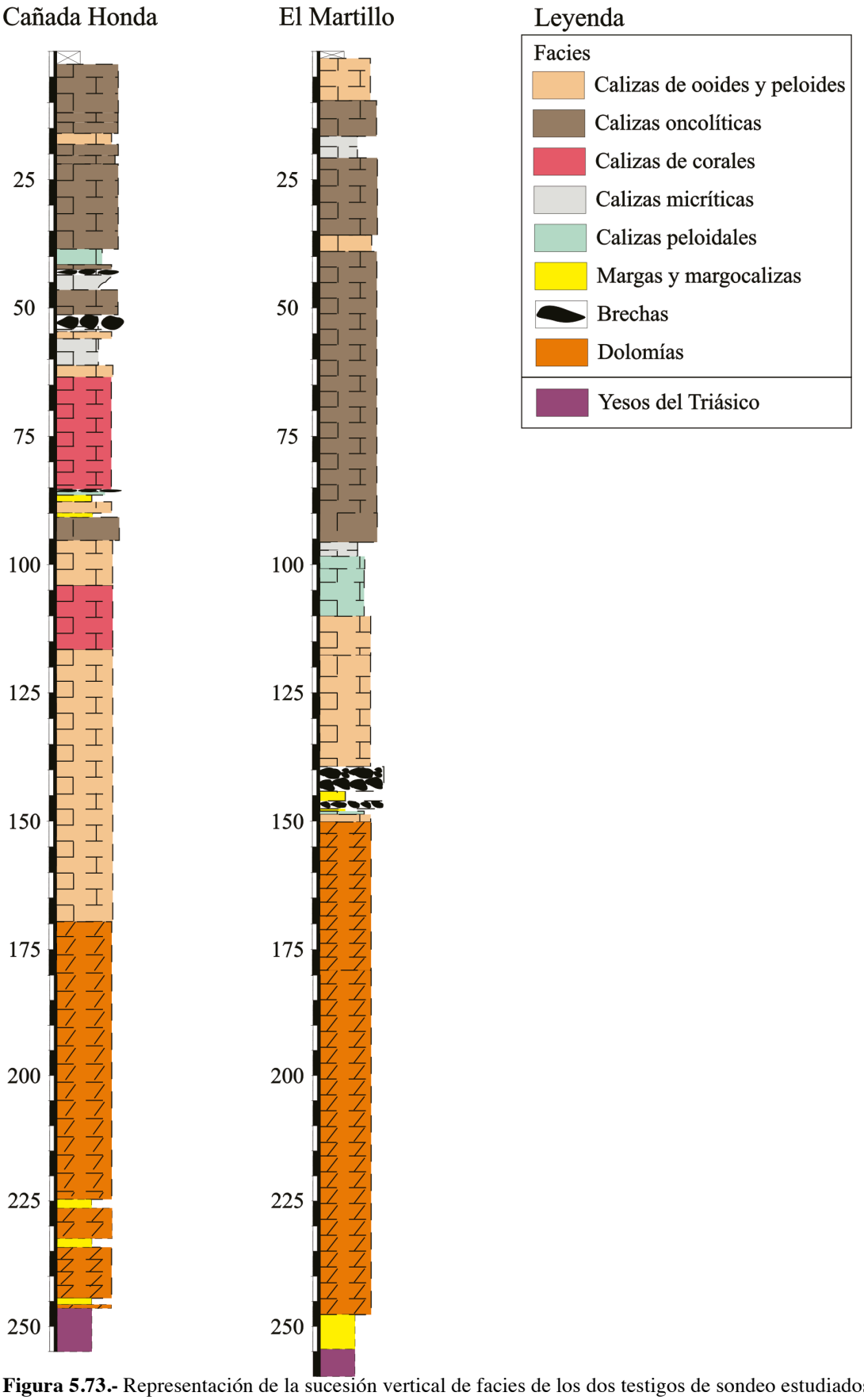


Figura 5.73.- Representación de la sucesión vertical de facies de los dos testigos de sondeo estudiados.

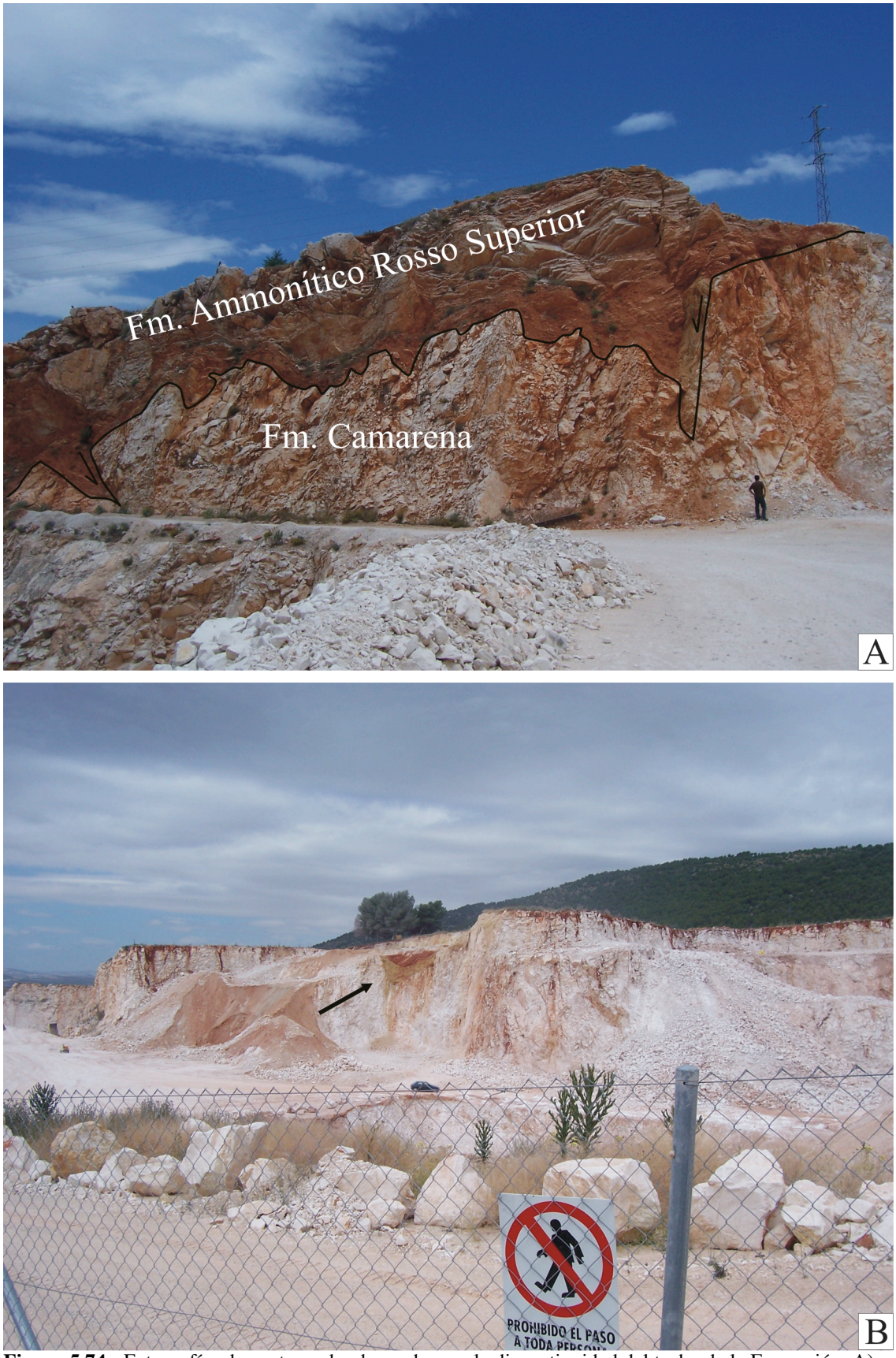


Figura 5.74.- Fotografías de canteras donde se observa la discontinuidad del techo de la Formación. A) Al SE de Estepa. B) Al N de Gilena.

5.4.2.IV.- INTERPRETACIÓN DE FACIES.

F-I.- Facies de calizas de ooides y peloides.

El estudio de esta facies en los testigos dificulta su interpretación ya que no se han podido observar estructuras sedimentarias asociadas. Estructuras que tampoco se han observado en las canteras visitadas ya que en éstas las calizas oolíticas presentaban un aspecto totalmente masivo. Aún así, la presencia en esta facies de ooides formados en ambientes energéticos como son los tipos 1 y 3 de Strasser (1986), la buena granoselección que presentan los aloquímicos, su relación con la facies de calizas de corales, y la de calizas oncolíticas, sugiere que esta facies es similar a las descritas para otros sectores de la Formación donde se han interpretado como bancos oolíticos formados en un ambiente submareal.

F-II.- Facies de calizas oncolíticas.

La asociación de oncoides que aparece se suelen formar en bajíos de alta energía en la franja que separa el ambiente de plataforma marina abierta del *lagoon* (p. e., Flügel, 2004; Colombié y Strasser, 2005; Védrine *et al*., 2007). El dominio de texturas *grainstone* y *rudstone*, junto con los granos que los acompañan y la asociación de estas facies con la facies de calizas de ooides y peloides por un lado, y con la de caliza micrítica por otro (Fig. 5.73), corroboran que los oncoides se pudieron formar simultáneamente a esta facies en ambientes que, aunque eran energéticos, eran áreas con menor energía que donde se formaban los bancos oolíticos.

F-III.- Facies de calizas de corales.

Esta facies se corresponden con la facies de calizas de corales descrita por Castro (1990). Este autor describió la presencia tanto de corales solitarios como de colonias. En el caso de las colonias de corales, eran colonias lateralmente discontinuas que aparecían aproximadamente paralelas a la

estratificación. Este autor reconoció corales tanto en posición de vida, como retrabajados, así como un nivel de facies micríticas hacia la base de las colonias. Todos estos rasgos, junto con las colonias clasificadas, sugieren un medio similar de formación al de las colonias descritas para los afloramientos de Puente Genil. Por lo tanto, este tipo de facies se formaron en zonas someras, relativamente protegidas, que permitieron la colonización de los corales por serpúlidos y microbialitas. Como ya se explicó en el sector del S de Córdoba, la presencia de estos corales embebidos en una matriz con textura *grainstone* con granos típicos de ambientes energéticos (p. e. ooides tipo 1 y 3 de Strasser, 1986), sugiere que estas colonias fueron enterradas por la migración de los bancos oolíticos. Del mismo modo, y de acuerdo con Castro (1990), la presencia de estos corales a distintos niveles estratigráficos sugiere que se formaron en relación con pequeñas oscilaciones del nivel del mar de acuerdo con la interpretación propuesta por Molina *et al*. (1984, 1985), Ruiz-Ortiz *et al*. (1985), Molina (1987) y Reolid *et al*. (2009).

F-IV.- Calizas micríticas.

Las calizas micríticas con textura fenestral aparecen preferentemente en ambientes supramareales o intermareales (Ginsburg, 1975; James, 1984; Hass, 2004; entre otros). Esta facies que se muestra localmente como *wackestone* de algas, cianobacterias calcificadas como *Cayeuxia* (Lámina 5.13F) o con algunos ejemplares de foraminíferos bentónicos, indicarían un ambiente submareal de baja energía típico de *lagoon* (p. e. Flügel, 2004). Por otro lado, la presencia de ooides en este tipo de facies sugiere que fueron redepositados desde la barrera oolítica que delimitaría la zona menos energética del *lagoon*.

F-V.- Calizas peloidales.

La presencia en este tipo de facies de oncoides dispersos, junto con el hecho de que esta facies aparezca asociada a las facies de calizas de ooides

y peloides, calizas oncolíticas y calizas micríticas, hacen que se hayan interpretado como facies formadas en un ambiente protegido tras la barrera oolítica o de *lagoon*. Ejemplos actuales de este tipo de facies se puede encontrar p. e. en las Bahamas (Harris, 1984), donde se puede apreciar toda una transición desde las facies energéticas oolíticas hasta las arenas lodosas de las zonas más protegidas, pasando por facies de *packstone* de ooides y peloides. La presencia de fenestras en este tipo de facies, junto con tonos rojizos indicaría un ambiente intermareal donde podrían emerger de forma esporádica.

F-VI.- Margas y margocalizas.

El hecho de que esta facies aparezca indiscriminadamente tanto junto a facies energéticas (facies de calizas oolíticas) como junto a facies de *lagoon* (facies de calizas de peloides), el contacto neto que presentan los niveles margosos con la roca encajante y la ausencia de rasgos que indiquen un origen supramareal, hacen que se hayan interpretado como diques neptúnicos aquellos niveles que aparecen hasta los 95 m en el testigo de Cañada Honda y hasta los 145 en el testigo de El Martillo. La presencia de diques a esta profundidad en la Fm. Camarena ya se ha descrito en otros sectores (Cabra; Molina 1987; observación personal).

El espesor de 6,5 m que presentan las margas y margocalizas de la base del testigo El Martillo, junto con la profundidad a la que se encuentran (250 m), el que aparezcan estratigráficamente entre los yesos del Trías y la Fm. Camarena, y su edad definida al principio de este capítulo, sugieren que estas margas podrían corresponder a la Fm. Zegrí más que a un dique neptúnico. La evidente actividad tectónica que provoca el contacto entre las facies del Trías y la Fm. Camarena podría ser la causante de los niveles margosos que aparecen hacia la base del testigo de Cañada Honda. La ausencia de fósiles y estructuras sedimentarias que aporten más información acerca de su génesis hacen que no se haya podido concretar más la interpretación de estos niveles margosos.

F-VII.- Brechas.

La limitada continuidad que ofrece el estudio de un testigo de sondeo dificulta la interpretación de este tipo de facies. Se ha observado, que esta facies, al menos en los sectores no dolomitizados de los testigos, suele aparecer asociada a la facies micrítica intermareal. De hecho, los clastos micríticos que aparecen en esta facies corresponden a la facies de calizas micríticas. Por otro lado, Castro (1990), describe asociados a la facies de calizas micríticas con textura fenestral, estratos con laminación que hacia techo se van brechificando constituyendo un nivel con cantos blandos de contornos poligonales (de aproximadamente 1 x 5 cm), dispuestos irregularmente (formando un ángulo entre 0 y 15º con la estratificación), que interpreta como brechas relacionadas con estructuras *tepee*. Además, la presencia de clastos micríticos con coloraciones violáceas y anaranjadas con peloides, se asemejan a los niveles centimétricos manchados de óxidos con estos mismos tonos que describe Castro (1990) asociados a la facies de calizas micríticas. Con todos estos datos se interpreta que probablemente, estas brechas corresponden a brechas de tipo *tepee*, de tal forma que representarían los medios más someros dentro de la llanura de mareas, con posibles emersiones temporales.

La presencia de clastos correspondientes a la facies de calizas peloidales y a la de calizas de ooides y peloides, mezclados en determinados niveles con los clastos micríticos, sugiere un origen a partir de eventos energéticos como pueden ser las tormentas, que podrían haber retrabajado los clastos ya cementados de los ambientes submareales adyacentes junto con los clastos formados en la llanura de mareas. Otra posibilidad es que sean brechas tectónicas asociadas a fracturas que aprovechan las zonas de debilidad creadas en los contactos entre calizas oolíticas y micríticas.

F-VIII.- Dolomías.

El hecho de que el tramo dolomitizado de los dos testigos estudiados repose directamente sobre los yesos del Triásico junto con la presencia de paleofracturas como la descrita por Castro (1990) en el borde N de Becerrero, sugiere que de acuerdo con este autor, los fluidos enriquecidos en Mg^{2+} ascendieron a través de paleofracturas dolomitizando la parte inferior de la Fm. Camarena. Mosaicos de cristales de dolomita zonados con el núcleo oscuro y la periferia clara similares a los observados, ya han sido descritos en bibliografía (p. e., Sibley, 1982; Tucker y Wright, 1990; entre otros). Los núcleos oscuros suelen proceder de la presencia de inclusiones de minerales relictos de el CO_3Ca precursor que el fluido dolomitizante fue incapaz de asimilar (Sibley, 1982).

5.4.3.- Discusión.

5.4.3.I.- CORRELACIÓN DE FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

El análisis de la distribución de facies observada en los dos testigos estudiados, indica que sobre la intensa dolomitización que afecta a la base de los mismos, aparece la facies correspondiente a los bancos oolíticos submareales que, hacia arriba, pasan a facies relativamente más protegidas como la de corales, oncolíticas, peloidales o micríticas entre otras, por lo que se definiría a grandes rasgos una secuencia de somerización similar a la descrita para los afloramientos correspondientes al S de Jaén, o al S de Córdoba. En este caso la diferencia principal recae en la mayor abundancia de facies más someras como pueden ser las calizas peloidales de *lagoon*, la facies de calizas micritas de origen inter y supramareal, o las brechas relacionadas con estructuras *tepee* supramareales (Fig. 5.75).

El estudio de detalle de las facies que aparecen en los testigos nos indicaría, teniendo en cuenta la batimetría a la que se forman dichas facies, las variaciones relativas del nivel del mar.

Como se puede apreciar en la figura 5.75, no se observa una correlación directa entre los dos testigos. Este hecho probablemente se debe a que a pequeña escala, las facies no presentan una distribución lineal como sugería la ley de Walther, sino que aparecen con una distribución espacial aleatoria (Wilkinson *et al*., 1999; Wilkinson y Drummond, 2004), dando lugar a un mosaico de facies (Wright y Burgess, 2005). Sin embargo, como ya se ha visto en ejemplos actuales de las Bahamas (Rankey, 2002), dentro del mosaico de facies se pueden establecer asociaciones de facies que aparecen siempre relacionadas. Este hecho se puede observar en los testigos estudiados ya que aparecen asociadas por un lado la facies de calizas de ooides y peloides, la de calizas de corales y la de calizas oncolíticas, y por otro lado aparecen la facies de calizas peloidales, la de calizas micríticas y las brechas de tipo *tepee*. En el testigo de Cañada Honda se han definido hasta seis ascensos relativos del nivel del mar, mientras que en el de El Martillo se han definido cinco (Fig. 5.75). Teniendo en cuenta que la edad de la Formación se desarrolla desde el Bajociense superior al Bathoniense medio-superior (4.5-5 M.a.; Gradstein *et al*., 2004), las fluctuaciones del nivel relativo del mar registradas en los testigos se podrían corresponder con ciclos de 3er orden.

Castro (1990), describe que en la serie del Mingo-Hacho de Lora-Guichón, la Fm. Camarena está formada por facies oolíticas submareales y facies peloidales con filamentos, ammonites y belemnites típica de ambientes de plataforma carbonatada marina abierta, de tal forma que los medios submareales más someros se situarían en el sector localizado actualmente al N (Mingo) y al S (Guichón), mientras que las facies relativamente más profundas se situarían hacia la zona central (Águila; Fig. 5.67). Por lo tanto, todos estos afloramientos se caracterizan por la ausencia de las facies más someras descritas para el sector de la Sierra de Becerrero por lo que, de acuerdo con Castro (1990), la plataforma carbonatada somera que aparece

representada en las Sierras de Estepa tendría una suave inclinación hacia el ESE según la distribución de los afloramientos actuales, dirección hacia la que se depositaron las facies relativamente más profundas. El hecho de que en el sector de Pleites aflore la Fm. Veleta, con facies interpretadas como tempestitas distales a profundidades inferiores a 200 m (Molina *et al*., 1997), está en consonancia con la profundización de la plataforma hacia el ESE. Al aplicar el mismo giro de eje vertical en sentido antihorario que a los afloramientos de Cabra y Puente Genil (de 74º ± 13º; Osete *et al*., 2004), indicaría que la profundización de las facies descrita sería hacia el NE, similar a la que se presenta en Cabra. Con todos estos datos se podría proponer un modelo de plataforma tipo rampa (Read, 1982, 1985; Bosence, 2005) para el conjunto de las Sierras de Estepa. Aunque, de acuerdo con Castro (1990), la falta de continuidad entre los distintos afloramientos hace que no se pueda precisar este modelo de rampa ya que la presencia de rasgos claves para la determinación del tipo de rampa como p. e. la presencia de escarpes, podrían haber quedado ocultos en las zonas que no afloran.

La presencia de encrinitas de acuerdo con Castro (1990) hacia el techo de la Formación, al igual que en la Sierra de Cabra, probablemente indique un origen similar en el que el inicio de la actividad tectónica provocaría la desaparición de los ambientes restringidos de *lagoon*, inter y supramareales. Así, la mejora de la circulación de las corrientes oceánicas sobre los bloques diferenciados podría haber provocado un incremento de nutrientes en estas zonas con un probable ligero enfriamiento de agua. Este hecho favorecería la producción de organismos heterótrofos como son los crinoides o braquiópodos (James, 1997; Hallock, 2001), frente a los fotoautótrofos como p. e. las algas verdes (oncolitos) o las asociaciones fotosimbióticas que dominaban hasta este momento (ver discusión en el apartado 5.3.3.I.). Castro (1991) describe en la facies *Ammonitico Rosso* de la formación suprayacente la presencia de estromatolitos pelágicos fosfatados. Este tipo de depósitos están relacionados con ascensos eustáticos en mares someros con aguas muy ricas en nutrientes, en relación con corrientes de *upwelling* lo que estaría en total consonancia con el proceso previamente descrito.

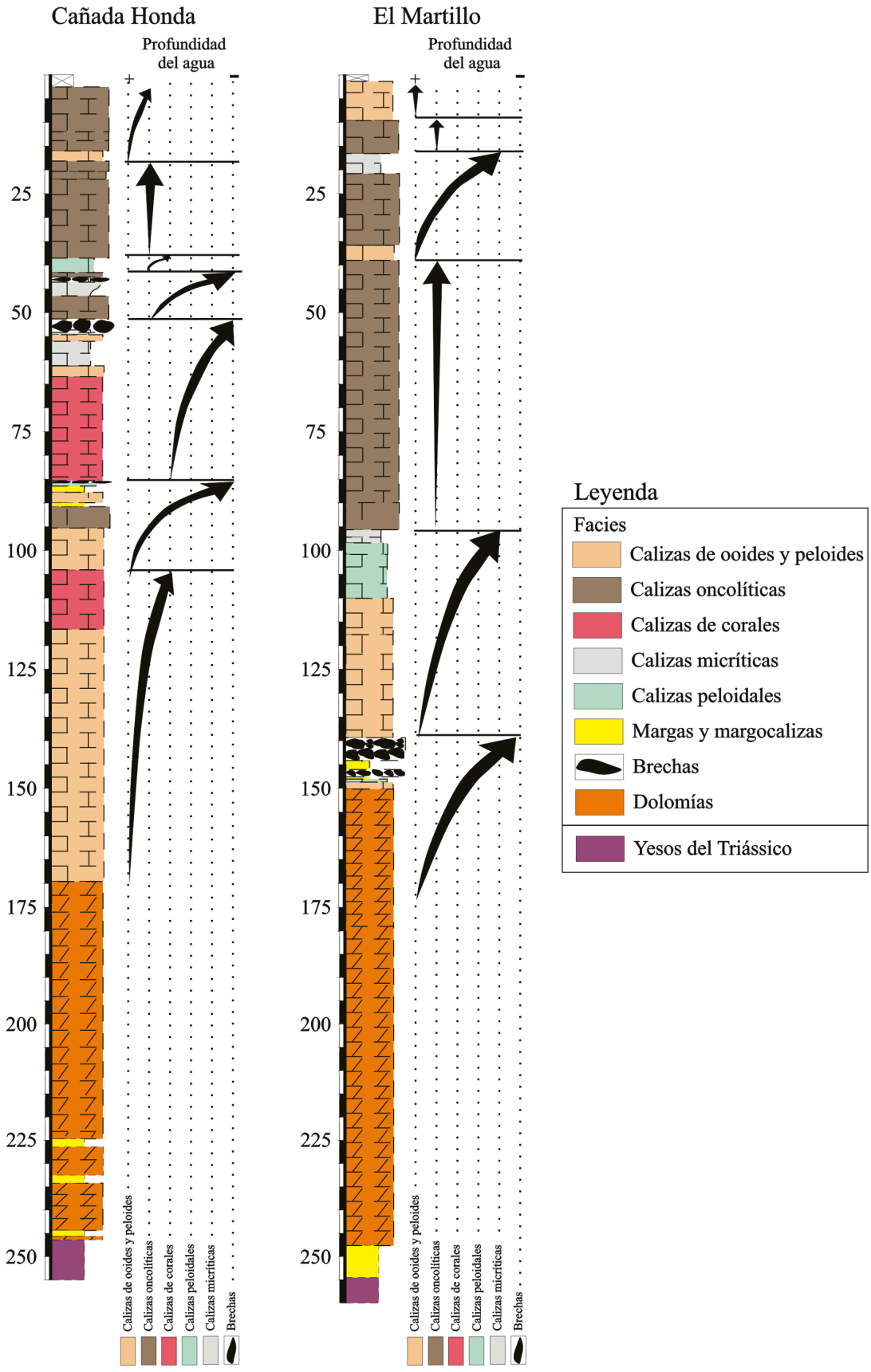


Figura 5.75.- Variaciones del nivel relativo del mar en función de las facies que aparecen en cada testigo estudiado.

Como se ha explicado previamente en el apartado descriptivo (5.4.2.III), el techo de la Formación esta afectado por fallas normales de dirección N60ºE y N85ºE que dividieron la plataforma en pequeños bloques. Castro (1991) describe fracturas radiales a la Sierra de Becerrero que son las que afectan al contacto entre el Jurásico Medio y Superior. Si se observan estas estructuras en cartografía se aprecia como estas "fallas radiales" corresponden a dos familias de fallas: la ya descrita de dirección N60ºE y N85ºE y otra con dirección N350ºE-N20ºE (Fig. 5.76). Estas dos familias de fallas crearon pequeñas cuencas similares a las que se han descrito en la Fm. Camarena de la Sierra de Cabra.

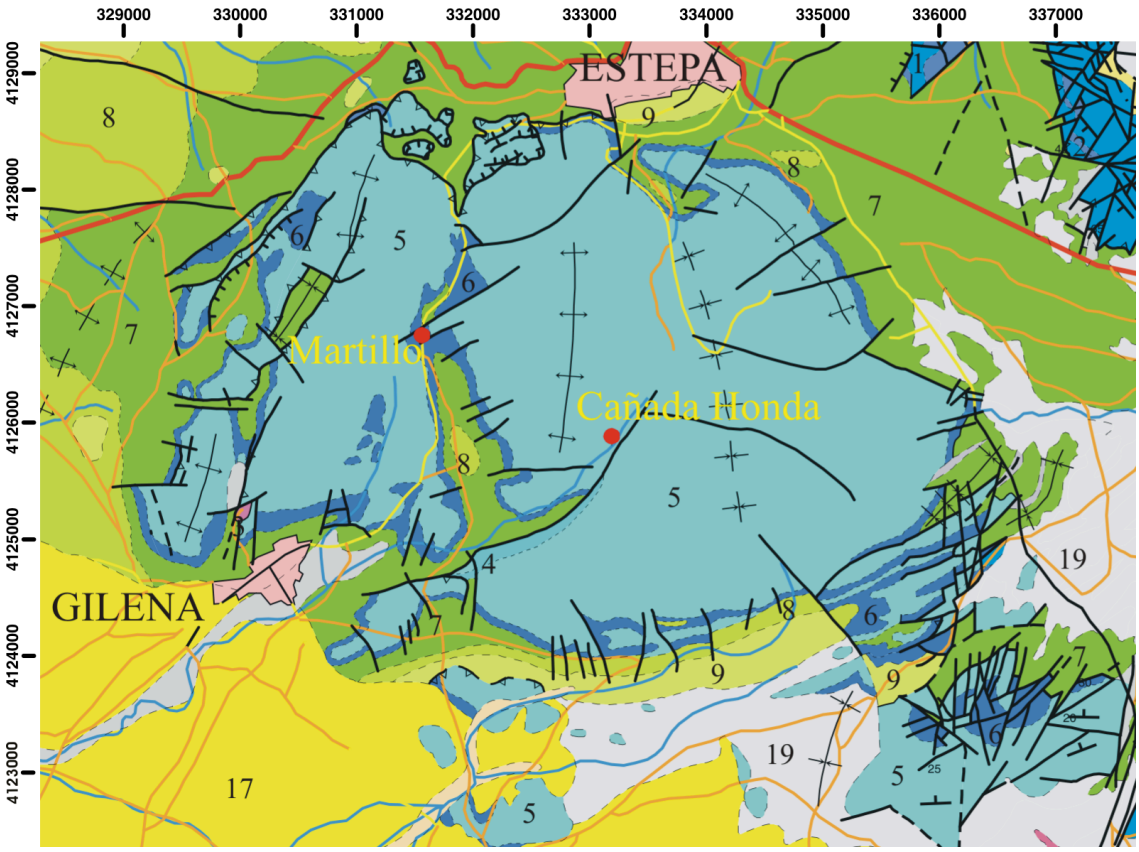


Figura 5.76.- Cartografía de la Sierra de Becerrero (Leyenda en la Fig. 5.70B). Obsérvese la intersección entre las dos familias de fallas descritas en el texto, sobre todo en la parte del SE de la Sierra de Becerrero.

Como ya se expuso en el apartado 5.3.3.II, estas estructuras estarían relacionadas con límites de placas divergentes-oblicuos (p. e. Vera, 2001),

hecho que estaría en consonancia con el contexto paleogeográfico explicado para el sector de Cabra y Puente Genil.

Entre los afloramientos de Puente Genil y Estepa hay actualmente 15 km de distancia. Teniendo en cuenta el tamaño medio de los bloques diferenciados en el Subbético Externo del S de Jaén y en el S de Córdoba (de escasos kilómetros; ver discusión en los apartados 5.2.3.I. *y* 5.3.3.II), y la disposición de los afloramientos actuales, donde en las Sierras de Estepa las facies más profundas se sitúan hacia Puente Genil y Cabra, se interpreta que, al igual que pasara con los afloramientos de Cabra y Puente Genil, los afloramientos de Estepa y Puente Genil pertenecen a bloques distintos. Plataformas aisladas con perfiles de tipo rampa con una pendiente relativamente uniforme, ya han sido descritas en bibliografía relacionadas con bloques basculados (Bosence, 2005).

5.4.4.- Evolución sedimentaria.

Tras la profundización de la cuenca representada por los depósitos margosos, margocalizos y de facies de calizas nodulosas depositadas a profundidades inferiores a 200 m (Fm. Zegrí; Castro, 1990), hacia el Aaleniense se produjo un descenso relativo del nivel del mar que favoreció el establecimiento de una plataforma calcárea somera en este sector. A continuación, asociado con un importante ascenso del nivel del mar ampliamente reconocido (Hallam, 2001; Hardenbol *et al*., 1998), se empezó a formar la Fm. Camarena.

La gran producción oolítica junto con el resto de condiciones ambientales hacen que se desarrollara un cinturón oolítico en un ambiente submareal, que delimita una región más restringida (*lagoon*) hacia el S paleogeográfico. Hacia el N aparecerían las facies más profundas en un modelo similar al presentado en el apartado sobre la Sierra de Cabra. Las fluctuaciones del nivel del mar observadas en los testigos estudiados, junto con la producción

de carbonato provocaron la formación de facies inter y supramareales dentro del *lagoon*. Asociado a bajadas relativas del nivel del mar se produciría la colonización de los corales por un proceso similar al descrito en Puente Genil (ver apartado 5.3.2.V). Corales que serían retrabajados y enterrados con el reestablecimiento de las condiciones más energéticas submareales. Probablemente eventos más energéticos como las tormentas causarían el redeposito de las facies más energéticas del cordón oolítico hacia el *lagoon*.

Hacia el Bathoniense inferior-medio, la actividad tectónica comienza a fracturar la plataforma favoreciendo una mejor circulación de las corrientes marinas. Así, se pudieron alcanzar las condiciones favorables de salinidad, temperatura y nutrientes necesarias para la mayor producción de organismos heterótrofos como son los crinoides o braquiópodos (James, 1997; Hallock, 2001), frente a los fotoautótrofos como p. e. las algas verdes (oncolitos) que dominaban hasta este momento. Este proceso de eutrofización de las aguas, como ya se adelantó en el apartado sobre los sectores de Cabra y Puente Genil, pudo estar relacionado con el incremento de la precipitación sobre los continentes a lo largo del Jurásico (Gibbs *et al*., 1999), proceso que concuerda con la presencia de estromatolitos fosfatados en la facies *Ammonitico Rosso* suprayacente (Castro, 1991).

Del mismo modo que el sector del S de Córdoba, la diferenciación de la plataforma en bloques y su basculamiento provocaría la karstificación de las zonas más elevadas de éstos y la formación de *hardgrounds* en aquellas zonas sumergidas donde la sedimentación es escasa o nula. El sistema de fracturas que produce dicha fracturación dando lugar al basculamiento de los bloques diferenciados, las pequeñas cuencas formadas limitadas por fallas y el contexto paleogeográfico definido en los sectores previamente expuestos, sugieren que este episodio de fracturación estuvo relacionado con la apertura del Tethys hacia el O mediante el límite de placas divergente-oblicuo que afectaba al Paleomargen Sudibérico. En este contexto paleogeográfico, teniendo en cuenta que la Sierras de Estepa

corresponderían inicialmente a un bloque diferenciado de Puente Genil y Cabra, se interpreta que los afloramientos de la Fm. Camarena en esta sierra corresponderían a un bloque más, del rosario de bloques dispuesto con orientación SO-NE formado en relación a un margen continental extensional oblicuo (Fig. 5.77).

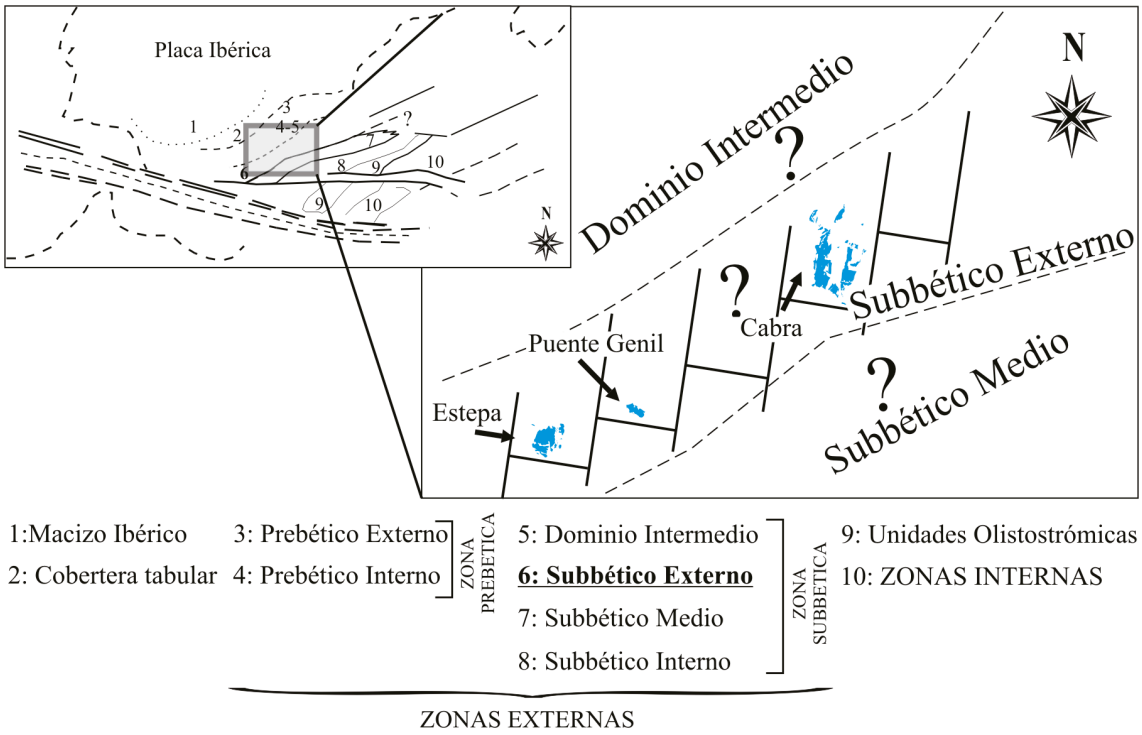


Figura 5.77.- Reconstrucción paleogeográfica de los afloramientos de la Fm. Camarena en Cabra, Puente Genil y Estepa asociados a un sistema de fallas provocado por una etapa de esfuerzos trastensionales durante la apertura del Tethys hacia el O.

Finalmente, el propio basculamiento de los bloques y/o un aumento del nivel del mar favoreció el depósito de las facies condensadas de tipo *Ammonitico Rosso*. El depósito de estas facies comenzó al mismo tiempo que se produjo el basculamiento de los bloques como se ha podido observar en los frentes de cantera estudiados. Así, estas facies condensadas van rellenando las zonas más deprimidas de las semicuencas y cuencas formadas por el basculamiento y hundimiento de los pequeños bloques diferenciados de forma similar a la explicada en el sector de Cabra-Puente Genil.

6. Síntesis y discusión sobre el origen y evolución de las plataformas estudiadas

6.- SÍNTESIS Y DISCUSIÓN SOBRE EL ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS PLATAFORMAS ESTUDIADAS.

En este último capítulo se presenta un análisis de los factores que dieron lugar al establecimiento, desarrollo y destrucción de las plataformas carbonatadas estudiadas.

6.1.- Origen de plataformas carbonatadas someras.

Como ya se indicaba en el apartado introductorio de esta Tesis, la presencia de calizas oolíticas sobre facies de cuenca es un rasgo común en secciones del Jurásico Medio de las Cadenas Alpinas. En algunos de estos ejemplos, las calizas oolíticas fueron interpretadas como turbiditas debido a que se observaron secciones donde se mostraban rasgos característicos de dichos depósitos (p. e., Bosellini *et al*., 1981; Blechschmidt *et al*., 2004). Sin embargo, también se han interpretado este tipo de calizas oolíticas como típicos depósitos de ambientes someros cuando se encontraban rasgos característicos de estos ambientes (p. e., Ruiz-Ortiz, 1980 y 1982; González, 1996). En aquellas zonas en las que las calizas oolíticas se han interpretado como depósitos resedimentados, los mecanismos que dieron lugar a su formación han sido ampliamente descritos. Sin embargo, la presencia de una plataforma carbonatada somera sobre depósitos pelágicos o hemipelágicos plantea interrogantes acerca de los mecanismos que intervienen en la formación de estas plataformas.

Si se consideran unas condiciones óptimas de salinidad y temperatura controladas por el clima, un descenso relativo del nivel del mar podría determinar la iniciación de una plataforma carbonatada somera. Tradicionalmente, entre los mecanismos que pueden dar lugar a este descenso relativo del nivel del mar y por consiguiente, al establecimiento de las condiciones óptimas para el inicio de la sedimentación carbonatada somera, aparecen los siguientes: (1) elevación del fondo marino asociada a la actividad diapírica salina de tal forma que se pueden crear ambientes marinos someros aislados de los aportes siliciclásticos (Fernández-Mendiola y García Mondéjar, 1984; Rezak *et al*., 1985; García Mondéjar, 1990; Bosence *et al*., 1998a; entre

otros); (2) el crecimiento de edificios volcánicos submarinos que alcancen profundidades óptimas para la formación de oolitos, formándose así pequeñas plataformas carbonatadas *(guyots)* sobre estos edificios volcánicos (Purdy y Bertram, 1993; Grigg, 1997; Vera *et al*., 1997; Molina y Vera, 1999, 2000, 2001); y (3) por medio de controles tectono-eustáticos, donde la formación de carbonatos generalmente comienza cuando la topografía generada por la formación de fallas tanto extensivas como compresivas, junto con cambios eustáticos del nivel del mar, hacen que el fondo marino alcance niveles batimétricos óptimos para el establecimiento de una plataforma carbonatada somera (p. e. Burchette, 1988). Este último caso se correspondería con los modelos relacionados con cuencas sometidas a esfuerzos extensivos y compresivos (Burchette y Wright, 1992; Bosence, 2005).

Como se ha ido describiendo en los capítulos previos, el factor fundamental que provocó la iniciación y el desarrollo de las plataformas carbonatadas someras correspondientes a las Fms. Jabalcuz y Camarena, se piensa que fue las variaciones relativas del nivel del mar asociadas por un lado a la tectónica y, por otro, a una bajada del nivel del mar generalizada que aparece registrada en afloramientos del Aaleniense de toda Europa.

En el Dominio Intermedio, los esfuerzos extensivos que afectaban a la cuenca comenzaron a producir la fracturación de las calizas hemipelágicas de la Fm. Baños. Esta fracturación dio lugar a una diferenciación de bloques cuyo basculamiento condicionó la sedimentación. El basculamiento de los bloques, junto con un descenso eustático del nivel del mar, favoreció que en las zonas más elevadas de los bloques basculados comenzara la producción de oolitos (Fm. Jabalcuz).

La excelente calidad de los afloramientos de la Fm. Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal, ha permitido el estudio detallado de este proceso. En este caso, la fracturación de la Fm. Baños dio lugar a la diferenciación de diversos bloques (como mínimo tenemos constancia de dos bloques) por fallas normales que buzarían hacia el SE (dirección actual; ver apartado 4.3.5). En los afloramientos de la parte meridional del Cerro San Cristóbal que registra el depósito sobre un bloque hundido de falla, la sucesión que caracteriza a la Fm. Jabalcuz comienza con depósitos de brechas a las que

les sigue una sucesión que gradualmente va incorporando sedimentos oolíticos, primero como redepósitos debidos a tormentas, con clastos procedentes posiblemente de un escarpe de falla, para terminar posteriormente con la progradación de la plataforma representada por calizas oolíticas blancas con profusión de estratificación cruzada (ver apartado 4.3.5). En cambio, el bloque levantado se generó una rampa inclinada hacia el NO (dirección actual; Fig. 6.1), donde la actividad tectónica provocó la formación de *slumps* de escala decamétrica hacia la parte inferior de dicha rampa (ver apartado 4.3.5).

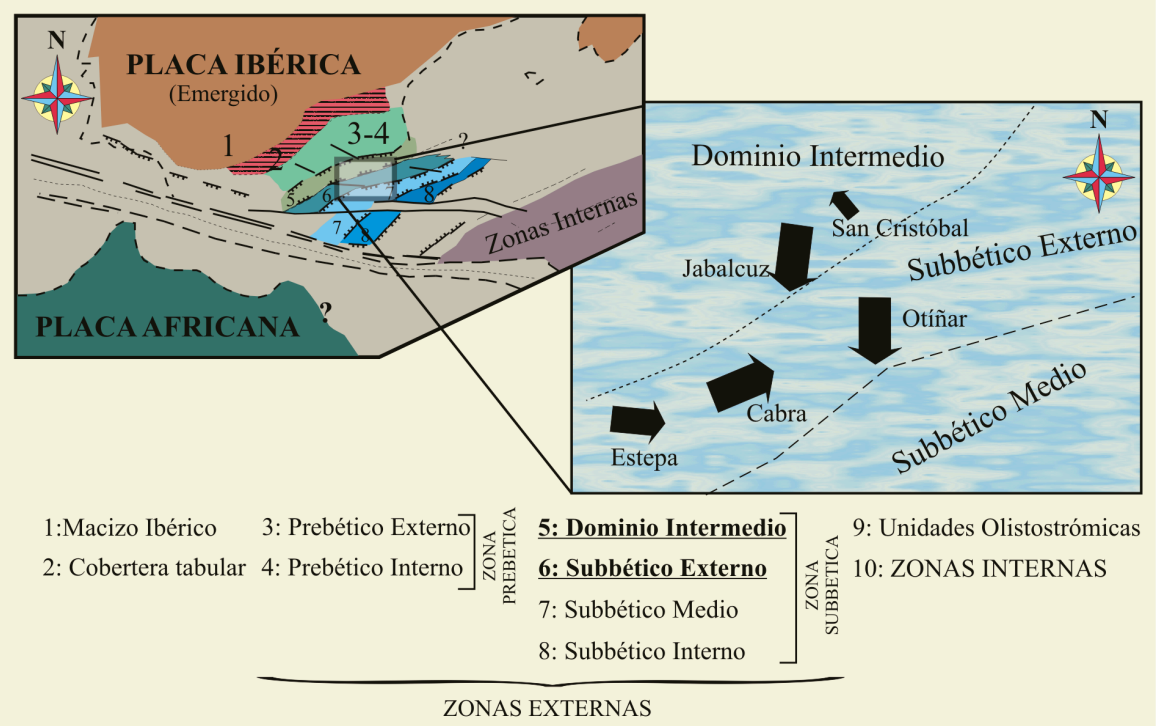


Figura 6.1.- Esquema donde aparece reflejado, sobre un mapa paleogeográfico esquemático del Paleomargen Sudibérico, el sentido de las paleopendientes interpretadas a partir de la distribución de facies (sin restituir posibles giros de eje vertical) en los distintos sectores estudiados. Ver discusión en el texto.

En los afloramientos de esta misma Formación en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, falla/s de dirección aproximada E-O (dirección actual), provocarían la formación de una rampa en el bloque levantado que buzaría hacia el SSO, de acuerdo con los *slumps* que indican este sentido de pendiente (ver apartado 4.2.5; Fig. 6.1). Así, a pesar de que las dos áreas donde aflora la Fm. Jabalcuz (Cerro San Cristóbal y alineación Era de la Mesa-Jabalcuz), presentan grandes diferencias en cuanto a la dirección de basculamientos de los bloques diferenciados, lo que indicaría un movimiento

independiente entre los bloques, en ambos sectores el inicio de la actividad de la plataforma carbonatada estuvo claramente controlado por el basculamiento de bloques a partir de fallas normales.

En cambio, en el Subbético Externo, en la transición entre las facies condensadas de tipo *Ammonitico Rosso* del techo de la Fm. Zegrí y los primeros niveles de calizas oolíticas correspondientes a la Fm. Camarena, no se han observado brechas, *slumps* (ver apartados 5.2.5 y 5.3.5) o cualquier otro rasgo indicativo de una patente actividad tectónica. No obstante, la distribución de facies y las particularidades de cada sector apuntan a que también se diferenciaron bloques sobre los que se desarrollaron pequeñas plataformas aisladas. Esta ausencia de indicadores se puede deber a una cuestión de falta de afloramiento.

El tamaño mínimo de los bloques diferenciados en el Subbético Externo se ha estimado a partir de la continuidad lateral observada en los afloramientos estudiados correspondientes a cada bloque diferenciado. En este sentido, la distancia horizontal observada en el Cerro San Cristóbal entre las brechas de pie de falla y los *slumps*, nos da un orden de valor de las dimensiones mínimas del bloque en dirección perpendicular a la falla que provocaría el basculamiento del mismo. Esta distancia mínima que es de 2 km, es próxima a los 5-6 km de los bloques establecidos por Ruiz-Ortiz y Gea de (2008) para una transversal del Dominio Intermedio entre Bedmar y Huelma. La continuidad lateral de afloramiento observada en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, es por el contrario una referencia para la dimensión de ese bloque en dirección paralela a la falla que provocó el basculamiento del mismo. Los 11 km de afloramiento continuo representados serían el tamaño mínimo del bloque, ya que tampoco se tiene la certeza de que el bloque esté totalmente representado. Por el contrario, en la Sierra de Cabra, la continuidad lateral de la Fm. Camarena desde las facies más someras representadas en los afloramientos más occidentales, hacia las más profundas representadas en los más orientales es de 12 km. Esta medida indicaría el tamaño mínimo del bloque en dirección trasversal a las fallas de borde. Finalmente, los 11 km en sentido N-S de los afloramientos comprendidos entre el cabalgamiento de la Unidad Gaena y el frente de cabalgamiento de la Unidad Camarena-Lanchares,

indicarían el tamaño mínimo del bloque en dirección paralela a las fallas previamente nombradas.

En el Subbético Externo, la falta de indicadores de pendiente, como p. e. *slumps,* nos deja a la distribución de facies en cada sector estudiado como único indicador de la dirección de buzamiento de las rampas desarrolladas sobre los bloques basculados. Cuando existen *slumps*, como es el caso de la Fm. Jabalcuz del Dominio Intermedio, la dirección sumistrada por la perpendicular a la charnela de estas estructuras suele coincidir de forma bastante estrecha con la indicada por la distribución de facies. Con estos argumentos, podemos decir que los bloques del Subbético Externo al S de Jaén buzarían hacia el S (ver apartado 5.2.3; Fig. 6.1), mientras que en el resto de afloramientos la pendiente de la rampa desarrollada sobre los bloques basculados buzaría hacia el NE en la Sierra de Cabra y ESE en la Sierra de Estepa (apartados 5.3.3 y 5.4.3; Fig. 6.1). Por otro lado, en cada bloque la instalación de la plataforma quedó registrada con ligeras diferencias en el detalle. Así, mientras que en los afloramientos estudiados al S de Jaén, esta transición fue gradual, en el resto de afloramientos el cambio de facies se hizo de forma más brusca. El hecho de que esta transición de facies fuera más o menos brusca probablemente se debería a la relación entre la tasa de elevación tectónica del bloque y la de descenso del nivel del mar.

Como se ha explicado sobre estas líneas, las plataformas formadas, tanto en el Dominio Intermedio como en el Subbético Externo durante el Jurásico Medio debieron inclinarse hacia distintas direcciones (Fig. 6.1). Para llevar estas direcciones a su posición original, se deberían tener en cuenta datos paleomagnéticos de los afloramientos estudiados. Al no disponer de dichos datos, se han tomado como referencia los datos paleomagnéticos previamente publicados de formaciones coetáneas que afloran en áreas cercanas (p. e. Platt *et al*., 2003; Osete *et al*., 2004). A partir de estos datos, se ha considerado una rotación antihoraria de 72º para los afloramientos de la Fm. Jabalcuz, y para los de la Fm. Camarena al S de Jaén (ver apartados 4.2.2.V, 4.3.2.IV y 5.2.2.III), mientras que para Cabra, Puente Genil y Estepa se ha aplicado una rotación antihoraria de 74º (ver apartados 5.3.2.IV y 5.4.3.I). Con estos giros, en el Dominio Intermedio, la

rampa interpretada para los afloramientos de la Fm. Jabalcuz en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, estaría inclinada hacia el SE, mientras que los bloques diferenciados en San Cristóbal se inclinarían hacia el SO (Fig. 6.2). En cambio, en el Subbético Externo, la rampa formada en el S de Jaén estaría inclinada hacia el SE, mientras que las formadas en Cabra y Estepa se inclinarían hacia el NNO y NE paleogeográfico respectivamente (Fig. 6.2). Según estos datos, excepto los bloques del área del Jabalcuz y Otíñar que se inclinaban en la misma dirección, el resto lo hacía en distintas direcciones, incluso opuestas a las anteriores. Este movimiento diferencial de unos bloques respecto a otros nos indicaría la existencia de fallas en sentido transversal a las que originaron el basculamiento de los bloques, de tal modo que se pudiera independizar el movimiento de cada bloque.

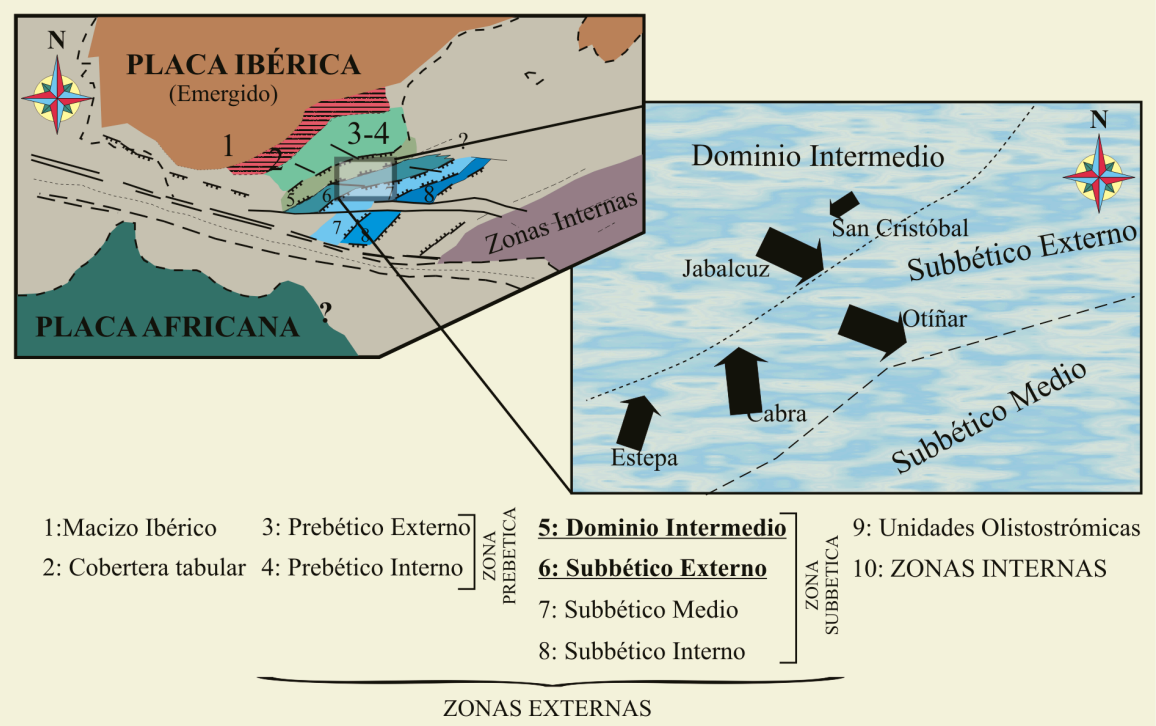


Figura 6.2.- Esquema paleogeográfico donde aparece reflejado el sentido de las paleopendientes deducidas del estudio de los afloramientos, una vez restituido el posible giro de eje vertical indicado por los datos paleomagnéticos. Ver discusión en el texto.

En el sector del S de Jaén, se observa como los afloramientos del área del Jabalcuz (Dominio Intermedio) y los de Otíñar (Subbético Externo) están actualmente limitados por fallas con orientación aproximada que se sitúa entre NNO-SSE y la N-S (Fig. 6.3). Estas fallas jugaron un papel importante durante la estructuración de la cordillera. No tenemos

argumentos, al menos de momento, en los que apoyar su consideración como posibles paleofallas. Por ello, solo se quiere indicar aquí que tanto su orientación como su posición encajarían con las fallas de dirección NO-SE que debieron existir para permitir el basculamiento diferencial de los bloques durante el Jurásico Medio en el Paleomargen Sudibérico (Fig. 6.4).

Observando las paleopendientes representadas en la figura 6.2, parece lógico pensar que hubo más de una familia de fallas que provocaron el basculamiento de los bloques. En el caso del Cerro San Cristóbal, el basculamiento de los bloques pudo producirse a favor de las mismas fallas de dirección NO-SE previamente expuestas (Fig. 6.4). De cualquiera manera, esta diferencia en la orientación de inclinación de los bloques no se podrá corroborar hasta que se obtengan datos paleomagnéticos fiables de cada uno de los afloramientos estudiados. Por ejemplo, de no aplicar el giro antihorario de 72º a los afloramientos del Cerro San Cristóbal, la dirección de inclinación de dicho bloque saldría en la misma dirección, aproximadamente, pero sentido opuesto, a la del bloque del Jabalcuz (Fig. 6.4).

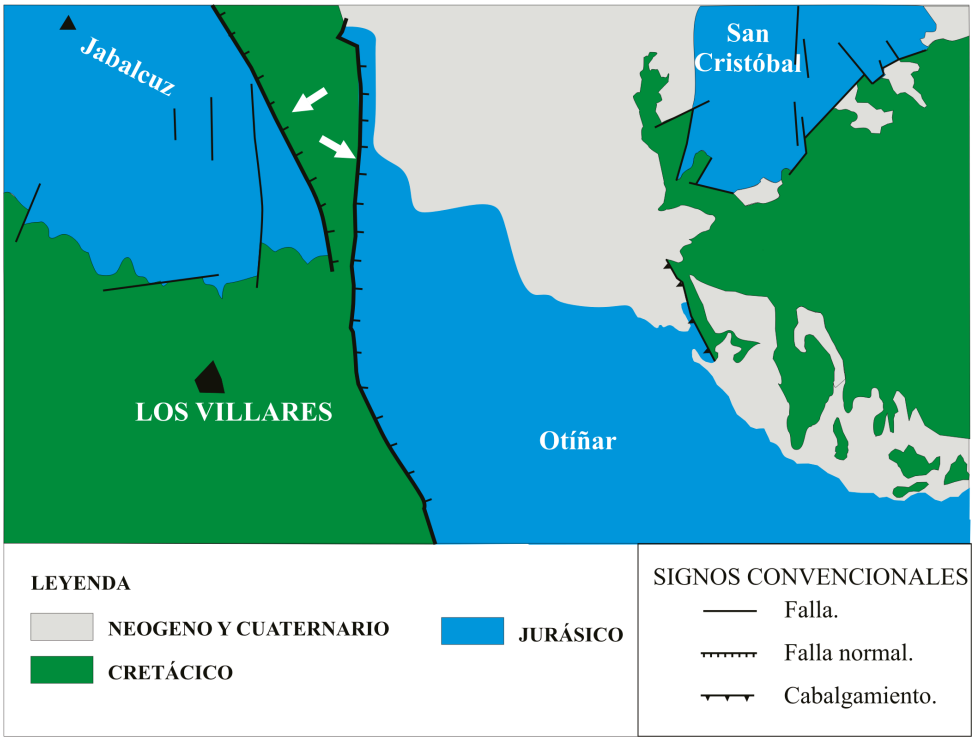


Figura 6.3.- Esquema cartográfico de la zona S de Jaén donde aparece la distribución de parte de los afloramientos de la Fm. Jabalcuz (Cerro San Cristóbal y Jabalcuz) y la Fm. Camarena (al S de Jaén; Otíñar). Obsérvense las dos grandes fallas de dirección aproximada NNO-SSE y N-S que limitan los afloramientos de Jabalcuz hacia el E y de Otíñar hacia el O (flechas blancas).

En consecuencia, los principales factores que condicionaron el inicio de la sedimentación carbonatada somera sobre los sedimentos pelágicos o hemipelágicos correspondientes a las Fms. Zegrí y Baños respectivamente, fueron aparte de las condiciones ambientales, la tectónica y las fluctuaciones del nivel del mar, como desde hace años se viene asumiendo en la investigación sobre las Zonas Externas Béticas. Lo que principalmente nos aporta este estudio es el grado de influencia que tuvo cada uno de estos factores en los sectores estudiados. Así, mientras que la influencia tectónica es muy evidente en los sectores San Cristóbal y Era de la Mesa-Jabalcuz (Dominio Intermedio), no podemos decir lo mismo de los afloramientos del Subbético Externo, tanto del S de la provincia de Jaén, como de las de Córdoba y Sevilla. En estos últimos, la influencia de la tectónica fue mucho menor o es menos patente. No obstante, no se discute que debió existir compartimentación en bloques, como ponen de manifiesto las interpretaciones sedimentológicas realizadas a partir de los estudios en estos afloramientos. Una posibilidad que hay que manejar es la influencia que tuvo la situación paleogeográfica inicial de cada uno de estos dominios en el devenir posterior de los mismos. De hecho, el Subbético Externo ya era un dominio menos subsidente durante el Lías medio-superior, especialmente si lo comparamos con el Dominio Intermedio. Frente a los 1000 m de espesor que llega a alcanzar la Fm. Baños en el Dominio Intermedio (Ruiz-Ortiz, 1980), la Fm. Zegrí coetánea de la anterior en el Subbético Externo raramente alcanza 80 m de espesor (Molina, 1987). La presencia de importantes superficies paleokársticas que afectan a la Fm. Gavilán del Jurásico Inferior del S de la provincia de Córdoba (Molina, 1987), es otro argumento que en el mismo sentido se une al del poco espesor, o incluso ausencia, de los depósitos del Lías medio-superior. Si además de ser menos subsidente el Subbético Externo era ya, a comienzos del Jurásico Medio, un dominio paleogeográfico menos profundo que el Dominio Intermedio, no habría sido tan crucial el papel de la tectónica para alcanzar profundidades lo suficientemente someras para que comenzara la producción de oolitos.

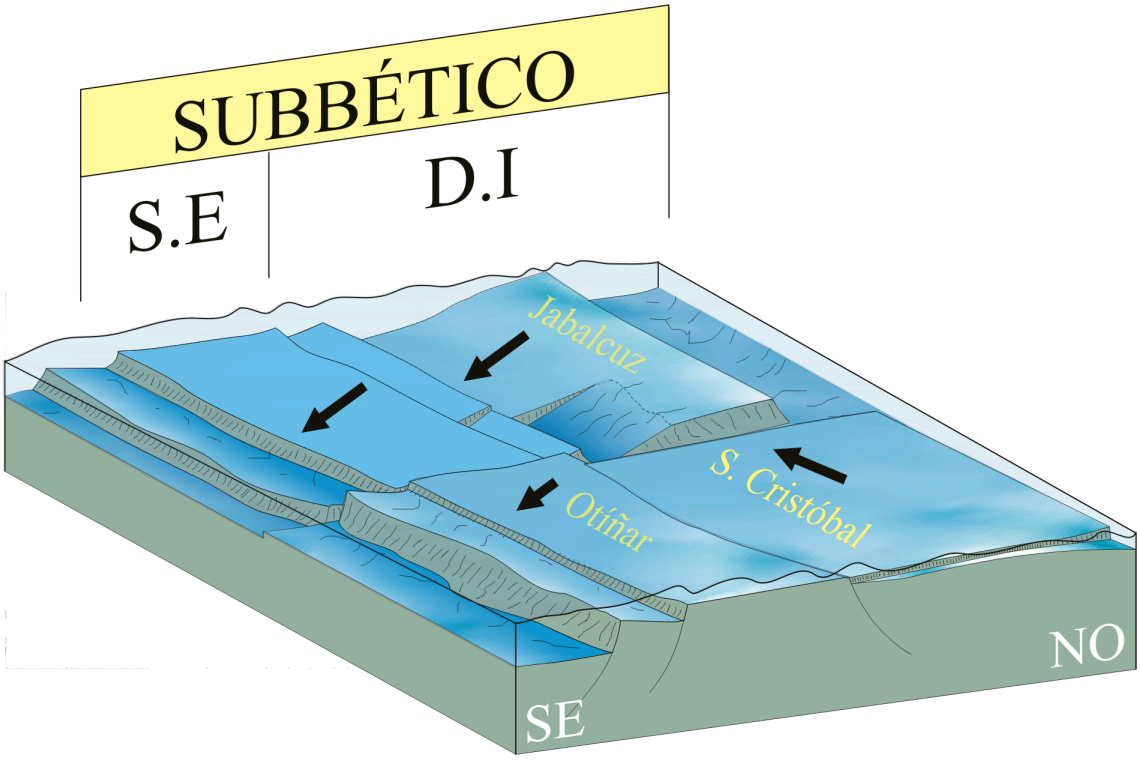


Figura 6.4.- Esquema paleogeográfico del inicio de las Fms. Jabalcuz (en el Dominio Intermedio) y Camarena (en el Subbético Externo) durante el Bajociense al S de Jaén. Diferenciación en bloques por dos sistemas de fallas (NO-SE y NE-SO). Las flechas indican el sentido de inclinación de los bloques.

6.2.- Desarrollo de las plataformas.

Una vez que se establece la producción carbonatada somera en el Dominio Intermedio, los basculamientos de bloques con los que se alcanzaron las condiciones necesarias para la implantación de las plataformas carbonatadas, siguieron condicionando la sedimentación y el desarrollo de las mismas.

Ejemplos de modelos de facies y de secuencias estratigráficas asociados a bloques basculados han sido descritos alrededor del mundo (p. e., Burchette, 1988; Bosence *et al*., 1998b; Rosales, 1999; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Cross y Bosence, 2008; Dorobeck, 2008; entre otros). En los afloramientos de la Fm. Jabalcuz en el Cerro San Cristóbal, la actividad tectónica junto con las variaciones del nivel del mar condicionaron la sedimentación (ver apartado 4.3.5). Una vez establecida la factoría oolítica, se ha observado como la producción oolítica que se dio en la zona fótica fue lo suficientemente

importante como para contrarrestar el movimiento de las fallas normales que individualizaban los bloques, de tal forma que la plataforma progradó por encima de las fallas, sellándolas. Sin embargo, en los afloramientos de la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz, la formación de fallas de dirección actual aproximada N-S, delimitaron zonas más deprimidas dentro de la rampa inclinada hacia el SSO, con la que se inició la Formación. En estas zonas más deprimidas se depositaron facies marinas más abiertas y profundas sobre las que aparecen las facies someras asociadas a la progradación de la plataforma hacia el SSO (los sentidos indicados son los actuales, previos a la rotación antihoraria de 72º; ver apartado 4.2.5).

Las características de las sucesiones estratigrafícas en la alineación Era de la Mesa–Jabalcuz y San Cristóbal, tienen en común una serie de rasgos que permiten definir un modelo general para estas plataformas formadas sobre bloques basculados y cuya evolución sería la que sigue. Una vez que se instala la factoría oolítica en las zonas más elevadas de los bloques levantados, se establece una transición progresiva desde las facies someras a las más profundas en la rampa de estos bloques levantados. En dicha rampa, la inestabilidad tectónica creada pudo generar la deformación de los sedimentos no consolidados formándose grandes *slumps* cuya vergencia indica el sentido de basculamiento del bloque. Sin embargo, en el bloque hundido, mientras la producción oolítica no fue capaz de compensar el espacio de acomodación creado por la actividad de las fallas, la sedimentación consistió fundamentalmente en sedimentos redepositados. Dichos sedimentos provenían de los escarpes de falla y/o de los ambientes más someros del bloque levantado adyacente. Distalmente, los redepósitos citados pasarían a la típica sedimentación de ambientes marinos más abiertos y profundos. Cuando el espacio de acomodación creado en el bloque hundido de la falla fue rellenado por la sedimentación, se produciría la progradación de la plataforma hacia el bloque hundido, sellando las fallas que iniciaron el basculamiento de los bloques. La distribución de facies generada tanto en el bloque hundido como en el levantado, depende así de la relación entre la tasa de subsidencia tectónica y la tasa de sedimentación,

la cual está directamente influenciada en los ambientes de plataforma carbonatada somera por las fluctuaciones del nivel del mar.

En lo que respecta al Subbético Externo, una vez iniciada la sedimentación carbonatada somera correspondiente a la Fm. Camarena, en todos los sectores se desarrolla una secuencia general de somerización. En esta Formación no se ha observado ningún rasgo sedimentológico (p. e. brechas, fallas o *slumps*) que sea indicativo de actividad tectónica coetánea con el comienzo del depósito, ni con el desarrollo, de la Formación. Como si se ha descrito para la Fm. Jabalcuz (ver apartados 4.2.2.V sobre el Cerro San Cristóbal y 4.3.5 sobre la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz). El basculamiento que afectó a los bloques sobre los que se depositó la Fm. Camarena debió ser más suave y, quizás, se produjo de una forma más gradual. Todo ello teniendo en consideración, como antes se ha expuesto, que la situación de partida de estos bloques, posiblemente situados a profundidades más someras, fue distinta a los del Dominio Intermedio en los que se depositó la Fm Jabalcuz.

La secuencia de somerización que se da a gran escala en las plataformas representadas por la Fm. Camarena, probablemente fue debida a que la producción de carbonatos compensaba el espacio de acomodación generado tanto por el ascenso progresivo del nivel del mar como por la subsidencia tectónica. En el sector del S de Jaén, la zona más somera representada por bancos oolíticos se localiza hacia la parte septentrional de los afloramientos actuales, a partir de donde se produce la progradación de la plataforma hacia el S. En cambio, en el sector del S de Córdoba las facies oolíticas progradan hacia el NE, sentido en el que debía inclinarse la antigua plataforma. Esta progradación contribuyó a generar la secuencia de somerización (ver apartado 6.1). La somerización favoreció la formación de un cinturón oolítico en los sectores del S de Córdoba y S de Sevilla, cinturón que delimitaría una zona más protegida, de *lagoon*. En relación con fluctuaciones del nivel del mar de alta frecuencia se llegaron a generar las condiciones favorables para el desarrollo de los corales descritos. Estas

mismas fluctuaciones del nivel del mar provocaron emersiones locales en el sector de Estepa, representadas por la presencia de facies inter y supramareales. La particular dinámica de cada bloque que caracteriza a cada uno de los sectores estudiados, junto con la ausencia de niveles guía, hace imposible la correlación de estas fluctuaciones del nivel del mar entre los distintos afloramientos. No obstante, los datos expuestos indican que en los bloques situados en las zonas más occidentales (Estepa y Puente Genil), fue donde se alcanzaron las profundidades más someras, llegando a emerger de forma puntual o, al menos, a estar sometidos a regímenes hidrodinámicos con mezcla de aguas.

En la Figura 6.5 aparecen representadas las paleocorrientes observadas en los afloramientos estudiados y el sentido de progradación de las facies oolíticas.

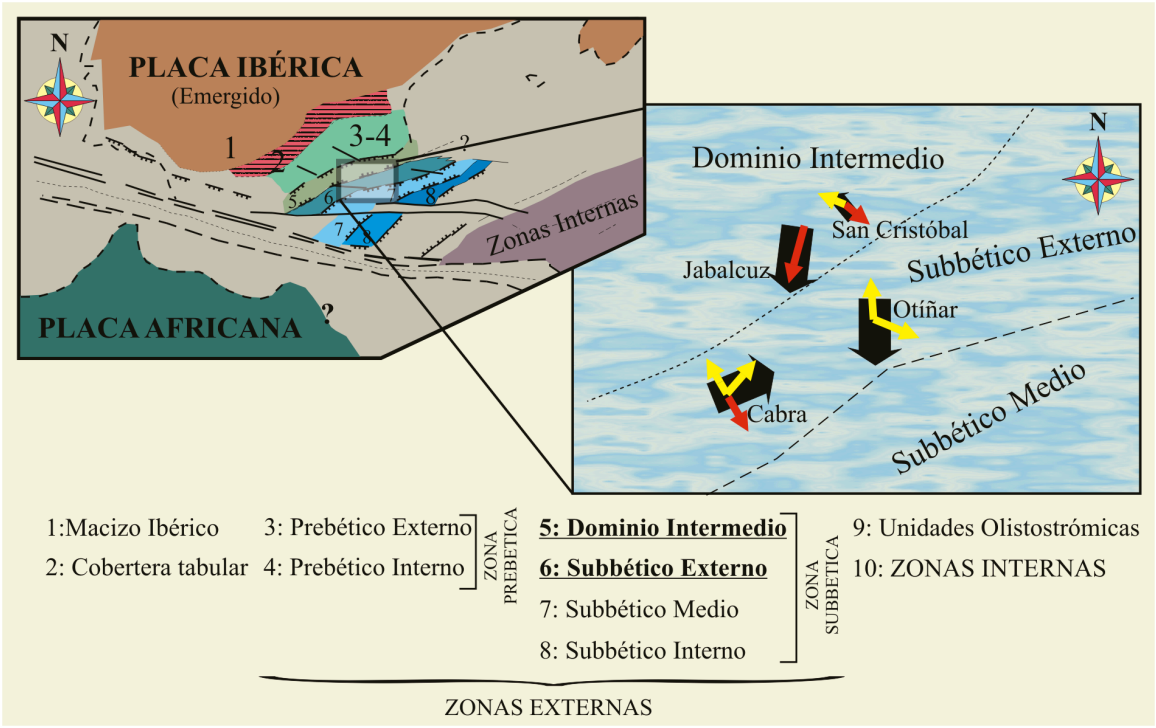


Figura 6.5.- Esquema paleogeográfico donde aparecen reflejadas la direcciónes actuales de las paleocorrientes asociadas a condiciones de buen tiempo (flechas amarillas), paleocorrientes asociadas a la resaca de las tormentas (flechas rojas), y los sentidos de progradación de las plataformas formadas (flechas negras). Datos de paleocorrientes obtenidos a partir de los apartados correspondientes a la Fm. Jabalcuz (Dominio Intermedio) 4.2.2.IV (Era de la Mesa-Jabalcuz) y 4.3.2.IV (Cerro San Cristóbal). Los datos de paleocorrientes de la Fm Camarena (Subbético Externo) se han tomado de los apartados 5.2.2.III (S de Jaén) y 5.3.2.IV (Sierra de Cabra). Los datos del sentido de progradación de las plataformas se han obtenido a partir de los apartados 4.2.5 y 4.3.5 (alineación Era de la Mesa-Jabalcuz y Cerro San Cristóbal respectivamente). Mientras que los de la Fm. Camarena se han tomado de los apartados 5.2.3.I (S de Jaén) y 5.3.3.I (Cabra).

Al realizar el giro antihorario descrito para los distintos afloramientos (Fig. 6.6), se puede observar como, de forma general, en toda la región predominan las corrientes hacia el ONO y NE en periodo de buen tiempo (excepto en San Cristóbal que es claramente hacia el SO), mientras que en periodos de tormenta las corrientes principales serían las corrientes de resaca en sentido hacia SE en la alineación Era de la Mesa-Jabalcuz y hacia el E en Cabra (Fig. 6.6). Llama la atención el contraste entre los sentidos de las paleocorrientes medidos en los dos sectores estudiados de la Fm. Jabalcuz (Era de la Mesa-Jabalcuz y Cerro San Cristóbal). Este hecho se podría explicar por un cambio local de las paleocorrientes en el sector representado por el Cerro San Cristóbal si el basculamiento de éste se produjo a partir de fallas NO-SE (ver apartado 6.1; Fig. 6.4). Aunque si tenemos en cuenta tanto la orientación de las paleocorrientes como el sentido de basculamiento de los bloques (ver apartado 6.1), un giro de eje vertical mucho menor del Cerro San Cristóbal que el resto de afloramientos, estaría más en consonancia con las paleofallas y paleocorrientes dominantes en este sector del Paleomargen (ver apartado 6.1; Fig. 6.7), por lo que no se debería descartar esta opción. Así, como ya se indicó al final del apartado anterior, para aclarar qué hipótesis es la correcta, es necesario tomar datos paleomagnéticos en los afloramientos de la Fm. Jabalcuz.

Independientemente de la cuantía del giro antihorario al que hay que someter a los afloramientos para restituirlos a su posición original, toda la diversidad de datos expuesta viene explicada a pequeña escala en el modelo obtenido en San Cristóbal. De acuerdo con los afloramientos del Cerro San Cristóbal, la progradación de las plataformas desarrolladas en relación con los bloques basculados se dio, bien en el sentido descendente de la rampa del bloque levantado o bien en sentido opuesto, una vez rellenado el espacio de acomodación generado por la fracturación en el bloque hundido o semigraben.

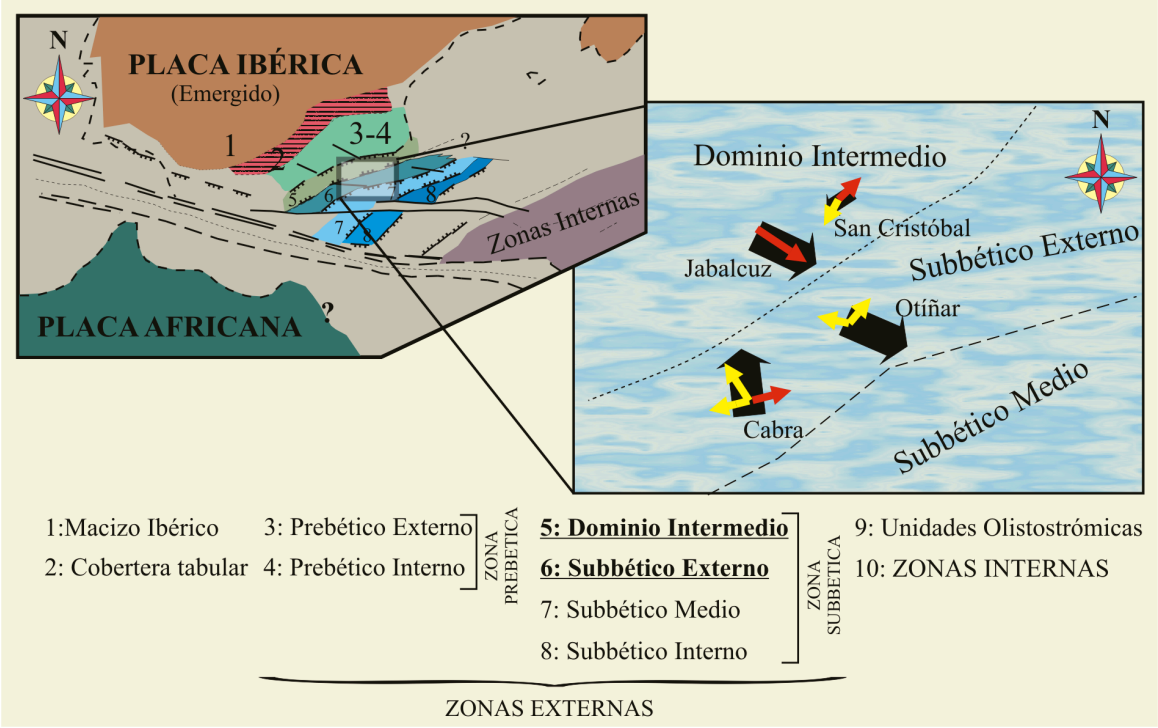


Figura 6.6.- Esquema paleogeográfico donde aparecen reflejados los sentidos originales (una vez realizado el giro antihorario sugerido por los datos paleomagnéticos para cada afloramiento), de las paleocorrientes asociadas a condiciones de buen tiempo (flechas amarillas), paleocorrientes asociadas a la resaca de las tormentas (flechas rojas), y los sentidos de progradación de las plataformas formadas (flechas negras).

En el caso de San Cristóbal (Fig. 6.5), se produce una progradación principal de la plataforma hacia el NO asociada a las corrientes de buen tiempo y a favor de la pendiente formada por el basculamiento del bloque. Además, también se produce una progradación hacia el SE asociada a las corrientes de tormentas y a la pendiente formada entre el bloque levantado y el semigraben adyacente (ver discusión en el apartado 4.3.5; sentido de las progradaciones sin realizar el giro antihorario). En el caso de Jabalcuz y Otíñar, la inclinación de los bloques hacia el S favorece la progradación de la plataforma hacia esa misma dirección (Fig. 6.5). Sin embargo, las plataformas formadas en Cabra y, probablemente también en Estepa, se reproduciría el mismo modelo que en la vertiente NE del San Cristóbal (Fig. 6.5), donde la progradación de las plataformas se dan asociadas a la migración del sedimento pendiente abajo en relación con las corrientes de buen tiempo (ver apartados 5.3.2.V y 5.3.3).

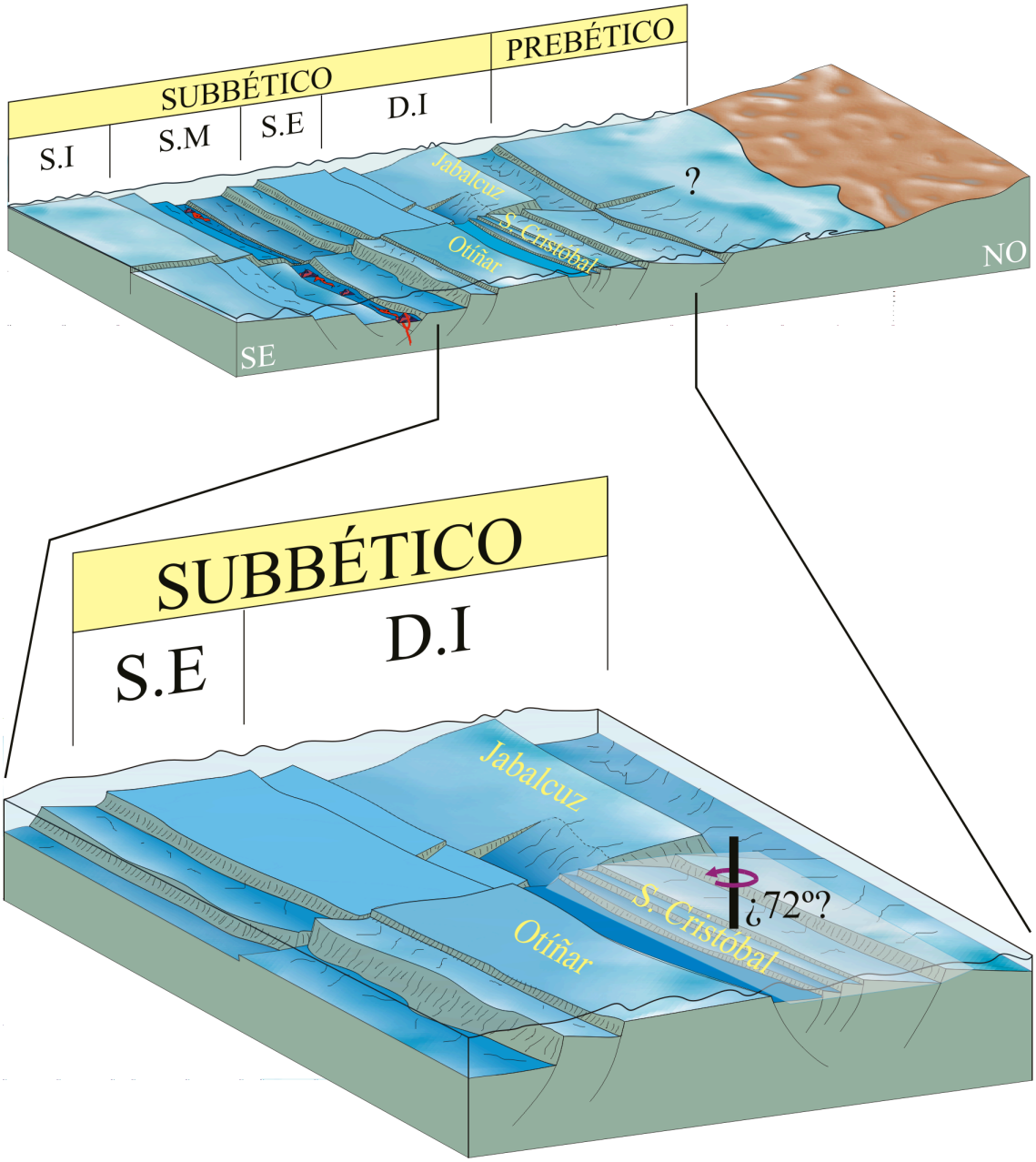


Figura 6.7.- Esquema paleogeográfico del inicio de la Fm. Jabalcuz (en el Dominio Intermedio) y Camarena (en el Subbético Externo) durante el Bajociense. Diferenciación en bloques en el sector del S de Jaén por dos sistemas de fallas (NO-SE y NE-SO). Los tonos rojos en el Subbético Medio representan vulcanismo. En este esquema aparece la disposición que tendría el Cerro San Cristóbal con un giro antihorario mucho menor que el aplicado al resto de bloques representados (ver discusión en el texto). En el caso de aplicar dicho giro el basculamiento de los bloques del Cerro San Cristóbal sería hacia el SO como aparece representado en la figura 6.4.

6.3.- Destrucción y hundimiento de las plataformas.

Los mecanismos que causan la destrucción y hundimiento de plataformas carbonatadas someras han sido ampliamente descritos en bibliografía. Entre otras causas, se pueden citar el ascenso relativo del nivel del mar (Schlager, 1981), procesos tectónicos (Bernoulli y Jenkyns, 1974; Bosellini, 1989; Schlager, 1998; Wilson *et al*., 1998; Rosales, 1999; Ruiz-Ortiz *et al*., 2004), deterioro ambiental causado por factores como la circulación oceánica, corrientes de *upwelling*, cantidad de nutrientes, variaciones en la temperatura del agua (Hallock y Schlager, 1986; Erlich *et al*., 1990; Santantonio, 1993; Santantonio *et al*., 1996; Ruiz-Ortiz y Castro, 1998; Wilson *et al*., 1998; Morettini *et al*., 2002), retrogradación de la plataforma y hundimientos parciales (Erlich *et al*., 1990; Betzler *et al*., 1995), entrada de aportes terrígenos clásticos (Jansa, 1981; Schlager, 1989; Lehrmann *et al*., 1998) y eventos anóxicos oceánicos de gran escala (Schlager y Philip, 1990; Jenkyns, 1991).

En la Fm. Jabalcuz (Dominio Intermedio), el abandono de los medios de plataforma estuvo claramente ligado a procesos de fracturación. Durante este proceso de fracturación la tasa de sedimentación disminuyó formándose *hardgrounds* en los bloques levantados y acumulándose eventitas formadas casi exclusivamente de filamentos en algunas cuencas de semigraben generadas por las fallas. Estas eventitas estuvieron relacionadas con la acción de los huracanes que afectaban a estas zonas (Marsaglia y Klein, 1983, Duke, 1985; Price *et al*., 1995; Molina *et al*., 1997; Navarro *et al*., 2008; Navarro *et al*., 2009; Reolid *et al*., 2009). Las corrientes redepositaban el sedimento disponible en las pequeñas cuencas formadas en relación con los bloques hundidos de las fallas que actuaban como trampas de sedimento (Navarro *et al*., 2009). La presencia masiva de géneros oportunistas como son *Bositra* o *Entolium*, sugiere una crisis de productividad de los carbonatos. El aumento relativo del nivel del mar condicionó que en las zonas más profundas, en un primer momento, comenzara el depósito de margas radiolaríticas de la formación

suprayacente, interestratificadas con niveles oolíticos resedimentados de las zonas más someras. Estos niveles oolíticos, con el aumento de la profundidad, dejan de aparecer para terminar depositándose sobre toda la plataforma las facies de margas y radiolaritas (ver apartado 4.2.5; Fig. 6.8). Los datos geoquímicos muestran que los afloramientos estudiados se cementaron sin la influencia de fluidos meteóricos, por lo que el basculamiento de los bloques no llegó a provocar la emersión de los mismos.

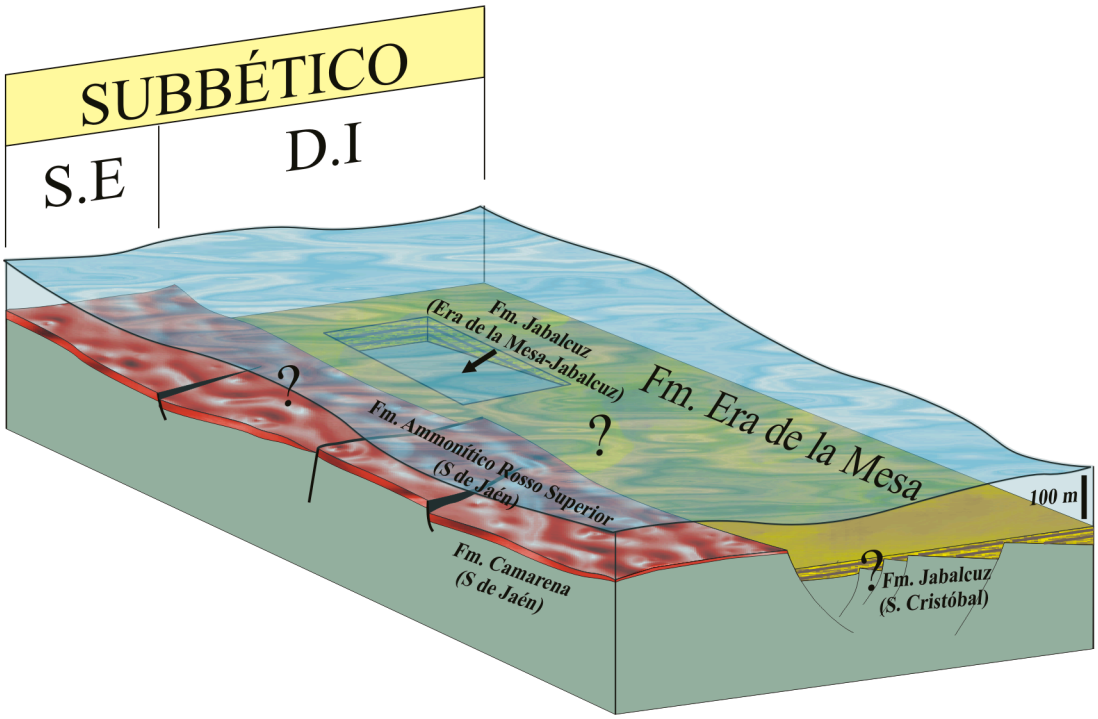


Figura 6.8.- Esquema paleogeográfico del hundimiento de las Fms. Jabalcuz (en el Dominio Intermedio) y Camarena (en el Subbético Externo) durante el Bathoniense-Calloviense. Con el recuadro representado en la parte superior de la figura, se representa como la Fm. Era de la Mesa presenta variaciones laterales de potencia también en dirección paralela a la representada por el Dominio Intermedio. Explicación en el texto.

En cuanto a la Fm. Camarena, probablemente la actividad tectónica que controló la destrucción de las plataformas carbonatadas someras en el Dominio Intermedio, también comenzó a fracturar las plataformas formadas en el Subbético Externo durante el Bathoniense. Junto con el basculamiento de los bloques diferenciados se produjo un aumento de la producción de crinoides en las zonas más elevadas de los bloques, mientras que pendiente abajo dominarían los bivalvos. Ambos tipos de sedimentos esqueletales

serían redepositados hacia las zonas más profundas por las tormentas y huracanes que afectaban a la zona (ver discusión en el apartado 5.3.5). Este basculamiento de los bloques provocó según los datos sedimentológicos y geoquímicos, la emersión en algunos sectores de las zonas más elevadas de los mismos generando una intensa karstificación, mientras que en las zonas sumergidas, en aquellas zonas donde la sedimentación era escasa, se formaban *hardgrounds*. Disponemos de datos acerca del proceso de fracturación de la plataforma, al tiempo que se depositaban las facies *Ammonitico Rosso.* Entre estos argumentos hay que citar la presencia de brechas con matriz oolítica que se depositaron en las primeras fases de fracturación, que hacia arriba pasan a brechas con matriz micrítica de facies *Ammonitico Rosso* (p. e. brechas al O de la Fuente del Espino); o brechas con clastos de calizas oolíticas y clastos deformados de forma plástica de facies *Ammoitico Rosso* (brechas de la Loma de las Piedras; Ruiz-Ortiz y Molina, 1990). El depósito de la facies *Ammonitico Rosso* debió ser coetáneo con la fracturación de los bloques, así como al relleno por estas mismas facies de los diques neptúnicos ligados a fracturas y a cavidades paleokársticas previamente formadas cuyo relleno se inició con las crinoiditas (ver apartado 5.3.5). Todos estos tipos de depósitos contribuyeron a rellenar el paleorelieve generado por el basculamiento de bloques o, en su caso, por la karstificación, tendiendo a homogeneizar el relieve del fondo marino (Fig. 6.8).

El modelo de distribución de facies bioclásticas con encrinitas en zonas más someras de los bloques y lumaquelas de bivalvos en zonas relativamente más profundas explicaría, por un lado, la presencia de encrinitas en medios someros, y por otro, la mezcla de crinoides y bivalvos resedimentados en las zonas más profundas como se observa en el sector del S de Córdoba. En cambio, la ausencia de encrinitas y la presencia de lumaquelas de filamentos en el techo de la Fm. Jabalcuz, sugieren que la subsidencia tectónica en este sector fue mayor de tal forma que el único sedimento que podían removilizar las corrientes eran los bivalvos. Como ya se ha puesto de manifiesto sobre estas líneas, esta diferencia de profundización entre la

Fm. Jabalcuz y Camarena en última instancia aparece reflejada por la acumulación de margas radiolaríticas encima de la Fm. Jabalcuz, mientras que sobre la Fm. Camarena se depositaron facies condensadas típicas de umbrales pelágicos (facies *Ammonitico Rosso*; Fig. 6.8).

Durante los últimos estadíos de desarrollo de las plataformas estudiadas se depositaron acumulaciones bioclásticas de filamentos y crinoides. Acumulaciones que sugieren un cambio de la biota de tipo fotoautótrofa como p. e. las algas verdes (oncolitos), o la asociación fotosimbiótica formada por *Lithocodium-Bacinella* y corales de tipo *Stylina*, *Apocladophyllia* y *Stylosmilia* (Reolid *et al*., 2009), a una biota de tipo heterótrofa (James, 1997; Hallock, 2001). Esta transición de un tipo de biota a otra se ha relacionado con un cambio en los factores ambientales como la salinidad, temperatura o el contenido de nutrientes del agua (ver discusión en el apartado 5.3.3.I). La presencia de crinoiditas rellenando parcialmente los diques neptúnicos del techo de la Fm. Camarena corrobora que este proceso fue sincrónico al del inicio de la fracturación de las plataformas. Esta actividad tectónica favorecería una mayor circulación de las corrientes marinas por encima de las pequeñas plataformas previamente formadas, lo que causaría la desaparición de los ambientes más restringidos, una homogenización de la salinidad del agua y un ligero descenso de la temperatura de la misma. Por otro lado la presencia de radiolaritas sobre la Fm. Jabalcuz, y de estromatolitos fosfatados en la facies *Ammonitico Rosso* suprayacente a la Fm. Camarena en Estepa (Castro, 1991), concuerda con un incremento de nutrientes y SiO_2 del agua. La actividad tectónica también puede condicionar la cantidad de nutrientes del agua por medio de un incremento de la actividad volcánica (Schlager y Philip, 1990, Rosales, 1999; O´Dogherty *et al*., 2006), o por la influencia de corrientes de *upwelling* (Muttoni *et al*., 2005). En el caso del Paleomargen Sudibérico estos dos factores se dieron como sugiere la presencia de vulcanismo en el Subbético Medio (Vera *et al*., 1997) y la de estromatolitos fosfatados. Además de estos factores, el proceso de eutrofización de las aguas, también pudo estar relacionado con el incremento de la precipitación sobre los

continentes a lo largo del Jurásico (Gibbs *et al*., 1999). El hecho de que el cambio de biota y tipo de sedimento se diera prácticamente sin variación en la batimetría del medio, como indican las crinoiditas retrabajadas por las mareas descritas en Cabra, sugiere que uno de los factores principales que condicionaron dicho cambio fue la eutrofización del agua.

La presencia de tempestitas calcáreas en las facies radiolaríticas de la Fm. Era de la Mesa (Ruiz-Ortiz, 1980), similares a las descritas para otras formaciones radiolaríticas coetáneas como la Fm. Jarropa (O´Dogherty *et al*., 1997; Molina *et al*., 1999), ha hecho que el inicio del depósito de este tipo de facies se interprete como efectuado a pocos centenares de metros o incluso a menos de 200 m. La presencia de estos lechos de tempestitas se da, preferentemente hacia la base de la Formación, tanto en el sector de la Era de la Mesa como en el del Jabalcuz. En la parte central de esta alineación, que probablemente se mantuvo más elevada, tenía menos profundidad y era menos subsidente, no se depositaron niveles de tormentas. No obstante, estos niveles desaparecieron a medida que, con el tiempo, fue aumentando la profundidad. Por otro lado, la profundidad estipulada para el depósito de la facies condensada *Ammonitico Rosso* a partir de estudios sedimentológicos (por la presencia de tempestitas distales; Molina *et al*., 1997), geoquímicos (inclusiones fluidas; Mallarino *et al*., 2002) y paleontológicos (por la presencia de corales pennulares en estas facies en Sicilia; Gill *et al*., 2004), estaría entre 100 y 250 m (ver discusión en el apartado 5.3.3.II). Sin embargo, las brechas que aparecen en la base de la sección SC6 se depositaron a unos 70 m de profundidad sobre facies similares al *Ammonitico Rosso* margoso, que, generalmente, se asume que se forman a mayores profundidades que el *Ammonitico Rosso* calcáreo. Teniendo en cuenta que las brechas se depositaron sobre un bloque hundido y que el depósito de las mismas se dio tras el descenso eustático del Aaleniense, de aproximadamente 50 m (Haq *et al.,* 1987; Hardenbol *et al.,* 1998), habría que admitir que el depósito de ese *Ammonitico Rosso* margoso del techo de la Fm Baños, se habría depositado, al menos en esa zona, a menos de 120 m de profundidad. Por otro lado, la

formación del *Ammonitico Rosso* calcáreo suprayacente a la Fm. Camarena fue coetánea con el basculamiento de los bloques, por lo que la contribución de dichos basculamientos a un aumento de la profundidad debió ser muy escasa. Si además se tiene en cuenta que al menos algunas plataformas carbonatadas someras llegaron a estar emergídas, es muy probable que el depósito de la Fm. Ammonítico Rosso Superior comenzara a profundidades inferiores a los 100 m.

Tomando en consideración todos los datos expuestos, se puede concluir que el *Ammonitico Rosso* calcáreo se formaría en los umbrales correspondientes al Subbético Externo a profundidades probablemente inferiores a los 100 m (Fig. 6.8). En cambio, el depósito de margas radiolaríticas en el surco adyacente correspondiente al Dominio Intermedio se dio a profundidades probablemente superiores a los 100 m.

Como se ha expuesto, la tectónica fue uno de los factores fundamentales que condicionaron el hundimiento de las distintas plataformas formadas. Esta tectónica se ve reflejada en fallas que fracturaron el techo de las plataformas provocando un basculamiento de los pequeños bloques formados de 15º de media en los afloramientos en los que se ha podido medir (ver apartados 5.3.2.III y 5.4.2.III). En los afloramientos correspondientes al Dominio Intermedio, fallas de dirección N-S afectaron al techo de la Formación provocando el basculamiento de bloques y la generación de pequeñas cuencas (Navarro *et al*., 2009). En el caso del techo de la Fm. Camarena, la mayor cantidad y calidad de afloramientos han permitido la observación de dos familias de fallas con direcciones actuales respectivas OSO-ENE y N-S en el sector de Cabra (ver apartado 5.3.2.III). Este juego de fallas provocó la formación de pequeñas cuencas sobre la plataforma, aspecto que está en consonancia con el episodio expansivo que se inició en el Bathoniense-Calloviense en el Paleomargen Sudibérico (Vera, 1988, 2001).

La orientación de las fallas observadas en el techo de la plataforma estudiada en la Sierra de Cabra, coincide con la de las fallas que durante el Bajociense dieron lugar al bloque sobre el que se estableció dicha plataforma (apartado 6.1). Este hecho sugiere que durante el Bajociense, el incremento de la actividad tectónica en el margen divergente-oblicuo con el que el Tethys se abría hacia el O, formaría un rosario de pequeñas plataformas con orientación aproximada SO-NE. Ya en el Bathoniense, la intensificación de los esfuerzos distensivos del margen divergente-oblicuo provocaría la fracturación de las plataformas formadas y el aumento de las diferencias batimétricas entre el Dominio Intermedio y el Subbético Externo (Fig. 6.8).

Por lo tanto, la tectónica que favorecería el cambio en las condiciones ambientales, junto con una subida generalizada del nivel del mar, se pueden considerar como los principales factores que causaron el hundimiento y destrucción de las plataformas carbonatadas someras estudiadas en esta Tesis Doctoral. Las similitudes que presenta el registro sedimentario del hundimiento de estas plataformas con otras descritas alrededor del Tethys durante el Jurásico (p. e. Massetti y Bottoni, 1978; Bartolini y Cecca, 1999; Di Stefano *et al*., 2002; Mallarino *et al*., 2002; Santantonio, 2002; Ruiz-Ortiz *et al*., 2004; Jach, 2005, 2007; Basilone, 2009), sugiere que procesos similares a los descritos fueron los que provocaron el hundimiento de las plataformas formadas alrededor del Tethys durante este periodo de tiempo.

7. Conclusiones

7.- CONCLUSIONES.

a) Se han estudiado las Fms. Jabalcuz del Dominio Intermedio y Camarena del Subbético Externo de la Cordillera Bética. Estas formaciones presentan facies de plataforma intercaladas entre sedimentos pelágicos/hemipelágicos. La Fm. Jabalcuz tiene una potencia que varía entre 122 y 407 m. En cambio, la potencia total de la Fm. Camarena no se ha podido precisar. Sin embargo, con las secciones levantadas se estima una potencia máxima en torno a los 250 m y mínima de unos 100 m.

b) En estas dos formaciones se han observado, descrito e interpretado 16 tipos de facies. En la Fm. Jabalcuz se han diferenciado: 1) brechas; 2) calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas; 3) calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada; 4) calizas de calcisferas y filamentos; 5) calizas de peloides y filamentos; 6) lumaquela de filamentos; 7) margas; 8) calizas de peloides y ooides; y 9) parches de bivalvos y bioconstrucciones de bivalvos y serpúlidos. En la Fm. Camarena, aparte de algunas facies similares a las que aparecen en la Fm. Jabalcuz (facies 1-5), también se han distinguido otros 7 tipos: 10) margas y margocalizas; 11) calizas oncolíticas; 12) calizas de corales; 13) calizas de crinoides; 14) calizas de crinoides y bivalvos; 15) calizas micríticas y 16) dolomías.

c) Las facies descritas representan una gran variedad de ambientes sedimentarios. Desde medios inter y supramareales (p. e. calizas micríticas con *bird`s-eyes*), hasta medios marinos pelágicos más profundos (p. e. margas, margas y margocalizas), pasando por medios submareales (p. e. calizas oolíticas y peloidales con estratificación cruzada, oncolíticas o de corales entre otras). Además, se ha reconocido facies resedimentadas, en algunos casos debido a tormentas, como las calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas, las calizas de peloides y ooides, las de calcisferas y filamentos o las

de peloides y filamentos. Las facies de brechas se han interpretado como depósitos de pie de falla que localmente podían ser colonizados por bivalvos y serpúlidos (en el Cerro San Cristóbal), depósitos resedimentados (claramente ligados a tormentas y huracanes en determinados casos como p. e. en el techo de la Fm. Jabalcuz), o incluso como depósitos asociados a estructuras de tipo *tepee* (en Estepa). Hacia el techo de las formaciones se han reconocido distintos tipos de facies bioclásticas interpretadas como mareales (calizas de crinoides), o facies redepositadas asociadas a tormentas o incluso huracanes (calizas de crinoides y bivalvos y lumaquela de filamentos). Además se ha observado una facies de origen diagenético como es la facies de dolomías formadas a partir de fluidos enriquecidos en Mg^{2+}. En general, la distribución de facies observada en los distintos sectores indica una somerización hacia el techo de las formaciones. Aunque dicha somerización se produjo de forma muy distinta según el sector estudiado. En el Cerro San Cristóbal, la calidad de los afloramientos ha permitido hacer una estimación de la batimetría a la que se depositarían determinadas facies. Así p. e. tomando como referencia la profundidad a la que se depositan los bancos oolíticos submareales (< 10 m), las brechas de pie de falla con las que comienza la Fm. Jabalcuz en este cerro se depositaron a una profundidad en torno a los 70 m. Los depósitos de tormentas correspondiente a la facies de calizas oolíticas, peloidales e intra-bioclásticas se formarían sobre el nivel de base del oleaje a profundidades inferiores a 15 m.

d) La interpretación de las facies y el análisis de su correlación, han permitido definir los procesos que influyeron en el establecimiento de la sedimentación carbonatada somera. En la Fm. Jabalcuz, la presencia de fallas, brechas de talud y redepositadas, así como de calizas de peloides y filamentos, y de peloides y ooides deformadas estas últimas por grandes *slumps*, indican una gran actividad tectónica. A partir de los afloramientos estudiados, se ha podido

establecer un modelo detallado de la sedimentación que se da en bloques sometidos a importantes basculamientos. En la rampa del bloque levantado el basculamiento provoca la inestabilidad del lecho marino y la formación de grandes *slumps* que pueden alcanzar una escala decamétrica. En cambio, en el bloque hundido, el espacio de acomodación creado se rellena con brechas de pie de fallas, sobre las que se depositan sedimentos procedentes de las zonas más someras del bloque levantado adyacente. La presencia de oolitos entre estos sedimentos sugiere que el basculamiento de los bloques junto con una caída del nivel del mar favorecerían la instalación de la factoría oolítica en las zonas más someras de dichos bloques. En cambio, en la Fm. Camarena, no se han observado fallas, brechas, *slumps*, ni otras facies ni estructuras que indiquen una actividad tectónica tan intensa como la descrita para el Dominio Intermedio. Sin embargo, en el Subbético Externo debió existir compartimentación en bloques, como ponen de manifiesto las interpretaciones sedimentológicas realizadas a partir de los estudios en estos afloramientos. Esta diferencia entre la instalación de la Fm. Jabalcuz y la Fm. Camarena, pudo estar condicionada por el hecho de que el Subbético Externo ya constituía un área más elevada en el Paleomargen durante el Jurásico Medio.

e) La diferenciación de bloques con la que se inicia la sedimentación carbonatada somera en los dos dominios estudiados se produjo a favor de varias familias de fallas. De un lado, las fallas de dirección paralela o subparalela a las que limitaban los distintos dominios paleogeográficos del Paleomargen, y a favor de las cuales se habrían dado los principales basculamientos de bloques. De otro lado, las fallas de dirección aproximada NO-SE que separarían los bloques adyacentes a lo largo del mismo dominio paleogeográfico. Este juego de fallas NO-SE permitió la inclinación en sentidos opuestos de bloques adyacentes. A partir de la continuidad lateral de los afloramientos y de la distribución de facies, se ha estimado que el

tamaño mínimo de los bloques diferenciados probablemente estuvo entre 5-12 km en sentido transversal a las fallas que provocaban su basculamiento (5-6 km en el S de Jaén y Estepa, y 12 km en Cabra), por al menos 11 km en una dirección paralela a la dirección de dichas fallas.

f) En los ejemplos estudiados, la progradación de las plataformas desarrolladas en relación con los bloques basculados se dio, bien en el sentido descendente de la rampa del bloque levantado o bien en sentido opuesto, una vez rellenado el espacio de acomodación generado en el bloque hundido por la fracturación.

g) El estudio de detalle de los afloramientos ha permitido diferenciar variaciones relativas del nivel del mar. Sin embargo, la ausencia de niveles guía y la propia evolución individual de cada bloque, no permiten hacer correlaciones que den lugar a un modelo general más allá de la tendencia a la somerización hacia el techo citada en c.

h) El factor principal que desencadenó la desaparición de las plataformas carbonatadas someras formadas sobre los distintos bloques fue la tectónica. Así se formaron pequeñas cuencas sobre las plataformas a partir de bloques que bascularon 15º de media, en los casos que han podido ser medidos.

i) El cambio de la biota de tipo fotoautótrofa dominante durante la formación de las plataformas, a una biota de tipo heterótrofa representada principalmente por crinoides y filamentos a techo de las formaciones, fue provocado por un cambio en las condiciones ambientales. La fracturación de las plataformas favoreció una mejor circulación de las corrientes, dando lugar a la desaparición de los ambientes más restringidos, un ligero descenso de la temperatura del agua y una homogeneización de la salinidad de la misma. Esta misma actividad tectónica incrementó la actividad volcánica en el Subbético

Medio y favoreció la presencia de corrientes de *upwelling* dando lugar a la eutrofización de las aguas. De todos estos factores, el más determinante fue la eutrofización de las aguas, ya que el cambio de biota se dio sin variación batimétrica del medio de depósito. Se ha establecido un modelo de distribución de las facies bioclásticas en el que los crinoides ocuparían las zonas más someras de los bloques, mientras que los bivalvos se establecieron en zonas relativamente más profundas. Hacia el techo de la Fm. Camarena aparecen facies submareales de crinoides y facies redepositadas de crinoides y bivalvos en pequeñas cuencas recién formadas. En cambio, hacia el techo de la Fm. Jabalcuz en una de estas pequeñas cuencas, sólo aparece una lumaquela de filamentos interpretada como depósitos asociados a huracanes. Esta diferencia de sedimentos bioclásticos es una probable consecuencia de un mayor hundimiento de las plataformas correspondientes a la Fm. Jabalcuz, con respecto a las de la Fm. Camarena tras la fracturación de las mismas.

j) Los datos geoquímicos indican la emersión de las zonas más elevadas de algunos bloques estudiados correspondientes a la Fm. Camarena (S de Jaén y Puente Genil). Por el contrario, han corroborado que el basculamiento al que fueron sometidos los bloques correspondientes a la Fm. Jabalcuz, no provocó la emersión de los mismos, o al menos no hay datos que avalen dichas emersiones, lo cual, por otra parte, es coherente con lo expuesto al final de la conclusión anterior.

k) La subsidencia diferencial condicionó también la sedimentación de las formaciones suprayacentes, jugando un papel similar al que tuvo durante el depósito de las Fms. Jabalcuz y Camarena. Mientras que en el Dominio Intermedio comenzaban a formarse depósitos de margas con niveles ricos en radiolarios y con intercalaciones de tempestitas calcáreas a profundidades probablemente inferiores a 200 m, en el umbral adyacente correspondiente al Subbético Externo se acumulaban facies *Ammonitico Rosso* a profundidades

probablemente inferiores a 100 m. La formación de estos tipos de facies pelágicas fue coetánea con la fracturación y el basculamiento de los bloques.

l) Las dos formaciones estudiadas representan la sedimentación de plataformas carbonatadas que se formaron sobre bloques de escala kilométrica diferenciados en el Paleomargen Sudibérico. La intensificación de la actividad tectónica en el margen divergente oblicuo con el que el Tethys se abría hacia el O, provocó la diferenciación del Dominio Intermedio y Subbético Externo en el Paleomargen Sudibérico. Esta misma actividad tectónica favoreció la diferenciación en bloques dentro de cada dominio, definiendo un rosario de bloques con orientación aproximada SO-NE. La inclinación actual de los bloques con ligeras pendientes buzando hacia el S en el S de Jaén, hacia el NE en la Sierra de Cabra y E-SE en la Sierra de Estepa, junto con las corrientes predominantes durante las condiciones de buen tiempo y de tormentas, condicionaron la distribución de facies.

m) Las orientaciones de la inclinación de los bloques citadas anteriormente están referidas a la posición actual de los polos magnéticos y de las unidades tectónicas estudiadas. La posible rotación de los bloques respecto a un eje vertical durante la estructuración de la cordillera, haría necesario corregir las orientaciones dadas. No se dispone de medidas de la orientación paleomagnética en las unidades estudiadas. No obstante, tomando como referencia las medidas existentes en la literatura geológica sobre unidades vecinas, habría que girar en sentido antihorario 72º los bloques del S de Jaén y 74º los del S de Córdoba.

n) La intensificación de la actividad tectónica provocó la fracturación de las plataformas. El incremento de nutrientes en el medio, junto con el resto de factores previamente expuestos provocaron el cese de la

producción fotoautótrofa. Finalmente, la subsidencia diferencial, junto con una subida eustática del nivel del mar provocó el definitivo hundimiento de las plataformas estudiadas.

8. Refrencias Bibliográficas

8.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

Abbots, F.V. (1989): *Sedimentology of Jurassic Syn-rift Resedimented Carbonate Sandbodies*. Tesis Doctoral, Univ. of Bristol, 403 p. (Inédita).

Aberhan, M. (1992): Palökologie und zeitliche Verbreitung bentischer Faunengemeinschaften im Unterjura von Chile. *Beringeria*, 5: 3-174.

Aberhan, M. (1994): Guild-structure and evolution of Mesozoic benthic shelf communities. *Palaios*, 9: 516-545.

Acosta, P. y García-Hernández, M. (1988): Las facies de plataforma carbonatada del Jurásico Inferior y Medio en la Sierra de Cazorla (Zona Prebética). *Geogaceta*, 5: 39-41.

Aguirre, J. (1998): Bioconstrucciones de *Saccostrea cuccullata* Born, 1778 en el Plioceno Superior de Cádiz (SO de España): implicaciones paleoambientales y paleoclimáticas. *Rev. Esp. Paleontología*, 13: 27-36.

Ahr, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 23: 221-225.

Aigner, T. (1985): *Storm Depositional Systems*. Lecture Notes in Earth Sciences, 3, Springer-Verlag, Berlin, 174 p.

Aissaoui, D.M. (1988): Magnesian calcite cements and their diagenesis; dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll. *Sedimentology*, 35: 821-841.

Alastrué, E. (1943): Sobre el Trías de la zona Subbética en la transversal de Jaén. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLI: 567-574.

Alastrué, E. (1944): Bosquejo geológico de las Cordilleras Subbéticas entre Iznalloz y Jaén. Publ. CSIC, Madrid, 159 p., 20 láminas.

Anderson, T.F. y Arthur, A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. En: *Stable isotopes in sedimentary geology* (M.A. Arthur,

T.F. Anderson, I.R. Kapplan, J. Veizer y L.S. Land, Eds.). SEPM, Short Course, 10: 1.1-1.151.

Aurell, M. y Bádenas, B. (2004): Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian NE Spain). *Geol. Mag.* 141: 717-733.

Aurell, M., Bádenas, B., Bosence, D. y Waltham, D. (1998): Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberic basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modelling. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 149: 137-161.

Ausich, W.I., Brett, C.E. y Hess, H. (1999): Taphonomy. En: *Fossil Crinoids* (H. Hess, W.I. Ausich, C.E. Brett y M.J. Simms, Eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, 50-59.

Azéma, J., Chabrier, G., Chauve, P. y Fourcade, E. (1979a): Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Cretacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baleares, Espagne). *Geol. Romana*, 18: 1-21.

Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979b): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secret. Publ. Univ. Granada, 83 p., 46 láminas.

Bádenas, B. y Aurell, M. (2001): Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedim. Geol.*, 139: 319-340.

Barnaby, R.J. y Rimstidt, J.D. (1988): Correlation of calcite cathodoluminescence with redox conditions of carbonate cementation. En: *Analysis and Interpretation of Zoned Calcite Cements* (D. Emery y J.D. Marshall, Eds.). BSRG Meeting, 5-10.

Bartolini, A. y Cecca, F. (1999): 20 My hiatos in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 329: 587-595.

Basilone, L. (2009): Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily. *Facies*, 55: 115-135.

Bathurst, R.G.C. (1966): Boring algae, micritic envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol. Jour*., 5: 15-32.

Benito, M.I. (2001): *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la cuenca de Cameros (Kimmeridgiense). La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, 418p.

Berner, R.A. y Kothavala, Z. (2001): GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO2 over Phanerozoic time. *Amer. Jour. Sci.*, 308: 182-204.

Bernoulli, D. y Jenkyns, H. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En: *Modern and Ancient Geosinclinal Sedimentation* (R.H. Dott Jr. y R.H. Shaver, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 19: 129-160.

Berra, F. y Jadoul, F. (1996): Norian serpulid and microbial bioconstructions: implications for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy). *Facies*, 35: 143-162.

Bertling, M. (1993): Ecology and distribution of the Late Jurassic Scleractinian *Thamnasteria concinna* (Goldfuss) in Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., 105: 311–335

Betzler, C., Brachert, T.C. y Kroon, D. (1995): Role of climate in partial drowning of the Queensland Plateau carbonate platform (northeastern Australia). *Mar. Geol.*, 123: 11-32.

Betzler, C., Brachert, T.C. y Nebelsick, J. (1997): The warm temperate carbonate province: a review of the facies, zonations, and delimitations. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 201: 83-99.

Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M. y Kossler, A. (2007): Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedim. Geol.*, 194: 61-75.

Blankenship, C.L. (1992): Stratigraphy and paleogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 256-264.

Blechschmidt, I., Dumitrica, P., Matter, A., Krystyn, L. y Peters, Tj. (2004): Stratigraphic architecture of the northern Oman continental margin—Mesozoic Hamrat Dura Group, Hawasina complex, Oman. *GeoArabia*, 9: 81-132.

Blumenthal, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien. *Eclog. Geol. Helv.*, 20: 487-532.

Bosellini, A. (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. En: *Controls on carbonate platform and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 44: 3-13.

Bosellini, A., Masetti, D. y Sarti, M. (1981): A Jurassic 'Tongue of the Ocean' infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Mar. Geol.*, 44: 59-95.

Bosence, D.W.J. (1973): Recent serpulid reefs, Connemara, Ireland. *Nature*, 242: 40-41.

Bosence, D.W.J. (1979): The factors leading to aggregation and reef formation in *Serpula vermicularis* L. En: *Biology and systematics of colonial organisms, Systematics Association Special* (G. Larwood y B.R. Rosen, Eds.). New York, 11: 299-318.

Bosence, D.W.J. (2005): A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedim. Geol.*, 175: 49-72.

Bosence, D.W.J., Al-Aawah, M.H., Davison, I., Rosen, B.R., Vita.Finzi, C. y Whitaker, E. (1998a): Salt domes and their control on basin margin sedimentation; a case study from the Thihama Plain, Yemen. En: *Sedimentary and tectonic evolution of the rift basins-the Red Sea-Gulf of Aden* (B.H. Purser y D.W.J. Bosence, Eds.). Chapman Hall-Kluwers, London, 448-464.

Bosence, D.W.J., Cross, N.E. y Hardy, S. (1998b): Architecture and depositional sequences of Terciary fault-block carbonate platforms;

an analysis from outcrop and computer modelling. *Mar. Petrol. Geol.*, 15: 203-221.

Bottjer, D.J. y Savrda, C.E. (1993): Oxygen-related mudrock biofacies. En: *Sedimentology Reviews* (V.P. Wright, Ed.). Blackwell, Oxford, 1: 92-102.

Braga, J.C., Comas, M.C., Delgado, F., García-Hernández, M., Jiménez, A.P., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1981): The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic Zone (Spain): genetic consideration. En: *Rosso Ammonitico Symp. Proc.* (A. Farinacci, Ed.). Tecnoscienza, Roma, 61-76.

Brett, C.E. (1990): Destructive taphonomic processes and skeletal durability. En: *Palaeobiology: a synthesis* (D.E.G. Briggs y P.R. Crowther, Eds.). Blackwell, Oxford, 223–226.

Brett, C.E. y Seilacher, S. (1991): Fossil Lagerstätten: a taphonomic consequence of event sedimentation. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 283-297.

Broecker, W.S. (1993): *The Glacial World According to Wally*. Eldigio Press, Palisades, USA, 318 p.

Bromley, R.G. (1996): *Trace fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. Chapman y Hall, London, 361 p.

Burchette, T.P. (1988): Tectonic control on carbonate platform facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez. *Sedim. Geol.*, 59: 179-204.

Burchette, T.P. y Wright, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedim. Geol.*, 79: 3-57.

Busnardo, R. (1960): Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 2 (7): 324-329.

Busnardo, R. (1962): Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). *Livre Mém. P. Fallot, Soc. Géol. France*, 1 : 189-198.

Busnardo, R. (1964): Hypothéses concernant la position des unités structurales et paleogeographiques de la transversale Jaén-Granade (Andalousie). *Geol. Mijnb.*, 43: 264-267.

Busnardo, R. (1979): *Prébétique et Subbétique de Jaén á Lucena (Andalousie). Le Lias*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 74, 140 p.

Busnardo, R., Elmi, S. y Mangold, C. (1964): Ammonites calloviennes de Cabra (Andalousie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (N.S.)*, 11: 49-94.

Busnardo, R., Enay, R. y Geyssant, J.R. (1971): Le Jurassique de la Fuente de los Frailes (Cabra, Andalousie) biostratigraphie sommaire. *Cuad. Geol. Ibérica.*, 2: 273-280.

Busnardo R. y Fontbote, J.M. (1958): Le chevauchament du Subbétique au sud de Jaén (Andalousie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 247: 1366-1368.

Bustillo, M.A., Delgado, A., Rey, J. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1998): Meteoric water precipitation in the genesis of Jurassic cherts in the Subbetic of southern Spain-a significant indicator of penecontemporaneous emergence. *Sedim. Geol.*, 119: 85-102.

Bustillo, M.A., Rey, J., Delgado, A. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1997): Silicificaciones jurásicas en calizas oolíticas: génesis y significado paleogeográfico (Vélez Blanco, Subbético Interno). *Bol. Geol. Min.*, 108: 351-365.

Bustillo, M.A. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1981): Relación entre sedimentación y procesos de silicificación diagenéticos: los sílex del Dogger y el Malm de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37: 159-175.

Cantalamessa, G. y Di Celma, C. (2005): Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedim. Geol*., 178: 259-273.

Carandell, J. (1926): Itinerario de Cabra a Loja. Excursión A-5. De Sierra Morena a Sierra Nevada (Reconocimiento orogénico de la región Bética). *XIV Congreso Geol. Inter. Inst. Geol. España*. Madrid, 59-75.

Carandell, J. (1927): Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27: 399-411.

Carandell, J. (1928): Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 28: 75-77.

Carbonell, A. (1926): La Campiña o valle bético. Excursión A-5: De Sierra Morena a Sierra Nevada. *XIV Congreso Geol. Inter. Inst. Geol. España*. Madrid, 17-28.

Carbonell, A. (1927): Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 49: 81-215.

Carozzi, A.V. (1961): Distorted oolites and pseudoolites. *Jour. Sed. Petrol.*, 31: 262-274.

Castro, J.M. (1990): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externote las Sierras de Estepa (provincia de Sevilla)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 93 p. (inédita).

Castro, J.M., Checa, A. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1990): Cavidades Kársticas con relleno de Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior (Subbético Externo; Sierra de Estepa, provincia de Sevilla). *Geogaceta*, 7: 61-63.

Choquette, P.W. y Pray, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Assoc. Petrol. Geol*. *Bull.*, 54: 207-250.

Choquette, P.W y James, N.P. (1990): Limestones-The burial diagenetic environment. En: *Diagenesis* (I.A. Mcllreath y D.W. Morrow, Eds.). Reprint Series, Geoscience Canada, 4: 75-111.

Chuanmao, L., Friedman, G.M. y Zhaochang, Z. (1993): Carbonate storm deposits (tempestites) of Middle to Upper Cambrian age in the Helan mountains, Northwest China. *Carb. Evap.*, 8: 181-190.

Cirilli, S., Iannace, A., Jadoul. F, y Zamparelli, V. (1999): Microbial-serpulid build-ups in the Norian-Rhaetian of the western Mediterranean area: ecological response of shelf margin communities to stressed environments. *Terra Nova*, 11: 195-202.

Climaco, A., Boni, M., Iannace, A. y Zamparelli, V. (1997): Platform margins, microbial/serpulids bioconstructions and slope-to-basin

sediments in the Upper Triassic of the 'Verbicaro Unit' (Lucania and Calabria, southern Italy). *Facies*, 36: 37-56.

Cobianchi, M. y Picotti, V. (2001): Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes at a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 169: 219-244.

Colom, G. (1935): Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. Assoc. pour l'Etude Geol. de la Médit. Occ. *Géologie des Pays Catalans*, 3: 1-17.

Colombié, C. y Strasser, A. (2005): Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.

Comas, M.C., Olóriz, F. y Tavera, J.M. (1981): The red nodular limestones (Ammonítico Rosso) and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain). En: *Proc. Rosso Ammonítico Symposium* (A. Farinacci, Ed.). Tenoscienza, Roma, 113-136.

Commito, J.A. y Rusignuolo, B.R. (2000): Structural complexity in mussel beds: the fractal geometry of surface topography. *Jour. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 255: 133-152.

Cook, D.O. (1970): The ocurrente and geologic work of rip currents of Southern California. *Mar. Geol.*, 9: 173-186.

Cooper, D.J.W. (1989): A longitudinal carbonate fan from the Jurassic of the Oman Mountains: the Guwayza Limestone Formation of the Hamrat ad Duru. *Sedim. Geol.*, 61: 253-275.

Cooper, D.J.W. (1990): Sedimentary evolution and paleogeographical reconstruction of the Mesozoic continental rise in Oman: evidence from the Hamrat Duru Group. *Geol. Soc. Amer. Bull., Spec. Public.*, 49: 161-187.

Craig, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures.

Consiglio Nazionalle delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.

Crespo-Blanc, A., Estévez, A., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina., J.M., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (2004): Deformación orogénica de las Zonas Externas Béticas. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME*,* Madrid, 387-389.

Cross, N.E. y Bosence, D.J. (2008): Tectono-sedimentary models for rift-basin carbonate systems. En: *Controls on carbonate platform and reef development* (J. Lukasik y J.A. Simo, Ed.). SEPM, Spec. Publ., 89: 83-105.

Cruz-Sanjulián, J. (1974): *Estudio geológico del sector Cañete la Real - Teba - Osuna*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 413 p.

Cruz-Sanjulián, J., Divar Rodríguez, J., Baena Perez, J. y Ruiz Reig, P. (1986): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 1005, Osuna. IGME.

Cuffey, R.J. (1985): Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoan reefs. *Geology*, 307-310.

Cutler, E.B. (1994): *The Sipuncula. Their Systematics, Biology, and Evolution*. Cornell University Press, Ithaca, New York, 480 p.

Dabrio, C. y Polo, D (1985): Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense Subbético. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 4: 55-77.

Datta, B., Sarkar, S. y Chaudhuri, A.K. (1999): Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: examples from the Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M.P., India. *Sedim. Geol.*, 129: 51-70.

Dawson, A.G. y Stewart, I. (2007): Tsunami deposits in the geological record. *Sedim. Geol.*, 200: 166-183.

Deconink, J.F. y Bernoulli, D. (1991): Clay mineral assemblages of Mesozoic pelagic and flysch sediments of the Lombardian Basin (Southern

Alps): implications of palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis. *Geol. Rundschau*, 80: 1-17.

De Master, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1715-1735.

Di Stefano, P., Galàcz, A., Mallarino, G., Mindszenty, A. y Vörös, A. (2002): Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, Western Sicily. *Facies*, 46: 47-50.

Díaz de Neira, J.A., Enrili Albir, A., Hernaiz Huerta P.P. y López Olmedo, F. (1991a): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 989, Lucena. ITGE.

Díaz de Neira, J.A., Hernaiz Huerta P.P. y López Olmedo, F. (1991b): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 969, Valdepeñas de Jaén. ITGE.

Divar Rodríguez, J., Roldán García, F.J. y Molina Cámara, J.M. (1988): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 988, Puente Genil. IGME.

Dorobek, S.L. (1987): Petrography, Geochemistry, and Origin of Burial Diagenetic Facies, Siluro- Devonian Helderbeg Group (Carbonate Rocks), Central Appalachians. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull*., 71: 492-514.

Dorobek, S.L. (2008): Tectonic and depositional controls on syn-rift carbonate sedimentation. En: *Controls on carbonate platform and reef development* (J. Lukasik y J.A. Simo, Ed.). SEPM, Spec. Publ., 89: 57-81.

Dravis, J. (1979): Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, 49: 195-208.

Dromart, G., Garcia, J.P., Picard, S., Atrops, F., Lècuyer, C. y Sheppard, S.M.F. (2003): Ice age at the Middle-Late Jurassic transition?. *Earth Planet. Sci Letters*, 213: 205-220.

Drzewiecki, P.A. y Simó, J.A. (2002): Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow

deposits: examples from the Late Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain. *Sedim. Geol.*, 146: 155-189.

Dubar, G. y Peyre, Y. (1960): Observations nouvelles sur le Jurasique inférieur et moyen dans les Cordilléres Bétiques sur la transversale de Málaga. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (2): 330-339.

Duke, W.L., (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32: 167-194.

Dumas, S. y Arnott, R.W.C. (2006): Origin of hummocky and swaley cross-stratification-The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34: 1073-1076.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (E. Ham, Ed.). *Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1: 108-121.

Dupraz, C. y Strasser, A. (2002): Nutritional Modes in Coral-Microbialite Reef (Jurassic, Oxfordian, Switzerland): Evolution of Trophic Structure as a Response to Environmental Change. *Palaios*, 17: 449-471.

Ekart, D.D., Ekart, T.E., Cerling, I.P., Montanez, N.J., y Tabor, A. (1999): 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxyde. *Amer. Jour. Sci.*, 299: 805-821.

Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19 : 730-781.

Erlich, R.N., Barrett, S.F. y Guo Bai Ju (1990): Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull*., 74: 1523-1537.

Etter, W. (1996): Pseudoplanktonic and benthic invertebrates in the Middle Jurassic Opalium Clay, northern Switzerland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 126: 325-341.

Fagerstrom, J.A. (1987): *The evolution of reef communities*. John Wiley and sons, New York, 600 p.

Fagerstrom, J.A. (1988): A structural model for reef communities. *Palaios*, 3: 217-220.

Fairchild, I., Hendry, G., Quest, M. y Tucker, M. (1988): Chemical analysis of sedimentary rocks. En: *Techniques in Sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell Scient. Public., 274-354.

Fallot, P. (1927): Sur de la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra. *C. R. Acad. Sci*. *Paris*, 185: 1287-1289.

Fallot, P. (1928): Notes stratigraphiques sur la chaine subbétique. II : Sur les marnocalcaires rouges senoniens des environs de Priego de Córdoba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 28: 105-110.

Fallot, P. (1930): Etat nos connaisances sur la structure des chaines Bétique et Subbétique. *Livre jubilaire. Soc. Géol*. *France*, 279-305.

Fallot, P. (1931-1934): Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Geol. Médit. Occid. Barcelona. IV. Introduction (1931), 1-8; I; Le Trias (1931), 9-28; II: Le Lias (1932), 29-64; III: Le Dogger (1933), 65-72; IV: Le Jurassique supérieur (1934), 73-118.

Fallot, P. (1945): *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor*. Memoria del Instituto Lucas Mallada. CSIC. 719 p.

Fallot, P. (1948): Les Cordilléres Bétiques. *Estudios Geol.*, 4: 83-172.

Faure, G. (1986): *Principles of isotope geology*. John Wiley and Sons. New York. 2ª edición. 589 p.

Faure, G. (1998): *Principles and applications of Geochemistry*. Prentice Hall. Upper Saddle River. 2ª Edición. 600 p.

Felgueroso, C. y Coma, R.E. (1962): Nota sobre el Subbético de la provincia de Córdoba. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España*, 65: 104.

Felgueroso, C. y Coma, R.E. (1964): Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 75: 111-209.

Fernández-Mendiola, P.A. y García Mondéjar, J. (1984): Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya). *Libro de Coms. X Congreso Nacional de Sedimentología*, Instituto de Estudios Baleares, Menorca, 522-526.

Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*. Springer, 633 p.

Flügel, E. (2004): *Microfacies of carbonate rocks: Análisis, Interpretación y Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976 p.

Fontbote, J.M. (1970): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 71-78.

Fontboté, J.M. y Vera, J.A. (1986): La Cordillera Bética: Introducción. En: *Geología de España, Libro jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.). IGME, Madrid, 2: 205-218.

Fornós, J.J. y Ahr, W.M. (1997): Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *Jour. Sed. Res.*, 67: 364-373.

Fornós, J.J., Forteza, V. y Martínez-Taberner, A. (1997): Modern polychaete reefs in Western Mediterranean lagoons: fico pomatus enigmaticus (Fauvel) in the Albufera of Menorca, Balearic Islands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 128: 175-186.

Foucault, A. (1960): Découverte d´ une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). *C. R. Acad. Sci. París*, 250: 2038 p.

Foucault, A. (1962): L´unité du rio Guardal (province de Granade, Espange), et les liaisons entre le Prébetique et Subbétique. *Bull. Soc. Geol. France*, 4: 446-452.

Foucault, A. (1964): Sur les rapports entre les zones Prébétiques et Subbétiques entre Cazorla (province de Jaén) et Huéscar (province de Granade, Espange). *Geol. Mijnb.*, 43: 268-272.

Foucault, A. (1965): Mouvements tectoniques d´age paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 567-570.

Frank, J.R., Carpenter, A.B. y Ogleby, T.W. (1982): Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (upper Cambriam), southeast Missouri. *Jour. Sed. Petrol*., 52: 631-638.

Frank, T.D. y Lohmann, K.C. (1995): Early cementation during marine-meteoric fluid mixing: Mississippian Lake Valley Formation, New Mexico. *Jour. Sed. Res.*, 65: 263-273.

Frank, T.D., Lohmann, K.C. y Meyers, W.J. (1995): Chronostratigraphic significance of cathodoluminiscence zoning in syntaxial cement: Mississippian Lake Valley Formation, New Mexico. *Sedim. Geol.*, 105: 29-50.

Frey, R.W., Basan, P. y Smith, J.M. (1987): Rheotaxis and distribution of oyster and mussels, Georgia tidal creeks and salt marshes, USA. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 61: 1-43.

Friebe, J.G. (1994): Serpulid-bryozoan-foraminiferal biostromes controlled by temperate climate and salinity: middle Miocene of Styrian Basin, Austria. *Facies*, 30: 51-62.

Friedel, C.H. (1995): Partikelgenese und Diagenese des Schaumkalks von Rüdersdorf (Trias, Unterer Muschelkalk). *Berliner. Geow. Ab.,* 191-217.

Friedman, I. y O'Neil, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En: *Data of Geochemistry Sixth Edition* (M. Fleischer, Ed.). Geological Survey professional paper 440-KK. 85 p.

Fürsich, F.T. (1984): Palaeoecology of boreal invertebrate faunas from the Upper Jurassic of central eastern Greenland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 48: 309-364.

Fürsich, F.T. y Oschmann, W. (1993): Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 150: 169-185.

Fürsich, F.T., Oschmann, W., Jaitly, A.K. y Singh, I.B. (1991): Faunal response to transgressive–regressive cycles: example from the Jurassic of western India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 85: 149-159.

Fürsich, F.T., Oschmann, W., Singh, I.B. y Jaitly, A.K. (1992): Hardgrounds, reworked concretion levels, and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 149: 313-331.

Fürsich, F.T. y Pandey, D.K. (1999): Genesis and environmental significance of upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 145: 119-139.

Fürsich, F.T. y Pandey, D.K. (2003): Sequence stratigraphy significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 193: 285-309.

Gaillard, C. (1983) : *Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 90: 1-515.

García-Cortés, A. (1991): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 968, Alcaudete. ITGE.

García-Cortés, A., Mansilla, H. y Quintero, I. (1991): Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Bol. Geol. Min.*, 102: 524-535.

García Dueñas, V. (1967): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 101-102: 73-100.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de las Cordilleras Béticas: 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., 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., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.* 59, 155-168.

García-Mondéjar, J. (1990): The Aptian-Albian carbonate episode of the Basco-Cantabrian Basin (N-Spain): general characteristics, controls, and evolution. En: *Carbonate Platforms* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). IAS Spec. Public., 9: 291-323.

García Suanez, M. (1973): *Estudio bioestratigráfico de un sector al S de Jaén (Los Grajales)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada. (inédita).

Gibbs, M.T., Bluth, G.J.S., Fawcett, P.J. y Kump, L.R. (1999): Global chemical erosion over the last 250 My: Variations due to changes in paleogeography, paleoclimate and paleogeology. *Amer. Jour. Sci*., 299: 611-651.

Gill. G.A., Santantonio, M. y Lathuilière, B. (2004): The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from Apennines. *Sedim. Geol.*, 166: 311-334.

Ginsburg, R.N. (1975): *Tidal deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, New York, 428 p.

Gischler, E. y Lomando, A.J. (2005): Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Arabia-Persian Gulf. *Facies*, 50: 443-462.

Goldhammer, R.K. (1997): Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Jour. Sed. Res.,* 67, 26-35.

González, R. (1996): Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frecuency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, nothern Switzerland. *Sedim. Geol.*, 102: 111-130.

González-Donoso, J.M., Linares, A., López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (1970): Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 55-90.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G. (2004): *The geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.

Grigg, R.W. (1997): Paleoceanography of coral reefs in the Hawaiian-Emporer chain. *Coral Reefs*, 16: 33-38.

Grover, G.A. y Read, J.F. (1983): Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminiscence patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull*., 67: 1275-1303.

Gruszczynski, M., Rudowski, S., Semil, J., Slominski, J. y Zrobek (1993): Rip currents as a geological tool. *Sedimentology*, 40: 217-236.

Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguin, J.E. y Borges, J.M. (2004): Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*, 32: 213-216.

Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguin, J.E. y Borges, J.M. (2006): Carbonates calibrates against oceanographic parameters along a latitudinal transect in the Gulf of California, Mexico. *Sedimentology*, 53: 297-320.

Hallam, A. (1984): Distribution of fossils marine invertebrates in relation to climate. En: *Fossils and climate* (P.J. Brenchley, Ed.). Wiley, London, 107-125.

Hallam, A. (1993): Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. *Phil. Trans. R. Soc. Lond*. 341: 287-293.

Hallam, A. (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 167: 23-37.

Halley, R.B. y Evans, C.C. (1983): *The Miami limestone: a guide to selected outcrops and their interpretation*. Miami Geol. Soc., 67 p.

Hallock, P. (2001): Coral reefs, carbonate sediments, nutrients, and global change. En: *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems* (G.D. Stanley, Ed.). Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 387-427.

Hallock, P. (2005): Global change and modern coral reefs: New opportunities to understand shallow-water carbonate depositional processes. *Sedim. Geol.*, 175: 19-33.

Hallock, P. y Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389-398.

Handford, C.R. y Loucks, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts-Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. En: *Carbonate Sequence Stratigraphy* (R.G. Loucks y J.F. Sarg, Eds.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 57: 3-41.

Haq, B.U., Hardenbol, J, y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. y Vail, R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y R. Vail, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 60: 3-13, 763-781.

Hardy, R. y Tucker, M. (1988): X-ray powder difrection of sediments. En: *Techniques in Sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell Scient. Public., 274-354.

Harris, P.M. (1984): *Carbonate sands - a core workshop*. SEPM, Core Workshop, 5, 464 p.

Harwood, G. (1988): Microscopical techniques. En: *Techniques in Sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell Scientific Public. Oxford, 108-173.

Hass, J. (2004): Characteristics of peritidal facies and evidences for subaerial exposures in Dachstein-type cyclic platform carbonates in the Transdanubian Range, Hungary. *Facies*, 50: 263-286.

Hauff, S.B. (1921): Untersuchung der Fossilfundstätten von Holzmaden im Posidonienschiefer des Oberen Lias Würt-tembergs. *Palaeontographica*, 64: 1-42.

Heller, P.L., Komar, P.D. y Pevear, D.R. (1980): Transport processes in ooid genesis. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 943-952.

Helm, C. y Schülke, I. (2006): Patch reef development in the florigemma-Bank Member (Oxfordian) from the Deister Mts (NW Germany): a type example for Late Jurassic coral thrombolite thickets. *Facies*, 52: 441-467.

Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol*., 41: 157-176.

Hine, A.C. (1977): Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 1554-1581.

Hine, A.C. (1983): Relict sand bodies and bedforms of the Northern Bahamas: Evidence of extensive Early Holocene sand transport. En: *Coated grains* (T.M. Peryt, Ed.). Springer-Verlag, Berlin,116-131.

Hine, A.C. y Neumann, A.C. (1977): Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *Amer. Assoc. Petrol. Geol*. *Bull.*, 61: 376-406.

Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C. y Lorenson, K.R. (1981): Offbank transport of carbonate sands along leeward bank margins, northern Bahamas. *Mar. Geol.*, 42: 327-348.

Hoefs, J. (1997): *Stable isotope Geochemistry (4ª Edición)*. Springer. Berlín. 201 p.

Holt, T.J., Rees, E.I., Hawkins, S.J. y Seed, R. (1998): *Biogenic reefs: an overview of dynamic and sensitivity characteristics for conservation management of marine SACs*. UK Marine SACs Project, vol IX, Scottish Association for Marine Science, Argyll, Scotland, 170 p.

Huntley, D.A. y Bowen, A.J. (1975): Comparison of the hydrodynamics of steep and shallow beaches. En: *Nearshore sediment Dynamics and Sedimentation* (J. Hails y A. Carr, Eds.). John Wiley and Sons, 70-109.

IGME (1976): *Estudio hidrogeológico de la Sierra de Estepa*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. (Inédito).

Insalaco, E. (1996a): *A sedimentological and palaeontological study of Oxfordian (Upper Jurassic) coral dominated reefal carbonates in western Europe*. Tesis Doctoral, Univ. Birmingham. (Inédita).

Insalaco, E. (1996b): Upper Jurassic microsolenid biostromes of norther and central Europe: facies and depositional environment. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 121: 169-194.

Insalaco, E. (1999): Facies and Palaeoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) coral reefs in England. *Facies*, 40: 81-100

Insalaco, E., Hallam, A. y Rosen, B. (1997): Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: ref. types and conceptual depositional model. *Sedimentology*, 44: 707-734.

Ippolitov, A.P. (2007): Contribution to the revision of some Late Callovian serpulids (Annelida, Polychaeta) of central Russia, part 1. *Paleont. Jour.*, 41: 260-267.

Jach, R. (2005): Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Krízna unit, Western Tatra Mountains, Poland. *Facies*, 50: 561-572.

Jach, R. (2007): Bositra limestones - a step toward radiolarites: case study from the Tatra Mountains. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 77: 161-170.

James, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. En: *Facies models* (R.G. Walker, Ed.). Geoscience Canada Reprint Ser., 1: 213-228.

James, N.P. (1997): The cool-water carbonate depositional realm. En: *Cool-water carbonates* (N.P. James y J.A.D. Clarke, Eds.). SEPM, Spec. Publ., 56: 1-20.

James, N.P. y Choquette, P.W (1990): Limestones-The sea-floor diagenetic environment. En: *Diagenesis* (I.A. Mcllreath y D.W. Morrow, Eds.). Reprint Series, Geoscience Canada, 4: 35-74.

James, N.P. y Ginsburg, R.N. (1979): The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *IAS, Spec. Publ.,* 3, 191.

Jansa, L.F. (1981): Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin. *Mar. Geol.*, 44: 97-117.

Jefferies, R.P.S. y Minton, P. (1965): The mode of life of two Jurassic species of "*Posidonia*". *Palaeontology*, 8: 156-185.

Jenkyns, H.C. (1971): Speculations of the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. *Geol. Rundschau*. 60 (2): 471-488.

Jenkyns, H.C. (1986): Pelagic Environments. En: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.). Blackwell, Oxford, 343-397.

Jenkyns, H.C. (1991): Impact of Cretaceous sea level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75: 1007-1017.

Jenkyns, H.C. y Senior, J.R. (1991): Geological evidence for intra-Jurassic faulting in the Wessex Basin and its margins*. Jour. Geol. Soc. (London)*, 148: 245-260.

Jiménez de Cisneros, C. (1994): *Geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 216 p. (inédita).

Jiménez de Cisneros, C., Molina, J.M., Nieto, L., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1993): Calcretes from paleosinkhole in Jurassic palaeokarst (Subbetic, Southern Spain). *Sedim. Geol.*, 87: 13-24.

Jiménez-Millán, J. y Nieto, L.M. (2008): Geochemical and mineralogical evidence of tectonic and sedimentary factors controlling the origin of ferromanganese crusts associated to stratigraphic discontinuities (Betic Cordilleras, SE of Spain). *Chem. Erde*, 68: 323-336.

Johnson, A.L.A. (1984): The palaeobiology of the bivalves families Pectinidae and Propeamussidae in the Jurassic of Europe. *Zitteliana*, 11: 1-235.

Johnson, H.D. y Baldwin, C.T. (1986): Shallow siliciclastic seas. En: *Sedimentary Environments and Facies* (E.D. Reading, Ed.). Blackwell, Oxford, 229-282.

Kammer, T.W. y Ausich, W.I. (2006): The "Age of Crinoids": A Mississippian Biodiversity Spike Coincident with Widespread Carbonate Ramps. *Palaios*, 21: 238-248.

Kidwell, S.M. (1991): The stratigraphy of shell concentrations. En: *Taphonomy. Releasing the data locked in the fossil record* (P.A. Allison y D.E.G. Briggs, Eds.). Plenum Press, New York, 211-290.

Kirkwood, J.M. y Burton, H.R. (1988): Macrobenthic species assemblages in Ellis Fjord, Vestfold Hills, Antarctica. *Mar. Biol.*, 97: 445-457.

Kobluk, D.R. y Risk, M.J. (1977): Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *Amer. Assoc. Petrol. Geol*. *Bull.*, 61: 1069-1082.

Koša, E. (1998): Lithostratigraphy and depositional environment of Lower-Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 49: 329-339.

Lapointe, L. y Bourget, E. (1999): Influence of substratum heterogeneity scales and complexity on a temperate epibenthic marine community. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 189: 159-170.

Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeour, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J. y Werner, W. (2005): Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. *Facies*, 50: 545-559.

Lawrence, D.R. (1971): Shell orientation in recent and fossil oyster communities from the Carolinas. *Jour. Paleont.*, 45: 347-349.

Le Roux, J.P. y Vargas, G. (2005): Hydraulic behaviour of tsunami back-flows: insights from their modern and ancient deposits. *Environ. Geol.* 49: 65-75.

Leckie, D.A. y Walker, R.G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-Outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 138-157.

Lehrmann, D.J., Jiayong, W. y Enos, P. (1998): Controls on facies architecture of large Triassic carbonate platform: The Great Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, South China. *Jour. Sed. Res.*, 68: 311-326.

Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. y Werner, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195- 230.

Linares, A. y Sandoval, J. (1981): El Dogger en las Cordilleras Béticas; límites y correlaciones. En: *P.I.G.C.* Real. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.., Madrid, 2: 183-205.

Linares, A. y Vera, J.A. (1966): Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de Sierra Gorda, Cordilleras Béticas (Prov. de Granada). *Estudios Geol.*, 23: 65-99.

Lohmann, K.C. (1987): Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.). Springer-Verlag. New York. 58-80.

Long, J.V.P. y Agrell, S.O. (1965): The cathodoluminescence of minerals in thin section. *Mineral. Mag.,* 34: 318-326.

Longman, M.W. (1980): Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 461-487.

Löser, H. y Minor, K. (2007): Palaeobiogeographic aspects of Late Barremian to Late Albian coral faunas from Northern Mexico (Sonora) and the southern USA (Arizona, Texas). *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 245 (2): 193-218.

Lüning, K. (1990): *Seaweeds. Their Environment, Biogeography and Ecophysiology*. John Wiley y Sons, New York, 589 p.

Maas Geesteranus, R.A, (1942): On the formation of banks of *Mytilus edulis*. *Arch. Néerl. Zool.*, 6: 283-325.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. y Bann, K.L. (2007): The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Restrospective. En: *Trace fossils: Concepts, Problems, Prospects* (W. Miller III, Ed.). Elsevier, Amsterdam, 52-77.

Machel, H.G. (1985): Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, 12: 139-142.

Machel, H.G. y Burton, E.A. (1991): Factors governing cathodoluminscence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications* (C.E. Barker y O.C. Kopp, Eds.). SEPM, Short Course, 25, 37-57.

Machel, H.G., Mason, R.A., Mariano, A.N. y Mucci, A. (1991): Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications* (C.E. Barker y O.C. Kopp, Eds.). SEPM, Short Course, 25, 9-25.

Macintyre, L.G. (1985): Submarine cements: the peloidal question. En: *Carbonate cements* (N. Schneidermann y P.M. Harris, Eds.). SEPM, Spec. Public., 36, 109-116.

Major, R.P., Bebout, D.G. y Harris, P.M. (1996): Recent evolution of a Bahamian ooid shoal: effects of Hurricane Andrew. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 108: 168-180.

Mallarino, G., Goldstein, R.H. y Di Stefano, P. (2002): New approach for quantifying water depth applied to the enigma of drowning of carbonate platforms. *Geology*, 30: 783-786.

Mangano, M.G., Buatois, L.A., Maples, C.G. y West, R.R. (2000): A new Icnospecies of Nereites from Carboniferous tidal-flat facies of Eastern Kansas, USA: Implications for the Nereites-Neonereites debate. *Jour. Paleontol.*, 74: 149-157.

Mangold, C. (1975): Découverte du Bathonien inferieur á Marphoceras dans le Subbétique de la Sierra de Carcabuey (prov. de Córdoba, Espagne). *C.R. Acad. Sci. París*, 280: 1339-1942.

Margolis, S. y Rex, R.W. (1971): Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahamian oolites as revealed by scanning electron microscopy. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 82: 843-852.

Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.

Martín-Algarra A. y Sánchez-Navas A. (2000): Bacterially mediated authigenesis in Mesozoic stromatolites from condensed *pelagic* sediments (Betic Cordillera, Southern Spain). En: *Marine Authigenesis: From global to microbial* (C.R. Glenn, J. Lucas y L. Prévôt-Lucas, Eds.). SEPM, Spec. Public., 66: 499-525.

Martín-Serrano García, A. y Ruiz Reig, P. (1986): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 1006, Benamejí. IGME.

Martire, L. (1996): Stratigraphy, facies and synsedimentary tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy). *Facies*, 35: 209-236.

Martos, S. (2005): *Contribución al conocimiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Trabajo de investigación tutelada, Univ. Granada, 166 p.

Marsaglia, K.M. y Klein, G.D. (1983): The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *Jour. Geol.*, 91: 117-142.

Massari, F. (1996): Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grined, gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, Southern Italy). *Jour. Sed. Res.*, 66: 364-375.

Massari, F. y Parea, G.C. (1990): Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy). *IAS, Spec. Publ.*, 10: 311-331.

Massetti, D. y Bottoni, A. (1978): L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia giurassica dell'area Dolomitica. *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 84: 169-186.

Meldahl, K.H. y Flessa, K.W. (1990): Taphonomics pathways and comparative biofacies and taphofacies in a recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, 23: 43-60.

Meyers, W.J. y Lohmann, K.C. (1985) Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components. En: *Carbonate cements* (N. Schneidermann y P.M. Harris, Eds.). SEPM. Spec. Public., 36, 223-239.

Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. En: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation* (G.V. Middleton y A.H. Bouma, Eds.). SEPM, Short Course Notes. Tulsa, Oklahoma, USA, 1-38.

Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (D.J. Standley y D.J.P. Swift, Eds.). Wiley, New York, 197-218.

Miller, J. (1988): Cathodoluminescence in microscopy. En: *Techniques in sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell, 174-190.

Mistiaen, B. y Poncet, J. (1983): Stromatolites, serpulids and *Trypanopora* (works?), associated in small Givetian bioherms: Boulonnais, France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 41: 125-138.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.

Molina, J.M. (2000): Paleokarst y facies asociadas: ejemplos de la Zona Subbética. En: *Desarrollo y perspectivas en España* (M. Lamolda, Ed.). Temas Geológico-Mineros, ITGE, 30: 133-139.

Molina, J.M., de Gea, G.A., O`Dogherty, L., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, J., Sandoval, J. y Vera, J.A. (2004): El Subbético del sector central. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME*,* Madrid, 372-375.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1983a): Algunos tipos de calizas oolíticas del Dogger. Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Interpretación paleogeográfica. *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*, Menorca, 3.26-3.29.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1983b): Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Jurásico medio-superior-Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). *Com. X Congreso Nacional de Sedimentología*, Menorca, 5.12-5.17.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1984): Colonias de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético Externo, provincia de Córdoba). *Estudios Geol.*, 40: 455-461.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1985): Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, provincia de Córdoba). *Trabajos de Geología*, 15: 127-146.

Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1993): Stratigraphy and paleogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. Discussion. *Mar. Petrol. Geol.,* 10: 515-518.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1995): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanism of formation and tectonic implications. Discussion. *Sedimentology*, 42: 957-960.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1997): Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedim. Geol.*, 109: 95-109.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1999): A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedim. Geol.*, 129: 71-84.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (1999): Sedimentación marina somera sobre edificios volcánicos (Jurásico medio-superior, Subbético medio, Cordilleras Béticas). En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, A.G.G.E.P., Madrid, 91-106.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2000): Plataformas carbonatadas aisladas (guyots) en el Jurásico del Subbético. *Geogaceta*, 27: 107-110.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2001): Interrelación entre sedimentación y vulcanismo durante el Jurásico medio (NW de Benalúa de las Villas, provincia de Granada, Subbético medio). *Geo-Temas*, 3 (1): 219-222.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2003): *Bibliografía geológica de la Cordillera Bética y Baleares (1978-2002)*. Servicio Publ., Univ. Jaén, 271 p.

Monaco, P. (1992): Calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata 'hummock' e altri depositi di tempesta in alcune sequenze toarciane dell'Appennino umbro-marchigiano. *Paleopelagos*, 2: 5-19.

Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P. y Hibsch, C. (2007): Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedim. Geol.*, 196: 5-30.

Moore, R.C. (Ed.) (1956): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part F, Coelenterata. Geol. Soc. Amer. y Univ. Kansas Press, 498 p.

Morettini, E., Santantonio, M., Bartolini, A., Cecca, F., Baumgartner, P.O. y Hunziker, J.C. (2002): Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early-Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 184: 251-273.

Morton, R.A., Gelfenbaum, G. y Jaffe, B.E. (2007): Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedim. Geol.*, 200: 184-207.

Mulder, T. y Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. (1996): The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basin. *Mem. Sci. Geol.*, 48: 233-291.

Muttoni, G., Erba, E., Kent, D.V. y Bachtadse, V. (2005): Mesozoic alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion. *Nature*, 434: 59-63.

Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2006): De calizas hemipelágicas a calizas de plataforma somera: un ejemplo de facies de transición en el Jurásico Medio: sección del Sur de San Cristóbal (Subbético, Jaén). *Geogaceta*, 39:127-130.

Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2007): The birth of a shallow-water carbonate platform. Middle Jurassic, Subbetic, Southern Spain. *25th IAS Meeting of Sedimentology,* Patras (Greece), Abstracts, 281.

Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2009): Filament lumachelle on top of Middle Jurassic oolite limestones: A record of the drowning of a Tethysian carbonate platform (Subbetic, southern Spain). *Facies,* 55: 89-102.

Navarro, V., Reolid, M., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2008): Slope breccias colonized by bivalves and serpulids during the Middle Jurassic (Subbetic, SE Spain). *Facies*, 54: 403-415.

Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En: *Coarse-Grained Deltas* (A. Colella y D.B. Prior, Eds.). IAS, Spec. Public., 10: 29-73.

Neumeier, U. (1998): Tidal dunes and sand waves in deep outer-shelf environments, Bajocian, SE Jura, France. *Jour. Sed. Res.*, 68: 507-514.

Nieto, L.M. (1997): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 556 p.

Noda, A., Katayama, H., Sagayama, T., Suga, K., Uchida, Y. y Satake, K. (2007): Evaluation of tsunami impacts on shallow marine sediments: an example from the tsunami caused by the 2003 Tokachi-oki earthquake, Northern Japan. *Sedim. Geol.*, 200: 314-327.

O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: Definición y significado en el Jurásico subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 53: 145-157.

O´Dogherty, L., Sandoval, J., Bartolini, A., Bruchez, S., Bill, M. y Guex, J. (2006): Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian paleomargin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 239: 311-333.

O´Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. (2000): Ammonite faunal turnover tracing sea-level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Jour. Geol. Soc. (London)*, 157: 723-736.

O´Dogherty, L. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2001): Las margas radiolaríticas de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal. Cordilleras Béticas. Edad y consideraciones genético-paleogeográficas. *Geo-Temas*, 3 (1): 255-258.

Olivero, D. (1996): *Zoophycos* distribution and sequence stratigraphy. Examples from the Jurassic and Cretaceous deposits of southeastern France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 123: 273-287.

Olivero, D. (2003): Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of *Zoophycos* in the French Subalpine Basin (southeastern France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 192: 59-78.

Olivero, D. y Gaillard, C. (2007): A constructional model of Zoophycos. En: *Treace fossils: Concepts, Problems, Prospects* (W. Miller III. Ed.). Elsevier, Amsterdam, 466-477.

Olivier, N., Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P. y Geister, J. (2004): Coral-microbialite

reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies,* 50: 229-255.

Olivier, N., Pittet, B., Gaillard, C. y Hantzpergue, P. (2007): High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge-microbialite bioconstructions. *C. R. Palevol.*, 6: 25-36.

Olóriz, F., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F.J. (2004): Microboring and taphonomy in Middle Oxfordian to lowermost Kimmeridgian (Upper Jurassic) from the Prebetic Zone (southern Iberia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 212: 181-197.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys*., 51: 5547-5558.

Ortega-Huertas, M., Monaco, P. y Palomo, I. (1993): First data on clay mineral assemblages and geochemical characteristics of Toarcian sedimentation in the Umbria-Marche basin (Central Italy). *Clay Min.*, 28: 297-310.

Oschmann, W. (1994): Adaptative pathways of benthic organisms in marine oxygencontrolled environments. *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 191: 393-444.

Osete, M.L., Villalaín, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J. y García-Dueñas, V. (2004): New Palaeomagnetic Data from the Betic Cordillera: Constraints on the Timing and the Geographical Distribution of Tectonic Rotations in Southern Spain. *Pure Appl. Geophys*, 161: 701-722.

Palma, R.M. y Angeleri, M.P. (1992): Early cretaceous serpulid limestones: Chachao Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Facies*, 27: 175-178.

Parsch, K.O.P. (1956): Die Serpuliden: Fauna des Südwestdeutschen Jura. *Palaeontographica Abt*. *A*., 107: 211-240.

Parson, K.M. y Brett, C.E. (1991): Taphonomic processes and biases in modern marine environments: an actualistic perspective on fossil

assemblages preservation. En: *The processes of fossilization* (S.K. Donovan, Ed.). Belhaven, London, 23-65.

Pérez-López, A. (2001): Significance of pot and gutter casts in a Middle Triassic carbonate platform, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 48: 1371-1388.

Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F. (2003): El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Geo-Temas*, 5:189-193.

Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 141-153.

Pérez-Valera, F. y Pérez-López, A. (2003): Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia*). Rev. Soc. Geol. España*, 16: 35-50.

Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y Serrano, F. (2003): Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia*). Geo-Temas*, 5: 199-203.

Pérez-Varela, F., Sánchez-Gomez, M. y Pérez-López, A. (2006): Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 40: 243-246.

Peyre, Y. (1974): *Géologie d´Antequera et de sa region (Cordillerés Bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Paris, 528 p.

Pierre, A. (2006): Un analogue de terrain pour les rampes oolitiques anciennes. *Un affleurement continu à l´échelle de la sismique (falaises jurassiques d'Amellago, Haut Atlas, Maroc)*. Tesis Doctoral, Univ. Bourgogne des Sciences de la Terre et de L'Environnement, 231 p.

Pierson, B.J. (1981): The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, 28: 601-610.

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S. y Rimi, A. (2003): The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22: 2-21.

Platzman, E.S. (1994): East-west Thrusting and anomalous magnetic declinations in the Sierra Gorda, Betic Cordillera, southern Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 16: 11-20.

Pomar, L. (2001): Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.

Pomar, L. y Hallock, P. (2008): Carbonate factories: A conundrum in Sedimentary Geology. *Earth Sci. Reviews*, 87: 134-169.

Pomar, L. y Kendall, C.G.C. (2008): Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology. En: *Controls on carbonate platform and reef development* (J. Lukasik y J.A. Simo, Ed.). SEPM, Spec. Publ., 89: 187-216.

Pomar, L., Obrador, A. y Westphal, H. (2002): Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49: 139-169.

Popp, B.N. y Wilkinson, B.H. (1983): Holocene lacustrine ooids from Pyramid Lake, Nevada. En: *Coated grains* (T.M. Peryt, Ed.). Springer, Berlin, 142-153.

Price, G.D., Sellwood, B.W. y Valdes, P.J. (1995): Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for "greenhouse" Earth: Cretaceous and Jurassic case studies. *Sedim. Geol.*, 100: 159-180.

Pruss, S.B., Payne, J.L. y Bottjer, D.J. (2007): *Placunopsis* bioherms: the first metazoan buildups following the End-Permian mass extinction. *Palaios*, 22: 17-23.

Purdy, E.G. y Bertram, G.T. (1993): Carbonate concepts from the Maldives, indian Ocean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 34: 1-56.

Purser, B. (1983): *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.* Editions Technip, 2, 390 p.

Purser, B.H. y Seibold, E. (1973): The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagénesis in the Persian Gulf. En: *The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* (B.H. Purser, Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 1-10.

Rankey, E.C. (2002): Spatial patterns of sediment accumulation on a Holocene carbonate tidal flat, Northwest Andros Island, Bahamas. *Jour. Sed. Res.*, 72: 591-601.

Rankey, E.C., Riegl, B. y Steffen, K. (2006): Form, function and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology*, 53: 1191-1210.

Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 860-878.

Reicherter, K. (1993): To balance or not? Comment on «Structure and paleogeography of the External Betic Coordillera, southern Spain», by C.L. Blankenship. *Mar. Petrol. Geol.*, 10: 514-515.

Reolid, M. y Gaillard, C. (2007): Microtaphonomy of bioclasts and paleoecology of microencrusters from the upper Jurassic spongiolithic limestones (External Prebetic, southern Spain). *Facies*, 53: 97-112.

Reolid, M., Gaillard, C. y Lathuilière, B. (2007): Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic–coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian). *Facies*, 53: 553-574.

Reolid, M., Gaillard, C., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2005): Microbial encrustation from the Middle Oxfordian–Earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic zone (Betic Cordillera, southern Spain):

characterization, distribution and controlling factors. *Facies*, 50: 529-543.

Reolid, M., Molina, J.M., Löser, H., Navarro, V. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2009): Coral biostromes of the Middle Jurassic from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, Southern Spain): facies, coral taxonomy, taphonomy and palaeoecology. *Facies,* DOI: 10.1007/s10347-009-0187-3.

Reolid, M., Navarro, V., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2007): Brechas de talud colonizadas por bivalvos y serpúlidos durante el Jurásico Medio (Dominio Intermedio, Subbético, SE España). *Com. XXIII Jornadas Soc. Esp. Paleont.*, 193.

Retallack, G.J. (2001): A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxyde from fossil plant cuticles. *Nature*, 411: 287-290.

Rey, J. (1993): *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y Cretácico en la transversal Caravaca de la Cruz-Vélez Rubio.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 460 p.

Rey, J. (1995): Sedimentation answers to local tectonic events in a pelagic swell (Subbetic Zone, province of Murcia, Spain). *Bull. Soc. Géol. France,* 166: 479-492.

Rey, J. (1996): El papel de la tectónica en el límite de unidades genéticas: la ruptura intra-Bathoniense superior (Cordilleras Béticas, Zonas Externas). *Geogaceta*, 19: 80-82.

Rezak, R., Brigth, T.J. y McGrail, D.W. (1985): *Reefs and bancs of the Northwestern Gulf of Mexico, their Geological and Biological Dynamics*. Wiley, New York. 259 p.

Richter, D.K. (1983): Calcareous ooids: A Sinopsis. En: *Coated Grains* (T.M. Peryt, Ed.). Springer-Verlag, Berlín, 71-99.

Rivas, P. (1975): Calizas de filamentos en el Liass Medio de la Zona Subbética. *Cuad. Geol.*, 6: 137-142.

Rivas, P., Aguirre, J. y Braga, J.C. (1997): Entolium beds: Hiatal shell concentrations in starved pelagic settings (Middle Liassic, SE Spain). *Eclog. Geol. Helv.*, 90: 293-301.

Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1979): *Itinerarios geológicos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Granada-Jaén y Cabra-Loja*. Secr. Publ. Univ. Granada, 86 p.

Rodríguez-Pascua, M.A. (1997): *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas palustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 358 p.

Röhl H.J., Schmid-Röhl A., Oschmann, W., Frimmel, A. y Schwark, L. (2001): The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 165: 27-52.

Roldán García, F.L., Lupiani Moreno, E., Villalobos Megía, M. y Jerez Mir, L. (1991a): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 947, Jaén. ITGE.

Roldán García, F.L., Lupiani Moreno, E., Villalobos Megía, M. y Jerez Mir, L. (1991b): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 946, Martos. ITGE.

Roldán García, F.J., Ruiz-Ortiz, P.A. y Molina, J.M. (1988): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Hoja 967, Baena. IGME.

Rollinson, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 266-315.

Rosales, I. (1999): Control son carbonate-platform evolution on active fault-blocks: The Lower Cretaceous Castro Urdiales platform (Aptian-Albian, Northern Spain). *Jour. Sed. Res.*, 69: 447-465.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, provincia de Granada y Jaén).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 272 p.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1981): Sedimentación turbidítica del Cretácico de la Unidades Intermedias. Programa Internacional de Correlación Geológica. En: PIGG, *Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, Madrid, 2: 261-279.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1982): Estratificaciones cruzadas de gran escala en las calizas oolíticas de la Formación Jabalcuz (Dogger). Dominio Intermedio, Cordilleras Béticas. *Acta Geol. Hisp.,* 17: 271-275.

Ruiz-Ortiz, P.A., Bosence, D.W.J., Rey, J., Nieto, L.M., Castro, J.M. y Molina, J.M. (2004): Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16: 235-257.

Ruiz-Ortiz, P.A. y Castro, J.M. (1998): Carbonate depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits: Aptian, Prebetic of Alicante (SE Spain). *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 21-33.

Ruiz-Ortiz, P.A., Checa, A. y Molina, J.M. (1990): Paleofosa tectónica con relleno de *Ammonítico Rosso* del Jurásico Superior (Subbético Externo, provincial de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 59-61.

Ruiz-Ortiz, P.A. y Gea, G.A. de (2008): Sucesión de bloques de falla basculados en una transversal de la parte septentrional del Paleomargen Sudibérico. Subbético entre Bedmar y Huelma (Jaén). *Geo-Temas,* 10: 1197-1200.

Ruiz-Ortiz, P.A. y Molina, J.M. (1990): Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes (Subbético Externo, Provincia de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 56-59.

Ruiz-Ortiz, P.A., Molina, J.M. y Navarro, V. (2007): Crumpled, stromatolite-like structures in bivalve (filaments) accumulations. Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. *25th IAS Meeting of Sedimentology,* Patras (Greece), Abstract, 297.

Ruiz-Ortiz, P.A., Molina, J.M., Nieto, L.M., Castro, J.M. y de Gea, G.A. (2001): Introducción al Mesozoico de la parte externa del paleomargen sudibérico. Cordillera Bética. En: *Itinerarios geológicos por el Mesozoico de la provincia de Jaén*. Depto. Geología, Univ. Jaén, 11-24.

Ruiz-Ortiz, P.A., Molina, J.M. y Vera, J.A. (1985): Coral-ooid-oncoid facies in a shallowing-upward secuence of the middle Jurassic (External

Subbetic, Southern Spain). *6th I.A.S. European Regional Meeting*, Lleida, Abstract, 403-406.

Ruiz-Ortiz, P.A., Nieto, L.M., Castro, J.M., Molina, J.M. y Rey, J. (1997): Discontinuidades mayores y otros eventos jurásicos en el Subbético Externo. Correlación con otros dominios de las Cordilleras Béticas. Sur de España. *I Congr. Latinoamer. Sedimentología,* Soc. Venez. Geol., Memorias, 2: 239-248.

Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1992): Jurassic subsidence and the sea-level changes from the External part of the southern Iberian margin (Betic Mountains). *Profil*, *band 1, Sea level changes processes and products.* Stuttgart, Abstract, 41.

Saavedra, J.L. (1963): Datos sobre la micropaleontología de las hojas de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 72: 81-104.

Sageman, B.B., Wignall, P.B. y Kauffmann, E.G. (1991): Biofacies models for oxygen-deficient facies in epicontinental seas: tool for paleoenvironmental analysis. En: *Cycles and events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.). Springer, Berlin, 542-564.

Saller, A.H. (1992): Calcitization of aragonite in Pleistocene limestones of Enewetak Atoll, Bahamas, and Yucatan- An alternative to thin-film neomorphism. *Carb. Evap.*, 7: 56-73.

Sanders, D. y Baron-Szabo, R.C. (2005): Scleractinian assemblages under sediment input: their characteristics and relation to the nutrient input concept. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 216 (1/2): 139-181.

Sandoval, J. (1979a): El Bajociense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ, Granada*, 10: 425-440.

Sandoval, J. (1979b): El Bathoniense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ, Granada*, 10: 441-451.

Sandoval, J. (1983): *Bioestratigrafía y paleotología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajociense y del Bathoniense en las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 2 vol., 613 p.

Santantonio, M. (1993): Facies associations and evolutions of pelagic carbonate platforms/basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40: 1039-1067.

Santantonio, M. (1994): Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78: 122-141.

Santantonio, M. (2002): *General Field Trip Guidebook, 6th International Symposium on the Jurassic System*. Palermo, Italy, 219 p.

Santantonio, M., Galluzzo, M. y Gill, G. (1996): Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system, Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications. *Palaeopelagos*, 6: 123-170.

Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 274 p.

Sanz de Galdeano, C., Martín-Algarra, A., Vera, J.A. y Rivas, P. (1993): Stratigraphy and paleogeography of the External Betic Coordillera, southern Spain. Discussion. *Mar. Petrol. Geol.*, 10: 518-521.

Schlager, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull*., 92:197-211.

Schlager, W. (1989): Drowning unconformities on carbonate platforms. En: *Controls on carbonate platform and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). SEPM, Spec. Public., 44: 15-24.

Schlager, W. (1998): Exposure, drowning and sequence boundaries on carbonate platforms. *IAS*, *Spec. Public.*, 25: 3-21.

Schlager, W. y Philip, J. (1990): Cretaceous carbonate platforms. En: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms* (R.N. Ginsburg, y B.

Beaudoin, Eds.). NATO ASC. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 304: 173-195.,

Schmid, D.U. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil*, 9: 1-251.

Schmid, D.U., Leinfelder, R.R. y Nose, M. (2001): Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds. *Sedim. Geol.*, 145: 343–376

Seed, R. y Suchanek, T.H. (1992): Population and community ecology of *Mytilus*. En: *The mussel Mytilus: ecology, physiology, genetics and culture. Developments in Aquaculture and Fisheries Science* (E. Gosling, Ed.). Elsevier, Amsterdam, 25: 87-170.

Seilacher, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5: 413-428.

Seilacher, A. (1982): Distinctive features of sandy tempestites. En: *Cyclic and Event Stratification* (G. Einsele y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 333-349.

Sellwood, B.W. y Valdes, P.J. (2006): Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedim. Geol.*, 190: 269-287.

Sequeiros, L. (1974): *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la zona Subbética Bioestratigrafía y Paleontología*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 635 p.

Sequeiros, L. (1979): El Calloviense de la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 453-462.

Seyfried, H. (1978): Der subbetische Jura von Murcia (Sudest-Spanien). *Geol. Jahrb.*, 29: 3-201.

Short, A.D. (1985): Rip current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Mar. Geol.*, 65: 47-71.

Shinn, E.A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.

Sibley, D.F. (1982): The origin of common dolomite fabrics. *Jour. Sed. Petrol.*, 52, 1987-1100.

Smet, M.E.M. de (1984): *Investigations of the Crevillente Fault Zone and its role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 174 p.

Sola, R. (1973): *Estudio geológico e hidrogeológico de un sector entre Estepa y Lora de Estepa (Sevilla)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 91 p. (inédita).

Sommer, S.E. (1972): Cathodoluminescence of carbonate. 1. Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions. *Chem. Geol.* 9: 275-284.

Sonu, C.J. (1972): Field observations of nearshore circulation and meandering currents. *Jour. Geophys. Res.*, 77: 3232-3247.

Steinhoff, I. y Strohmenger, C. (1996): Zechstein 2 carbonate platform subfacies and grain-type distribution (upper Permian, northwest Germany). *Facies*, 35: 105-132.

Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.

Tang, C.M., Bottjer, D.J. y Simms, M.J. (2000): Stalked crinoids from a Jurassic tidal deposits in the western North America. *Lethaia*, 33: 46-54.

Taylor, P.D. y Wilson, M.A. (2003): Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth Sci. Reviews*, 62: 1-103.

Ten Hove, H.A. y Van den Hurk, P. (1993): A review of recent and fossil serpulid 'reefs': actuopalaeontology and the 'Upper Malm' serpulid limestone in NW Germany. *Geol. Mijnb.*, 72: 23-67.

Titschack, J., Bromley, R.G. y Freiwald, A. (2005). Plio-Pleistocene cliff-bounds, wedge-shaped, warm-temperate carbonate deposits from Rhodes (Greece): Sedimentology and facies. *Sedim. Geol.*, 180: 29-56.

Tomanových, A. (2005): Linking taphonomy to community-level abundance: insights into compositional Wdelity of the Upper Triassic

shell concentrations (Eastern Alps). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 235: 355-381.

Tsuji, Y. (1993): Tide influenced high energy environments and rhodolith-associated carbonate deposition on the outer shelf and slope off the Mikayo Island, Southern Ryukyu Island Arc, Japan. *Mar. Geol.*, 113: 255-271.

Tucker, M.E. (2001): *Sedimentary petrology*. Blackwell, 262 p.

Tucker, M.E. y Bathurst, R.G.C. (1990) Marine diagenesis: Modern and ancient. En: *Carbonate diagenesis* (M.E. Tucker y R.G.C. Bathrust, Eds.). Reprint Series IAS, 1. Blackwell Scientific Publications, 1-9.

Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.

Turner, J.V., Anderson, T.F., Sandberg, P.A. y Goldstein, S.J. (1986): Isotopic, chemical and textural relations during the experimental alteration of biogenic high-magnesian calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 495-506.

Tyszka, J. (1994): Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 110: 55-81.

Uchman, A. (1994): Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in the Choc˘ unit in the Tatra Mts., Poland. *Zbl. Geol. Paläont. Teil.*, I . 7/8: 875-883.

Umhoefer, P.J., Schwennicke, T., Del Mango, M.T., Ruiz-Geraldo, G., Ingle, J.C. y Mclntoshs (2007): Trastensional fault-termination basins: an important basin type illustrated by the southern Gulf of California, Mexico. *Basin Research,* 19: 297-322.

Urey, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc*., 1947: 562-581.

Védrine, A., Strasser, A. y Hug, W. (2007): Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 53: 535-552.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Dieter Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.G.,Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. y Strauss, H. (1999): $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta\ ^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, 161: 59-88.

Vera, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cadenas alpinas durante el Mesozoico. En: *PICG*. Real Acad. Cienc. Exact. Fís. Nat., Madrid, 2: 125-160.

Vera, J.A. (1983): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Geología de España*. Libro Jubilar a J.M. Ríos. IGME, 2: 218-251.

Vera, J.A. (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. En: *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*. Grupo Español de Sedimentología (Obrador, A. Ed.). Publ. Geol. Univ. Aut. Barcelona, 20: 25-54.

Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.

Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 p.

Vera, J.A. (2001): Evolution of the Iberian Continental Margin. En: *Peri-Thetyan rift/wrench Basin and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.). Mém. Mus. natn. Hist. nat. París, 186: 109-143.

Vera, J.A. (editor) (2004): Geología de España. SGE-IGME*,* Madrid, 890 p.

Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martin Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004): En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME*,* Madrid, 354-361.

Vera, J.A. y Martín-Algarra, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera (Southern Spain). En: *Phanerozoic Stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati y C.L.V. Monty, Eds.). Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 319-344.

Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): Jurassic guyots in the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova,* 9: 163-166.

Vera, J.A., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias de la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo). *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*, Publ. Geol. Univ. Aut. Barcelona, 20: 141-162.

Vera, J.A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y García-Hernández, M. (1986): Sedimentación en umbrales pelágicos durante el Jurásico en la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, S. de España). *2º Cong. Nac. de Geología*. Lisboa.

Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988): Paleokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.). Springer-Verlag, New York, 364-384.

Viana, A.R., Waldemar de Almeida, J.R. y Cleide Wilhelm de Almeida (2002): Upper slope sands: late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin, SW Atlantic Margin. En: *Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics* (D.A.V. Stow, C.J. Pudsey, J.A. Howe, J.C. Faugères y A.R. Viana, Eds.). Geol. Soc. London, Mem., 22: 261-270.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller. F. (1994): Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian palaeomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth Planet. Int*., 85: 15-33.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller. F. (1996): The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. En: *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region* (A. Morris y D.H. Tarling, Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ., 105: 33-41.

Vörös, A. (1991): Hierlatzkalk-a Austro-Hungarian Jurasic facies. En: *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit sterreich-Ungarn* (H. Lobitzer y G. Császár, Eds.). Wien, 145-154.

Wall, G.R.T. y Jenkyns, H.C. (2004): The age, origin and tectonic significance of Mesozoic sediment-filled fissures in the Mendip Hill (SW England): implications for extension models and Jurassic sea-level curves. *Geol. Mag.*, 141: 471-504.

Wedepohl, K.H. (1969): *Handbook of Geochemistry*. Vol. I. Springer-Verlag. Berlín. 442 p.

Weissert, H. y Mohr, H. (1996): Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122: 27-43.

Wetzel, A. y Meyer, C.A. (2006): The Dangers of high-rise living on a muddy seafloor: An example of crinoids from shallow-water mudstones (Aalenian, Northern Switzerland). *Palaios*, 21: 155-167.

Wetzel, A. y Werner, F. (1981): Morphology and ecological significance of Zoophycos in the deep-sea sediments off NW Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 32: 185-212.

Wilkinson, B.H. y Drummond, C.N. (2004): Facies mosaics across the Persian Gulf and around Antigua – stochastic and deterministic products of shallow-water sediment accumulation. *Jour. Sed. Res.*, 74: 513-526.

Wilkinson, B.H., Drummond, C.N. Diedrich, N.W. y Rotman, E.D. (1999): Poisson processes of carbonate accumulation on Paleozoic and Holocene platforms. *Jour. Sed. Res.*, 69: 338-350.

Wilson, J.L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History*, Springer-Verlag, Berlín, 471 p.

Wilson, M.E.J., Bosence, D.W. y Limbong, A. (2000): Tertiary syntectonic carbontae platform development in Indonesia. *Sedimentology*, 47: 395-419.

Wilson, M.E.J. y Vecsei, A. (2005): The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: Their environmental significance and effect on platform development. *Earth Sci. Reviews*, 69:133-168.

Wilson, P.A., Jenkyns, H.C., Elderfield, H. y Larson, R.L. (1998): The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots. *Nature*, 392: 889-894.

Winterer, E.L., Metzler, C.V. y Sarti, M. (1991): Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38: 381-404.

Winterer, E.L. y Sarti, M. (1994): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanisms of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, 41: 1109-1132.

Wright, V.P. (1992): A revised classification of limestones. *Sedim. Geol.*, 76: 177-186.

Wright, V.P. (1994): Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Sci. Reviews*, 35: 367-395.

Wright, V.P. y Burchette, T.P. (1996): Shallow-water carbonate environments. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.). Blackwell, Oxford, 325-394.

Wright, V.P. y Burgess, P.M. (2005): The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. *Facies*, 51: 19-25.

Yagishita, K., Arakawa, S. y Taira, A. (1992): Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedim. Geol.,* 78: 181-189.

Yapp, C.J. y Poths, H. (1996): Carbon isotopes in continental weathering environments and variations in ancient atmospheric CO2 pressure. *Earth Planet. Sci. Letters*, 137: 71-82.

Young, G.A. (1983): The effect of sediment type upon the position and depth at which byssal attachment occurs in *Mytilus edulis*. *Jour. Mar. Biol. Assoc. UK.*, 63: 641-651.

Young, G.A. (1985): Byssus-thread formation by the mussel *Mytilus edulis*: effects of environmental factors. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 24: 261-271.

Anexos

Anexo 1:
Datos de los análisis con microsonda electrónica

ANEXO 1: DATOS DE LOS ANÁLISIS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA

ERA DE LA MESA-JABALCUZ (FM. JABALCUZ)

Catod	Mg/Ca	SrO	Sr+2	Sr mol	SrCO3%	MgO	Mg+2	Mg mol	MgCO3%	Na2O	Na+X2	Na 2moles	Na2CO3	FeO	Fe+2	Fe mol	FeCO3%	MnO	Mn+2	Mn mol	MnCO3%	CaO	Ca+2	Ca mol	CaCO3%	Ca+Sr+Mg+Na+Fe+Mn moles
Equinodermo (NL/LB)	0,019	0,12	0,1011	0,0011 5385	0,119	0,729	0,4376 5493	0,0182 0907	1,870	0	0	0	0,00	0,041	0,0318 8889	0,0005 6944	0,058	0	0	0	0,000	53,407	38,222 2455	0,9536 9643	97,953	0,97
Equinodermo (NL/LB)	0,009	0,07	0,058 975	0,0006 7308	0,069	0,344	0,2065 2029	0,0085 9248	0,879	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,008	0,0061 9718	0,0001 1268	0,012	54,198	38,788 3472	0,9678 2143	99,040	0,98
Equinodermo (NL/LB)	0,019	0,09	0,075 825	0,0008 6538	0,090	0,71	0,4262 4828	0,0177 3448	1,848	0	0	0	0,00	0,047	0,0365 5556	0,0006 5278	0,068	0,011	0,0085 2113	0,0001 5493	0,016	52,663	37,689 7806	0,9404 1071	97,978	0,96
Equinodermo (NL/LB)	0,014	0,107	0,090 1475	0,0010 2885	0,103	0,551	0,3307 9268	0,0137 6296	1,381	0	0	0	0,00	0,011	0,0085 5556	0,0001 5278	0,015	0,027	0,0209 1549	0,0003 8028	0,038	54,935	39,315 8023	0,9809 8214	98,462	1,00
Equinodermo (NL/LB)	0,014	0,116	0,097 73	0,0011 1538	0,109	0,581	0,3488 0317	0,0145 123	1,413	0	0	0	0,00	0,018	0,014	0,0002 5	0,024	0	0	0	0,000	56,625	40,525 2991	1,0111 6071	98,454	1,03
Equinodermo (NL/LB)	0,018	0,067	0,056 4475	0,0006 4423	0,063	0,707	0,4244 4723	0,0176 5955	1,721	0	0	0	0,00	0,054	0,042	0,0007 5	0,073	0	0	0	0,000	56,41	40,371 4282	1,0073 2143	98,144	1,03
Equinodermo (NL/LB)	0,011	0,106	0,089 305	0,0010 1923	0,101	0,449	0,2695 5701	0,0112 1519	1,110	0	0	0	0,00	0,04	0,0311 1111	0,0005 5556	0,055	0,004	0,0030 9859	5,6338 E-05	0,006	55,885	39,995 697	0,9979 4643	98,729	1,01
				media desviación estandar	0,093 0,021			media desviación estandar	1,460 0,377			media desviación estandar	0,000 0,000			media desviación estandar	0,042 0,028			media desviación estandar	0,010 0,014			media desviación estandar	98,394 0,402	
NL	0,005	0,096	0,080 88	0,0009 2308	0,093	0,201	0,1206 7029	0,0050 2061	0,507	0	0	0	0,00	0,04	0,0311 1111	0,0005 5556	0,056	0	0	0	0,000	55,101	39,434 605	0,9839 4643	99,344	0,99

	0,0	0,1	0,114	0,0013		0,4	0,2569	0,0106						0,0	0,0085	0,0001						54,	38,913	0,9709	98,76	
NL	11	36	58	0769	0,133	28	4967	9065	1,087	0	0	0	0,00	11	5556	5278	0,016	0	0	0	0,000	373	591	4643	4	0,98
	0,0	0,0	0,076	0,0008		0,2	0,1753	0,0072						0,0	0,0116	0,0002		0,0	0,0061	0,0001		54,	38,962	0,9721	99,13	
NL	08	91	6675	75	0,089	92	0211	9362	0,744	0	0	0	0,00	15	6667	0833	0,021	08	9718	1268	0,011	441	2571	6071	4	0,98
	0,0	0,0	0,041	0,0004		0,6	0,3746	0,0155						0,0	0,0194	0,0003						54,	39,024	0,9737	98,34	
NL	16	49	2825	7115	0,048	24	1821	8636	1,574	0	0	0	0,00	25	4444	4722	0,035	0	0	0	0,000	528	5211	1429	3	0,99
	0,0	0,0	0,044	0,0005		0,5	0,3415	0,0142						0,0	0,0482	0,0008						54,	39,071	0,9748	98,42	
NL	15	53	6525	0962	0,051	69	9898	1256	1,435	0	0	0	0,00	62	2222	6111	0,087	0	0	0	0,000	593	0403	75	7	0,99
	0,0	0,0	0,065	0,0007		0,5	0,3446	0,0143						0,0		0,0002						54,	39,242	0,9791	98,45	
NL	15	78	715	5	0,075	74	0072	3745	1,442	0	0	0	0,00	18	0,014	5	0,025	0	0	0	0,000	832	0874	4286	8	0,99
	0,0	0,1	0,096	0,0011		0,7	0,4466	0,0185						0,0		0,0002		0,0	0,0147	0,0002		55,	39,798	0,9930	98,00	
NL	19	15	8875	0577	0,109	44	6017	8374	1,834	0	0	0	0,00	18	0,014	5	0,025	19	1831	6761	0,026	61	8854	3571	6	1,01
	0,0	0,0	0,081	0,0009		0,4	0,2467	0,0102														55,	39,985	0,9976	98,89	
NL	10	97	7225	3269	0,092	11	4372	6602	1,018	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	871	6775	9643	0	1,01
	0,0	0,0	0,073	0,0008		0,3	0,2119	0,0088						0,0		0,0002		0,0	0,0061	0,0001		54,	39,079	0,9750	98,98	
NL	09	87	2975	3654	0,085	53	2344	1728	0,895	0	0	0	0,00	18	0,014	5	0,025	08	9718	1268	0,011	605	6284	8929	3	0,99
													0,00												98,70	
				media desviación estandar	0,086			media desviación estandar	1,171			media desviación estandar	0			media desviación estandar	0,032			media desviación estandar	0,005			media desviación estandar	5	
					0,027				0,429				0,00				0,025				0,009				0,428	
	0,0	0,1	0,101	0,0011		0,5	0,3127	0,0130						0,2	0,1928	0,0034		0,0	0,0178	0,0003		53,	38,494		98,16	
M	14	2	1	5385	0,118	21	8219	1361	1,330	0	0	0	0,00	48	8889	4444	0,352	23	169	2394	0,033	788	919	0,9605	7	0,98
	0,0	0,0	0,070	0,0008		0,2	0,1717	0,0071						0,3	0,3002	0,0053		0,0	0,0147	0,0002		53,	38,618	0,9635	98,61	
M	07	84	77	0769	0,083	86	0001	4375	0,731	0	0	0	0,00	86	2222	6111	0,549	19	1831	6761	0,027	961	7314	8929	0	0,98
	0,0	0,0	0,050	0,0005		0,3	0,2161	0,0089						0,3		0,0052						54,	38,973	0,9724	98,49	
M	09	6	55	7692	0,058	6	2589	9213	0,911	0	0	0	0,00	78	0,294	5	0,532	0	0	0	0,000	457	708	4643	9	0,99
	0,0	0,0	0,073	0,0008		0,6	0,3890	0,0161						0,5	0,3966	0,0070		0,0	0,0061	0,0001		54,	38,817	0,9685	97,56	
M	17	87	2975	3654	0,084	48	266	8584	1,630	0	0	0	0,00	1	6667	8333	0,713	08	9718	1268	0,011	239	69	5357	1	0,99
	0,0	0,0	0,081	0,0009		0,5	0,3440	0,0143						0,5	0,4627	0,0082		0,0	0,0030	5,6338		56,	40,281	1,0050	97,70	
M	14	97	7225	3269	0,091	73	0037	1248	1,391	0	0	0	0,00	95	7778	6389	0,803	04	9859	E-05	0,005	284	2527	7143	9	1,03
	0,0	0,1	0,085	0,0009		0,1	0,1140	0,0047						0,5	0,4371	0,0078		0,0	0,0472	0,0008		55,	39,982	0,9976	98,57	
M	05	01	0925	7115	0,096	9	6644	4585	0,469	0	0	0	0,00	62	1111	0556	0,771	61	5352	5915	0,085	866	0991	0714	9	1,01
	0,0	0,1	0,092	0,0010		0,3	0,2167	0,0090						0,1	0,0902	0,0016		0,0	0,0116	0,0002		55,	39,508	0,9857	98,80	
M	09	1	675	5769	0,106	61	2624	1711	0,904	0	0	0	0,00	16	2222	1111	0,161	15	1972	1127	0,021	204	3199	8571	8	1,00
	0,0	0,1	0,095	0,0010		0,6	0,3926	0,0163						0,0		0,0007		0,0	0,0116	0,0002		56,	40,151	1,0018	98,19	
M	16	13	2025	8654	0,107	54	287	3571	1,601	0	0	0	0,00	54	0,042	5	0,074	15	1972	1127	0,021	103	7149	3929	8	1,02
													0,00												98,26	
				media desviación estandar	0,093			media desviación estandar	1,121			media desviación estandar	0			media desviación estandar	0,494			media desviación estandar	0,026			media desviación estandar	6	
					0,018				0,427				0,00				0,276				0,026				0,445	

	0,0	0,1	0,112	0,0012		0,3	0,2233	0,0092										0,0	0,0294	0,0005		56,	40,173	1,0023	98,90	
LB	09	33	0525	7885	0,126	72	3009	9187	0,917	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	38	3662	3521	0,053	134	9009	9286	4	1,01
	0,0	0,0	0,065	0,0007		0,3	0,2011	0,0083						0,0	0,0171	0,0003		0,0	0,0209	0,0003		54,	39,138	0,9765	99,00	
LB	09	78	715	5	0,076	35	1715	6768	0,848	0	0	0	0,00	22	1111	0556	0,031	27	1549	8028	0,039	687	314	5357	6	0,99
	0,0	0,1	0,095	0,0010		0,2	0,1710	0,0071						0,0	0,0031	5,5556		0,0	0,0178	0,0003		57,	40,852	1,0193	99,16	
LB	07	13	2025	8654	0,106	85	9966	1877	0,693	0	0	0	0,00	04	1111	E-05	0,005	23	169	2394	0,032	082	3642	2143	5	1,03
	0,0	0,0	0,076	0,0008		0,5	0,3476	0,0144						0,0		0,0002		0,0	0,0387	0,0007		54,	39,055	0,9744	98,35	
LB	15	91	6675	75	0,088	79	0247	6235	1,460	0	0	0	0,00	18	0,014	5	0,025	5	3239	0423	0,071	571	2953	8214	6	0,99
													0,00												98,85	
				media	0,099			media	0,979			media	0			media	0,015			media	0,048			media	8	
				desviación estandar	0,022			desviación estandar	0,334			desvi ación estandar	0,00 0			desviación estandar	0,015			desviación estandar	0,017			desviación estandar	0,351	

SAN CRISTÓBAL (FM. JABALCUZ)

Catod	**Mg /Ca**	**Sr O**	**Sr+2**	**Sr mol**	**SrCO3 %**	**Mg O**	**Mg+2**	**Mg mol**	**MgCO3%**	**Na2O**	**Na+X 2**	**Na 2moles**	**Na2CO3**	**Fe O**	**Fe+2**	**Fe mol**	**FeCO3%**	**Mn O**	**Mn+2**	**Mn mol**	**MnCO3%**	**Ca O**	**Ca+2**	**Ca mol**	**CaCO3%**	**Ca+Sr+Mg+Na+Fe+Mn moles**
	0,0	0,1	0,121	0,001		0,5	0,302	0,012						0,0	0,011	0,000						56,	40,46	1,009	98,61	
S-I	12	44	32	38462	0,135	04	57625	58898	1,230	0	0	0	0,00	15	66667	20833	0,020	0	0	0	0,000	541	51821	66071	5	1,02
	0,0	0,1	0,109	0,001		0,2	0,157	0,006														55,	39,71	0,990	99,22	
S-I	07	3	525	25	0,125	62	29162	54427	0,655	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	488	15726	85714	0	1,00
	0,0	0,1	0,087			0,3	0,238	0,009						0,0	0,022	0,000						55,	39,65	0,989	98,86	
S-I	10	04	62	0,001	0,100	98	93918	9413	0,993	0	0	0	0,00	29	55556	40278	0,040	0	0	0	0,000	414	86124	53571	7	1,00
													0,00												98,90	
				media	0,120			media	0,959			media	0			media	0,020			media	0,000			media	0	
				desviación estandar	0,018			desviación estandar	0,289			desviación estandar	0,00 0			desviación estandar	0,020			desviación estandar	0,000			desviación estandar	0,304	
	0,0	0,1	0,143	0,001		0,5	0,313	0,013						0,0	0,031	0,000		0,0	0,014	0,000		56,	40,18	1,002	98,47	
S-II	13	7	225	63462	0,161	23	98289	06357	1,283	0	0	0	0,00	4	11111	55556	0,055	19	71831	26761	0,026	144	10577	57143	5	1,02
	0,0	0,1	0,093	0,001		0,9	0,555	0,023						0,0	0,031	0,000						53,	38,22	0,953	97,47	
S-II	24	11	5175	06731	0,109	26	92382	12976	2,364	0	0	0	0,00	4	11111	55556	0,057	0	0	0	0,000	414	72552	82143	1	0,98
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,3	0,231	0,009										0,0	0,008	0,000		57,	41,07	1,024	98,97	
S-II	09	89	9825	85577	0,083	86	73498	64156	0,931	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	11	52113	15493	0,015	397	7803	94643	1	1,04
	0,0	0,1	0,112	0,001		0,2	0,143	0,005										0,0	0,029	0,000		54,	39,21	0,978	99,21	
S-II	06	33	0525	27885	0,130	39	48358	96978	0,605	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	38	43662	53521	0,054	794	48916	46429	1	0,99

	0,0	0,0	0,058	0,000		0,3	0,198	0,008						0,0	0,053	0,000						56,	40,60	1,013	99,03	
S-II	08	69	1325	66346	0,065	31	71575	26777	0,808	0	0	0	0,00	69	66667	95833	0,094	0	0	0	0,000	738	61708	17857	3	1,02
	0,0	0,0	0,083	0,000		0,2	0,168	0,006										0,0	0,003	5,633		55,	39,96	0,997	99,20	
S-II	07	99	4075	95192	0,095	8	09791	99388	0,696	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	04	09859	8E-05	0,006	847	85012	26786	4	1,01
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,3	0,215	0,008						0,0	0,017	0,000						56,	40,13	1,001	99,00	
S-II	09	88	14	84615	0,084	59	52554	96715	0,887	0	0	0	0,00	22	11111	30556	0,030	0	0	0	0,000	078	38229	39286	0	1,01
	0,0	0,1	0,085	0,000		0,3	0,202	0,008														56,	40,22	1,003	99,07	
S-II	08	02	935	98077	0,097	38	9182	44261	0,833	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	21	82925	75	0	1,01
	0,0	0,1	0,105	0,001		0,2	0,132	0,005						0,0		0,000						55,	39,85	0,994	99,30	
S-II	06	25	3125	20192	0,120	21	67728	52017	0,551	0	0	0	0,00	18	0,014	25	0,025	0	0	0	0,000	689	5424	44643	4	1,00
	0,0	0,1	0,097	0,001		0,3	0,180	0,007						0,0		0,000						56,	40,78	1,017	99,13	
S-II	07	16	73	11538	0,109	01	70526	51842	0,732	0	0	0	0,00	18	0,014	25	0,024	0	0	0	0,000	991	72375	69643	5	1,03
	0,0	0,0	0,081	0,000		0,3	0,215	0,008						0,0	0,005	9,722						54,	39,16	0,977	98,98	
S-II	09	97	7225	93269	0,094	59	52554	96715	0,908	0	0	0	0,00	07	44444	2E-05	0,010	0	0	0	0,000	722	33628	17857	7	0,99
	0,0	0,1	0,090	0,001		0,5	0,306	0,012														53,	38,06	0,949	98,57	
S-II	13	08	99	03846	0,108	1	17834	73885	1,322	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	188	55119	78571	0	0,96
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,5	0,303	0,012						0,0	0,051	0,000		0,0	0,038	0,000		54,	39,36	0,982	98,48	
S-II	13	89	9825	85577	0,086	05	1766	61396	1,265	0	0	0	0,00	66	33333	91667	0,092	5	73239	70423	0,071	999	16058	125	7	1,00
	0,0	0,0	0,078	0,000		0,6	0,406	0,016						0,0	0,011	0,000						54,	39,20	0,978	98,19	
S-II	17	93	3525	89423	0,090	77	43674	9102	1,697	0	0	0	0,00	15	66667	20833	0,021	0	0	0	0,000	782	63035	25	2	1,00
	0,0	0,0	0,075	0,000		0,3	0,237	0,009														53,	38,21	0,953	98,88	
S-II	10	9	825	86538	0,090	95	13813	86637	1,023	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	397	50887	51786	7	0,96
	0,0	0,0	0,068	0,000		0,4	0,291	0,012						0,0	0,020	0,000		0,0	0,024	0,000		56,	40,59	1,012	98,66	
S-II	12	81	2425	77885	0,076	85	1696	1144	1,180	0	0	0	0,00	26	22222	36111	0,035	31	01408	43662	0,043	718	18572	82143	6	1,03
	0,0	0,1	0,095	0,001		0,4	0,282	0,011						0,0	0,031	0,000		0,0	0,041	0,000		53,	38,11	0,950	98,53	
S-II	12	13	2025	08654	0,113	7	16436	73973	1,216	0	0	0	0,00	4	11111	55556	0,058	53	05634	74648	0,077	253	2031	94643	6	0,97
	0,0	0,0	0,073	0,000		0,4	0,297	0,012														55,	39,56	0,987	98,67	
S-II	13	87	2975	83654	0,084	96	77345	38916	1,238	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	289	91525	30357	8	1,00
	0,0	0,0	0,076	0,000		0,5	0,313	0,013														55,	40,04	0,999	98,62	
S-II	13	91	6675	875	0,086	23	98289	06357	1,289	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	956	65101	21429	4	1,01
				media	0,099			media	1,096			media	0,00			media	0,026			media	0,015			media	98,76	
				desviación estandar	0,022			desviación estandar	0,425			desviación estandar	0,00			desviación estandar	0,031			desviación estandar	0,026			desviación estandar	0,437	
	0,0	0,0	0,073	0,000		0,4	0,241	0,010														56,	40,25	1,004	98,92	
S-III	10	87	2975	83654	0,082	03	94093	06619	0,991	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	249	6204	44643	6	1,02
	0,0	0,1	0,114	0,001		0,6	0,415	0,017														54,	39,03		98,12	
S-III	18	36	58	30769	0,132	92	44199	28488	1,741	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	544	5972	0,974	7	0,99
	0,0	0,0	0,078	0,000		0,3	0,226	0,009														55,	40,05	0,999	98,97	
S-III	09	93	3525	89423	0,089	78	93218	44174	0,935	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	965	29513	375	6	1,01
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,3	0,220	0,009						0,0		0,000						55,	39,85	0,994	98,97	
S-III	09	89	9825	85577	0,085	68	92869	19196	0,915	0	0	0	0,00	18	0,014	25	0,025	0	0	0	0,000	688	47083	42857	5	1,00
	0,0	0,1	0,096	0,001		0,4	0,262	0,010														55,	39,68	0,990	98,80	
S-III	11	14	045	09615	0,109	37	35282	91545	1,089	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	446	15141	10714	1	1,00

	0,0	0,0	0,071	0,000		0,2	0,175	0,007						0,0	0,008	0,000						55,	39,79	0,992	99,17	
S-III	07	85	6125	81731	0,082	92	30211	29362	0,729	0	0	0	0,00	11	55556	15278	0,015	0	0	0	0,000	601	24443	875	5	1,00
	0,0	0,0	0,081	0,000		0,8	0,497	0,020														53,	38,21	0,953	97,78	
S-III	22	97	7225	93269	0,096	28	08955	6819	2,121	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	392	15103	42857	3	0,98
	0,0	0,0	0,069	0,000		0,9	0,545	0,022														53,	38,35	0,957	97,60	
S-III	24	82	085	78846	0,080	09	71787	70513	2,315	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	597	82244	08929	4	0,98
	0,0	0,1	0,096	0,001		0,8	0,530	0,022														55,	39,84	0,994	97,72	
S-III	22	15	8875	10577	0,109	83	10878	0557	2,168	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	679	82672	26786	4	1,02
	0,0	0,0	0,077	0,000		0,9	0,585	0,024						0,0	0,005	9,722						50,	36,14	0,901	97,26	
S-III	27	92	51	88462	0,095	76	9413	37867	2,629	0	0	0	0,00	07	44444	2E-05	0,010	0	0	0	0,000	507	67776	91071	5	0,93
	0,0	0,0	0,070	0,000		0,5	0,340	0,014						0,0	0,008	0,000		0,0	0,014	0,000		57,	40,86	1,019	98,51	
S-III	14	84	77	80769	0,078	68	99863	18759	1,371	0	0	0	0,00	11	55556	15278	0,015	19	71831	26761	0,026	098	38151	60714	1	1,04
	0,0	0,1	0,125	0,001		0,3	0,203	0,008										0,0	0,006	0,000		58,	41,55	1,036	99,04	
S-III	08	49	5325	43269	0,137	39	51855	46759	0,809	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	08	19718	11268	0,011	061	30135	80357	3	1,05
	0,0	0,1	0,090	0,001		0,3	0,186	0,007														57,	40,94	1,021	99,14	
S-III	08	07	1475	02885	0,100	11	70875	7682	0,754	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	212	54024	64286	6	1,03
	0,0	0,0	0,030	0,000		0,2	0,156	0,006						0,0	0,017	0,000		0,0	0,011	0,000		57,	40,92	1,021	99,28	
S-III	06	36	33	34615	0,034	61	69127	5193	0,634	0	0	0	0,00	22	11111	30556	0,030	15	61972	21127	0,021	19	96575	25	2	1,03
	0,0	0,1	0,111	0,001			0,300	0,012														53,	38,46	0,959	98,58	
S-III	13	32	21	26923	0,130	0,5	17485	48907	1,283	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	743	27135	69643	7	0,97
	0,0	0,0	0,082	0,000		0,7	0,473	0,019						0,0	0,022	0,000						54,	39,23	0,979	97,89	
S-III	20	98	565	94231	0,094	89	67591	70776	1,971	0	0	0	0,00	29	55556	40278	0,040	0	0	0	0,000	825	70777	01786	5	1,00
	0,0	0,1	0,104	0,001		0,8	0,526	0,021														53,	38,35	0,956	97,64	
S-III	23	24	47	19231	0,122	77	50668	90583	2,235	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	59	32146	96429	3	0,98
													0,00												98,43	
				media	0,097			media	1,452			media	0			media	0,008			media	0,003			media	9	
				desviación estandar	0,025			desviación estandar	0,665			desviación estandar	0,00 0			desviación estandar	0,013			desviación estandar	0,008			desviación estandar	0,668	
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,3	0,226	0,009						0,0	0,062	0,001		0,0	0,008	0,000		56,	40,56	1,012	98,87	
S-IV	09	89	9825	85577	0,084	78	93218	44174	0,922	0	0	0	0,00	8	22222	11111	0,109	11	52113	15493	0,015	687	96712	26786	1	1,02
	0,0	0,1	0,101	0,001		0,6	0,399	0,016						0,0	0,028	0,000						56,	40,26	1,004	98,21	
S-IV	17	21	9425	16346	0,114	65	23255	61047	1,624	0	0	0	0,00	37	77778	51389	0,050	0	0	0	0,000	255	0498	55357	2	1,02
	0,0	0,0	0,071	0,000		0,5	0,316	0,013						0,0	0,047	0,000		0,0	0,050	0,000		57,	40,87	1,019	98,48	
S-IV	13	85	6125	81731	0,079	27	38429	16348	1,271	0	0	0	0,00	61	44444	84722	0,082	65	35211	91549	0,088	11	24032	82143	0	1,04
	0,0	0,0	0,083	0,000		0,5	0,316	0,013						0,1	0,082	0,001		0,0	0,028	0,000		56,	40,67	1,014	98,43	
S-IV	13	99	4075	95192	0,092	28	98464	18846	1,279	0	0	0	0,00	06	44444	47222	0,143	37	66197	52113	0,051	839	84543	98214	5	1,03
	0,0	0,0	0,041	0,000		0,4	0,294	0,012						0,1	0,130	0,002		0,0	0,017	0,000		56,	40,54	1,011	98,50	
S-IV	12	49	2825	47115	0,046	9	17135	23929	1,192	0	0	0	0,00	68	66667	33333	0,227	23	8169	32394	0,032	649	24754	58929	4	1,03
													0,00												98,50	
				media	0,083			media	1,258			media	0			media	0,122			media	0,037			media	0	

				desviación estandar	0,025			desviación estandar	0,251			desviación estandar	0,000			desviación estandar	0,068			desviación estandar	0,034			desviación estandar	0,237	
Equino dermo	0,008	0,124	0,1047	0,001 19231	0,115	0,337	0,31785	0,08 41763	0,814	0,017	0,061135	0,00 54858	0,05	0	0	0	0,000	0,021	0,026761	0,00 29577	0,029	57,297	41,00 62351	1,023 16071	98,98 9	1,03
Equino dermo	0,013	0,073	0,0615025	0,000 70192	0,071	0,5	0,300 17485	0,012 48907	1,262	0,108	0,080 11914	0,003 48511	0,35	0,019	0,014 77778	0,000 26389	0,027	0,003	0,002 32394	4,225 4E-05	0,004	54,488	38,99 5894	0,973	98,28 5	0,99
Equino dermo	0,011	0,1	0,092675	0,001 05769	0,105	0,4 2	0,252 14687	0,010 49082	1,042	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,002	0,015 49296	0,000 28169	0,028	55,7	39,86 32964	0,994 64286	98,82 5	1,01
Equino dermo	0,012	0,083	0,0699275	0,000 79808	0,079	0,4 58	0,274 96016	0,011 43999	1,126	0,55	0,408 01413	0,017 74823	1,75	0,01	0,007 77778	0,000 13889	0,014	0,002	0,001 5493	2,816 9E-05	0,003	55,21	39,51 26139	0,985 89286	97,03 2	1,02
				media desviación estandar	0,092 0,021			media desviación estandar	1,061 0,188			media desviación estandar	0,538 0,821			media desviación estandar	0,010 0,013			media desviación estandar	0,016 0,014			media desviación estandar	98,283 0,886	
Sintaxial NL	0,008	0,126	0,1065	0,001 21154	0,119	0,9 05	0,543 31647	0,022 60522	2,218	0,039	0,028 93191	0,001 25851	0,12	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,679	39,84 82672	0,994 26786	97,54 0	1,02
Sintaxial NL	0,017	0,031	0,1103675	0,001 25962	0,127	0,6 43	0,386 02485	0,016 06095	1,622	0,055	0,040 80141	0,001 77482	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	54,374	38,91 43066	0,970 96429	98,07 1	0,99
Sintaxial NL	0,014	0,006	0,0505	0,000 57692	0,059	0,5 54	0,332 59373	0,013 83789	1,407	0,023	0,017 06241	0,000 7422	0,08	0,006	0,004 66667	8,333 3E-05	0,008	0	0	0	0,000	54,234	38,81 41116	0,968 46429	98,45 1	0,98
Sintaxial NL	0,007	0,064	0,0539	0,000 61538	0,062	0,2 95	0,177 10316	0,007 36855	0,743	0	0	0	0,00	0,009	0,007	0,000 125	0,013	0	0	0	0,000	55,119	39,44 74872	0,984 26786	99,18 3	0,99
				media desviación estandar	0,092 0,036			media desviación estandar	1,497 0,609			media desviación estandar	0,050 0,061			media desviación estandar	0,005 0,006			media desviación estandar	0,000 0,000			media desviación estandar	98,311 0,691	
Sintaxial LB	0,008	0,114	0,0674	0,000 76923	0,077	0,4 35	0,261 15212	0,010 86549	1,094	0,008	0,005 93475	0,000 25816	0,03	0,003	0,002 33333	4,166 7E-05	0,004	0,011	0,008 52113	0,000 15493	0,016	55	39,33 01159	0,981 33929	98,78 3	0,99
Sintaxial LB	0,008	0,102	0,0854935	0,000 98077	0,098	0,3 31	0,198 71575	0,008 26777	0,830	0,022	0,016 32057	0,000 70993	0,07	0	0	0	0,000	0,006	0,004 64789	8,450 7E-05	0,008	55,239	39,53 33686	0,986 41071	98,99 2	1,00
Sintaxial LB	0,009	0,07	0,0589	0,000 67308	0,067	0,3 67	0,220 32834	0,009 16698	0,913	0,002	0,001 48369	6,453 9E-05	0,01	0	0	0	0,000	0,014	0,010 84507	0,000 19718	0,020	56	39,85 18456	0,994 35714	98,99 4	1,00
Sintaxial LB	0,014	0,087	0,0732975	0,000 83654	0,082	0,5 7	0,342 19933	0,014 23754	1,394	0,005	0,003 70922	0,000 16135	0,02	0	0	0	0,000	0,002	0,015 49296	0,000 28169	0,028	56,32	40,30 70171	1,005 71429	98,48 1	1,02

				media	0,081			media	1,058			media	0,030			media	0,001			media	0,018			media	98,813	
				desviación estandar	0,013			desviación estandar	0,250			desviación estandar	0,029			desviación estandar	0,002			desviación estandar	0,008			desviación estandar	0,242	
Sintaxial LM	0,016	0,137	0,1154225	0,001 31731	0,131	0,613	0,368 01436	0,015 3116	1,525	0,052	0,038 57588	0,001 67801	0,17	0,05	0,038 88889	0,000 69444	0,069	0,031	0,024 01408	0,000 43662	0,013	55,132	39,45 6791	0,984 5	98,064	1,00
Sintaxial LM	0,016	0,132	0,1121	0,001 26923	0,124	0,629	0,377 61996	0,015 71125	1,530	0,002	0,014 83688	0,000 64539	0,06	0,012	0,009 33333	0,000 16667	0,016	0	0	0	0,000	56,496	40,43 29766	1,008 85714	98,267	1,03
Sintaxial LM	0,013	0,102	0,1011	0,001 15385	0,116	0,515	0,309 18009	0,012 86374	1,291	0,000	0 0	0 0	0,00	0,127	0,098 77778	0,001 76389	0,177	0,000	0 0	0 0	0,000	54,913	39,30 00574	0,980 58929	98,416	1,00
Sintaxial LM	0,013	0,087	0,0732975	0,000 83654	0,084	0,513	0,307 97939	0,012 81379	1,283	0,000	0 0	0 0	0,00	0,195	0,151 66667	0,002 70833	0,271	0,000	0 0	0 0	0,000	55,001	39,36 94782	0,982 32143	98,362	1,00
				media	0,114			media	1,407			media	0,058			media	0,133			media	0,003			media	98,277	
				desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,139			desviación estandar	0,079			desviación estandar	0,114			desviación estandar	0,007			desviación estandar	0,155	

S DE JAÉN (FM. CAMARENA)

Catod	Mg/Ca	SrO	Sr+2	Sr mol	SrCO3 %	MgO	Mg+2	Mg mol	MgCO3%	Na2O	Na+X 2	Na2moles	Na2CO3	FeO	Fe+2	Fe mol	FeCO3%	MnO	Mn+2	Mn mol	MnCO3%	CaO	Ca+2	Ca mol	CaCO3%	Ca+Sr+Mg+Na+Fe+Mn moles
Equinodermo	0,003	0,099	0,0834075	0,000 95192	0,098	0,104	0,075 04371	0,003 12227	0,323	0,000	0 0	0 0	0,00	0,095	0,073 88889	0,001 31944	0,136	0,002	0,015 49296	0,000 28169	0,029	53,835	38,52 85559	0,961 33929	99,413	0,97
Equinodermo	0,012	0,006	0,0505	0,000 57692	0,059	0,404	0,283 96541	0,011 81466	1,205	0,061	0,045 25248	0,001 96844	0,20	0,028	0,099 55556	0,001 77778	0,181	0,000	0,037 95775	0,000 69014	0,070	53,984	38,63 5192	0,964 4	98,284	0,98
Equinodermo	0,006	0,036	0,1145	0,001 30769	0,131	0,202	0,133 87798	0,005 57013	0,558	0,000	0 0	0 0	0,00	0,002	0,015 55556	0,000 27778	0,028	0,004	0,003 09859	5,633 8E-05	0,006	55,539	39,74 80722	0,991 76786	99,278	1,00
Equinodermo	0,014	0,042	0,1196	0,001 36538	0,137	0,502	0,319 98639	0,013 31335	1,340	0,016	0,011 8695	0,000 51631	0,05	0,000	0 0	0 0	0,000	0,000	0 0	0 0	0,000	54,782	39,20 63035	0,978 25	98,470	0,99
Equinodermo	0,006	0,098	0,0825	0,000 94231	0,095	0,202	0,132 07693	0,005 49519	0,555	0,000	0 0	0 0	0,00	0,000	0,020 22222	0,000 36111	0,037	0,000	0 0	0 0	0,000	55,002	39,37 6635	0,982 5	99,313	0,99
Equinodermo	0,006	0,099	0,0834075	0,000 95192	0,097	0,202	0,138 68078	0,005 76995	0,590	0,000	0,024 48085	0,001 06489	0,11	0,000	0,031 11111	0,000 55556	0,057	0,000	0,012 39437	0,000 22535	0,023	54,315	38,87 20816	0,969 91071	99,124	0,98
Equinodermo	0,014	0,014	0,0450	0,000 09615	0,110	0,404	0,326 59023	0,013 58811	1,365	0,000	0,002 96738	0,000 12908	0,01	0,000	0,033 44444	0,000 59722	0,060	0,000	0,022 46479	0,000 40845	0,041	54,843	39,24 99599	0,979 33929	98,410	1,00
Equinodermo	0,002	0,096	0,0880	0,000 92308	0,094	0,079	0,047 42763	0,001 97327	0,200	0,000	0,006 67659	0,000 29043	0,03	0,000	0,051 33333	0,000 91667	0,093	0,000	0 0	0 0	0,000	54,986	39,35 23019	0,981 89286	99,584	0,99
Equinodermo	0,006	0,093	0,0783525	0,000 89423	0,090	0,202	0,145 88498	0,006 06969	0,613	0,000	0 0	0 0	0,00	0,000	0,041 22222	0,000 73611	0,074	0,000	0 0	0 0	0,000	55,015	39,37 30566	0,982 41071	99,222	0,99

				media	0,101			media	0,750			media	0,045			media	0,074			media	0,019			media	99,011	
				desviación estandar	0,023			desviación estandar	0,438			desviación estandar	0,069			desviación estandar	0,056			desviación estandar	0,025			desviación estandar	0,486	
Sintaxial NL	0,016	0,059	0,13395752	0,001528852	0,156	0,621	0,381716	0,151143	1,585	0,032	0,017	0,003262	0,11	0,023	0,017	0,000	0,033	0	0	0	0,000	53,784	38,49	0,960	98,121	0,98
Sintaxial NL	0,006	0,084	0,07077	0,000	0,080	0,225	0,135	0,005	0,558	0,024	0,017	0,000	0,08	0,046	0,035	0,000	0,063	0,02	0,015	0,000	0,028	55,986	40,06	0,999	99,194	1,01
Sintaxial NL	0,013	0,008	0,06704	0,000	0,076	0,515	0,309	0,012	1,271	0	0	0	0,00	0,007	0,005	9,722	0,010	0	0	0	0,000	55,923	40,02	0,998	98,644	1,01
Sintaxial NL	0,011	0,099	0,08304	0,000	0,095	0,453	0,271	0,011	1,129	0,001	0,000	3,227	0,00	0,013	0,010	0,000	0,018	0,016	0,012	0,000	0,022	55,436	39,67	0,989	98,733	1,00
Sintaxial NL	0,012	0,097	0,08104	0,000	0,093	0,467	0,280	0,011	1,163	0,019	0,014	0,000	0,06	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,527	39,73	0,991	98,683	1,00
Sintaxial NL	0,006	0,058	0,04865	0,000	0,056	0,249	0,149	0,006	0,623	0,027	0,020	0,000	0,09	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,502	39,72	0,991	99,234	1,00
Sintaxial NL	0,018	0,035	0,07375	0,001	0,129	0,728	0,437	0,018	1,806	0,005	0,003	0,000	0,02	0	0	0	0,000	0,012	0,009	0,000	0,017	55,29	39,56	0,987	98,033	1,01
Sintaxial NL	0,023	0,002	0,00101	0,001	0,115	0,928	0,552	0,022	2,287	0,022	0,016	0,000	0,07	0	0	0	0,000	0,016	0,012	0,000	0,022	54,862	39,26	0,979	97,505	1,00
				media	0,100			media	1,303			media	0,053			media	0,015			media	0,011			media	98,518	
				desviación estandar	0,032			desviación estandar	0,582			desviación estandar	0,041			desviación estandar	0,023			desviación estandar	0,012			desviación estandar	0,595	
crinoide LB	0,012	0,007	0,00975	0,000	0,068	0,406	0,276	0,011	1,154	0,021	0,015	0,000	0,07	0,033	0,025	0,000	0,046	0,009	0,069	0,001	0,127	54,951	39,32	0,981	98,537	1,00
crinoide LB	0,006	0,093	0,03525	0,000	0,089	0,428	0,136	0,005	0,567	0,022	0,016	0,000	0,07	0,063	0,049	0,000	0,087	0,061	0,047	0,000	0,086	55,755	39,90	0,995	99,101	1,00
crinoide LB	0,004	0,036	0,00358	0,001	0,131	0,585	0,094	0,003	0,394	0,012	0,008	0,000	0,04	0,049	0,038	0,000	0,068	0,094	0,072	0,001	0,132	55,648	39,82	0,993	99,236	1,00
				media	0,096			media	0,705			media	0,059			media	0,067			media	0,115			media	98,958	
				desviación estandar	0,032			desviación estandar	0,398			desviación estandar	0,018			desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,026			desviación estandar	0,371	

Sintaxi	0,0	0,0	0,060	0,000		0,5	0,337	0,014		0,0	0,011	0,000		0,0		0,001						55,	39,52	0,986	98,34	
al LM	14	72	66	69231	0,069	63	99688	0627	1,402	16	8695	51631	0,05	99	0,077	375	0,137	0	0	0	0,000	231	76432	26786	0	1,00
Sintaxi	0,0	0,0	0,054	0,000		0,3	0,205	0,008		0,0	0,014	0,000		0,0	0,025	0,000						55,	39,68	0,990	98,97	
al LM	09	65	7625	625	0,062	43	91995	5675	0,856	2	83688	64539	0,06	33	66667	45833	0,046	0	0	0	0,000	449	36611	16071	1	1,00
Sintaxi	0,0	0,1	0,094	0,001		0,2	0,138	0,005		0,0	0,026	0,001		0,1	0,087	0,001		0,0	0,044	0,000		55,	39,42	0,983	98,96	
al LM	06	12	36	07692	0,108	3	08043	74497	0,578	36	70638	1617	0,12	12	11111	55556	0,156	57	15493	80282	0,081	087	45855	69643	0	0,99
Sintaxi	0,0	0,1	0,085	0,000		0,5	0,314	0,013		0,0	0,012	0,000		0,1	0,110	0,001		0,0	0,019	0,000		54,	38,79	0,967	98,28	
al LM	14	01	0925	97115	0,099	24	58324	08855	1,329	17	61135	54858	0,06	42	44444	97222	0,200	25	3662	35211	0,036	206	40726	96429	1	0,98
Sintaxi	0,0	0,1	0,106	0,001		0,2	0,133	0,005		0,0	0,006	0,000		0,0	0,038	0,000		0,0	0,012	0,000		55,	39,64	0,989	99,20	
al LM	06	27	9975	22115	0,122	22	27763	54515	0,556	09	67659	29043	0,03	49	11111	68056	0,068	16	39437	22535	0,023	392	28674	14286	1	1,00
Sintaxi	0,0	0,0	0,080	0,000		0,3	0,196	0,008		0,0	0,018	0,000		0,0	0,069	0,001						55,	39,70	0,990	98,88	
al LM	08	95	0375	91346	0,091	28	9147	19283	0,818	25	5461	80674	0,08	89	22222	23611	0,123	0	0	0	0,000	474	15531	60714	7	1,00
Sintaxi	0,0	0,1	0,090	0,001		0,2	0,135	0,005		0,0	0,015	0,000		0,0	0,015	0,000		0,0	0,006	0,000		55,	39,59	0,988	99,22	
al LM	06	08	99	03846	0,104	26	67903	64506	0,567	21	57872	67766	0,07	2	55556	27778	0,028	08	19718	11268	0,011	33	84954	03571	2	1,00
Sintaxi	0,0	0,1	0,093	0,001		0,5	0,336	0,013						0,0	0,059	0,001		0,0	0,003	5,633		54,	39,23	0,979	98,37	
al LM	14	11	5175	06731	0,107	6	19583	98776	1,405	0	0	0	0,00	76	11111	05556	0,106	04	09859	8E-05	0,006	828	92247	07143	6	1,00
Sintaxi	0,0	0,0	0,082	0,000		0,4	0,291	0,012		0,0	0,016	0,000		0,0		0,000		0,0	0,012	0,000		53,	38,22	0,953	98,46	
al LM	13	98	565	94231	0,097	85	1696	1144	1,251	22	32057	70993	0,07	63	0,049	875	0,090	16	39437	22535	0,023	411	51082	76786	5	0,97
Sintaxi	0,0	0,1	0,122	0,001		0,1	0,104	0,004		0,0	0,005	0,000		0,1	0,100	0,001		0,0	0,053	0,000		55,	39,94	0,996	99,12	
al LM	04	45	1625	39423	0,139	74	46085	3462	0,432	08	93475	25816	0,03	29	33333	79167	0,178	69	4507	97183	0,097	82	91779	78571	9	1,01
Sintaxi	0,0	0,1	0,088	0,001		0,2	0,124	0,005		0,0	0,033	0,001		0,0	0,035	0,000		0,0	0,028	0,000		55,	39,61	0,988	99,11	
al LM	05	05	4625	00962	0,101	08	87274	19545	0,521	45	38297	45213	0,15	46	77778	63889	0,064	37	66197	52113	0,052	351	35246	41071	6	1,00
Sintaxi	0,0	0,0	0,082	0,000		0,2	0,138	0,005		0,0	0,004	0,000		0,0	0,020	0,000		0,0	0,015	0,000		55,	39,70	0,990	99,24	
al LM	06	98	565	94231	0,094	3	08043	74497	0,576	06	45106	19362	0,02	26	22222	36111	0,036	2	49296	28169	0,028	473	08374	58929	6	1,00
Sintaxi	0,0	0,0	0,074	0,000		0,6	0,412	0,017		0,0	0,029	0,001		0,0	0,017	0,000		0,0	0,009	0,000		55,	39,55	0,986	98,03	
al LM	17	88	14	84615	0,084	87	44024	15999	1,704	4	67376	29078	0,13	23	88889	31944	0,032	12	29577	16901	0,017	271	62703	98214	5	1,01
													0,06												98,78	
				media	0,098			media	0,923			media	6			media	0,097			media	0,029			media	7	
				desviación estandar	0,020			desviación estandar	0,434			desviación estandar	0,04 4			desviación estandar	0,058			desviación estandar	0,031			desviación estandar	0,425	

CABRA (FM. CAMARENA)

Catod	**Mg/Ca**	**SrO**	**Sr+2**	**Sr mol**	**SrCO3%**	**MgO**	**Mg+2**	**Mg mol**	**MgCO3%**	**Na2O**	**Na+X 2**	**Na 2moles**	**Na2CO3**	**FeO**	**Fe+2**	**Fe mol**	**FeCO3%**	**MnO**	**Mn+2**	**Mn mol**	**MnCO3%**	**CaO**	**Ca+2**	**Ca mol**	**CaCO3%**	**Ca+Sr+Mg+Na+Fe+Mn moles**
	0,0	0,0	0,043	0,000		0,5	0,329	0,013		0,0	0,014	0,000		0,0	0,043	0,000						55,	39,65	0,989	98,44	
L-I	14	52	81	5	0,050	49	59198	713	1,364	2	83688	64539	0,06	56	55556	77778	0,077	0	0	0	0,000	406	28869	39286	4	1,01
	0,0	0,0	0,074	0,000		0,5	0,306	0,012		0,0	0,001	6,453						0,0	0,057	0,001		55,	39,89	0,995	98,54	
L-I	13	89	9825	85577	0,085	11	77869	76383	1,263	02	48369	9E-05	0,01	0	0	0	0,000	74	32394	04225	0,103	748	7649	5	2	1,01
	0,0	0,0	0,037	0,000		0,4	0,274	0,011		0,0	0,015	0,000										55,	39,64	0,989	98,75	
L-I	12	45	9125	43269	0,043	57	35981	41501	1,140	21	57872	67766	0,07	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	392	28674	14286	0	1,00

	0,0	0,0	0,060	0,000		0,8	0,519	0,021		0,0	0,001	6,453										55,	40,03		97,81	
L-I	22	72	66	69231	0,068	65	30249	60609	2,115	02	48369	9E-05	0,01	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	944	7922	0,999	0	1,02
	0,0	0,0	0,050	0,000		1,0	0,605	0,025		0,0	0,004	0,000		0,0	0,024	0,000		0,0	0,023	0,000		55,	40,02	0,998	97,38	
L-I	25	6	55	57692	0,056	08	15249	17797	2,455	06	45106	19362	0,02	32	88889	44444	0,043	3	23944	42254	0,041	927	57555	69643	5	1,03
	0,0	0,0	0,058	0,000		1,4	0,848	0,035		0,0	0,008	0,000						0,0	0,015	0,000		55,	39,55	0,986	96,42	
L-I	36	69	1325	66346	0,065	13	29412	29412	3,448	11	16028	35496	0,03	0	0	0	0,000	2	49296	28169	0,028	271	62703	98214	5	1,02
	0,0	0,0	0,058	0,000		0,7	0,443	0,018		0,0	0,010	0,000		0,0	0,004	8,333		0,0	0,002	4,225		55,	39,54	0,986	98,04	
L-I	19	7	975	67308	0,067	39	65842	45885	1,834	14	38581	45177	0,04	06	66667	3E-05	0,008	03	32394	4E-05	0,004	26	83979	78571	2	1,01
	0,0	0,0	0,050	0,000		0,2	0,147	0,006		0,0	0,011	0,000		0,0		0,000						56,	40,13	1,001	99,26	
L-I	06	6	55	57692	0,057	45	08568	11965	0,607	15	12766	48404	0,05	18	0,014	25	0,025	0	0	0	0,000	086	95484	53571	4	1,01
	0,0	0,0	0,049	0,000		0,5	0,321	0,013		0,0	0,000	3,227		0,0	0,017	0,000						56,	40,25	1,004	98,59	
L-I	13	59	7075	56731	0,056	35	18709	36331	1,312	01	74184	E-05	0,00	23	88889	31944	0,031	0	0	0	0,000	244	26256	35714	8	1,02
	0,0	0,0	0,055	0,000		0,6	0,367	0,015		0,0	0,017	0,000		0,0	0,009	0,000						54,	39,31	0,980	98,31	
L-I	16	66	605	63462	0,064	12	41401	28662	1,532	23	06241	7422	0,07	12	33333	16667	0,017	0	0	0	0,000	933	4371	94643	3	1,00
	0,0	0,0	0,066	0,000		0,5	0,347	0,014		0,0	0,028	0,001		0,0	0,002	4,166		0,0	0,049	0,000		55,	39,45	0,984	98,26	
L-I	15	79	5575	75962	0,076	78	00212	43737	1,441	39	93191	25851	0,13	03	33333	7E-05	0,004	64	57746	90141	0,090	126	24969	39286	3	1,00
													0,04												98,39	
				media	0,062			media	1,683			media	5			media	0,019			media	0,024			media	1	
				desviación estandar	0,012			desviación estandar	0,766			desviación estandar	0,037			desviación estandar	0,024			desviación estandar	0,038			desviación estandar	0,181	
L-II	0,0	0,0	0,075	0,000		0,4	0,258	0,010		0,0	0,011	0,000		0,0	0,043	0,000		0,0	0,026	0,000		55,	39,41	0,983	98,65	
	11	9	825	86538	0,087	31	75072	76558	1,080	15	12766	48404	0,05	56	55556	77778	0,078	34	33803	47887	0,048	076	6713	5	9	1,00
L-II	0,0	0,0	0,056	0,000		0,5	0,345	0,014		0,0	0,011	0,000		0,0		0,000						55,	39,41	0,983	98,43	
	15	67	4475	64423	0,064	76	80142	38741	1,440	15	12766	48404	0,05	09	0,007	125	0,013	0	0	0	0,000	076	6713	5	5	1,00
L-II	0,0	0,0	0,049	0,000		0,3	0,238	0,009		0,0	0,008	0,000						0,0	0,013	0,000		54,	39,26	0,979	98,87	
	10	59	7075	56731	0,057	98	93918	9413	1,003	12	90213	38723	0,04	0	0	0	0,000	17	16901	23944	0,024	859	14108	625	6	0,99
L-II	0,0	0,0	0,071	0,000		0,6	0,372	0,015		0,0	0,020	0,000										54,	38,68	0,965	98,24	
	16	85	6125	81731	0,083	21	81716	51143	1,579	27	02978	87128	0,09	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	057	74365	30357	9	0,98
L-II	0,0		0,084	0,000		0,5	0,339	0,014														55,	39,95	0,996	98,51	
	14	0,1	25	96154	0,095	65	19758	11265	1,395	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	823	13249	83929	0	1,01
L-II	0,0	0,1	0,087			0,5	0,346	0,014		0,0	0,020	0,000		0,0	0,029	0,000						55,	39,88	0,995	98,33	
	14	04	62	0,001	0,099	77	40177	41239	1,424	28	77163	90355	0,09	38	55556	52778	0,052	0	0	0	0,000	732	61981	21429	6	1,01
L-II	0,0	0,0	0,033	0,000		0,5	0,330	0,013		0,0	0,018	0,000		0,0		0,001		0,0	0,010	0,000		54,	38,65	0,964	98,33	
	14	4	7	38462	0,039	5	19233	73798	1,401	25	5461	80674	0,08	9	0,07	25	0,127	14	84507	19718	0,020	005	02213	375	0	0,98
													0,05												98,48	
				media	0,075			media	1,332			media	7			media	0,039			media	0,013			media	5	
				desviación estandar	0,022			desviación estandar	0,209			desviación estandar	0,033			desviación estandar	0,050			desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,219	

D-I	0,022	0,059	0,0497075	0,000056731	0,055	0,766	0,590284	0,021063107	2,110	0,03	0,025532	0,000096809	0,09	0,026	0,022222	0,000036111	0,035	0	0	0	0,000	56,087	40,140264	1,001055357	97,705	1,03
D-I	0,020	0,1	0,084025	0,000096154	0,097	0,794	0,767766	0,019083265	1,995	0,016	0,008695	0,000051631	0,05	0,061	0,044444	0,000084722	0,085	0,02	0,015049296	0,000028169	0,028	54,403	38,930613	0,971048214	97,742	0,99
				media	0,076			media	2,053			media	0,073			media	0,060			media	0,014			media	97,724	
				desviación estandar	0,029			desviación estandar	0,081			desviación estandar	0,030			desviación estandar	0,035			desviación estandar	0,020			desviación estandar	0,027	
D-II	0,019	0,068	0,057029	0,000065385	0,065	0,762	0,546647	0,019033335	1,894	0,031	0,022099716	0,001000035	0,10	0,009	0,007	0,000125	0,012	0	0	0	0,000	55,097	39,4317423	0,983875	97,928	1,00
D-II	0,006	0,022	0,018535	0,000021154	0,021	0,203	0,138	0,00508043	0,573	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,031	0,024	0,000	0,044	55,803	39,9370113	0,996048214	99,363	1,00
D-II	0,011	0,1	0,084025	0,000096154	0,097	0,428	0,256967	0,010069065	1,082	0,024	0,017080425	0,000077447	0,08	0,018	0,014	0,000025	0,025	0,003	0,023944	0,000042254	0,043	54,616	39,0875009	0,975028571	98,675	0,99
D-II	0,022	0,053	0,0446525	0,000050962	0,051	0,851	0,510089759	0,0212564	2,109	0,029	0,021051347	0,000093582	0,09	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,182	39,4925749	0,985039286	97,748	1,01
D-II	0,009	0,007	0,058975	0,000067308	0,068	0,365	0,219012764	0,009011702	0,922	0,017	0,012061135	0,000054858	0,06	0,032	0,024088889	0,000044444	0,045	0,017	0,013016901	0,000023944	0,024	54,753	39,1855488	0,977073214	98,885	0,99
D-II	0,006	0,056	0,047018	0,000053846	0,055	0,232	0,132067728	0,005052017	0,559	0,045	0,033038297	0,001045213	0,15	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	54,854	39,2578324	0,979053571	99,239	0,99
D-II	0,010	0,055	0,0463375	0,000052885	0,054	0,391	0,273673	0,009076645	0,991	0,013	0,009064397	0,000004195	0,04	0,015	0,011066667	0,000020833	0,021	0,001	0,007074648	0,000014085	0,014	54,545	39,0366877	0,974001786	98,877	0,99
D-II	0,011	0,057	0,0480225	0,000054808	0,055	0,426	0,255074897	0,010064069	1,065	0,014	0,010038581	0,000045177	0,05	0,053	0,041022222	0,000073611	0,074	0,041	0,031076056	0,000057746	0,058	55,206	39,5097512	0,985082143	98,703	1,00
				media	0,058			media	1,149			media	0,070			media	0,022			media	0,023			media	98,677	
				desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,566			desviación estandar	0,045			desviación estandar	0,026			desviación estandar	0,023			desviación estandar	0,572	
D-III, NL	0,013	0,091	0,0766675	0,000000875	0,086	0,533	0,319098639	0,013031335	1,309	0,001	0,000074184	3,227E-05	0,00	0,012	0,009033333	0,000016667	0,016	0	0	0	0,000	56,161	40,1932243	1,002000875	98,586	1,02
D-III, NL	0,007	0,098	0,082565	0,000094231	0,094	0,261	0,156069127	0,00605193	0,650	0	0	0	0,00	0,035	0,027022222	0,000048611	0,048	0,024	0,018059155	0,000033803	0,034	55,735	39,8883452	0,995026786	99,174	1,00

D-III, NL	0,007	0,045	0,09125	0,043269	0,044	0,288	0,190071	0,019371	0,725	0,036	0,026706	0,001617	0,12	0	0	0	0,000	0,003	0,002323	4,225 4E-05	0,004	55,085	39,42315	0,983660	99,110	0,99
D-III, NL	0,008	0,099	0,04075	0,095192	0,093	0,315	0,189110	0,007868	0,766	0,043	0,031899	0,001387	0,14	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	56,985	40,78294	1,017589	99,007	1,03
D-III, NL	0,009	0,072	0,06066	0,069231	0,067	0,386	0,231734	0,009641	0,940	0,003	0,002255	9,680 9E-05	0,01	0	0	0	0,000	0,007	0,005422	9,859 2E-05	0,010	56,856	40,69062	1,015285	98,974	1,03
				media	0,077			media	0,878			media	0,053			media	0,013			media	0,010			media	98,970	
				desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,263			desviación estandar	0,067			desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,014			desviación estandar	0,229	
D-III, LM	0,011	0,115	0,08875	0,010577	0,111	0,431	0,275072	0,010765	1,084	0,041	0,004156	0,001323	0,13	0,091	0,077778	0,001263	0,127	0,037	0,028661	0,000521	0,052	54,801	39,21999	0,978589	98,492	0,99
D-III, LM	0,011	0,072	0,06066	0,069231	0,071	0,44	0,264153	0,010990	1,125	0	0	0	0,00	0,079	0,061444	0,001097	0,112	0,071	0,055	0,001	0,102	53,938	38,60227	0,963178	98,590	0,98
D-III, LM	0,009	0,072	0,06066	0,069231	0,068	0,383	0,229933	0,009566	0,937	0,002	0,001483	6,453 9E-05	0,01	0,067	0,052111	0,000930	0,091	0,047	0,036408	0,000661	0,065	56,508	40,44156	1,009071	98,833	1,02
D-III, LM	0,021	0,035	0,04875	0,033654	0,033	0,842	0,505494	0,021031	2,069	0	0	0	0,00	0,067	0,052111	0,000930	0,092	0	0	0	0,000	55,671	39,84254	0,994125	97,806	1,02
D-III, LM	0,012	0,026	0,0905	0,00025	0,024	0,467	0,280363	0,011664	1,141	0,015	0,011276	0,000484	0,05	0,056	0,043555	0,000777	0,076	0	0	0	0,000	56,503	40,43798	1,008982	98,711	1,02
				media	0,062			media	1,271			media	0,037			media	0,100			media	0,044			media	98,486	
				desviación estandar	0,035			desviación estandar	0,453			desviación estandar	0,057			desviación estandar	0,020			desviación estandar	0,044			desviación estandar	0,401	

PUENTE GENIL (FM. CAMARENA)

Catod	Mg/Ca	SrO	Sr+2	Sr mol	SrCO3%	MgO	Mg+2	Mg mol	MgCO3%	Na2O	Na+X 2	Na2moles	Na2CO3	FeO	Fe+2	Fe mol	FeCO3%	MnO	Mn+2	Mn mol	MnCO3%	CaO	Ca+2	Ca mol	CaCO3%	Ca+Sr+Mg+Na+Fe+Mn moles
C-III	0,005	0,0054	0,045495	0,000051923	0,052	0,094	0,046784	0,084576	0,485	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,027	0,091549	0,038028	0,038	55,685	39,85 25613	0,994375	99,426	1,00
C-III	0,004	0,0067	0,044754	0,000064423	0,064	0,079	0,04626	0,047109	0,443	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	56,224	40,23 8312	1,004	99,493	1,01
C-III	0,005	0,009	0,000825	0,000086538	0,089	0,085	0,06469	0,062096	0,474	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	54,235	38,81 48273	0,968	99,437	0,97
C-III	0,005	0,0084	0,000770	0,000080769	0,084	0,098	0,086924	0,094567	0,513	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	53,681	38,41 83414	0,958	99,403	0,96
C-III	0,003	0,0089	0,009825	0,000085577	0,086	0,022	0,024266	0,004733	0,305	0	0	0	0,00	0,018	0,014	0,025	0,025	0	0	0	0,000	55,073	39,88 47668	0,995	99,583	1,00
C-III	0,006	0,0091	0,006675	0,000875	0,089	0,017	0,027588	0,042026	0,554	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	54,042	38,94 72279	0,971	99,356	0,98
C-III	0,006	0,0096	0,000088	0,000092308	0,097	0,017	0,027588	0,042026	0,571	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,004	0,003 09859	5,633 8E-05	0,006	52,834	37,81 21616	0,943	99,329	0,95
C-III	0,004	0,0094	0,000195	0,000090385	0,094	0,068	0,085875	0,019633	0,435	0	0	0	0,00	0,022	0,011111	0,030556	0,032	0	0	0	0,000	53,704	38,43 4802	0,959	99,439	0,96
C-III	0,006	0,0086	0,000455	0,000082692	0,086	0,017	0,027588	0,042026	0,562	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,034	0,026 33803	0,000 47887	0,050	53,068	38,41 76257	0,958	99,303	0,97
C-III	0,005	0,0091	0,006675	0,000875	0,089	0,005	0,007169	0,012052	0,522	0	0	0	0,00	0,004	0,003 11111	5,555 6E-05	0,006	0	0	0	0,000	54,553	39,04 24131	0,974	99,383	0,98
C-III	0,004	0,0051	0,009675	0,000049038	0,050	0,038	0,084826	0,044698	0,350	0	0	0	0,00	0,031	0,024 11111	0,000 43056	0,044	0,028	0,021 69014	0,000 39437	0,040	54,937	39,31 72337	0,981	99,514	0,99
C-III	0,003	0,0021	0,006925	0,000020192	0,020	0,012	0,023917	0,079755	0,279	0,009	0,006 67659	0,000 29043	0,03	0,031	0,024 11111	0,000 43056	0,043	0	0	0	0,000	55,889	39,99 85597	0,998 01786	99,629	1,00
				media desviación estandar	0,075 0,023			media desviación estandar	0,458 0,099			media desviación estandar	0,002 0,008			media desviación estandar	0,012 0,018			media desviación estandar	0,011 0,019			media desviación estandar	99,441 0,099	
C-IVNL(1)	0,012	0,0081	0,002425	0,000077885	0,077	0,063	0,096191	0,056488	1,143	0,018	0,035319	0,058085	0,06	0,063	0,049	0,000875	0,086	0,031	0,024 01408	0,000 43662	0,043	55,854	39,97 35109	0,997 39286	98,593	1,01
C-IVNL(1)	0,011	0,0018	0,000165	0,000017308	0,017	0,003	0,015037	0,007406	1,065	0,001	0,074184	3,227E-05	0,00	0,021	0,033333	0,029167	0,029	0,024	0,018 59155	0,000 33803	0,034	55,815	39,94 55995	0,996 69643	98,852	1,01

C-IV NL (1)	0,011	0,059	0,049 7075	0,000 56731	0,056	0,453	0,271 95841	0,011 3151	1,110	0	0	0	0,00	0,075	0,058 33333	0,001 04167	0,102	0,021	0,016 26761	0,000 29577	0,029	56,367	40,34 0654	1,006 55357	98,704	1,02
C-IV NL (1)	0,008	0,061	0,051 3925	0,000 58654	0,058	0,333	0,199 91645	0,008 31772	0,822	0,028	0,020 77163	0,000 90355	0,09	0,033	0,025 66667	0,000 45833	0,045	0	0	0	0,000	56,099	40,14 88522	1,001 76786	98,986	1,01
				media	0,052			media	1,035			media	0,037			media	0,066			media	0,026			media	98,783	
				desviación estandar	0,025			desviación estandar	0,146			desviación estandar	0,043			desviación estandar	0,034			desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,172	
C-IV LB	0,011	0,054	0,045 495	0,000 51923	0,053	0,442	0,265 35456	0,011 04034	1,118	0,017	0,012 61135	0,000 54858	0,06	0,066	0,051 33333	0,000 91667	0,093	0,062	0,048 02817	0,000 87324	0,088	54,545	39,03 66877	0,974 01786	98,593	0,99
C-IV LB	0,009	0,036	0,030 33	0,000 34615	0,035	0,341	0,204 71925	0,008 51755	0,867	0,004	0,002 96738	0,000 12908	0,01	0,006	0,004 66667	8,333 3E-05	0,008	0,028	0,021 69014	0,000 39437	0,040	54,481	38,99 08843	0,972 875	99,036	0,98
C-IV LB	0,011	0,038	0,032 015	0,000 36538	0,037	0,43	0,258 15037	0,010 7406	1,085	0	0	0	0,00	0,039	0,030 33333	0,000 54167	0,055	0,097	0,075 14085	0,001 3662	0,138	54,725	39,16 55098	0,977 23214	98,686	0,99
C-IV LB	0,006	0,079	0,066 5575	0,000 75962	0,074	0,257	0,154 28987	0,006 41938	0,629	0	0	0	0,00	0,036	0,028	0,000 5	0,049	0,028	0,021 69014	0,000 39437	0,039	56,678	40,56 32301	1,012 10714	99,209	1,02
C-IV LB	0,007	0,059	0,049 7075	0,000 56731	0,056	0,294	0,176 50281	0,007 34357	0,720	0,011	0,008 16028	0,000 35496	0,03	0	0	0	0,000	0,041	0,031 76056	0,000 57746	0,057	56,582	40,49 45249	1,010 39286	99,132	1,02
C-IV LB	0,004	0,076	0,064 03	0,000 73077	0,072	0,167	0,100 2584	0,004 17135	0,411	0,005	0,003 70922	0,000 16135	0,02	0,048	0,037 33333	0,000 66667	0,066	0,024	0,018 59155	0,000 33803	0,033	56,476	40,41 8663	1,008 5	99,402	1,01
C-IV LB	0,008	0,028	0,023 59	0,000 26923	0,026	0,318	0,190 9112	0,007 94305	0,775	0	0	0	0,00	0,018	0,014	0,000 25	0,024	0,028	0,021 69014	0,000 39437	0,039	56,866	40,69 77776	1,015 46429	99,135	1,02
C-IV LB	0,011	0,029	0,024 4325	0,000 27885	0,028	0,444	0,266 55526	0,011 0903	1,131	0,005	0,003 70922	0,000 16135	0,02	0	0	0	0,000	0,034	0,026 33803	0,000 47887	0,049	54,229	38,81 05333	0,968 375	98,775	0,98
C-IV LB	0,011	0,024	0,020 22	0,000 23077	0,023	0,453	0,271 95841	0,011 3151	1,121	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,048	0,037 1831	0,000 67606	0,067	55,82	39,94 91779	0,996 78571	98,789	1,01
C-IV LB	0,006	0,062	0,052 235	0,000 59615	0,061	0,236	0,141 68253	0,005 89484	0,600	0,009	0,006 67659	0,000 29043	0,03	0	0	0	0,000	0,041	0,031 76056	0,000 57746	0,059	54,649	39,11 11183	0,975 875	99,252	0,98

				media	0,047			media	0,846			media	0,017			media	0,030			media	0,061			media	99,001		
				desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,259			desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,034			desviación estandar	0,032			desviación estandar	0,272		
C-IV LM	0,03	0,057	0,0480225	0,000054808	0,056	0,115	0,069 04021	0,002 87249	0,293	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,008	0,006 19718	0,000 11268	0,012	54,613	39,08 53538	0,975 23214	99,639	0,98		
C-IV LM	0,02	0,088	0,07414	0,000084615	0,084	0,064	0,038 42238	0,001 5986	0,159	0	0	0	0,00	0,055	0,042 77778	0,000 76389	0,076	0	0	0	0,000	55,99	40,07 08432	0,999 82143	99,680	1,00		
C-IV LM	0,08	0,146	0,123005	0,001 40385	0,136	0,317	0,190 31085	0,007 91807	0,766	0	0	0	0,00	0,018	0,014	0,000 25	0,024	0	0	0	0,000	57,387	41,07 06462	1,024 76786	99,075	1,03		
C-IV LM	0,11	0,123	0,1036275	0,001 18269	0,114	0,455	0,273 15911	0,011 36506	1,093	0	0	0	0,00	0,033	0,025 66667	0,000 45833	0,044	0	0	0	0,000	57,478	41,13 57729	1,026 39286	98,749	1,04		
C-IV LM	0,08	0,081	0,0682425	0,000 77885	0,076	0,335	0,201 11715	0,008 36768	0,816	0	0	0	0,00	0,022	0,017 11111	0,000 30556	0,030	0	0	0	0,000	56,928	40,74 21497	1,016 57143	99,079	1,03		
C-IV LM	0,10	0,109	0,0918325	0,001 04808	0,103	0,405	0,243 14163	0,010 11615	0,997	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	56,221	40,23 6165	1,003 94643	98,900	1,02		
C-IV LM	0,05	0,063	0,0530775	0,000 60577	0,062	0,202	0,121 27064	0,005 04559	0,514	0,004	0,002 96738	0,000 12908	0,01	0,098	0,076 22222	0,001 36111	0,139	0,041	0,031 76056	0,000 57746	0,059	54,543	39,03 52563	0,973 98214	99,214	0,98		
				media	0,090			media	0,663			media	0,002			media	0,045			media	0,010			media	99,191		
				desviación estandar	0,029			desviación estandar	0,352			desviación estandar	0,005			desviación estandar	0,049			desviación estandar	0,022			desviación estandar	0,353		
C-IV NL (2)	0,11	0,064	0,053 92	0,000061538	0,060	0,448	0,268 95666	0,011 19021	1,093	0	0	0	0,00	0,018	0,014	0,000 25	0,024	0,023	0,017 8169	0,000 32394	0,032	56,654	40,54 60538	1,011 67857	98,791	1,02		
C-IV NL (2)	0,07	0,079	0,0665575	0,000075962	0,075	0,279	0,167 49756	0,006 9689	0,688	0	0	0	0,00	0,015	0,011 66667	0,000 20833	0,021	0,011	0,008 52113	0,000 15493	0,015	56,295	40,28 91252	1,005 26786	99,201	1,01		

				media	0,068			media	0,890			media	0,000			media	0,022			media	0,023			media	98,996			
				desviación estandar	0,011			desviación estandar	0,286			desviación estandar	0,000			desviación estandar	0,003			desviación estandar	0,012			desviación estandar	0,290			
C-V NL	0,003	0,063	0,0530775	0,000060577	0,061	0,11	0,066003847	0,0027476	0,276	0,039	0,028093191	0,00125851	0,13	0,013	0,010111111	0,00018056	0,018	0	0	0	0,000	55,499	39,719445	0,99105357	99,519		1,00
C-V NL	0,003	7	975	67308	0,068	03	83602	57275	0,260	31	99716	00035	0,10	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	142	39478	67857	1		0,99
C-V NL	0,004	0,076	0,06403	0,000073077	0,074	0,171	0,1026598	0,0047126	0,434	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0,008	0,006 19718	0,000 11268	0,011	54,852	39,256401	0,9795	99,481		0,98
C-V NL	0,004	0,05	125	0,000 48077	0,048	0,153	0,091 8535	0,003 82166	0,380	0,035	0,025 96454	0,001 12943	0,11	0,04	0,031 11111	0,000 55556	0,055	0	0	0	0,000	55,91	40,01 35889	0,998 39286	99,404		1,00
C-V NL	0,003	0,047	5975	0,000 45192	0,046	0,108	0,064 83777	0,002 69764	0,273	0,016	0,011 8695	0,000 51631	0,05	0,027	0,021	0,000 375	0,038	0	0	0	0,000	55,139	39,46 18008	0,984 625	99,591		0,99
C-V NL	0,004	0,069	1325	0,000 66346	0,066	0,161	0,096 6563	0,004 02148	0,403	0,04	0,029 67376	0,001 29078	0,13	0,007	0,005 44444	9,722 2E-05	0,010	0	0	0	0,000	55,538	39,74 73565	0,991 75	99,391		1,00
C-V NL	0,004	0,059	7075	0,000 56731	0,057	0,146	0,087 65106	0,003 64681	0,369	0,029	0,021 51347	0,000 93582	0,09	0	0	0	0,000	0,012	0,009 29577	0,000 16901	0,017	55,093	39,42 88795	0,983 80357	99,462		0,99
C-V NL	0,003	0,055	3375	0,000 52885	0,053	0,109	0,065 43812	0,002 72262	0,272	0,005	0,003 70922	0,000 16135	0,02	0,002	0,015 55556	0,000 27778	0,028	0	0	0	0,000	55,911	40,01 43046	0,998 41071	99,632		1,00
C-V NL	0,004	0,062	235	0,000 59615	0,061	0,156	0,093 65455	0,003 89659	0,396	0,014	0,010 38581	0,000 45177	0,05	0,064	0,049 77778	0,000 88889	0,090	0,004	0,003 09859	5,633 8E-05	0,006	54,759	39,18 98429	0,977 83929	99,401		0,98
				media	0,059			media	0,340			media	0,075			media	0,027			media	0,004			media	99,495			
				desviación estandar	0,009			desviación estandar	0,069			desviación estandar	0,048			desviación estandar	0,031			desviación estandar	0,006			desviación estandar	0,089			
F-I	0,010	0,053	0,0446525	0,00050962	0,050	0,093	0,23593743	0,00981641	0,967	0,045	0,03338297	0,00145213	0,14	0,015	0,01166667	0,00020833	0,021	0,039	0,03021127	0,00054 93	0,054	56,159	40,1917929	1,00283929	98,765		1,02
F-I	0,009	0,037	0,0311725	0,00035577	0,036	0,347	0,20832134	0,00866742	0,882	0	0	0	0,00	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	0,000	54,503	39,0066292	0,97326786	99,081	0,98

	0,0	0,0	0,0294	0,00033	0,0	0,2	0,15188	0,00631	0,6	0,0	0,00816	0,00035	0,0	0,0	0,05055	0,00090	0,0	0,0	0,01626	0,00029	0,0	54,6	39,1189	0,97607	99,1	0,
F-I	06	35	875	654	34	53	847	947	42	11	028	496	4	65	556	278	92	21	761	577	30	6	907	143	66	98
	0,0	0,0	0,0598	0,00068	0,0	0,2	0,17049	0,00709	0,7				0,0				0,0	0,0	0,00852	0,00015	0,0	56,2	40,2469	1,00421	99,2	1,
F-I	07	71	175	269	67	84	931	379	01	0	0	0	0	0	0	0	00	11	113	493	15	36	001	429	16	01
	0,0	0,0	0,0497	0,00056	0,0	0,4	0,24194	0,01006	1,0				0,0	0,0	0,02411	0,00043	0,0				0,0	55,6	39,8625	0,99462	98,9	1,
F-I	10	59	075	731	56	03	093	619	01	0	0	0	0	31	111	056	43	0	0	0	00	99	808	5	00	01
	0,0	0,0	0,0530	0,00060	0,0	0,1	0,11646	0,00484	0,4	0,0	0,02225	0,00096	0,1				0,0				0,0	55,1	39,4396	0,98407	99,3	0,
F-I	05	63	775	577	61	94	784	576	89	3	532	809	0	0	0	0	00	0	0	0	00	08	147	143	52	99
	0,0	0,0	0,0176	0,00020	0,0	0,3	0,20291	0,00844	0,8	0,0	0,05563	0,00242	0,2	0,0	0,01633	0,00029	0,0	0,0	0,03795	0,00069	0,0	56,1	40,1846	1,00266	98,8	1,
F-I	08	21	925	192	20	38	82	261	32	75	829	021	4	21	333	167	29	49	775	014	68	49	361	071	13	01
	0,0	0,0	0,0202	0,00023	0,0	0,4	0,26955	0,01121	1,1				0,0	0,0			0,0				0,0	54,6	39,1433	0,97667	98,8	0,
F-I	11	24	2	077	23	49	701	519	35	0	0	0	0	18	0,014	0,00025	25	0	0	0	00	94	238	857	17	99
	0,0	0,0	0,0438		0,0	0,5	0,30137	0,01253	1,2	0,0	0,03338	0,00145	0,1	0,0	0,02877	0,00051	0,0				0,0	55,8	39,9484	0,99676	98,5	1,
F-I	13	52	1	0,0005	49	02	555	903	39	45	297	213	4	37	778	389	51	0	0	0	00	19	622	786	17	01
	0,0	0,0	0,0278	0,00031	0,0	0,5	0,33499	0,01393	1,3	0,0	0,03931	0,00171	0,1				0,0				0,0	55,3	39,6070		98,4	1,
F-I	14	33	025	731	32	58	513	78	88	53	773	028	7	0	0	0	00	0	0	0	00	42	835	0,98825	10	00
	0,0	0,1	0,0884	0,00100	0,0	0,7	0,42204	0,01755	1,6				0,0	0,0	0,02566	0,00045	0,0	0,0	0,01859	0,00033	0,0	56,8	40,6992		98,1	1,
F-I	17	05	625	962	98	03	583	964	97	0	0	0	0	33	667	833	44	24	155	803	33	68	09	1,0155	29	03
	0,0	0,1	0,0985	0,00112	0,1	0,5	0,34700	0,01443	1,4	0,0	0,00816	0,00035	0,0	0,0	0,01866	0,00033	0,0	0,0	0,02169	0,00039	0,0	55,6	39,8539	0,99441	98,3	1,
F-I	15	17	725	5	11	78	212	737	28	11	028	496	4	24	667	333	33	28	014	437	39	87	926	071	54	01
	0,0	0,0	0,0834	0,00095	0,0	0,6	0,36561	0,01521	1,4	0,0	0,01632	0,00070	0,0				0,0	0,0	0,00232	4,2254E	0,0	56,6	40,5761	1,01242	98,3	1,
F-I	15	99	075	192	92	09	296	169	78	22	057	993	7	0	0	0	00	03	394	-05	04	96	123	857	57	03
	0,0	0,0	0,0817	0,00093	0,0	0,6	0,36681	0,01526	1,5				0,0	0,0	0,03033	0,00054	0,0				0,0	55,8	40,0028	0,99812	98,3	1,
F-I	15	97	225	269	92	11	366	165	04	0	0	0	0	39	333	167	53	0	0	0	00	95	538	5	51	01
	0,0	0,0	0,0522	0,00059	0,0	0,2	0,14948	0,00621	0,6	0,0	0,01186	0,00051	0,0				0,0				0,0	54,9	39,3057	0,98073	99,2	0,
F-I	06	62	35	615	60	49	707	956	29	16	95	631	5	0	0	0	00	0	0	0	00	21	828	214	58	99
	0,0	0,0	0,0834	0,00095	0,0	0,1	0,10205	0,00424	0,4	0,0	0,00074	3,227E-	0,0	0,0	0,01711	0,00030	0,0	0,0	0,02014	0,00036	0,0	54,3	38,8821	0,97016	99,3	0,
F-I	04	99	075	192	98	7	945	628	35	01	184	05	0	22	111	556	31	26	085	62	38	29	011	071	95	98
	0,0	0,0	0,0724	0,00082	0,0	0,2	0,14288	0,00594	0,6	0,0	0,01557	0,00067	0,0				0,0				0,0	54,9	39,3272	0,98126	99,2	0,
F-I	06	86	55	692	84	38	323	48	01	21	872	766	7	0	0	0	00	0	0	0	00	51	532	786	47	99
	0,0	0,0	0,0648	0,00074	0,0	0,2	0,15489	0,00644	0,6	0,0	0,01409	0,00061	0,0				0,0	0,0	0,06584	0,00119	0,1	53,7	38,5020	0,96067	99,0	0,
F-I	07	77	725	038	76	58	022	436	65	19	503	312	6	0	0	0	00	85	507	718	23	98	758	857	72	97
	0,0	0,0	0,0623	0,00071	0,0	0,2	0,14228	0,00591	0,6	0,0	0,01780	0,00077	0,0	0,0	0,00466	8,3333E	0,0	0,0	0,04570	0,00083	0,0	54,0	38,6838	0,96521	99,1	0,
F-I	06	74	45	154	73	37	288	982	08	24	425	447	8	06	667	-05	09	59	423	099	85	52	581	429	45	97
	0,0	0,0	0,0395	0,00045	0,0	0,4	0,27856	0,01158	1,1				0,0	0,0			0,0				0,0	57,2	40,9403	1,02151	98,7	1,
F-I	11	47	975	192	44	64	226	986	21	0	0	0	0	54	0,042	0,00075	73	0	0	0	00	05	927	786	63	03
					0,0				0,9				0,0				0,0				0,0				98,8	
				media	63			media	72			media	60			media	25			media	24			media	55	
				desviación	0,0			desviación	0,3			desviación	0,0			desviación	0,0			desviación	0,0			desviación	0,38	
				estandar	27			estandar	82			estandar	69			estandar	27			estandar	35			estandar	9	
F-	0,0	0,0	0,0522	0,00059	0,0	0,3	0,21432	0,00891	0,9	0,0	0,02670	0,00116	0,1	0,3	0,23877	0,00426	0,4	0,0	0,00852	0,00015	0,0	53,2	38,1406	0,95166	98,4	0,
II	09	62	35	615	62	57	484	72	22	36	638	17	2	07	778	389	41	11	113	493	16	93	581	071	39	97
F-	0,0	0,0	0,0438		0,0	0,2	0,12487	0,00519	0,5	0,3	0,27596	0,01200	1,1	0,0	0,00466	8,3333E	0,0	0,0	0,02169	0,00039	0,0	55,5	39,7824	0,99262	98,2	1,
II	05	52	1	0,0005	49	08	274	545	14	72	592	426	9	06	667	-05	08	28	014	437	39	87	248	5	02	01

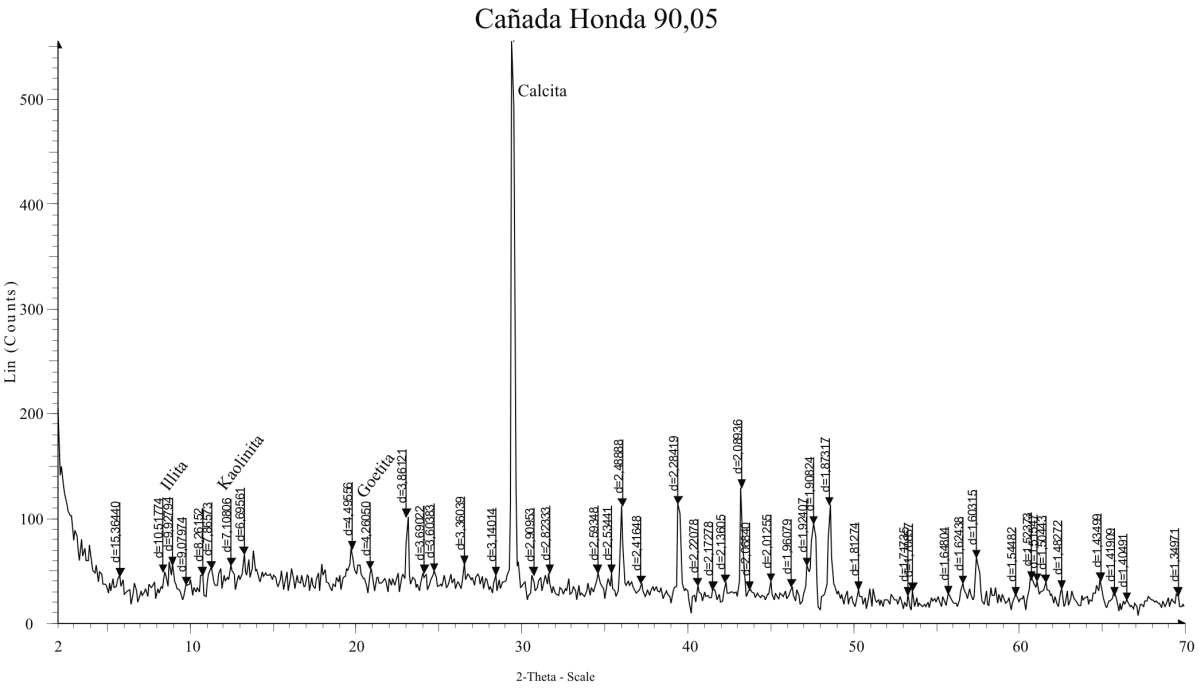
F-	0,0	0,0	0,0227	0,00025	0,0	0,5	0,32598	0,01356	1,3	0,0	0,02077	0,00090	0,0	0,0	0,07622	0,00136	0,1				0,0	54,5	39,0431	0,97417	98,3	0,
II	14	27	475	962	26	43	988	313	70	28	163	355	9	98	222	111	37	0	0	0	00	54	288	857	75	99
F-	0,0	0,0	0,0050	5,7692E	0,0	0,4	0,24554	0,01021	1,0	0,0	0,03041	0,00132	0,1	0,1	0,12055	0,00215	0,2				0,0	53,4	38,2251	0,95376	98,5	0,
II	11	06	55	-05	06	09	302	606	56	41	56	305	4	55	556	278	23	0	0	0	00	11	082	786	79	97
F-	0,0	0,0	0,0682	0,00077	0,0	0,5	0,31098	0,01293	1,3	0,0	0,01409	0,00061	0,0	0,0	0,00933	0,00016	0,0	0,0	0,03485	0,00063	0,0	53,7	38,4369	0,95905	98,4	0,
II	13	81	425	885	80	18	114	868	28	19	503	312	6	12	333	667	17	45	915	38	65	07	49	357	47	97
F-	0,0	0,0	0,0395	0,00045	0,0	0,3	0,21312	0,00886	0,9	0,0	0,04154	0,00180	0,1	0,0	0,07466	0,00133	0,1				0,0	54,2	38,8391	0,96908	98,7	0,
II	09	47	975	192	46	55	414	724	03	56	326	709	8	96	667	333	36	0	0	0	00	69	604	929	31	98
F-	0,0	0,0	0,0480	0,00054	0,0	0,4	0,29657	0,01233	1,2	0,0	0,00964	0,00041	0,0	0,1	0,15088	0,00269	0,2				0,0	53,3	38,2115	0,95342	98,3	0,
II	13	57	225	808	57	94	275	92	73	13	397	95	4	94	889	444	78	0	0	0	00	92	103	857	49	97
					0,0				1,0				0,2				0,1				0,0				98,4	
				media	47			media	52			media	61			media	77			media	17			media	46	
				desviación estandar	0,024			desviación estandar	0,304			desviación estandar	0,411			desviación estandar	0,152			desviación estandar	0,026			desviación estandar	0,170	
F-	0,0	0,0	0,0429	0,00049	0,0	0,4	0,28336	0,01178	1,1	0,0	0,01557	0,00067	0,0	0,0	0,00233	4,1667E	0,0				0,0	55,1	39,4596	0,98457	98,6	1,
III	12	51	675	038	49	72	506	968	82	21	872	766	7	03	333	-05	04	0	0	0	00	36	537	143	97	00
F-	0,0	0,0	0,0564	0,00064	0,0	0,6	0,39743	0,01653	1,6	0,0	0,01780	0,00077	0,0				0,0				0,0	54,7	39,1619	0,97714	98,1	1,
III	17	67	475	423	65	62	15	553	62	24	425	447	8	0	0	0	00	0	0	0	00	2	314	286	96	00
F-	0,0	0,0	0,0353	0,00040	0,0	0,7	0,42204	0,01755	1,7				0,0				0,0	0,0	0,00852	0,00015	0,0	54,4	38,9493	0,97183	98,1	0,
III	18	42	85	385	41	03	583	964	74	0	0	0	0	0	0	0	00	11	113	493	16	23	749	929	70	99
F-	0,0	0,0	0,0598	0,00068	0,0	0,5	0,30617	0,01273	1,3	0,0	0,00148	6,4539E	0,0				0,0				0,0	53,5	38,3303	0,95639	98,6	0,
III	13	71	175	269	70	1	834	885	13	02	369	-05	1	0	0	0	00	0	0	0	00	58	129	286	10	97
F-	0,0	0,0	0,0395	0,00045	0,0	0,6	0,38722	0,01611	1,6	0,0	0,03635	0,00158	0,1				0,0				0,0	55,2	39,5619	0,98712	98,1	1,
III	16	47	975	192	45	45	555	09	03	49	035	121	6	0	0	0	00	0	0	0	00	79	958	5	95	01
F-	0,0	0,0	0,0126	0,00014	0,0	0,5	0,33979	0,01413	1,4	0,0	0,01706	0,00074	0,0	0,0	0,01944	0,00034	0,0	0,0	0,00542	9,8592E	0,0	54,5	39,0581	0,97455	98,4	0,
III	15	15	375	423	15	66	793	763	28	23	241	22	7	25	444	722	35	07	254	-05	10	75	58	357	37	99
F-	0,0	0,0	0,0716	0,00081	0,0	0,7	0,45026	0,01873	1,9	0,0	0,06305	0,00274	0,2	0,0	0,02411	0,00043	0,0	0,0	0,02711	0,00049	0,0	53,8	38,5443	0,96173	97,6	0,
III	19	85	125	731	83	5	227	361	02	85	673	291	8	31	111	056	44	35	268	296	50	57	008	214	43	98
F-	0,0	0,0	0,0648	0,00074	0,0	0,6	0,37281	0,01551	1,5	0,0	0,00964	0,00041	0,0				0,0	0,0	0,02943	0,00053	0,0	54,2	38,8305	0,96887	98,2	0,
III	16	77	725	038	75	21	716	143	73	13	397	95	4	0	0	0	00	38	662	521	54	57	723	5	55	99
F-	0,0	0,0	0,0547	0,00062	0,0	0,6	0,40223	0,01673	1,7	0,0	0,00890	0,00038	0,0				0,0				0,0	53,8	38,5593	0,96210	98,1	0,
III	17	65	625	5	64	7	429	536	08	12	213	723	4	0	0	0	00	0	0	0	00	78	301	714	89	98
F-	0,0	0,0	0,0505	0,00057	0,0	0,7	0,46226	0,01923	1,9	0,0	0,01483	0,00064	0,0	0,0			0,0				0,0	54,3	38,9279	0,97130	97,8	0,
III	20	6	5	692	58	7	926	317	38	2	688	539	7	54	0,042	0,00075	76	0	0	0	00	93	045	357	63	99
F-	0,0	0,0	0,0766	0,00087	0,0	0,6	0,40103	0,01668	1,6				0,0	0,0	0,01166	0,00020	0,0				0,0	55,0	39,4159	0,98348	98,2	1,
III	17	91	675	5	87	68	36	54	66	0	0	0	0	15	667	833	21	0	0	0	00	75	973	214	25	00
F-	0,0	0,0	0,0488	0,00055	0,0	0,7	0,46106	0,01918	1,9	0,0	0,03560	0,00154	0,1				0,0				0,0	55,3	39,6056	0,98821	97,8	1,
III	19	58	65	769	55	68	857	321	00	48	851	894	5	0	0	0	00	0	0	0	00	4	521	429	91	01
F-	0,0	0,0	0,0783	0,00089	0,0	0,6	0,37942	0,01578	1,5	0,0	0,00741	0,00032	0,0	0,0	0,04977	0,00088	0,0	0,0	0,02014	0,00036	0,0	54,9	39,3193	0,98107	98,1	1,
III	16	93	525	423	89	32	101	619	80	1	844	27	3	64	778	889	89	26	085	62	37	4	807	143	73	00
F-	0,0	0,0	0,0505	0,00057	0,0	0,6	0,39322	0,01636	1,6	0,0	0,03041	0,00132	0,1				0,0	0,0	0,00542	9,8592E	0,0	56,0	40,1137	1,00089	98,1	1,
III	16	6	5	692	57	55	905	068	05	41	56	305	3	0	0	0	00	07	254	-05	10	5	839	286	99	02
F-	0,0	0,0	0,0817	0,00093	0,0	0,4	0,26055	0,01084	1,1	0,0	0,01409	0,00061	0,0				0,0				0,0	53,7	38,4942	0,96048	98,7	0,
III	11	97	225	269	96	34	177	051	14	19	503	312	6	0	0	0	00	0	0	0	00	87	033	214	27	97

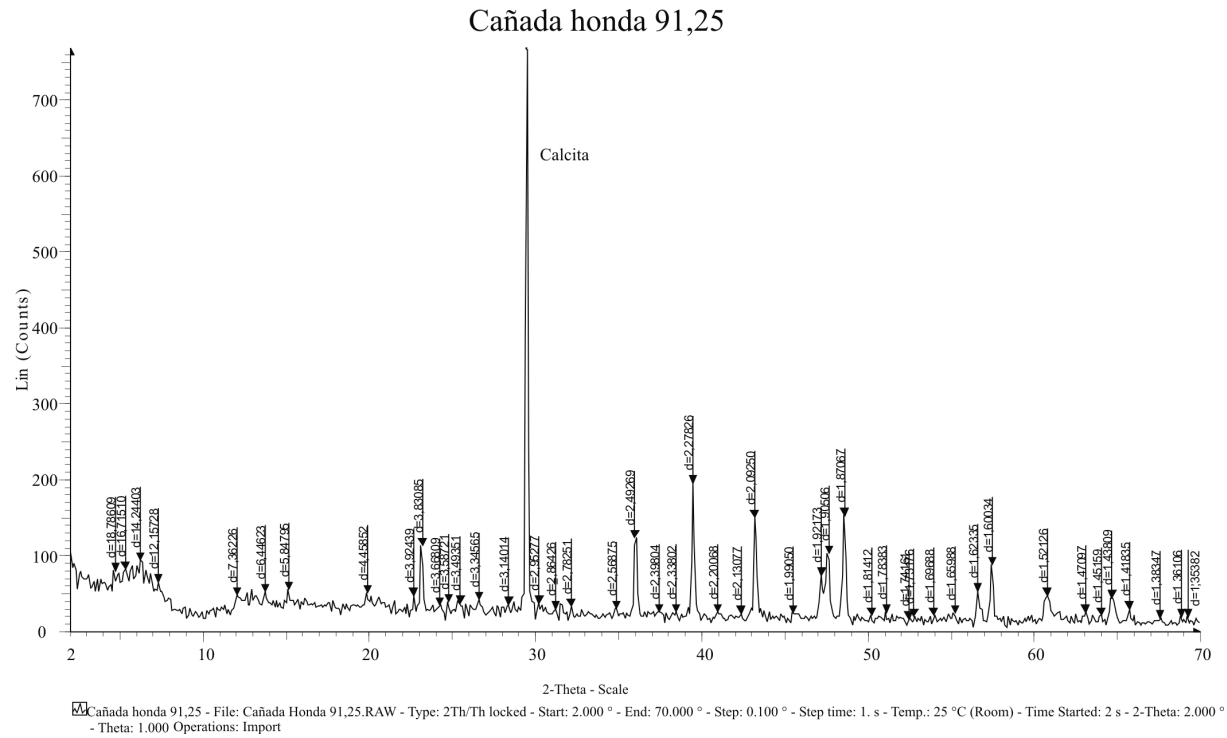
				media	0,063			media	1,597			media	0,079			media	0,018			media	0,012			media	98,231
				desviación estandar	0,021			desviación estandar	0,249			desviación estandar	0,074			desviación estandar	0,030			desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,300	
F-IV	0,011	0,052	0,04381	0,00051	0,050	0,419	0,25154652	0,01046584	1,049	0,108	0,08011914	0,00348511	0,305	0	0	0	0,000	0,035	0,02711268	0,00049296	0,049	55,039	39,39021329	0,98283929	98,502	1,00
F-IV	0,008	0,035	0,02948754	0,00033654	0,034	0,306	0,18370701	0,00764331	0,772	0,002	0,00148369	6,4539E-05	0,001	0,034	0,02644222	0,00047148	0,048	0,028	0,02169014	0,00039437	0,040	54,938	39,31794494	0,98103571	99,100	0,99
F-IV	0,010	0,092	0,07751462	0,00088896	0,089	0,306	0,23353603	0,00971065	0,976	0,008	0,00593475	0,00025816	0,003	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,103	39,45536596	0,98446429	98,900	1,00
F-IV	0,010	0,061	0,05139254	0,00058654	0,060	0,306	0,23593743	0,00981641	1,000	0,022	0,01632057	0,00070993	0,007	0,034	0,00233333	4,1667E-05	0,004	0	0	0	0,000	54,364	38,90717499	0,97078571	98,800	0,98
F-IV	0,009	0,003	0,02527546	0,00028846	0,029	0,064	0,21852729	0,00909204	0,907	0,012	0,00890213	0,00038723	0,004	0,009	0,00012	5	0,012	0	0	0	0,000	55,588	39,78317404	0,99264286	99,000	1,00
F-IV	0,007	0,073	0,06150251	0,00070192	0,071	0,082	0,16929861	0,00704384	0,708	0,521	0,38650066	0,01681242	1,696				0,000				0,000	54,364	38,90147244	0,97064286	97,500	1,00
F-IV	0,008	0,041	0,03457425	0,00039423	0,040	0,025	0,19511365	0,00811079	0,828	0	0	0	0,000	0,012	0,00933333	0,00016667	0,017	0,025	0,01936211	0,00035575	0,036	54,364	38,92579		99,000	0,98
F-IV	0,011	0,048	0,04044154	0,00046885	0,046	0,025	0,25514862	0,01061571	1,053	0,067	0,04970354	0,00216206	0,211	0,004	0,03111111	0,00055667	0,055	0,007	0,00542254	9,8592E-05	0,010	55,701	39,86401329	0,99466071	98,601	1,01
F-IV	0,009	0,081	0,06824425	0,00077885	0,078	0,067	0,22032834	0,00916698	0,921	0,009	0,00667659	0,00029043	0,003	0,012	0,00933333	0,00016667	0,017	0	0	0	0,000	55,103	39,47619494	0,98498571	98,900	1,00
F-IV	0,013	0,086	0,07245572	0,00082692	0,081	0,165	0,30978044	0,01288872	1,264	0,000	0	0	0,000	0,073	0,05677778	0,00101389	0,099	0,055	0,04260563	0,00077465	0,076	56,251	40,23187709	1,00383929	98,402	1,02
F-IV	0,016	0,052	0,04381	0,00051	0,049	0,361	0,38182241	0,01588061	1,577	0,188	0,13351943	0,00585085	0,606	0,007	0,05444444	0,00097222	0,095	0,033	0,02556338	0,00046479	0,046	56,026	40,14677429	1,00171429	98,101	1,02
F-IV	0,018	0,047	0,03957975	0,00045192	0,045	0,178	0,43045073	0,01790933	1,786	0,000	0	0	0,000	0,000	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,103	39,44175618	0,98412857	98,100	1,00
F-IV	0,013	0,037	0,03117725	0,00035577	0,034	0,049	0,32959198	0,01371003	1,361	0,026	0,00519291	0,00022589	0,002	0,001	0,00777778	0,00013889	0,013	0,015	0,01161972	0,00021127	0,020	57,026	40,85091329	1,01928571	98,501	1,03
F-IV	0,019	0,055	0,04631375	0,00052885	0,052	0,052	0,45146297	0,01878356	1,873	0,041	0,03041562	0,00132305	0,136	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,439	39,65076399	0,98933571	97,900	1,01
				media	0,054			media	1,143			media	0,188			media	0,026			media	0,020			media	98,569
				desviación estandar	0,019			desviación estandar	0,366			desviación estandar	0,143			desviación estandar	0,035			desviación estandar	0,025			desviación estandar	0,469	

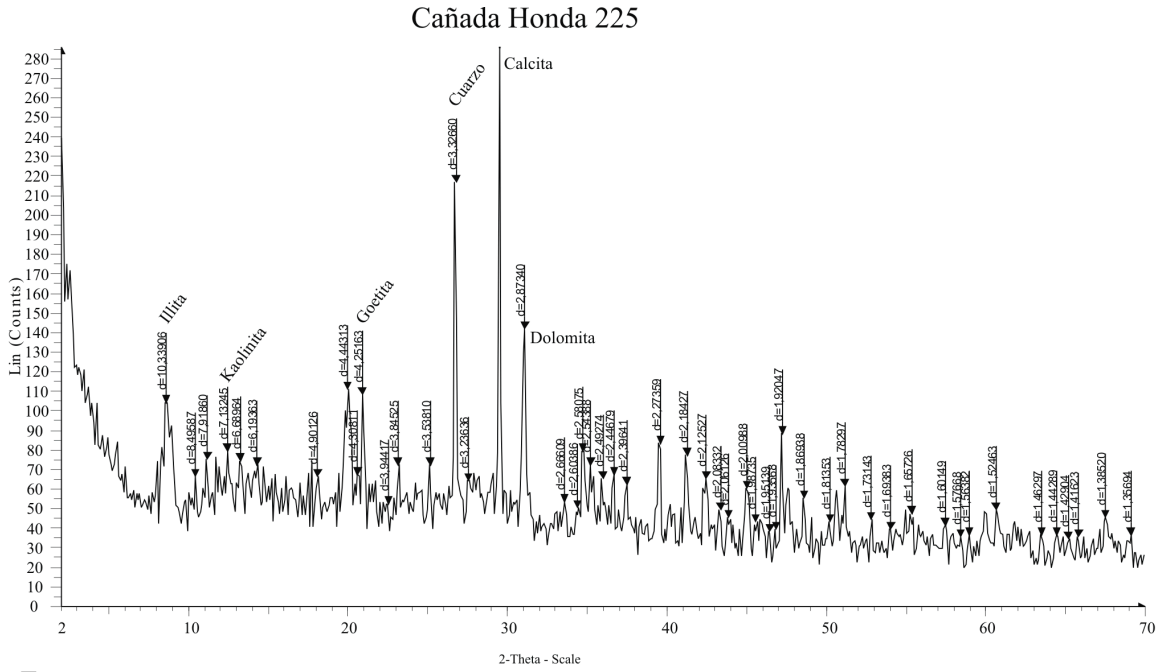
F-V (NL)	0,018	0,024	0,0202	0,00023077	0,023	0,708	0,42504758	0,01768453	1,757	0,064	0,04747801	0,00206525	0,21	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	55,2 62	39,5498292	0,98682143	98,015	1,01
F-V (NL)	0,013	0,102	0,0859 35	0,00098077	0,098	0,494	0,29657275	0,01233 92	1,239	0,029	0,02151347	0,00093582	0,09	0,022	0,01711111	0,00030556	0,031	0	0	0	0,000	54,975	39,3444295	0,98169643	98,538	1,00
F-V (NL)	0,012	0,082	0,0690 85	0,00078846	0,079	0,471	0,28276471	0,01176471	1,178	0,01	0,00741844	0,00032 27	0,03	0,028	0,02177778	0,00038889	0,039	0,025	0,01936 62	0,00035211	0,035	55,18	39,4911436	0,98535714	98,637	1,00
F-V (NL)	0,013	0,036	0,0303 3	0,00034615	0,034	0,503	0,30197 59	0,01256401	1,244	0,017	0,01261135	0,00054858	0,05	0,046	0,03577778	0,00063889	0,063	0	0	0	0,000	55,785	39,9241291	0,99616071	98,605	1,01
				media desviación estandar	0,059 0,036			media desviación estandar	1,354 0,270			media desviación estandar	0,096 0,077			media desviación estandar	0,033 0,026			media desviación estandar	0,009 0,018			media desviación estandar	98,449 0,292	
F-V (LB)	0,012	0,081	0,0682425	0,00077885	0,076	0,464	0,27856226	0,01158986	1,135	0,133	0,09866524	0,00429185	0,42	0,01	0,00777778	0,00013889	0,014	0,356	0,27577465	0,00501408	0,491	55,944	40,037922	0,999	97,863	1,02
F-V (LB)	0,011	0,141	0,1187925	0,00135577	0,132	0,457	0,27435981	0,01141501	1,108	0,099	0,07344254	0,00319468	0,31	0	0	0	0,000	0,433	0,33542254	0,00609859	0,592	56,481	40,4222414	1,00858929	97,859	1,03
F-V (LB)	0,014	0,087	0,0732975	0,00083654	0,084	0,557	0,33439478	0,01391283	1,401	0,106	0,07863545	0,00342057	0,34	0,049	0,03811111	0,00068056	0,069	0,269	0,20838028	0,00378873	0,381	54,356	38,9014244	0,97064286	97,721	0,99
F-V (LB)	0,011	0,084	0,07077	0,00080769	0,079	0,448	0,26895666	0,01119021	1,099	0,144	0,10682552	0,00464681	0,46	0	0	0	0,000	0,139	0,10767606	0,00195775	0,192	55,983	40,0658335	0,99969643	98,173	1,02
F-V (LB)	0,004	0,108	0,09099	0,00103846	0,103	0,141	0,08464931	0,00352192	0,350	0,084	0,06231489	0,00271064	0,27	0,03	0,02333333	0,00041667	0,041	0,2	0,15492958	0,00281 69	0,280	55,752	39,9005117	0,99557143	98,956	1,01
F-V (LB)	0,003	0,122	0,102785	0,00117308	0,118	0,099	0,05943462	0,00247284	0,248	0,069	0,05118723	0,00222 66	0,22	0,033	0,02566667	0,00045833	0,046	0,175	0,13556338	0,00246479	0,247	55,374	39,6299852	0,98882143	99,118	1,00

F-V (LB)	0,013	0,112	0,09436	0,00107692	0,109	0,488	0,29297065	0,01218933	1,237	0,02	0,01483688	0,00064539	0,07	0	0	0	0,000	0,453	0,35091549	0,00638028	0,647	54,068	38,695309	0,9655	97,942	0,99
F-V (LB)	0,012	0,084	0,07077	0,00080769	0,082	0,456	0,27375946	0,01139003	1,162	0,037	0,02744822	0,00119397	0,12	0,069	0,05366667	0,00095833	0,098	0,412	0,31915493	0,00580282	0,592	53,756	38,4720173	0,95992857	97,944	0,98
F-V (LB)	0,013	0,099	0,0834075	0,00095192	0,097	0,514	0,30857974	0,01283877	1,315	0,063	0,04673616	0,00203298	0,21	0	0	0	0,000	0,4	0,30985915	0,0056338	0,577	53,475	38,2709116	0,95491071	97,802	0,98
				media desviación estandar	0,098 0,019			media desviación estandar	1,006 0,414			media desviación estandar	0,269 0,130			media desviación estandar	0,030 0,036			media desviación estandar	0,444 0,172			media desviación estandar	98,153 0,518	
F-VI	0,011	0,125	0,1053125	0,00120192	0,124	0,405	0,24314163	0,01011615	1,044	0,04	0,02967376	0,00129078	0,13	0,043	0,03344444	0,00059722	0,062	0	0	0	0,000	53,524	38,3059799	0,95578571	98,637	0,97
F-VI	0,018	0,14	0,11795	0,00134615	0,140	0,677	0,40643674	0,0169102	1,756	0,008	0,00593475	0,00025816	0,03	0	0	0	0,000	0,012	0,00929577	0,00016901	0,018	52,875	37,8415045	0,94419643	98,060	0,96
F-VI	0,010	0,11	0,092675	0,00105769	0,107	0,388	0,23293568	0,00969152	0,977	0,014	0,01038581	0,00045177	0,05	0,043	0,03344444	0,00059722	0,060	0,016	0,01239437	0,00022535	0,023	54,871	39,2699989	0,97983929	98,788	0,99
F-VI	0,023	0,094	0,079195	0,00090385	0,090	0,919	0,55172137	0,02295491	2,287	0,047	0,03486666	0,00151667	0,15	0	0	0	0,000	0	0	0	0,000	54,788	39,2105976	0,97835714	97,472	1,00
F-VI	0,018	0,124	0,10447	0,00119231	0,119	0,706	0,42384688	0,01763457	1,764	0,086	0,06379857	0,00277518	0,28	0,03	0,02333333	0,00041667	0,042	0	0	0	0,000	54,765	39,194137	0,97794643	97,798	1,00
F-VI	0,005	0,124	0,10447	0,00119231	0,121	0,199	0,11946959	0,00497065	0,506	0,098	0,0727007	0,00316241	0,32	0,007	0,00544444	9,7222E-05	0,010	0,025	0,0193662	0,00035211	0,036	54,429	38,953669	0,97194643	99,004	0,98
F-VI	0,014	0,122	0,102785	0,00117308	0,119	0,527	0,31638429	0,01316348	1,340	0	0	0	0,00	0,03	0,02333333	0,00041667	0,042	0,025	0,0193662	0,00035211	0,036	54,171	38,7690239	0,96733929	98,462	0,98
				media desviación estandar	0,117 0,015			media desviación estandar	1,382 0,599			media desviación estandar	0,137 0,125			media desviación estandar	0,031 0,027			media desviación estandar	0,016 0,016			media desviación estandar	98,317 0,558	

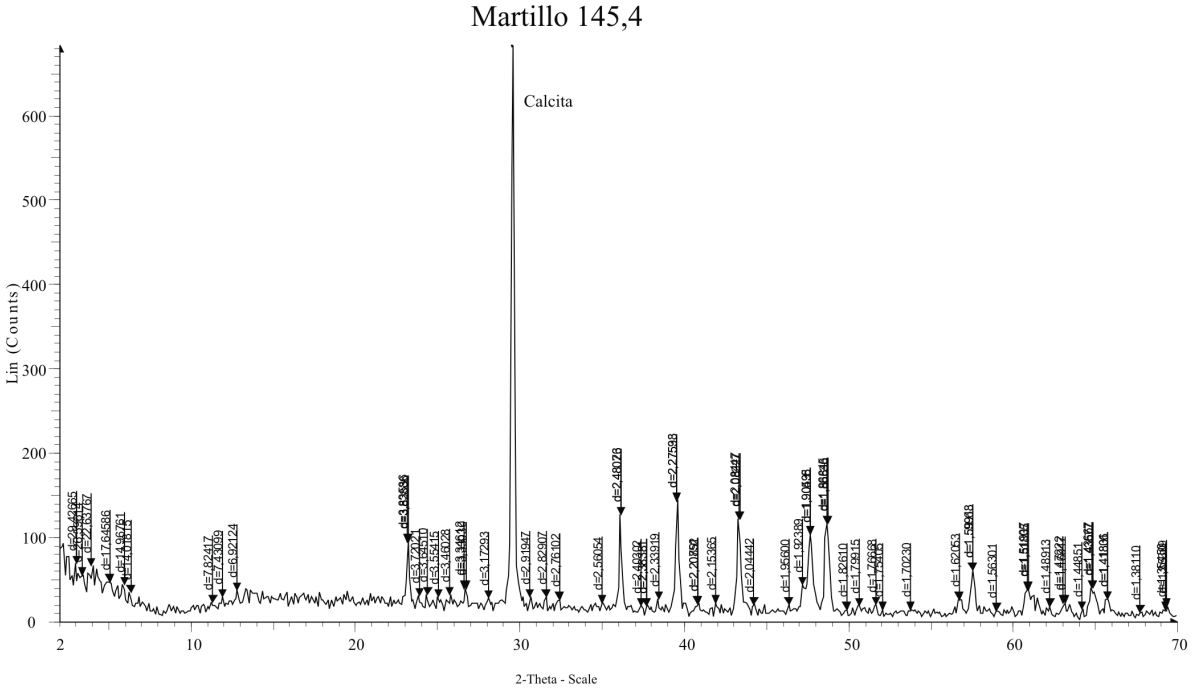
Anexo 2:
Gráficas de los análisis con rayos X


Cañada Honda 90,05
Calcita
Illita
Kaolinita
Goetita
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
Cañada Honda 90,05 - File: Cañada Honda 90,05.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000
Operations: Import


Cañada honda 91,25
Calcita
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
Cañada honda 91,25 - File: Cañada Honda 91,25.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 °
- Theta: 1.000 Operations: Import

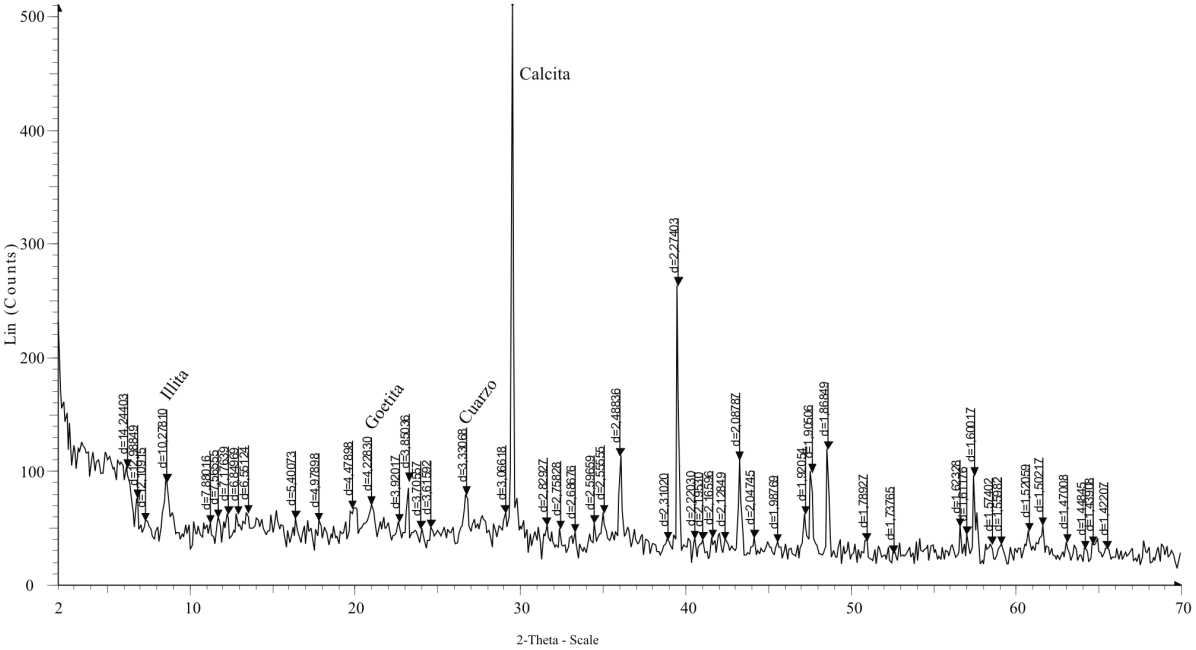


Cañada Honda 225 - File: Cañada Honda 225.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Operations: Import



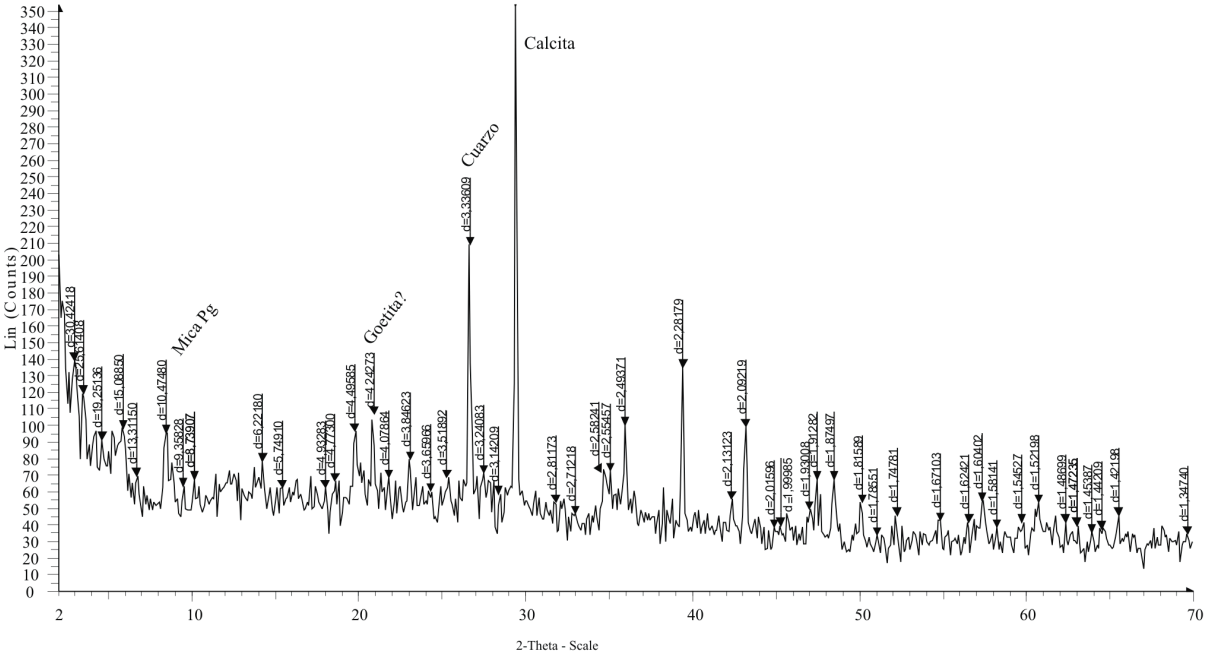
Martillo 145,4 - File: Martillo 145,40.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 5 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Operations: Import

Martillo 248,7



Martillo 248,7 - File: Martillo 248,7.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Operations: Import

Martillo 250



Martillo 250 - File: Martillo 250.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Au Operations: Import