

البيط

AL-BASIT

REVISTA DE ESTUDIOS ALBACETENSES

CIENCIAS



SEGUNDA ÉPOCA • AÑO XX • NÚMERO 34 • JUNIO 1994

INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE

ESTUDIO DE LAS MATERIAS PRIMAS MINERALES CONTENIDAS EN LOS MATERIALES MIOCÉNICOS LACUSTRES DE LA PROVINCIA DE ALBACETE

Por Domingo GIMENO TORRENTE

RESUMEN

El proyecto de investigación presentado en su día al Instituto de Estudios Albacetenses, pretendía estudiar y caracterizar, con criterios petrográficos y geoquímicos, las rocas silíceas y volcánicas presentes en las cuencas lacustres miocenas de la provincia de Albacete, compararlas con otros casos semejantes bien conocidos y realizar una evaluación de la posible relación de estas rocas con las mineralizaciones de azufre (origen de este elemento, mecanismos de acumulación en la cuenca) presentes en los sedimentos.

Naturalmente, dada la antigua importancia de las explotaciones de azufre de Las Minas de Hellín, buena parte del trabajo debía radicar en conocer que tipo de mineralización fue beneficiada, cual es su ubicación en el seno de la columna litoestratigráfica del Mioceno, cuales son las litofacies asociadas al azufre y cual pudo ser su relación espacio-temporal (y genética) con los sedimentos y las rocas volcánicas antes citadas.

El estudio de los afloramientos existentes hoy en día y el análisis de la abundante información geológica y cartográfica recientemente publicada, ha permitido cubrir este objetivo. El hallazgo a lo largo del estudio de abundante información inédita, concerniente a la explotación de la mina a lo largo de todo el siglo XX, ha permitido además recuperar información muy valiosa sobre el desarrollo de las labores subterráneas, abandonadas desde el 1960 y hoy en día inaccesibles.

En conjunto hemos podido reconstruir aceptablemente la morfología tridimensional del yacimiento minero, factor de gran importancia para la interpretación genética del yacimiento. Las características más notables de éste son su marcado carácter estratoligado y/o estratiforme (con diferentes texturas: nodular, estratiforme, macrocristalina, etc.), su preferente asociación a rocas sedimentarias evaporíticas (sulfatadas) y su buena preservación textural. Además, es interesante resaltar que las mineralizaciones de azufre aparecen en el seno de diferentes horizontes estratiformes a lo largo de más de 200 m de secuencia estratigráfica vertical en el sector de Las Minas.

Con respecto a la importancia del yacimiento y su eventual explotabilidad en el futuro, se trató del yacimiento de azufre nativo más importante del Sud-



oeste europeo y existen aún reservas, pero las condiciones de mercado actuales hacen totalmente imposible su explotación competitiva. El declive económico del yacimiento comenzó al sufrir la directa competencia de otros yacimientos de azufre nativo más ricos y se concretó definitivamente en el momento en que se generalizó la recuperación del azufre presente en otras sustancias (como subproducto), principalmente a partir de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Sudibérica y de hidrocarburos. Hacia 1950 los principales productores de azufre eran el azufre Frasch de los cap rocks del sur de los U.S.A. y el procedente de la tostación de piritas en Europa (en gran medida Riotinto); el descubrimiento y desarrollo en la década de los 50 de los depósitos de azufre nativo de Méjico, Polonia, Irak y el W de Texas, en U.S.A. hizo bajar drásticamente los precios del mineral y supuso el fin anticipado de la mina de azufre del Coto Menor de Hellín.

Las rocas volcánicas presentes en el sector en estudio corresponden a lamproítas. Se trata de rocas que por su rareza han llamado la atención de numerosos investigadores desde finales del siglo pasado, y recientemente han sido objeto de diferentes estudios de tipo petrográfico, geoquímico y petrogenético. Esta información ha sido recopilada, analizada y complementada con nuevas aportaciones petrográficas y analíticas. A pesar de su interés, los estudios disponibles en la bibliografía no resuelven el problema que nos ocupa con respecto al azufre y el silicio, es decir, la posible relación genética entre lamproítas y rocas sedimentarias.

El estudio llevado a cabo en las mineralizaciones de azufre no ha mostrado ninguna relación espacial directa entre éstas y las rocas volcánicas, excepción hecha del hallazgo casual de una impregnación sin importancia en la base de una colada de lamproítas. El estudio volcanológico desarrollado demuestra que las lamproítas se emplazaron pro-parte como coladas, y que éstas coladas han interaccionado (formación de peperitas macro- y microglobulares) con los sedimentos lacustres que contienen las mineralizaciones de azufre y diatomitas, en su tramo superior. Este hecho implica que los sedimentos lacustres implicados en la interacción no estaban litificados, es decir, fueron coetáneos con el volcanismo; y por lo tanto, ligeramente posteriores a la mineralización de azufre (o aproximadamente contemporáneos, si ésta es diagenética). Otra consecuencia del estudio es un mejor conocimiento de la estructura del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo.

Los estudios geoquímicos desarrollados sobre las mineralizaciones silíceas (diatomitas) no han dado resultados positivos, por comparación a la bibliografía existente, y por lo tanto no han ofrecido novedades respecto a una posible relación genética entre diatomitas y volcanismo. Por lo que se refiere a la relación diatomitas-azufre, se ha confirmado la coexistencia espacio-temporal de estas mineralizaciones en algunos puntos (por ej. en el Cenajo), pero como ya había sido indicado en algunos estudios estratigráficos precedentes los niveles ricos en azufre aparecen por debajo de los niveles económicamente explotables de diato-

mitas; en el caso de las mineralizaciones claramente diagenéticas de azufre esto implica igualmente una contemporaneidad entre ambas mineralizaciones, pero no necesariamente una relación directa. Dada su importancia actual, se han estudiado las diferentes explotaciones de diatomita actualmente en actividad, y se ha realizado igualmente una estimación de su potencial futuro.

En definitiva, el estudio desarrollado ha permitido constatar la existencia de una serie de factores geológicos de índole regional que han causado la coexistencia espacio-temporal de volcanismo, diatomitas y mineralizaciones de azufre: existencia de una tectónica *local* distensiva relacionada con la existencia de una zona de cizalla dextra de dirección NO-SE, desarrollada durante el intervalo Tortonense medio-Messiniense en el seno de un contexto geotectónico regional compresivo: rápida subsidencia local con generación de ambientes lacustres (y/o de transición); moderada influencia terrígena en el momento de generación de las mineralizaciones.

Por otra parte, aunque no se ha resuelto de una manera unívoca la posible relación genética volcanismo-mineralizaciones sí se han resuelto las premisas básicas (descriptiva de las mineralizaciones, geoquímica, paragénesis mineral) para poderla afrontar con rigor por otros métodos, por ej., mediante la realización de estudios de geoquímica isotópica en un perfil completo de la columna litoestratigráfica en los sectores mineralizados.

1. INTRODUCCIÓN

Los materiales lacustres de edad miocena de la provincia de Albacete se conocen desde finales del siglo pasado. Buena parte del interés suscitado por estos materiales se debió a la presencia de mineralizaciones de azufre, intensamente explotadas a lo largo de casi un siglo, desde mediados del 1870 hasta 1960. Este hecho propició la redacción de detallados informes geológico-mineros, como el de Meseguer (1924). Ya en tiempos más modernos estos materiales han sido estudiados en diferente detalle desde la década de los 70 en varias tesis doctorales y ha sido publicada la cartografía geológica del IGME en su nueva edición.

En conjunto podemos resumir que se dispone de una buena base geológica que permite afrontar una investigación detallada sobre tres tipos de materiales conocidos desde los tiempos de Meseguer, pero cuya relación (claramente intuida por la mayoría de los autores) no ha sido sistemáticamente estudiada: las intercalaciones volcánicas en los sedimentos, las mineralizaciones de azufre y los depósitos silíceos. Estos últimos también han sido explotados desde antiguo y hoy en día constituyen más del 80% de la producción española de diatomitas.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El sector a estudiar está situado en el SE de la provincia de Albacete, en los alrededores de las poblaciones de Hellín, Las Minas, Elche de la Sierra, el embalse de Cenajo, llegando hasta el confín con la provincia de Murcia. Los materiales a estudiar están situados en general a cotas topográficas comprendidas entre los 300-600 m sobre el nivel del mar. Estos materiales están comprendidos en las hojas 867 (Elche de la Sierra), 868 (Isso) y 890 (Calasparra) del mapa geológico a escala 1:50.000 del IGME.

Desde el punto de vista geológico el sector comprendido está situado en la Zona Prebética, es decir el sector más externo de las Cordilleras Béticas. Desde el punto de vista estructural se trata del arco Alcaraz-Hellín-Almansa, en el que se produce una importante y abrupta flexión en las directrices tectónicas alpinas estructuradas en las fases principales del orógeno. La citada flexión está originada por el desarrollo de una zona de cizalla asociada a una o varias fracturas de zócalo de dirección NO-SE.

Desde el punto de vista litológico, el sector a estudiar está constituido por materiales triásicos (arcillas y yesos de las facies Keuper), jurásicos (dolomías, calizas y margas), cretácicos (conglomerados, areniscas y arcillas rojas, calizas, dolomías y margas) y terciarios (arcillas, calizas y margas continentales atribuidas al Oligoceno; conglomerados, calcarenitas, margas y calizas marinas del Mioceno inferior y medio; facies lacustres del Mioceno Superior-Plioceno); sobre todos estos materiales reposan los materiales continentales pliocuaternarios y cuaternarios. Todos los materiales citados pre-Mioceno Superior muestran en mayor o menor grado los efectos de una estructuración alpina ligada al desarrollo del orógeno bético, que en los materiales citados se manifiesta principalmente en forma de pliegues, pliegues falla y escamas (en general desarrolladas a partir de los niveles evaporíticos triásicos). Se trata en conjunto de una tectónica propia de un nivel estructural muy superficial, en el dominio más externo (autóctono y/o paraautoctono) de una cordillera de plegamiento.

Las facies lacustres del Mioceno Superior contienen los sedimentos y rocas volcánicas cuyo estudio afrontamos. Litológicamente se trata de principalmente de conglomerados y areniscas, margas con yesos, niveles y nódulos de sílex y azufre, calizas, margas diatomíticas y diatomitas. Los materiales volcánicos conocidos son de tipo lamproítico y aparecen tanto en forma de cuerpos intrusivos como intercalados (coladas, fragmentos detríticos y/o piroclastos) en el seno de los sedimentos. Como quiera que el estudio propuesto no es de índole regional sino específico, y que los materiales a estudiar tienen un carácter que podemos denominar post-orogénico en sentido amplio, omitiremos en lo posible descripciones referidas a los materiales premiocenos y nos concentraremos en los temas concretos objeto de nuestro estudio, remitiendo al lector interesado en más detalles a la abundante bibliografía citada, así como a las hojas 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional de la serie MAGNA.

Las primeras noticias geológicas detalladas de la zona que nos ocupa aparecen probablemente en el trabajo de Meseguer (1924), y están directamente orientadas a ilustrar la geología de las minas de azufre, entonces en pleno desarrollo. A pesar de este interés precoz y de la intensa actividad minera desarrollada hasta 1960, hay que esperar hasta la década de los 70 hasta comenzar a disponer de estudios modernos (tesis doctorales, cartografías de la serie MAGNA, etc.), con dataciones bioestratigráficas precisas, cartografías detalladas e interpretaciones paleogeográficas.

Calvo (1978) se ocupó de describir detalladamente los materiales miocenos marinos del mioceno inferior y medio (principalmente margas, calcarenitas, areniscas, etc.) que constituyen el substrato de las cuencas lacustres citadas. Estos materiales son el producto de una transgresión miocena (Langhiense), desarrollada sobre un paleorrelieve plegado y fracturado, en el que resaltan los anti-formes carbonatados secundarios, con un avance en progresión desde el sur hacia el norte. Los materiales marinos tienen un espesor variable y unas litofacies diversificadas que indican un control estructural con zonas de subsidencia local mantenida. La distribución regional de estos materiales aparece controlada por estructuras tectónicas correspondientes a las fases finales alpinas, y en particular por la estructura del arco Cazorla-Hellín-Alcaraz que debía comenzar a conformarse en esos momentos. Hay igualmente indicios de una actividad diapírica por parte de los materiales triásicos (distorsiones en la paleogeografía local de la cuenca, aportes detríticos). Estos materiales marinos aparecen plegados por una fase de tectónica tangencial compresiva atribuida al Serravalliense superior-Tortonense basal, que iría acompañada de una regresión marina generalizada (los materiales marinos más modernos serían aproximadamente de la misma edad).

Calvo et al. (1978) estudiaron una serie de columnas litoestratigráficas detalladas en los materiales continentales, describiendo en detalle una serie de depósitos lacustres y fluviales y datando los primeros mediante el empleo de faunas de roedores en el intervalo Vallesiense Superior-Turolense Superior (por ej., en la cuenca del Cenajo). Estos autores indican igualmente que los materiales lacustres no están afectados ni por la fase compresiva cuaternaria antigua descrita por los autores en la zona más interna de las Cordilleras Béticas, ni obviamente por la fase precedente atribuida al Serravalliense superior-Tortonense basal. Estos autores citan textualmente que la actividad tectónica desciende a medida que ascendemos por la secuencia lacustre, no estando prácticamente afectados los niveles diatomíticos que aparecen a techo de ella. Finalmente indican que la citada fase compresiva del tránsito Mioceno medio-superior coincidiría con el cierre del estrecho nordbético.

En el trabajo de Bellon et al. (1981) se indica que las margas marinas de Cortijo de las Hoyas serían Tortonense inferior (base de la zona con *Globorotalia acostansis*). En las diatomitas aflorantes más hacia el oeste, cerca de Cortijo de Baeza, hallaron restos de peces correspondientes a los *Carcharhinidae*, hecho

que sugeriría la existencia de relaciones directas entre el mar y la cuenca sedimentaria, en el citado sector. Las margas infrayacentes a las diatomitas suministraron restos de roedores y lagomorfos que corresponderían al Turoliense inferior. La colada lávica del Cerro del Monagrillo, intercalada en la secuencia lacustre de la cuenca de Las Minas-Camarillas, muestra una edad radiométrica (K/Ar) de 5.7 M.a. \pm 0.3 (Messiniense medio-superior), lo que unido a las dataciones bioestratigráficas disponibles permitiría precisar que la edad de las cuencas sería Mioceno superior, y que el vulcanismo de Cerro del Monagrillo podría ser contemporáneo a la formación de las diatomitas.

La breve nota de Calvo & Elizaga (1985) es de gran importancia ya que en ella ofrecen una sección completa de los materiales lacustres de la cuenca del Cenajo, subdividiéndolos en cinco facies superpuestas estratigráficamente que desde ese momento constituyen el punto de referencia estratigráfico para las cuencas lacustres del sector de Hellín. Estas facies son:

—Facies A: Secuencia granodecreciente conglomerático-arenosa, con niveles de conglomerado granocrecientes en la base que pasan a una alternancia conglomerático-arenosa (estratos de 0.6-2 m de espesor) separados por lutitas finamente laminadas. Espesor total 43 m. Interpretación: abanico aluvial.

—Facies B: Areniscas canalizadas y lutitas. Niveles delgados de arenisca, con base erosiva ligeramente acanalada incluidos en lutitas, localmente con niveles conglomeráticos de hasta 20 cm de espesor. Hacia el techo aumento de las lutitas silíceas finamente laminadas, con niveles ricos en materia orgánica y cherts. espesor total 34 m. Interpretación: facies lacustres marginales, con menor influjo clástico, perennemente expuestas.

—Facies C: Calizas con niveles de arenisca y yeso. Se trata de calizas micríticas y arcillosas, con niveles finamente laminados y deformación «convolute» de pequeña escala, así como niveles de yeso finamente laminados. Citan igualmente la presencia de nódulos de azufre epidiagenéticos tanto en las calizas como en los yesos. Espesor total 229 m. Interpretación: lago somero ligeramente salino, con alta productividad de carbonato y escaso aporte detrítico.

—Facies D: depósito detrítico-calcáreo en facies de slump. Los depósitos inferiores de este evento corresponderían a una secuencia turbidítica. Espesor total: sobre unos 50 m. La interpretación de las facies es que corresponde a un episodio sísmico, presente en el resto de las cuencas lacustres. Este evento estaría asociado a la formación de fallas internas en el lago, que implicarían una bajada del nivel de base, con la consecuente progradación de clásticos groseros hacia el lago y deslizamientos en las facies lacustres marginales y de offshore.

—Facies E: carbonatos y diatomitas laminados, en una secuencia monótona de más de 100 m de alternancias de margas silíceas, calizas silicificadas, etc., todas ellas finamente laminadas. Interpretación: secuencia monótona de facies lacustres de offshore transgresivas, pudiendo relacionarse la gran cantidad de diatomeas con el vulcanismo lamproítico próximo, ya activo durante el depósito de la facies D.

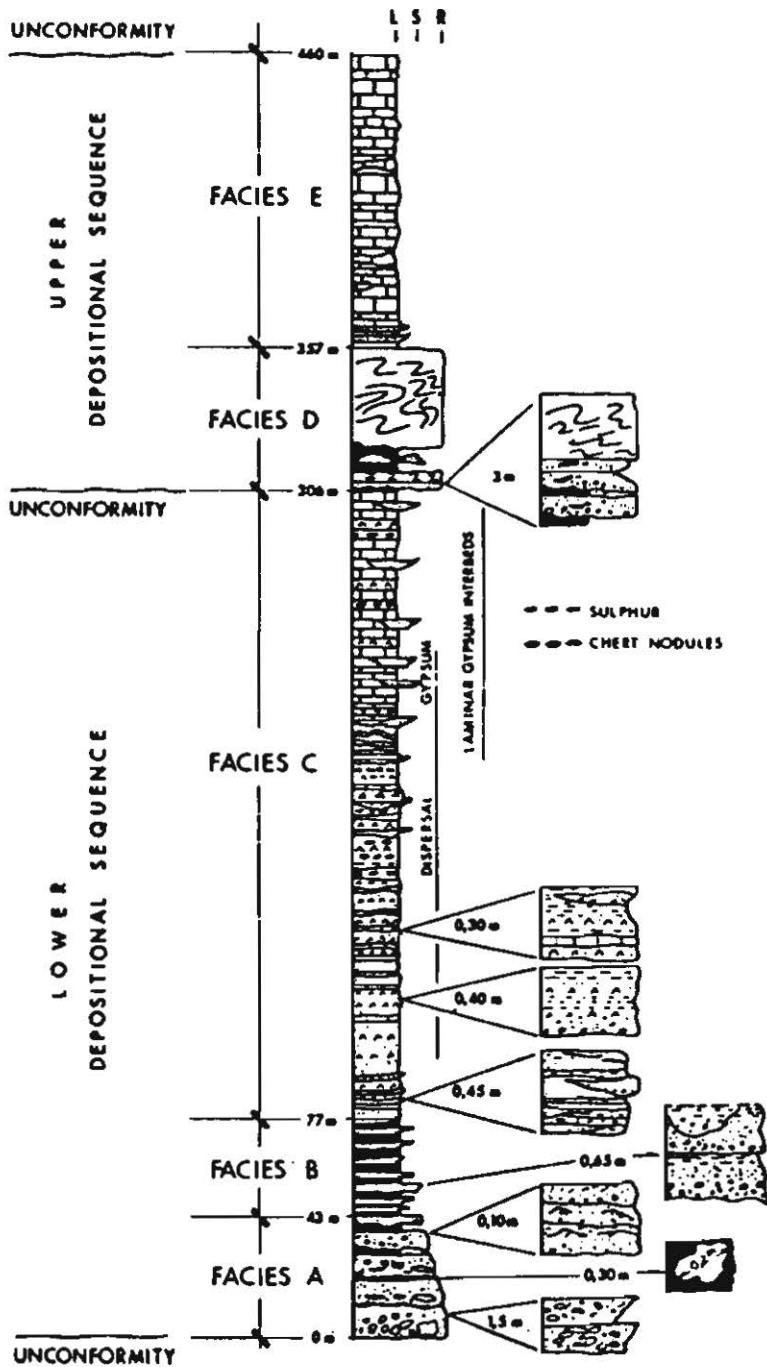


Fig. 2: Esquema litoestratigráfico de las cuencas lacustres del Mioceno Superior del sector en estudio (según Calvo y Elizaga, 1985).

Es interesante señalar que una secuencia semejante había sido ya descrita en detalle por Peláez (1969) en un trabajo inédito realizado en la misma cuenca del Cenajo.

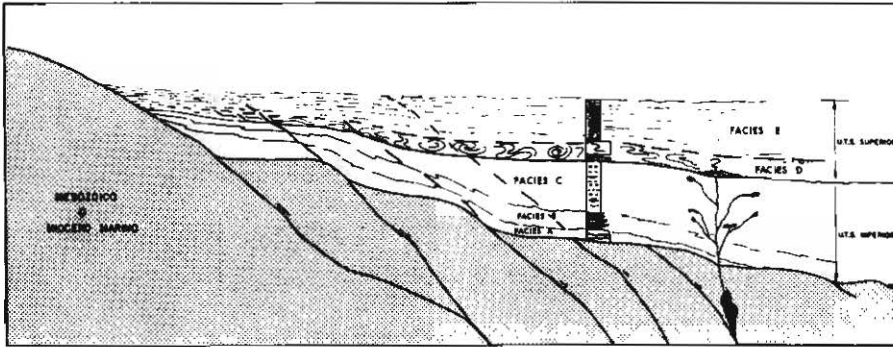


Fig. 3: Resumen de la interpretación de la evolución de las cuencas lacustres de Calvo & Elizaga 1987 y Elizaga & Calvo 1988).

El trabajo de Foucault et al. (1987) ofrece una secuencia litoestratigráfica de los materiales lacustres que modifica ligeramente la de Calvo & Elizaga (1985):

—1: Conglomerados y areniscas del Cenajo, 50 m, facies A y B de Calvo & Elizaga (1985).

—2: Margocalizas de Casa Nueva: algunas decenas de m de margocalizas claras en bancos, en ocasiones con estructuras slumpadas, acompañadas de areniscas y lentejones conglomeráticos (visibles entre el pueblo y la estación de Las Minas).

—3: Yesos y margas de Las Minas de Hellín (max. 80 m). alternancias de margas y de lechos de yesos, azufre. (mitad inferior de la facies C de Calvo & Elizaga 1985). Pequeños niveles diatomíticos contienen esencialmente diatomeas marinas asociadas, en la base de la formación, a formas lacustres.

—4: Calizas y Margas del Tesorico. (mitad superior fac. C + fac. D de Calvo & Elizaga 1985). Aprox. 200 m, los últimos 30 el megaslump (facies D). Alternancias de margocalizas con lechos diatomíticos con *Cyclotella* sp lacustre.

—5: Diatomitas de Rambla Sorda. 40 m. Incluyen también las de Casa o Cortijo del Campillo (4 Km al ENE de Elche de la Sierra). Pequeñas intercalaciones detríticas, carbonatos, acumulaciones de *Cyclotella*. El color blanco sería por decoloración tardía, ya que los niveles inferiores en la cantera de CEKESA son muy oscuros y ricos en mat. orgánica (princ. vegetales). La asociación de mamíferos procedente de la cantera de CEKESA es Turolense superior.

—6: Calizas «en dalles» de Carrasquilla. (Rambla de Carrasquilla, 8 Km al SW de Isso). Presencia de estructuras algales en coliflor y muy abundante presencia de mud cracks de desecación: medio casi emergido.

Como puede deducirse fácilmente, las modificaciones más significativas son la presencia de una nueva facies entre los materiales detríticos basales y la serie margoso-yesífera con azufre, en las proximidades de Las Minas, posiblemente un tránsito lateral de facies correspondiente a un borde de cuenca; y la presencia de una nueva unidad carbonatada a techo de la secuencia, que la completa señalando el fin de la sedimentación lacustre. Por otra parte es igualmente significativa la presencia de intercalaciones marinas en la unidad C de Calvo & Elizaga (1985), en el sector de Las Minas y no precisamente en la parte más baja de la unidad. La secuencia continua siendo predominantemente lacustre, y la sedimentación marina de la cuenca de Calasparra estaría terminada o casi cuando comienza la de las Minas, siendo entre ambas las relaciones paleogeográficas inexistentes salvo quizás en el momento de depositarse la Fm de Las Minas (3). Por otra parte se señala que la incursión de agua marina pudo tener lugar por otras vías aparte de la cuenca de Calasparra, quizás por Caravaca.

Por lo que se refiere al volcanismo, se señalan por primera vez la existencia de proyecciones volcánicas intercaladas en las calizas y margas del Tesorico y las diatomitas de Rambla Sorda, cuyo origen estaría en el aparato volcánico del Cerro del Monagrillo.

Otra contribución especialmente notable de este trabajo es la delimitación por primera vez de manera esquemática de las principales cuencas lacustres del sector de Hellín-Elche de la Sierra, y los esfuerzos en distinguir las diatomitas lacustres de otras preexistentes marinas (por ej. las diatomitas marinas de Casa de Portaña situadas entre la cuenca del Cenajo y la de la Rambla de la Carrasquilla, situada inmediatamente al norte).

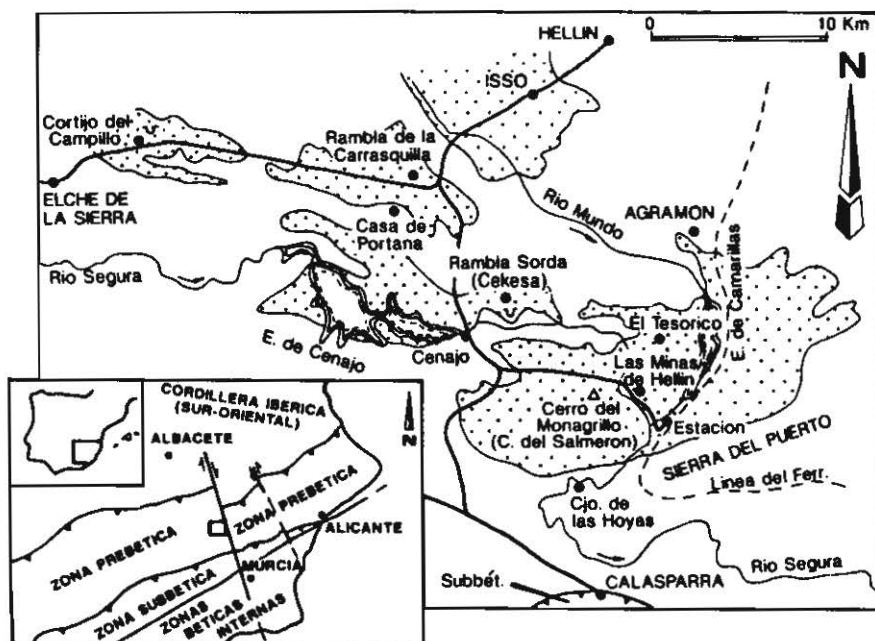


Fig. 4: Delimitación de las cuencas lacustres comprendidas en el estudio (según Foucault et al., 1987).

Elizaga & Calvo (1988) refinan ulteriormente desde un punto de vista sedimentológico su modelo de evolución de las cuencas lacustres señalando que la sección tipo del Cenajo estaría formada por dos unidades tectosedimentarias (constituidas por las facies A + B + C y E, respectivamente) separadas por una discontinuidad (facies D) que estaría relacionada con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas que se reconocen de manera directa en la cuenca de las Minas (cerro del Monagrillo).

Por lo que se refiere a la génesis de las cuencas, se matiza que tras el cierre del Estrecho nordbético durante el Tortoniense inf.-medio, debido a las últimas fases de compresión alpinas en la zona, se habrían producido dos etapas importantes de distensión. La primera, inmediatamente después o incluso durante los últimos esfuerzos de compresión, según las zonas (Tortoniense medio o Vallesiense Superior), con la formación de fracturas normales y grabens. A continuación se habría producido el relleno de las cuencas, interrumpido durante el Turoliense Superior (Messiniense) por una nueva fase distensiva. Durante esta fase se habrían producido las erupciones de tipo lamproítico y el episodio de megaslump (facies D) como respuesta a la actividad sísmica.

Bellanca et al. (1989) realizaron un estudio de geoquímica isotópica en la secuencia lacustre de la margen izquierda del río Segura, en la cuenca del Cenajo. Este estudio queda recogido en el espacio físico de las concesiones mineras de CEKESA. En el citado estudio se analizaron las relaciones isotópicas de O y C de los carbonatos contenidos en 39 muestras, llegando a las siguientes conclusiones:

—La dolomita presente en el sector inferior de la secuencia, frecuentemente asociada a sulfatos, denota una precipitación en un ambiente deposicional restringido con aguas muy concentradas por evaporación (valores $\delta^{18}\text{O}$ isotópicamente pesados, entre +7.79 y +9.77) e importante contribución biogénica de CO_2 (C isotópicamente ligeros, $\delta^{13}\text{C}$ entre -2.97 y -8.55). El aragonito coexistente en algunas muestras (sector bajo-medio de la sección lacustre) podría haber precipitado antes de la dolomita, a partir de aguas menos concentradas en sales.

—Los contenidos isotópicos de las asociaciones de carbonatos (dominadas por la presencia de aragonito) del sector medio-superior de la sección (en calizas, diatomitas y porcelanitas) sugieren que el aragonito podría haber precipitado a partir de aguas continentales ligeramente evaporadas, más o menos en equilibrio con el CO_2 atmosférico. La calcita podría proceder de aguas intersticiales al sedimento, denotando igualmente un origen continental. Las pequeñas cantidades de dolomita anhedral tardía, límpida, procederían de aguas hiposalinas intersticiales.

En su interpretación estos autores indican que el progresivo decrecimiento de la relación evaporación/aporte de agua continental es debido a una progresiva profundización de la cuenca, con la precipitación primero de aragonito y después de calcita. La existencia de láminas alternantes de calcita y aragonito en

la parte superior de la secuencia correspondería probablemente a variaciones estacionales del volumen del cuerpo de agua existente en el lago, correspondiendo las láminas compuestas de calcita a un incremento en el aporte de aguas meteóricas que diluirían las del lago y habrían circulado entre los poros de los sedimentos (precipitación intersticial de la calcita). Como se ve este estudio no hace sino complementar las interpretaciones previas.

El estudio de Servant Sildary et al. (1990) aporta algunas novedades interesantes, al combinar un estudio isotópico (no sólo en carbonatos, sino también en sulfatos), un estudio sedimentológico y petrográfico específico sobre un tramo de las facies evaporíticas de la litofacies C de Calvo & Elizaga (1985), y un estudio paleoecológico sobre las intercalaciones diatomíticas presentes entre las facies evaporíticas. Este estudio se llevó a cabo en la cuenca de Las Minas.

El estudio petrográfico de los yesos denota la coexistencia de litofacies primarias (agregados seleníticos, yeso finamente laminado, etc.) con otras diagenéticas precoces (crecimiento de cristales lenticulares que crecen en el mudstone dolomítico inconsolidado, desplazándolo) y con otras diagenéticas relativamente tardías (sustitución de nódulos de azufre, etc.).

El estudio isotópico muestra que los valores del $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^{34}\text{S}$ del azufre se alejan claramente de los correspondientes a un aporte por agua marina miocena, pudiéndose explicar como un reciclaje de sulfatos triásicos. Esto implica el proceso siguiente: disolución de yeso triásico disponible en afloramiento, reducción parcial de las soluciones sulfatadas recogidas en la cuenca, y evaporación y cristalización. El yeso secundario presenta valores típicos de oxidación de azufre reducido por parte de aguas continentales.

Los valores isotópicos de los carbonatos muestran una amplia variación de $\delta^{18}\text{O}$, que a su vez sería un reflejo de la variación en las aguas cuando cristalizaron las dolomitas. Esta variación puede ser explicada por variables niveles de evaporación de una mezcla de aguas marinas y continentales, o bien únicamente continentales (no se podría discriminar más). La profundidad de la cuenca sería en todo caso somera, lo que permitiría las rápidas variaciones (por ej., de salinidad).

El estudio de la flora de diatomeas indica que los niveles más superiores de la columna estudiada están constituidos por diatomeas francamente marinas. El resto de diatomeas indica condiciones fluctuantes entre aguas realmente marinas y aguas (continentales) diluidas o concentradas, por lo que el área no debía estar lejos del mar abierto. En fin, en sí mismos los niveles de diatomeas indican episodios de estancamiento de aguas de corta duración que interrumpieron el depósito del yeso.

La cuenca de Hellín fue por lo tanto un área parálisis restringida, ocasionalmente invadida por incursiones marinas. El episodio compresivo del final del Tortoniense medio-Tortoniense superior separó la cuenca de Hellín de la de Calasparra y redujo la comunicación con el mar abierto. Esto condujo al depósito de la sedimentación de yeso y carbonatos, con intercalaciones de diatomitas.

Durante periodos áridos de tipo evaporítico este área evolucionó con un drenaje continental bajo condiciones altamente salinas y magnesianas. Además ocasionalmente se desarrollaron episodios de condiciones anóxicas en los sedimentos del fondo. Una nueva reorganización paleogeográfica (representada por los 40 m de megaslump) conduce al cambio hacia condiciones de agua dulce estables, representadas por diatomitas masivas que pasan lateralmente a calizas continentales estratificadas.

Calvo & Elizaga (1990a) ponen al día los datos disponibles sobre las cuencas lacustres. En primer lugar ofrecen mapas detallados de las cuencas principales con distinción del nivel de megaslump, y consiguientemente de los afloramientos correspondientes a los dos grupos de secuencias deposicionales por ellos separados, previamente definidos en Elizaga & Calvo (1988), y denominadas aquí Unidad Inferior Cenajo y Unidad Superior Camarillas.

Por otra parte, se analiza la evolución de las cuencas en base al desarrollo de 6 etapas sucesivas, que serán brevemente comentadas con respecto a las facies definidas en Calvo & Elizaga (1985). La primera corresponde a las facies A + B, la segunda a la mitad inferior de la C, la tercera a la mitad superior de la C, la cuarta a la D, la quinta a la E, y la sexta a una nueva facies definida únicamente en el sector este de la cuenca de Las Minas-Camarillas; la citada numeración se expresa en cifras romanas.

La etapa I correspondería a materiales extracuencales siliciclásticos heredados de los materiales del Tortoniense marino, depositados fundamentalmente como facies turbidíticas que alternan con sedimentos finos de origen intracuenal. Se interpreta que estos materiales proceden de la erosión de abanicos aluviales situados alrededor de las cuencas lacustres iniciales.

La etapa II estaría caracterizada por la sedimentación de al menos dos grandes ciclos evaporíticos (al menos en las cuencas mayores de Las Minas-Camarillas y el Cenajo), de los que el techo del último se habría depositado durante el final del Tortoniense y el principio del Messiniense. Los ciclos están constituidos de margas con hiladas de areniscas (turbiditas), algunos niveles de carbonatos, niveles decimétricos de yeso a techo de cada ciclo, y presencia de hard grounds enrojecidos. Esta etapa sería hipersalina y se supone Messiniense ya que se sospecha que se llegó casi a la total desecación de los lagos.

La etapa III se caracteriza por la sedimentación carbonatada, y por el incremento de los niveles de diatomeas a techo. La sedimentación carbonatada se desarrolla en forma de ciclos de carbonatos y margas de 4 a 6 m de potencia. Los ciclos comienzan con margas masivas y laminadas, a las que se van intercalando a techo niveles cada vez más frecuentes y más potentes de carbonatos, con evidencias de somerización a techo (ciclos carbonatados de retracción). Sin embargo, el espesor creciente de los ciclos indicaría que la columna de agua sería cada vez mayor. El incremento de diatomitas indicaría la influencia directa del vulcanismo lamproítico.

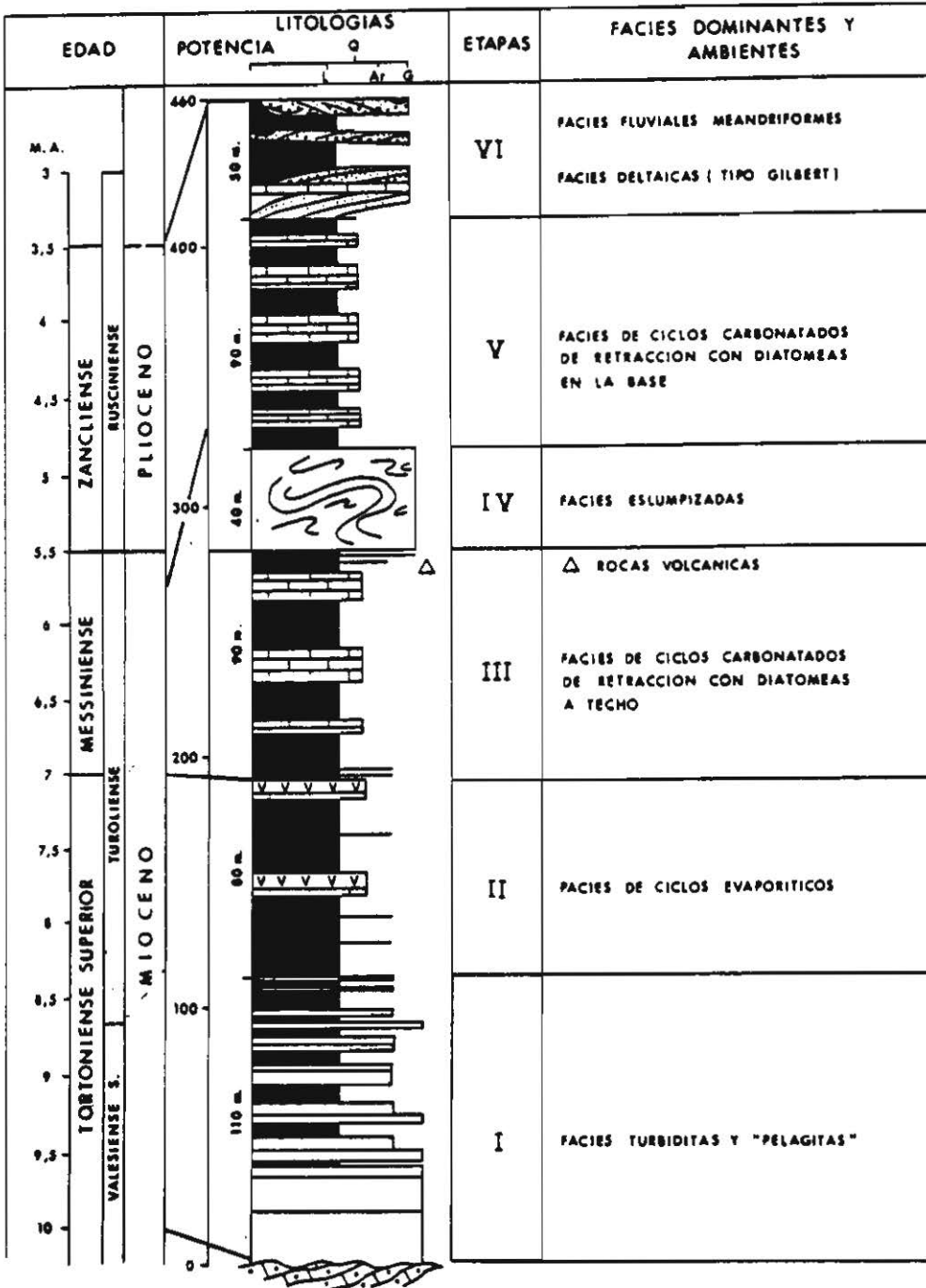


Fig. 5: Interpretación sedimentológica de las columnas litoestratigráficas de las cuencas lacustres (según Calvo y Elizaga, 1990).

La etapa IV correspondería al episodio sísmico, que comenzaría por un episodio de 2-5 m de espesor de turbiditas con secuencias Bouma completas, para proseguir con el megaslump propiamente dicho que incluye tanto intraclastos como elementos detríticos extracuencales groseros. Dado que el espesor del slump es menor en el sector sur de las cuencas que en el norte (observaciones referidas principalmente a la cuenca de Las Minas-Camarillas) se deduce un movimiento de norte hacia el sur para el megaslump.

La etapa V sería comparable a la III, con ciclos de mayor espesor, niveles de diatomitas con abundancia del tipo continental *Cyclotella*, y evolución hacia el techo a una disminución en el carácter margoso y un incremento del carbonato, así como a la aparición de evidencias claras de somerización (disrupciones por raíces, etc.) al tiempo que se incrementan notablemente los niveles de arcilla.

La etapa VI correspondería a la entrada de terrígenos extracuencales que conduciría a la colmatación de las cuencas. Estos terrígenos forman complejos deltaicos del tipo Gilbert y canales fluviales de alta sinuosidad.

Finalmente, estos autores indican que aunque la evolución de cada una de las cuencas fue diferente, se apuntan como características comunes: la discordancia angular entre los materiales lacustres y sus infrayacentes; bordes de cuenca comúnmente limitados por fracturas normales; clara influencia de la halocinesis de las facies Keuper, que llegan a verticalizar los sedimentos de los tramos inferiores de la secuencia lacustre.

Finalmente Calvo & Elizaga (1990 b) ofrecen un resumen de todos los datos precedentes, y Calvo & Elizaga (1990 c) ofrecen datos sobre los niveles evaporíticos de la facies C, en general plenamente coincidentes con los expuestos previamente por Servant Sildary et al. (1990).

Por lo que se refiere al clima reinante durante todo el desarrollo de la historia geológica de las cuencas lacustres, López Martínez et al. (1987) citan en su trabajo de síntesis que el clima en la Península Ibérica evolucionó desde cálido y seco en el límite Langhiense-Serravalliense a frío y húmedo hacia el final del Serravalliense (Vallesiense inferior), y posteriormente a cálido y seco hacia el Tortoniense medio (límite Vallesiense-Turolense), manteniéndose hasta el fin del Messiniense (Turolense superior).

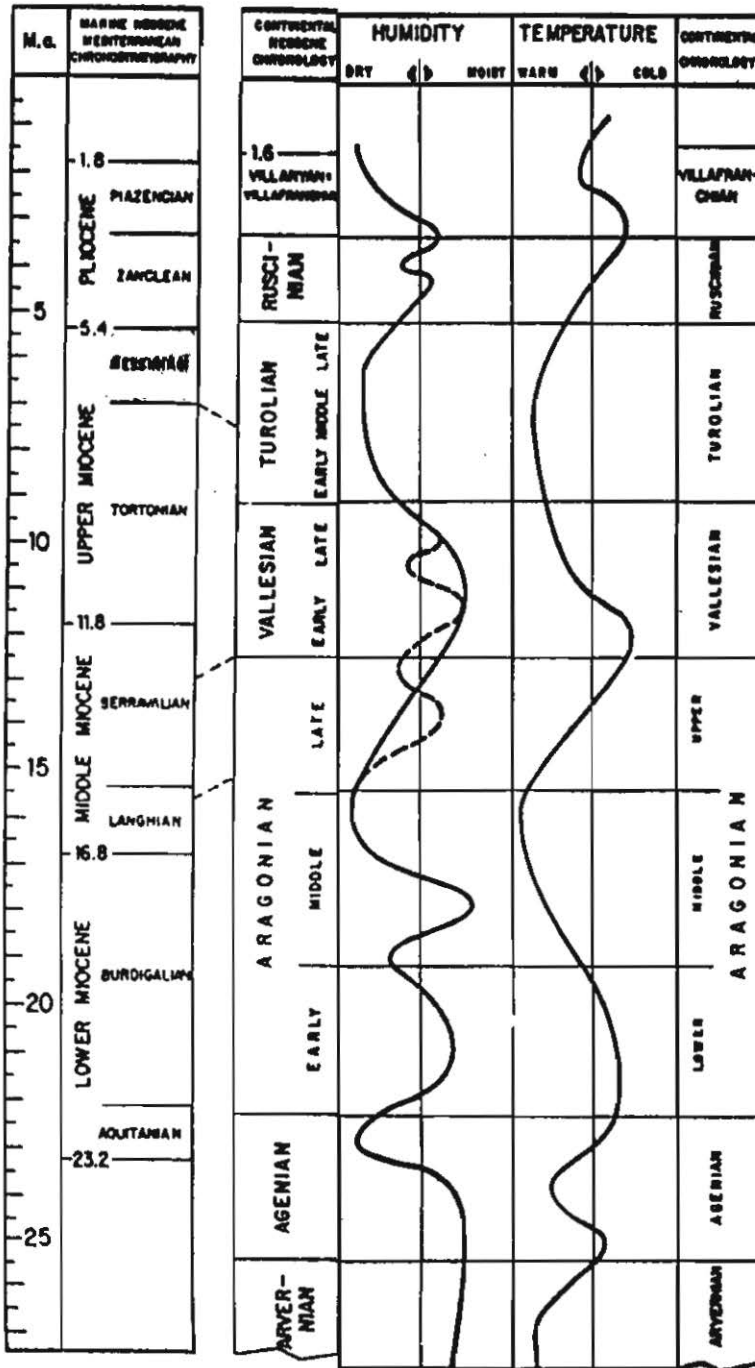


Fig. 6: Tabla cronológica y correlaciones climáticas de la Península Ibérica durante el Mioceno citadas en este trabajo (según López Martínez et al. 1987).

3. MINERALIZACIONES DE AZUFRE

3.1. MINERALIZACIONES DE AZUFRE DEL SE PENINSULAR: SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES

La existencia de mineralizaciones de azufre nativo en el seno de materiales miocenos del Este y Sur de la Península Ibérica es conocida desde antiguo, y estos materiales fueron objeto de explotación, especialmente desde mediados del siglo XIX y mediados del XX. El interés de estos yacimientos de azufre radicaba inicialmente en su empleo en la fabricación de pólvora (motivo por el que algunos de ellos, como los de Hellín en la provincia de Albacete, eran directamente gestionados por la Corona), viendo posteriormente en el período antes citado su mayor esplendor con el desarrollo de la industria química europea.

Entre los diferentes procesos que contribuyeron a la decadencia de estas explotaciones mineras podemos citar en orden cronológico la explotación del azufre siciliano, y posteriormente el descubrimiento y explotación de los ricos yacimientos norteamericanos por el método Frasch. Por otra parte, dentro de la misma Península Ibérica tenían igualmente un importante adversario comercial dentro de la producción de ácido sulfúrico en los centros mineros de la Faja Piritífera Sudibérica (producción a partir de la tostación de piritas).

Con todo, tal como se indicó en algunos de los distritos azufreros del este de España se mantuvieron en producción hasta tiempos relativamente recientes; tal sería el caso del de Las Minas de Hellín, que cerró definitivamente la actividad extractiva en 1960. En los otros casos, la actividad fue importante pero concluyó entre finales de siglo y la Guerra Civil o los inmediatos años de la postguerra (referencias en De Launay, 1913; Meseguer Pardo, 1924; Kindelán, 1923; Anadón et al. 1989; etc.).

La mayor parte de estos yacimientos y mineralizaciones de azufre aparecen concentrados en el triángulo Almería-Albacete-Murcia (Las Minas de Hellín, Azufreras del Cenajo, Socovos, Balneario de la Pestosa, Lorca, Fortuna, Las Balsas de Gádor, Benahadux; véase la fig. 7), existiendo otras antiguas explotaciones fuera de esos sectores (Libros en Teruel; Benamaurel en Granada; Arcos de la Frontera en Cádiz).

En su conjunto, los yacimientos de azufre elemental españoles presentan una serie de características generales comunes:

—Se trata de mineralizaciones estratoligadas (nódulos, sustituciones diagenéticas, rellenos en cavidades de litofacies estratiformes determinadas, etc.) cuando no francamente estratiformes.

—Se trata de mineralizaciones contenidas en el seno de secuencias lacustres del Mioceno Superior, si bien en algunas localidades (Lorca, quizás localmente Hellín) existen depósitos con facies propias de medios restringidos de transición, o bien francamente marinas.

—Se trata de secuencias en las que existe un importante stock de azufre en forma de sulfatos, en general previos y/o contemporáneos al mismo depósito de azufre nativo. Estas referencias cronológicas han de entenderse no tanto en sentido estricto como por lo que se refiere a la sucesión estratigráfica en la que aparecen cada una de estas mineralizaciones.

—En la mayor parte de los distritos la anterior secuencia litoestratigráfica se completa verticalmente con carbonatos (frecuentemente también mineralizados con azufre) y/o diatomitas y margas diatomíticas.

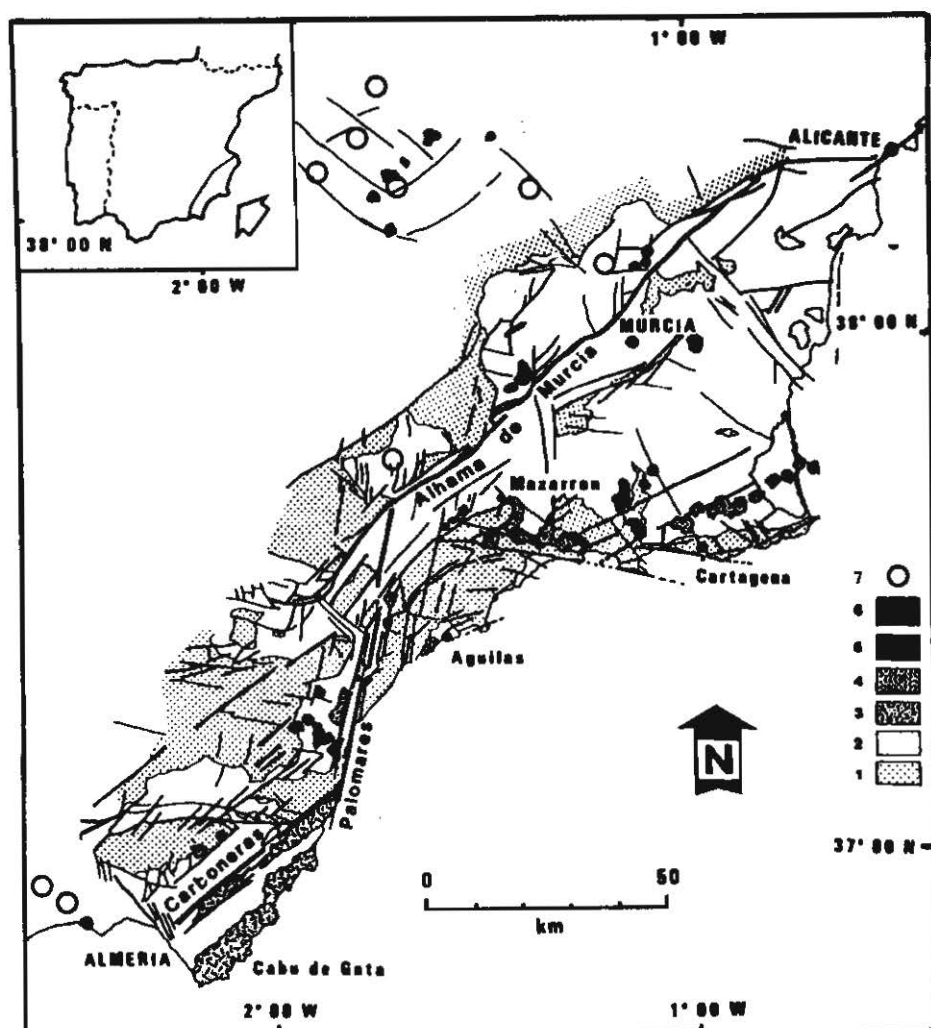


Fig. 7: Esquema de la situación de los yacimientos de azufre del SE español. Esquema geológico según Hernández et al. (1987), ligeramente modificado. Leyenda: 1/ Dominios Bético Externo e Interno. 2/ Neógeno y Cuaternario. 3/ Volcanismo calcoalcalino. 4/ Lavas anatócticas. 5/ Lamprofitas. 6/ Basaltos alcalinos. 7/ Yacimientos de azufre.

—Los carbonatos asociados a mineralizaciones de azufre en general aparecen asociados a impregnaciones de materia bituminosa, y presentan texturas atribuibles a profundas modificaciones diagenéticas.

—En algunos de los casos existen rocas volcánicas efusivas y/o hipoabissales de tipo lamproítico en directa coexistencia espacial con las mineralizaciones de azufre nativo (Hellín), o regionalmente próximas a ellas (Fortuna), hecho que ha sido señalado por algunos autores como una posible fuente (indirecta) de azufre para la formación de las mineralizaciones.

—En general se acepta desde antiguo (ref. por ej. en Meseguer Pardo, 1924) que el origen de las mineralizaciones de azufre estaría directamente relacionado con la reducción sulfobacteriana de los sulfatos presentes en las mismas cuencas; esta reducción habría tenido lugar durante la diagénesis de los sedimentos, y estaría relacionada igualmente con la generación de sustancias bituminosas e hidrocarburos.

3.2. PROCESOS GENERADORES DE MINERALIZACIONES DE AZUFRE

La génesis de yacimientos minerales en la naturaleza es un fenómeno que puede ser comparado a un proceso de concentración de un elemento o de un mineral en el laboratorio. En el caso de yacimientos constituidos por minerales monoelementales como el del azufre nativo que nos ocupa, esta comparación es aún más simple; se trata de la concentración del elemento en cuestión por métodos físicos o químicos, a lo largo del desarrollo de los procesos geológicos endógenos y/o exógenos.

Dado que el azufre nativo es un mineral blando, ligero, relativamente soluble y sublimable a bajas temperaturas, no existen procesos de generación de yacimientos naturales por procesos de tipo mecánico o físico (tales como por ej., la formación de placeres aluviales en el caso del oro nativo), por lo que podemos comparar directamente el proceso de generación de yacimientos de azufre nativo con una concentración química en el laboratorio.

La condición necesaria para que se formen yacimientos minerales de interés económico en la naturaleza es que en primer lugar exista una cantidad suficiente en el medio geológico del elemento o elementos en cuestión, y a continuación se de un conjunto de procesos y situaciones geológicas adecuadas para su separación selectiva y concentración. Mientras que en la segunda de las premisas mencionadas manejamos únicamente parámetros geológicos, en la primera es evidente que la condición primordial es la económica. Esto es así ya que para elementos valiosos como el oro (por ej.) pequeñas cantidades presentes justifican la realización de proyectos mineros, mientras que para otros de bajo valor mercantil como el azufre es precisa la presencia de concentraciones muy importantes para que podamos considerar la presencia de un yacimiento.

Por otra parte, en el citado caso de elementos de bajo valor mercantil, es fundamental la presencia del elemento o mineral deseado en el yacimiento en un modo que consienta una fácil extracción, tanto por lo que se refiere a la puramente mecánica como a la fase mineral o el estado químico en el que aparezca el elemento deseado.

Expuestas estas consideraciones previas, podemos resumir que en el caso de las mineralizaciones de azufre que nos ocupan este elemento no sólo debe aparecer en cantidades y concentraciones suficientes, sino que además no es económicamente explotable (como azufre elemental) cuando aparece combinado con otros elementos en forma de sulfatos. Además, sin ser un elemento particularmente escaso, el azufre no es uno de los elementos más frecuentes en la naturaleza, y existen pocos ambientes geológicos en la superficie terrestre en los que pueda precipitar directamente en forma reducida como azufre nativo. Es obvio que al sublimar a bajas temperaturas no podemos considerar la formación y/o la preservación de yacimientos de azufre nativo fuera de la corteza más superficial.

En la naturaleza existen unos pocos ambientes geológicos en los que el azufre aparece preconcentrado de tal manera que pueda depositarse en concentraciones económicamente significativas. En substancia estos ambientes son:

—algunas fumarolas volcánicas, en las que el azufre procede de gases volcánicos enriquecidos en él, de modo que al alcanzar la superficie sublima directamente en las surgencias de gas, sean éstas subacuáticas o subaéreas. En este caso, el volumen del depósito depende de la tasa de emisión de los gases, de la riqueza de éstos, y de la naturaleza química del medio sedimentario receptor de la mineralización (preservación en los medios reductores).

—las cuencas evaporíticas sulfatadas. En este caso la precipitación del azufre está interferida/controlada por el grado de saturación en sales de la salmuera, por la tasa de gradual concentración de la salmuera (relacionada a su vez con la evaporación y el eventual aporte de soluciones diluidas), por el tipo de sales presentes en solución, etc. En general los medios de precipitación y sedimentación son oxidantes, y el azufre precipita como sulfato, hecho que impide a priori la formación de yacimientos de azufre nativo.

—medios sedimentarios anóxicos (cuencas restringidas) en las que se acumulen cantidades notables de restos orgánicos antes de su total oxidación. Los organismos vivos, y en particular los vegetales contienen cantidades notables de azufre, elemento que es necesario en su ciclo vital. De este modo, los vegetales actúan como agente preconcentrador al recogerlo en sus tejidos orgánicos, y luego el medio sedimentario reconcentra ulteriormente el azufre al acumular selectivamente por transporte mecánico los restos orgánicos en el fondo de cuencas restringidas anóxicas.

—el medio diagenético superficial, en el que pueden migrar soluciones que contienen cantidades notables de azufre en solución, procedentes de la desintegración de restos orgánicos, materia orgánica en diferentes estados de

maduración, hidrocarburos, etc.; estas sustancias pueden mantener el azufre en estado reductor, y/o reducir cantidades notables de azufre presentes en forma oxidada (sulfatos) en los sedimentos que son atravesados por las soluciones.

—los hidrocarburos. Es un hecho bien conocido que la mayor parte de los hidrocarburos naturales contienen cantidades variables de azufre, en ocasiones tan elevadas que han dado a su explotación (por ej. en Laq, en el sur de Francia) en el curso de los procesos de extracción y cracking. Igualmente, algunos de los yacimientos más importantes de azufre del mundo corresponden a «cap rocks» evaporíticos asociados a yacimientos de petróleo y/o gas. El azufre en estos casos parece proceder de la misma materia orgánica precursora del petróleo, y se conserva perfectamente en el medio reductor de los hidrocarburos.

Dadas estas premisas, y teniendo en cuenta que los yacimientos de azufre elemental una vez formados pueden ser destruidos por oxidación, o transformados en cuerpos de sulfuros, por combinación con salmueras ricas en metales, se entiende que la mayor parte de los yacimientos económicos de azufre se concentran en las cuencas evaporíticas neógenas y en los distritos volcánicos de la misma edad.

Partiendo de este planteamiento general del problema, se pretende describir en detalle las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones de azufre del sector de Las Minas de Hellín y finalmente llegar a establecer algunas conclusiones sobre su proceso genético.

3.3. CUERPO DE DOCTRINA DISPONIBLE SOBRE LA GÉNESIS DE YACIMIENTOS DE AZUFRE ELEMENTAL

En líneas generales, los diferentes autores admiten la existencia de tres tipos principales de yacimientos de azufre elemental:

- Yacimientos de tipo vulcanogénico.
- Yacimientos de tipo bioepigenético.
- Yacimientos de tipo biosingenético.

El azufre nativo vulcanogénico corresponde aproximadamente al 1% de la producción total mundial, siendo por otra parte más del 50% recuperado (como subproducto) a partir de los hidrocarburos líquidos y gaseosos. Por lo que se refiere al resto de la producción, no hemos encontrado datos que indique el porcentaje relativo entre yacimientos de tipo bioepigenético y yacimientos de tipo biosingenético, pero parece evidente que es mucho mayor la procedente del primer tipo.

YACIMIENTOS DE TIPO VULCANOGÉNICO

Los yacimientos de azufre de tipo vulcanológico corresponden en la mayor parte de los casos a precipitados de tipo directo en zonas de surgencia de gases volcánicos (solfataras), se pueden formar tanto en medio subaéreo como subacuático, y la condición necesaria para su preservación en los medios geológicos es una rápida tasa de acumulación del azufre, un medio geoquímico adecuado (por ej., un medio reductor en el caso de las solfataras subacuáticas), un rápido recubrimiento por materiales impermeables, y en general la no interacción con salmueras ricas en metales que puedan reaccionar con el azufre elemental. Si a estos condicionantes añadimos la necesidad de que la actividad volcánica posterior a la formación del depósito no lo destruya, se entenderá que los yacimientos vulcanogénicos sean más bien escasos (en relación con el volcanismo potencialmente generador), y en general de reducidas dimensiones. En líneas generales se observa que en estos yacimientos la mineralización tiene un claro control estructural (en general fracturas relacionadas directamente con la actividad volcánica e hidrotermal), presenta texturas epigenéticas y suele encajar en formaciones piroclásticas porosas; son frecuentes las asociaciones con sulfuros de metales de base, metales nativos, etc. Como ejemplo de estos yacimientos podemos citar los de la Cordillera Andina en el norte de Chile (Ferraris & Vila, 1990).

Un caso particularmente raro de yacimientos de azufre elemental vulcanogénico consiste en la efusión de coladas de azufre (Naranjo, 1985); aunque por otra parte fuera de la Tierra es relativamente bien conocida la existencia de volcanes de azufre en Ios.

Las estimaciones sobre el aporte de azufre de origen volcánico demuestran que aproximadamente se cumple la relación 20:1 en el aporte de por parte de fumarolas (durante fases de tranquilidad de la actividad volcánica) respecto al azufre directamente emitido por las erupciones volcánicas (Nielsen et al., 1991). Si consideramos que hay poca información sobre las fumarolas subacuáticas, es muy posible que esta desproporción sea aún mayor. Por otra parte, es obvio que por la misma naturaleza de las erupciones éstas producen una importante dispersión regional del azufre emitido, mientras que en general el azufre emitido por las fumarolas se acumula en sus proximidades, al sublimar. En definitiva podemos concluir que la formación de yacimientos de azufre vulcanogénico raramente está asociada directamente a actividad eruptiva.

YACIMIENTOS DE TIPO BIOEPIGENÉTICO (yacimientos producidos por la diagénesis tardía de los sedimentos)

Esta denominación es harto engañosa, ya que como veremos no es infrecuente la aparición de texturas epigenéticas en el tipo normalmente denominado biosingénico. Una denominación probablemente más correcta sería la de yacimientos producidos durante la diagénesis tardía del sedimento.

Se incluyen en este grupo los yacimientos formados por transformación de sulfatos preexistentes, ya diagenizados. Podemos distinguir dos tipos principales de yacimientos, en función de las características de la acumulación de sulfatos que constituye la precencentración de azufre necesaria:

—yacimientos ligados al techo de domos salinos (ej. típico, los yacimientos del tipo «cap rock», situados a techo de los domos; aparecen concentrados preferentemente en Méjico y los U.S.A. en torno al Golfo de Méjico).

—yacimientos ligados a formaciones evaporíticas estratiformes no diapirizadas. Los ejemplos serían variados, pudiendo citar en función de la literatura los yacimientos del Bademiense (Tortonense) marino de Polonia (Pawlowski, 1968; Pawlowski et al., 1979) y los de la Castille Fm (Davis & Kirkland 1970) del oeste de Texas (U.S.A.).

En general se acepta que existe un acuerdo tácito desde el simposium de Denver de febrero de 1978 (Bodenlos & Nelson, 1979) en que los depósitos bioepigenéticos típicos (Polonia, Irak, el oeste de Texas, etc.) resultan de la actividad metabólica de la bacteria anaeróbica *Desulfovibrio desulfuricans*, que en presencia de hidrocarburos oxida el material orgánico, reduce los iones de sulfato y emite CO_2 y sulfídrico.

Ruckmick et al. (1979) indica que los procesos geológicos considerados para la génesis de este tipo de yacimientos formados principalmente a expensas de reducción de sulfatos por actividad bacteriana, sin contribución de azufre de origen volcánico, son:

—presencia de un flujo acuoso que podríamos definir de tipo «artesiano», en el sentido de que se trataría de agua meteórica que se infiltra hasta niveles profundos en la secuencia sedimentaria, para luego retornar hacia la superficie de la cuenca, en general a través de zonas de fractura u otros accidentes tectónicos.

—captación de hidrocarburos por parte del flujo acuoso en la base de la secuencia sedimentaria. Los hidrocarburos de tipo parafínico son los requeridos para el desarrollo de las reacciones de reducción bacteriana de los sulfatos. Los balances de masas teóricos indican que escasas cantidades de hidrocarburos son requeridas para el desarrollo de las reacciones que producen el sulfuro (dos barriles de petróleo bastarían para formar una tonelada de azufre).

—captación (y desarrollo en medio acuoso propicio) de las bacterias que reducirán los niveles sulfatados.

—el flujo acuoso con hidrocarburos parafínicos debe atravesar en su recorrido de retorno hacia la superficie terrestre los niveles sulfatados que suministrarán el azufre. La actividad sulfobacteriana generará H_2S que es arrastrado hacia niveles superficiales por el fluido acuoso.

—el proceso final que conduce a la formación de mineralizaciones de azufre nativo es la oxidación del sulfhídrico en los medios diagenéticos más superficiales. Para la formación de un yacimiento de dimensiones económicas es preciso la existencia de un medio oxidante confinado bajo un nivel impermeable, que

impide la dispersión del fluido hacia medios superficiales. Si este nivel impermeable que sella el yacimiento no existe, el resultado obtenido es la formación de extensas diseminaciones de azufre de muy baja ley, en general en el seno de rocas carbonatadas (ej. típico las «castiles» de la famosa Castile Fm del oeste de la cuenca de Delaware, en los U.S.A.).

Las características texturales más notables de las mineralizaciones de este tipo bioepigenético son la superposición de dos generaciones de azufre: una inicial coloidal o microcristalina, consistente en un intercrecimiento de azufre con calcita gris, dando una roca densa; y una segunda constituida por cristales de azufre y calcita blanca de tamaño milimétrico o centimétrico, desarrollada en las cavidades de la litofacies mineralizada inicial. La calcita sería una mineralización igualmente epigenética, procediendo el CO₂ de los hidrocarburos, y el Ca de los sulfatos. Las acumulaciones de esta calcita diagenética pueden llegar a ser enormes, como en el citado caso de los cerros de tipo «Castile» de la formación homónima.

YACIMIENTOS DE TIPO BIOSINGENÉTICO (yacimientos producidos por precipitación directa de azufre o por diagénesis precoz de los sedimentos sulfatados)

Los yacimientos mejor conocidos dentro de este tipo son los del Messiniense siciliano (referencias en Dessau et al. 1962), que aparecen en un medio de transición en facies de lagoon. Se incluye dentro de este grupo aquellos yacimientos que presentan evidencias estratigráficas y sedimentológicas de una precipitación directa de azufre en el medio acuoso o en la interfase agua-sedimento, y su acumulación en condiciones anóxicas, o bien de la rápida reducción del sulfato previa a la completa litificación del sedimento que lo contiene.

Algunos autores como Ivanov (1968) (ref. en Davis & Kirkland, 1979) citan ejemplos de acumulación actual singenética de azufre: los sedimentos costeros del golfo de Bengala contienen entre un 15-20% de azufre elemental. Se trata de zonas inundadas durante 6 meses al año, durante la estación de los monzones; los sulfatos del agua marina son reducidos por bacterias sulfatoreductoras a sulfídrico. Cuando el mar retrocede, el sulfídrico es oxidado a sulfuro, probablemente con la participación de bacterias sulfato-oxidantes.

Los lagos continentales son también lugares de formación de depósitos de azufre elemental, que es entonces de tipo criptocristalino y libre de calcita. Por ej., el lago africano Cyrenaica, es sometido a un influjo de aguas ricas en sulfídrico, que es oxidado precipitando azufre con la participación de dos bacterias anaeróbicas fotosintéticas (*Chlorobium* sp, *Chromatium* sp) y la aeróbica *Thiobacillus* sp. (Butlin & Postgate, 1954, en Davis & Kirkland, 1979).

Podemos por lo tanto resumir que la formación de yacimientos de azufre singenéticos se da en medios subacuáticos, tanto lacustres como marinos y/o de transición. El aporte de azufre a la cuenca puede proceder tanto del agua marina como de aguas continentales, se da en general en forma de ión sulfato disuelto, y debe alcanzar concentraciones notables en el medio lacustre para dar lugar a

yacimientos. Esto se puede producir tanto en medios evaporíticos como a partir de disolución de sulfatos aflorantes que enriquecen en este anión el medio acuoso. Una condición necesaria es la existencia de un medio deposicional relativamente cerrado y alejado de influjos detríticos que diluyan el volumen total de azufre presente.

Por lo que se refiere a la reducción del sulfato y la formación del azufre elemental, se admite teóricamente que se puede dar por procesos inorgánicos, pero la experiencia ha demostrado que caso de suceder este proceso es volumétricamente insignificante respecto a la actividad bioinducida, en especial a la producción de sulfhídrico por bacterias del tipo *Desulfovibrio*. El sulfhídrico a su vez debe ser oxidado a azufre elemental, y posteriormente éste debe acumularse en un medio reductor. Si la cuenca sedimentaria en la que se generan las mineralizaciones está sometida a un proceso evaporítico, llega un momento en el que la salinidad del agua es tal que impide la vida de los microorganismos, con lo que cesa la precipitación de azufre y comienza la de yeso. Una posterior dilución de las aguas de la cuenca permite la repetición de todo el proceso. Las líneas principales de este mecanismo genético fueron ya descritas en el caso de los yacimientos sicilianos por Hunt (1915).

El resultado práctico de la predominancia de la actividad bacteriana sobre la inorgánica es que los yacimientos sinsedimentarios pueden ser clasificados como biosedimentarios, que los medios de acumulación (reductores) suelen contener materia orgánica (en general en forma de hidrocarburos), y que en resumen existe una cierta convergencia entre los procesos biogeoquímicos que originan los yacimientos biosingenéticos y bioepigenéticos.

Las paragénesis comunes en los yacimientos contienen azufre elemental, calcita, celestina y baritina. La única diferencia notable que podemos destacar es que mientras en los yacimientos biosingenéticos de Sicilia la celestina es un accesorio muy importante y extremadamente escasa la baritina, en Polonia ésta es más abundante y la celestina posiblemente es porcentualmente menos significativa. Los yacimientos de todos los tipos pueden contener cantidades variables de materia orgánica, en general en forma de bitúmenes, pero en general ésta es mucho más escasa en los yacimientos biosingenéticos.

Por lo que se refiere a las litofacies acompañantes, en Sicilia es particularmente interesante la exclusión entre las facies sulfurosas y las facies salinas cloruradas.

El espesor y ley de los yacimientos es muy variable, y de hecho hay que tener en cuenta que ambos aspectos (volumen y contenido de mineral) están sometidos a criterios económicos que pueden variar localmente. Por ej., el espesor en las mineralizaciones no explotables de la Fm Castile es de unos 20 m (Davis & Kirkland, 1970), y la ley en general muy pobre. En Polonia, el espesor máximo del episodio evaporítico que contienen la mineralización es de unos 60 m, siendo los sectores explotados en general algo menos potentes y presentando leyes medias variables en torno al 25-35%. La ley media de los yacimientos sicilianos

estaría alrededor del 24%, siendo los espesores muy variables, en parte por la existencia de duplicaciones tectónicas en algunos casos, pero podemos indicar una cifra de 25 m en algunos yacimientos como significativa, con indicios de mineralización a lo largo de unos 200 m de perfil vertical (Dessau et al. 1962).

Las litofacies en las que aparece la mineralización no son muy significativas si las consideramos aisladamente. Así, las calizas oscuras, densas, microcristalinas y con azufre igualmente microcristalino finamente disseminado pueden aparecer prácticamente en todos los tipos de yacimiento, y presentan en general cavidades tapizadas de macrocristales de calcita y azufre. Sin embargo, podemos considerar que apareciendo de una manera casi exclusiva, y con la calcita substituyendo de una manera generalizada litofacies evaporíticas características (por ej. grandes cristales decimétricos de yesos seleníticos) constituyen evidencias claras de depósitos bioepigenéticos. Además podemos resaltar que en el tal caso las litofacies no son estrictamente estratiformes sino estratoligadas. Por lo demás, en el detalle las texturas de la mineralización son variadas: parches irregulares, pseudopisolitos, amígdalas, mosaicos, etc.

Por el contrario, en el caso de los depósitos biosingenéticos, el carácter estratiforme de la mineralización es muy evidente, pudiendo existir tránsitos laterales a yeso, por ej., pero no litofacies «mixtas» con el yeso a medio alterar. En Sicilia es característica una litofacies denominada «soriata», formada por un bandeo groseramente paralelo a la estratificación constituido por alternancias de caliza y calcita, esta última con cavidades centrales.

En todos los yacimientos, independientemente de su génesis, son frecuentes las transformaciones diagenéticas tardías de azufre a yeso, en las zonas superficiales o en aquellas intensamente expuestas al influjo de aguas meteóricas (zonas de fracturación tardía, etc.).

CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE LOS YACIMIENTOS DE AZUFRE

(Nielsen et al. 1991) ofrecen una recopilación de datos de numerosos autores, en el que se observa que el S nativo de origen volcánico presenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ alrededor de 0 ó + 1 por mil, o negativos. El azufre procedente de solfataras de baja temperatura (actividad hidrotermal) puede ser localmente positivo, llegando incluso a valores de hasta cerca de + 10 $\delta^{34}\text{S}$.

El azufre sedimentario singenético presenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre + 6 y + 16 (aprox.) y el azufre sedimentario epigenético valores alrededor de + 7 (datos de Ruckmick et al. 1979). En algunos grandes yacimientos el azufre nativo es isotópicamente similar al sulfato evaporítico asociado; este hecho es atribuido a intensa actividad bacteriana de reducción de los sulfatos, con pequeña selectividad isotópica.

Como se ve, la convergencia en los procesos biogeoquímicos que originan los yacimientos bioepigenéticos y biosingenéticos hace que la «firma» isotópica de ambos sea en general comparable.

Por lo tanto, como corolario podemos indicar que el estudio isotópico del azufre elemental es útil solamente para caracterizar los yacimientos puramente volcánicos, mientras que dado que su composición isotópica es semejante, los yacimientos biosingénéticos y bioepigenéticos deben distinguirse en base a la reconstrucción de la historia geológica de sus rocas encajantes.

En contrapartida, el estudio isotópico de los carbonatos que eventualmente pueden acompañar a una mineralización sí que podrían ofrecer mayores interpretaciones genéticas, en especial en los casos en los que la $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas claramente sedimentarias presentes en la sucesión estratigráfica es marcadamente diferente del de las calcitas asociadas a la mineralización. De todos modos, éste no es tampoco un criterio excluyente, ya que Dessau et al. (1962) han demostrado que los carbonatos asociados a una mineralización biosingénética muestran evidencias de intenso fraccionamiento isotópico debido a microorganismos (es decir, algo semejante a las calcitas diagenéticas de los yacimientos bioepigenéticos).

IDEAS SOBRE LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS DE AZUFRE DEL SE DE ESPAÑA

El azufre de Benahadux y las Balsas de Gádor (Almería) correspondería según Alonso et al. (1990) con toda probabilidad a un yacimiento de tipo epigenético, entendiéndose por tal una génesis ligada a la diagénesis tardía y/o metasomatismo de rocas preexistentes; en todo caso, la otra opción apuntada por los autores se trataría de un aporte de tipo volcánico.

Reyes et al. (1992) hacen una revisión de los indicios de azufre existentes en las cuencas de Baza, Alhama-Fortuna y Almería. Tras una breve descripción de los diferentes tipos de yacimientos, consideran que los correspondientes a Baza serían singénéticos producidos en medio lagoonal, los de Almería serían marcadamente epigenéticos y por lo que se refiere a la cuenca de Alhama-Fortuna se exponen criterios tanto a favor de una formación de tipo bioepigenético como biosingénético.

Por lo que se refiere a los yacimientos de Lorca, Las Minas de Hellín, El Cenajo, Socovos y Abarán, Meseguer (1924) los adscribe a un modelo que podemos incluir dentro del tipo bioepigenético en sentido amplio, por substitución de los yesos preexistentes por acción de bacterias anaeróbicas. Por el contrario, en el caso específico de Las Minas de Hellín excluye taxativamente un origen vulcanogénico, ya que atribuye el volcán del Cerro del Monagrillo al Plioceno; este mismo razonamiento indica que para ese entonces Meseguer considera ya totalmente formadas las mineralizaciones. Dado que Meseguer no ofrece descripciones detalladas de las mineralizaciones en su estudio no podemos valorar hasta qué punto consideraba precoz la transformación diagenética de los yesos.

Según Calvo & Elizaga (1985, 1990 a) los yacimientos de Las Minas y El Cenajo serían epidiagenéticos (tardíos). Por el contrario, el trabajo de Servant Sildary (1990) aún sin ocuparse específicamente del tema razona un proceso de génesis singénético para las mineralizaciones.

3.4. MINERALIZACIONES DE AZUFRE DEL SECTOR DE LAS MINAS DE HELLÍN

HISTORIA DE LAS MINAS DE HELLÍN: ASPECTOS EMPRESARIALES Y ECONÓMICOS LIGADOS A LA VIDA DEL YACIMIENTO

Mesguer (1924) prácticamente nos ofrece todos los datos publicados sobre las minas de azufre de Hellín. Este autor indicaba que Las Minas de Hellín habían sido explotadas en época romana, ya que en antiguas galerías se habían encontrado tanto herramientas como restos humanos y entibado de madera, cacharrería, etc., de la citada época. Las labores estaban emplazadas en niveles muy superficiales, mediante pozos y galerías, siguiendo una mineralización nodular muy pura.

Con posterioridad las minas debieron caer en el olvido, no existiendo referencias hasta el 2 de julio de 1562, fecha en la que consta en el Registro general de minas de la Corona de Castilla la provisión otorgada para que Alonso de Monreal y Juan Sánchez de Buendía pudiesen beneficiar ciertas minas de alcrebite en los términos de Hellín y Moratalla. Hay constancia de la incorporación el 6 de mayo de 1589 a la Corona de las minas y las fábricas de azufre que en Hellín poseía Francisco de Monreal, siguiendo posteriormente las explotaciones de manera irregular con el objeto de dedicar el azufre a la producción de pólvora. El laboreo de las minas se realizaba entonces a cielo abierto, efectuando una excavación anual del orden de 21-25 m de profundidad y unos 1400 m² de superficie (un «hoyo»), que debía realizarse en el plazo de 140 días como máximo; como el sistema de acumulación de escombros consistía en ocupar el hoyo recién excavado con los escombros del que estaba en curso de excavación, si en el plazo indicado no se habían alcanzado los niveles con azufre, todo el trabajo se perdía. El mineral era estriado a mano y fundido en crisoles de barro (hoyas) calentados por leña procedente de los pinares que ocupaban por aquel entonces la concesión.

Este sistema tan costoso de extracción llevó al estado a arrendar las minas en 1818; posteriormente en septiembre de 1870 las vendió a Carlos Ross Fell, que constituyó la «Hellín Sulphur Company» con sede en Londres. Esta Sociedad llegó a desembolsar más de un millón de francos, llegando casi a la quiebra que fue salvada por un pequeño grupo de sus accionistas, constituyendo la «The Coto Menor Sulphur Company Limited», que gastó más de 80.000 libras en la explotación del negocio sin resultados mucho mejores. A su vez esta Sociedad vendió a D. Manuel Salvador López, quien constituyó la «Sociedad Minero Industrial del Coto de Hellín», que fue vendida nuevamente el 28 de diciembre de 1901 a la «Azufrera del Coto de Hellín», domiciliada en Bilbao y trasladada el año siguiente a Madrid. La documentación disponible indica que en el momento de la constitución de esta nueva Sociedad las labores estaban totalmente abandonadas, de modo que fue necesario el desescombro de las galerías y pozos. De todos modos, el mineral disponible en los frentes de explotación era de calidad, y sin

labores de exploración en apenas medio año se puso en plena producción la mina, apoyándose en la favorable coyuntura de mercado nacional e internacional.

En 1903 existían 15 pozos en funcionamiento, aunque de la inspección de la Jefatura de minas se deduce que la explotación era bastante improvisada ya que no había plano de labores. En 1906 esta deficiencia ya había sido subsanada, y se explotaban activamente las tres capas mineralizadas superiores, denominadas «Concha», «Gatuna» y «Jaspeada». En ese momento la producción acumulada desde la constitución de la Sociedad en 1901 era de unas 32.000 t de azufre refinado, lo que constituye una cifra verdaderamente notable; en ese mismo año de 1906 comienzan a hacerse notar los problemas de competencia con los productores extranjeros a la hora de colocar los productos en el mercado nacional, lo que será una constante a lo largo de toda la vida del yacimiento.

Además de estos factores exteriores, los principales condicionantes de la explotación del yacimiento de Las Minas consistieron en el aislamiento de éste, y en la escasez de energía. En vista de ello, la Sociedad explotadora remedió estos problemas en la primera década del siglo construyendo un ferrocarril minero de vía estrecha de 6 Km, hasta la línea de ferrocarril Cartagena-Madrid, un salto de agua con central hidroeléctrica en el río Mundo (1908), una línea de alta tensión desde éste al yacimiento (1914) y un poblado minero para la residencia fija de los empleados en el mismo yacimiento. La construcción de este último, sin embargo, no logró evitar que la escasez de personal especializado fuera especialmente grave en algunas épocas.

Aunque no podemos afirmarlo con precisión, probablemente hacia 1910-1912 los pozos ya habían sido profundizados hasta hallar el siguiente nivel estratiforme explotable, la llamada «capa cuarta», e inmediatamente después se localizó la «capa quinta». Esta serie de reconocimientos en profundidad del yacimiento culminaron en 1917 con el hallazgo de la llamada «capa octava», de una gran riqueza, que continuó siendo el objeto de principal interés hasta el cierre de las minas en 1960.

El 30 de diciembre de 1916 se produjo la constitución del Coto Minero de Hellín, S. A. en Madrid. Aunque Meseguer (1924) indica que las minas fueron vendidas en pública subasta al Banco de Cartagena y algunos particulares, entre los principales propietarios ya figuran algunos de los miembros de la familia O'Shea, que controlará la Sociedad hasta 1976. En el momento de la constitución de la sociedad anónima se realizó una importante emisión de obligaciones. Es interesante resaltar este hecho, ya que el pago del cupón anual y de la gradual amortización de las obligaciones condicionó enormemente la viabilidad económica de las explotaciones. La otra singularidad de la Sociedad que operaba en Las Minas de Hellín es que, a diferencia de otros productores de mineral, el Coto Minero de Hellín dispuso desde el primer momento de fábrica de fundición y refinado del mineral, lo que permitió la supervivencia del negocio incluso en los momentos más difíciles desde el punto de vista minero, gracias a la compra y tratamiento de minerales ajenos.



Fig. 8. Vista panorámica sobre Las Minas de Hellín (nótese la presencia de escombreras), y el Cerro del Monagrillo, edificio volcánico lamproítico que intruye la secuencia lacustre miocena evaporítico-diatomítica. En primer término aparece un antiguo pozo



Fig. 9. Vista panorámica sobre el poblado de Las Minas desde la vertiente derecha del río Segota. En el centro de la imagen aparece una gran escombrera.



Fig. 10. Grupo de hornos Claret de primera fusión del azufre, en las antiguas explotaciones del Cenajo.

El tipo de explotación primitivo consistía en la explotación a partir de pozos de profundidad en general moderada, a partir de los cuales se explotaban las capas mineralizadas en un radio no superior a los 60-70 m. Una vez concluidos estos trabajos, se procedía a la excavación de otro pozo en las proximidades; todos estos pozos estaban servidos por tornos o malacates de mula. Al avanzar la explotación en el sentido del buzamiento de las capas hacia niveles inferiores se alcanzó el nivel freático, con lo que las labores se volvieron difíciles y antieconómicas. En consecuencia se pasó a un sistema de explotación a partir de pozos maestros intercomunicados, con sistemas de extracción de agua en los niveles más bajos de la explotación. Además se dotó a los pozos, ya mucho mayores, de sistemas de jaulas guiadas que permitían la extracción del mineral por vagonetas. Consecuentemente, la explotación se desarrolló en galerías mayores que permitían el paso de las citadas vagonetas, llevándose los frentes de explotación paralelamente a las direcciones de las capas y rellenando rápidamente las labores explotadas con los escombros del frente inmediato. Este sistema permitía economizar y reciclar el entibado, y el mineral era fácilmente extraído por las galerías dispuestas perpendicularmente a los frentes de avance. El tajo era preparado por rozadura a pico de los niveles de margas más blandas del techo o capa de cada nivel, y posteriormente era derribado con dinamita.

El mineral extraído una vez estriado era tratado en hornos de tipo Claret, consistentes en un hogar central con una chimenea central situada a una cierta altura de la bóveda. En este tipo de horno los humos producidos se introducen entre el mineral, y su alta temperatura hace fundir el mineral (el azufre funde a 114°) y ya fundido se deposita en una solera inferior y ahí es recogido en moldes de madera («gavetas») con forma de troncos piramidales cuadrangulares de unos 50 Kgr de capacidad. La carga de un horno de este tipo era de 45-50 t de mineral, con un rendimiento de azufre de 8 a 10 t, según la riqueza del azufre que en 1924 oscilaba entre un 15-20%. Este azufre de primera fusión era posteriormente refinado en retortas y cámaras de sublimación. A mediados de los años veinte los hornos Claret fueron gradualmente sustituidos por el método italiano de los hornos Calcaroni, mucho más eficaces en especial por lo que se refiere al rendimiento energético del proceso. En los años posteriores los técnicos de la sociedad realizaron continuas innovaciones y mejoras en la técnica de obtención del mineral, y muy en particular en lo que se refiere a las cámaras de refino del azufre de primera fusión.

Las capas superficiales (Concha, Jaspeada y Gatuna) del yacimiento continuaron siendo explotadas con niveles destacables de extracción aproximadamente hacia finales de la segunda década del siglo. Además durante el período 1916-17 hay evidencias de actividad en las azufreras del Cenajo, cuya producción era totalmente adquirida y refinada en las instalaciones de Las Minas. En conjunto, se puede indicar que esa década fue buena para la minería del azufre: durante el período 1912-21 se explotaron unas 65-70.000 t de azufre, y a pesar de algunos problemas notables, como el originado por la falta de abastecimientos

regulares del carbón necesario en los procesos de fusión durante la 1.ª Guerra Mundial, los ejercicios se cerraron en líneas generales con beneficios.

Los años de 1920 y 1921 se cerraron con pérdidas por el pago de cupones de los obligacionistas y la competencia de mineral americano e italiano. El cuatrienio siguiente fue algo mejor, aunque las labores reconocidas se estaban agotando por acercarse los frentes de extracción hacia las zonas superficiales, en las que el azufre aparecía ampliamente sustituido por yeso secundario. Durante el periodo 1922-1925 se extrajeron y refinaron unas 20-25.000 t de azufre, mientras que durante el periodo 1926-1935 se produjeron unas 55.000 t de azufre refinado a partir del mineral extraído en la mina. Por otra parte, durante la década de los veinte se produjeron diferentes conferencias entre los extractores y refinadores de mineral, que condujeron en 1927-28 a pactos concretos de creación de cuotas fijas de mercado y mantenimiento de precios comunes. Por este motivo, el balance de la Sociedad cerró en activo en 1928 por primera vez desde 1919. Aunque hay que reconocer que la contabilidad de la empresa fue llevada en aquellos años de un modo un tanto peculiar, podemos considerar este hecho como indicativo de la escasa vitalidad de la minería de azufre durante la década de los años veinte.

A partir del 1929 y prácticamente hasta el comienzo de la Guerra Civil comienzan a producirse problemas sociales en las minas, con algunas huelgas (1929, 1930, 1932, 1934) e incluso algún cierre patronal (1932). Además en los años 1930-32 las ventas de azufre sufrieron una merma de consideración, tanto por la propia coyuntura de mercado como por la presencia de abundante azufre italiano favorecido internacionalmente por el gobierno autárquico fascista con precios de dumping; la situación llegó a ser tan seria que la Sociedad del Coto Minero de Hellín consiguió una prohibición de importación por parte del gobierno español en 1934. Con todo, por esos años en el volumen de negocio de la Sociedad ya comenzaba a tener una importancia porcentual creciente el refino de azufres procedentes de otros yacimientos, de modo que la competencia del azufre italiano sólo era temida por el hecho de que se trataba de producto elaborado. Hacia 1933 ya había sido firmemente establecido un sistema de cupos entre los diferentes refinadores de azufre nacionales, en los que la materia prima procedía principalmente de las piritas tostadas de Riotinto.

Los problemas económicos de la Sociedad se acrecentaron en 1934, primer año en el que se tuvo que pagar el seguro obrero obligatorio. A partir de ese momento se evidencia con claridad que el coste salarial de la plantilla de mineros convertía prácticamente la extracción de mineral en un negocio ruinoso. Esta situación se trató de corregir a partir de 1931 con un nuevo método de extracción en galería utilizando barrenos móviles. Este hecho consentía importantes ahorros en personal, y permitió explotar antiguas reservas de baja ley (capa cuarta), pero a pesar de estos esfuerzos el año 1934 cerró con pérdidas, ya que se tuvo que vender azufre por debajo del precio de coste, con el fin de mantener cuotas de mercado. La infraestructura de comunicaciones mejoró notablemente en

1933 con la construcción de las carreteras de Las Minas a Agramón, y de Minas a la Estación.

La llegada de la Guerra Civil creó los lógicos problemas de desabastecimiento, escasez de personal e incluso escasez de mercados. A estos hechos hay que añadir la desconexión del equipo dirigente con el laboreo de las minas durante el periodo bélico; en realidad las explotaciones se limitaron a los niveles superficiales (principalmente la capa cuarta, ya que el resto estaba ya muy agotado), quedando abandonadas y mal desaguadas las labores en la capa octava. Dentro de los problemas de explotación, los abundantes partes de accidentes con explosivos durante la Guerra Civil demuestran que el respeto a las medidas de seguridad y la calidad de los materiales empleados dejaban mucho que desear en esos tiempos. Después de la guerra se restableció rápidamente el sistema de cupos para el tratamiento del material procedente de la faja piritífera, y la Sociedad valoró en unas 70.000 ptas. las pérdidas de explotación generadas en dicho periodo.

La dureza de la postguerra no fue inferior que en el resto del país, de modo que el restablecimiento de una actividad normal no fue posible debido a la escasez de energía, penuria de medios de comunicación y de suministros, etc. A partir de 1941 se registró una continua emigración de mineros hacia las minas de lignito catalanas, donde recibían mejores salarios; en parte la escasez de personal fue cubierta en esos años con el trabajo de penados políticos. Los años 1942-44 fueron particularmente malos, la sociedad buscó intensamente ingresos atípicos, como la explotación de las esparteras de sus montes o la venta de antigua maquinaria en desuso para el desguace. Durante 1945 se registró una gran sequía, que impidió la producción de energía eléctrica en la central del río Mundo; paradójicamente la falta de agua provocó la inundación de las labores preparadas en los niveles octavo y noveno, debido a que por falta de energía no se pudieron utilizar las bombas de educación de las aguas infiltradas desde el acuífero.

Durante el periodo 1936-1946 la producción de azufre a partir de minerales propios alcanzó unas 15-18.000 t, mientras que en el periodo 1947-1957 se llegó a unas 25.000 t de azufre. Por otra parte, desde el final de la guerra los precios del azufre estaban intervenidos, y hasta el 1948-49 no se consigue que las primas estatales permitan un margen aceptable de beneficio al negocio. A partir de 1950 esta situación cambia, y se puede decir que desde entonces la actividad minera (y en buena medida también la de refino) depende directamente de las subvenciones estatales.

En 1951 se procede a una ampliación de capital con eliminación de las obligaciones circulantes; muy posiblemente si esta medida se hubiera llevado a cabo 25 años antes la vida económica de la mina hubiera sido muy diferente. Tras esta operación, el control de la familia O'Shea sobre la sociedad es prácticamente absoluto, y se acometen nuevos trabajos de exploración en el sector oriental del yacimiento. Al final de la década de los cincuenta el país abandona la política autárquica, y la llegada del Plan de Estabilización coincide con una

situación internacional totalmente desfavorable, con gran cantidad de azufre de procedencia polaca, mejicana y norteamericana disponible a bajo precio.

Llegado a este punto, en los primeros meses de 1960 la carga salarial de las labores mineras se hace insostenible para la sociedad, que decide en consecuencia cerrar la mina y mantener la fábrica de refino de azufre para trabajar con productos de origen externo. En ese momento se trabajaba intensamente la capa octava en el sector oriental del yacimiento sin que se vislumbrara el agotamiento de éste, motivo por el que se entiende la nostalgia de los antiguos mineros que aún hoy en día recuerdan quejosos que la mina se cerró disponiendo de abundantes reservas de mineral. La fábrica de azufre funcionó hasta que el 8 de abril de 1976 la familia O'Shea vendió la sociedad a un consorcio constituido por AFERMOSA, Felipe Fuster, S. A., La Industrial Química de Zaragoza, S. A., Juan Pallarés y Cía., Romero Hermanos, S. A., SERGASA y Unión Azufrera, S. A. En la actualidad la sociedad mercantil Coto Minero de Hellín, S. A. pertenece a los Sres. Nicolás José López Reverte, Tomás Sánchez Pérez y Miguel López Ortiz y permanece inactiva, tanto en el campo minero como en el de la producción de azufre.

Es difícil estimar cuál ha podido ser la cifra total de azufre producido con el mineral del yacimiento de Las Minas de Hellín, pero si tenemos en cuenta las cifras parciales antes expresadas y que según Baedeker (en Calderón 1910) en 1903 la producción total de azufre en España se podía estimar en unas 50.000 t, de las que más de la mitad del total procederían de Hellín, no parece exagerada una cifra total de unas 275.000 t.

Si se analizan las producciones anuales a lo largo del periodo 1901-1960, se observa que existen dos etapas bien marcadas, en cada una de las cuales la producción se mantiene relativamente constante, independientemente de las vicisitudes por las que pasara la mina: hasta la guerra civil, la producción se mantiene en unas 5-6.000 t de azufre por año, mientras que con posterioridad a la guerra en cuanto se puede restablecer una cierta normalidad en la producción ésta se estabiliza en unas 2.000-2.500 t de azufre por año.

Los datos disponibles sobre la ley del mineral explotado en cada momento aún siendo fragmentarios no muestran una variación notable en ésta entre las dos etapas citadas; la diferencia en la producción parece corresponder principalmente al tipo de minería desarrollada en cada momento. Así, mientras se pudo emplear a un número elevado de mineros que realizan una explotación muy selectiva con un estrío relativamente artesanal en el mismo tajo las producciones son elevadas, mientras que en el momento en que las cargas salariales (y más específicamente, la cobertura social de éstas en forma de seguros) adquieren más importancia el yacimiento se vuelve totalmente antieconómico en un contexto de economía de mercado, de forma que la misma empresa desplaza su campo de interés sobre la fábrica de azufre, que ofrece beneficios con una plantilla mucho más reducida.

MORFOLOGÍA DE LA MINERALIZACIÓN EXPLOTADA, Y SECUENCIA ESQUEMÁTICA DE EXPLOTACIÓN

No existiendo información alguna en el trabajo de Meseguer (1924) sobre la traza de las labores subterráneas la reconstrucción de la morfología y tipo de mineralización explotada sería imposible, dada la inaccesibilidad actual de ésta; de hecho sólo se podría, como en tantos otros casos de antiguas minas abandonadas, obtener una información cualitativa del tipo de mineralización explotada haciendo una estratigrafía de las escombreras. Sin embargo, tal como se puede deducir de la tipología de yacimientos precedentemente expuesta la morfología de la mineralización y la naturaleza de su encajante es muy importante para poder comprender la génesis de ésta.

Por fortuna, durante el desarrollo del estudio hemos podido localizar mapas de labores correspondientes a todo el periodo de explotación de Las Minas en el siglo XX. Estos mapas de labores proceden de cartografías inéditas de la Sociedad, de algunas memorias anuales de ésta, y finalmente de los Planes de Labores que en los últimos años de la explotación debían ser consignados anualmente a la Dirección General de Minas y Combustibles. La reconstrucción de la morfología de la mineralización se ha visto favorecida por el carácter marcadamente estratiforme de la mineralización, por el hecho de aparecer en una secuencia monoclinas de dirección 160/20 W (buzamiento de hecho variable entre 15-25°) escasa o nulamente tectonizada, y por la misma naturaleza del relieve del terreno ocupado por la mina, una llanura levemente inclinada en dirección hacia el río Segura, disectada por unas pocas torrenteras poco profundas que vierten sus aguas al Segura.

Por otra parte, Meseguer (1924) sí que ofrece una sucinta estratigrafía de los niveles estratificados conocidos en la mina en el momento de redactar su trabajo. De este modo, consigna de techo a base:

—Grupo 1 (mineralizado; capas: 1 arpillera, 2 pata de gallina, 3 guijarro rico y 4 florido de la concha), potencia 1.5 metros.

—0.7 a 2 m de estéril.

—Grupo 2 (mineralizado; capas: 5 guijarro, materias bituminosas, 6 Concha), potencia 0.9-1.4 m.

—3 m de estéril.

—Grupo 3 (mineralizado; capas: 7 florido jaspeado, 8 venilla, 9 bastarda, 10 jaspeada). Potencia 0.9-1.2 m.

—3 m de estéril.

—Grupo 4 (mineralizado; capas: 11 florido gatuna, 12 tabletas, 13 andresa, 14 gatuna). Potencia 0.9-1.25 m.

—22 de estéril.

—Cuarta (capa cuarta): potencia 0.6-0.7 m.

—7 m de estéril.

—Quinta (capa quinta): potencia 1.5 m.

—3 m de estéril (en Meseguer 1924 aparecen 13 m, posiblemente por error tipográfico).

—Sexta. Potencia 0.7 m.

—Séptima. Potencia 0.5 m. Casi en estéril.

—8 m de estéril.

—Octava (capa octava), Potencia 0.55 m.

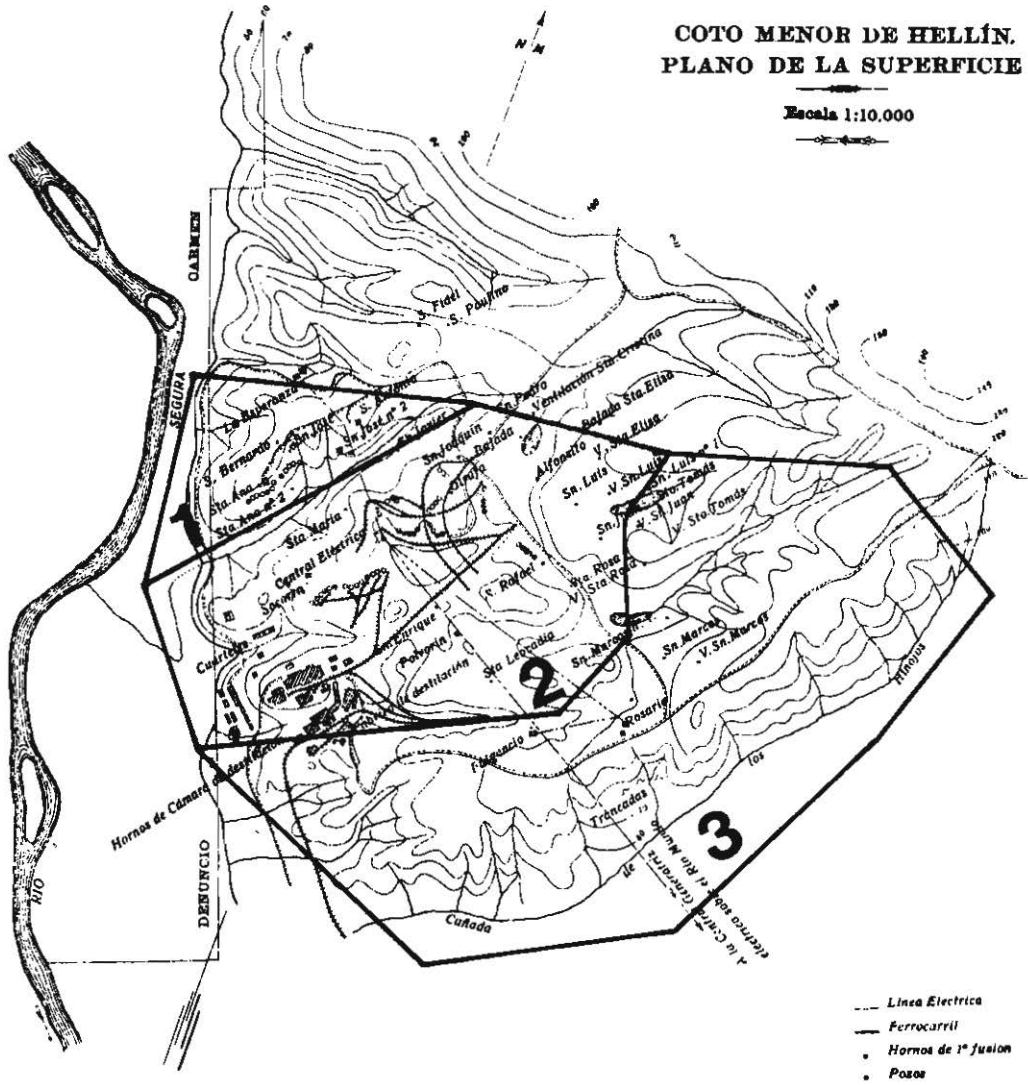


Fig. 11: Distribución de los diferentes sectores explotados en profundidad en el yacimiento de Las Minas de Hellín.

Choca el hecho de que existiendo 4 grupos mineralizados en el techo del yacimiento, la siguiente capa que es denominada como tal sea llamada capa cuarta en lugar de capa quinta. Ello es debido a que en el periodo de explotación comprendido entre 1901 y 1960 el grupo 1 prácticamente no es tomado en consideración, y los grupos 2, 3 y 4 son denominados respectivamente (capas) Concha, Jaspeada y Gatuna; por lo tanto la siguiente capa explotada es denominada cuarta. En conjunto toda esta columna litológica abarca unos 60 m; sin embargo los datos en nuestro poder indican unos 120 m de secuencia litoestratigráfica por debajo de la anterior con presencia más o menos importante de mineralizaciones de azufre; se trata en general de nódulos más o menos aislados de azufre, pero a partir de unos 45 m por debajo de la octava existe un tramo de unos 30 m en los que aparecen diferentes niveles de azufre cada uno de los cuales tiene un espesor de varios cm. Estas mineralizaciones fueron llamadas «capa novena» y exploradas en varios pozos del sector suroccidental y central del yacimiento, sin que exista constancia de que hayan llegado a ser explotadas.

Podemos distinguir tres sectores en el yacimiento (véase la fig. 11): el sector nordoccidental del yacimiento (antiguos pozos de Santa Ana, San Javier, San Antonio, Esperanza, etc.) en el que fueron intensamente explotadas las capas superiores a la cuarta en los dos primeros decenios del siglo, y en el que igualmente se prosiguió la explotación de la cuarta, quinta y octava a medida a comienzos de los años 30. Las labores en este sector quedaron limitadas por el agotamiento de las capas superiores y su empobrecimiento hacia el oeste, así como por la presencia de infiltraciones procedentes del acuífero del Segura al sobrepasar la vertical de la acequia situada al este del cauce principal (capas cuarta y, principalmente, la octava).

Durante la década de los cuarenta las labores se desplazan gradualmente hacia el este, hacia el sector central del yacimiento (pozos Gitana, Socorro, San Rafael, San Enrique, etc.), así como hacia el norte (pozos Alfonsino, San Luis, San Joaquín). Esta extensión del sector explotado se produce principalmente en la capa octava, mientras que la cuarta y la quinta, mucho más pobres, sólo fueron objeto de explotación en la medida de que el mineral obtenido en ellas, en cada uno de los pozos, pudiera ser mezclado con el de la octava en los diferentes grupos de hornos situados a pie de pozo. Finalmente, a finales de los cuarenta y durante los cincuenta se procede a explotar intensamente la capa octava en el sector más oriental y nordoriental del yacimiento (pozos San Eduardo, Fulgencio, Rosario, San Enrique 2, Hinojos, Rafaela, Purísima, y sectores al este de ellos), así como las capas cuarta y quinta (igualmente supeditadas a la mezcla con minerales de la octava) en los sectores alrededor de los pozos San Rafael, Rosario, Purísima, etc.

Los límites de cada uno de los niveles explotados, y por consecuencia los límites del yacimiento, son en líneas generales mal conocidos. En general, la mayor parte de los niveles parecen extinguirse hacia el NO, ya sea por erosión en el caso de los niveles más superficiales, ya sea por paso gradual a niveles yesíferos

(capa octava, niveles aislados de la novena, incluso hasta cierto punto la cuarta). Por el contrario, hacia el oeste y suroeste la continuidad y riqueza de las capas era notable, tanto por lo que se conoce por las labores interrumpidas por infiltraciones de agua (pozos Socorro, Juanito) como por los sondeos efectuados; el hecho de que no se prosiguiera la explotación en ese sentido es únicamente debido a los problemas técnicos generados por la presencia del acuífero del Segura, y de hecho se conocen pozos aislados con algunos hornos de fusión en la margen derecha de este río, aunque no se sabe a ciencia cierta el nivel explotado en cada uno de ellos. Los indicios en superficie son frecuentes y de tipologías variadas.

Hacia el este la capa quinta parecía empobrecerse gradualmente y pasar a yesos en los alrededores del pozo Rosario, pero se desconoce si los yesos eran primarios o secundarios generados a partir de oxidación local del azufre (cosa probable, ya que la capa era subaflorante). En el sector sureste y este la continuidad y riqueza de la capa octava era notable en el momento de cierre de la mina, si bien en el sector sur (al oeste del pozo de ventilación de S. Eduardo) presentaba un golfo de discontinuidad. De todos modos, en la prolongación hacia el este del sector explotado del yacimiento la capa octava era prácticamente subaflorante y, dado su buzamiento, ha sido en buena medida erosionada. Sorprende de todas maneras la ausencia de exploraciones en el sector este, por lo que se refiere a la capa novena y/u otras subyacentes.

LITOFACIES, TEXTURAS Y MICROTERTURAS DE LA MINERALIZACIÓN. IMPLICACIONES GENÉTICAS

La ya citada inaccesibilidad a las antiguas labores desarrolladas en profundidad hace que la atribución de litofacies de azufre a los diferentes niveles explotados sea meramente interpretativa.

La mayor parte de las descripciones antiguas en nuestro poder indican que los niveles correspondientes a los cuatro grupos superiores citados por Meseguer (1924) anteriormente enumerados indican que la mineralización en ellos explotada era de naturaleza prevalentemente nodular. Los fragmentarios afloramientos dispersos en los alrededores de Las Minas (algunos de ellos ya descritos por Calvo y Elizaga 1990 c, y Servant Sildary et al. 1990) muestran nódulos de azufre de unos pocos cm de diámetro, de morfología discoidal (en general con el eje mayor subhorizontal) o esferoidal, que han crecido desplazando láminas no litificadas de yeso primario y/o diatomitas y/o carbonato. Se trata por lo tanto de una mineralización de características diagenéticas extraordinariamente precoces, o quizás incluso en algunos casos de mineralizaciones sinsedimentarias, entendiéndose bajo este concepto una simultaneidad entre el desarrollo del nódulo y la sedimentación de alguna de las láminas del yeso primario suprayacente.

Los nódulos de azufre aflorantes han sido frecuentemente oxidados a yeso secundario en un proceso diagenético muy tardío, tal como se puede deducir de las características texturales del yeso formado (reemplaza irregularmente todas



Fig. 12: Nódulos diagenéticos de azufre de morfologías irregulares, y dimensiones que llegan al decímetro. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 13: Mineralización diagenética nodular de azufre en el seno de los sedimentos margoso-evaporíticos. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 14: Bocamina de las antiguas explotaciones del Cenajo. Presencia de niveles centimétricos estratoligados de azufre macrocristalino (ángulo superior izquierdo de la imagen) asociados a yeso fibroso secundario, igualmente estratoligado, en el seno de una secuencia carbonatado-diatomítica.

las litologías antes citadas, destruyendo en general todas las texturas preexistentes) y de la geoquímica isotópica (Servant Sildary et al., 1990). Además de las litofacies nodulares, hemos localizado niveles de azufre más o menos estratiformes, asociados en general a yeso fibroso secundario.

La inaccesibilidad a las labores antiguas en Las Minas puede ser parcialmente suplida por el reconocimiento de las antiguas azufreras del Cenajo, que ocupan una posición semejante a la de los citados grupos superiores, si tenemos en cuenta la disposición estratigráfica en ambas cuencas. Efectivamente, los niveles explotados en el Cenajo están constituidos tanto por niveles nodulares como nodulares coalescentes (figs. 12, 13, 15) y estratiformes, asociados a yeso fibroso secundario (fig. 14). En el afloramiento se puede reconocer la gradual transformación de los nódulos a yeso secundario (fig. 15, 16), que progresa en general desde el borde externo del nódulo hacia el interior.

La diferencia más notable con los niveles accesibles en Las Minas es la presencia, unos 33 metros por debajo de las azufreras explotadas, de niveles carbonatados más o menos vacuolares, con una mineralización pobre en azufre extensamente diseminada, tanto en forma coloidal en calcita oscura más o menos bituminosa, como en forma macrocristalina en las cavidades.

Por el contrario, las capas cuarta, quinta, octava, y lo que se conoce como novena, consistían en niveles claramente estratiformes, de una gran continuidad. En los casos mejor documentados (quinta y octava) lo que denominamos como una capa unitaria estaba constituida por varios niveles claramente estratiformes pluricentimétricos asociados, separados por niveles igualmente estratiformes de yeso primario, tanto groseramente detrítico como balatino y/o crecido en empalizada. Hay documentos que sugieren que al menos en parte algo parecido también fue explotado en los cuatro grupos superiores.

A título de ejemplo, de las capas explotadas en el año 1950 en el sector oriental del yacimiento, la octava constaba de cuatro niveles de azufre estratiforme, que citados de muro a techo tenían una potencia media de 7-9, 5-7, 4-6 y 21-29 cm, respectivamente, repartidos en un espesor total de unos 60 cm, en los que el resto del material era casi exclusivamente yeso; la ley media de esta capa octava era entonces de un 18%. Por su parte, la quinta presentaba una ley media de un 13% en azufre, estando también constituida por cuatro niveles estratiformes de potencia media (de muro a techo) de 5, 5, 3 y 6 cm, repartidos en un espesor total de unos 60 cm. Este material era estriado directamente en el tajo, dejándose para rellenos un 50% aproximado del volumen extraído, de modo que el mineral que hallamos en escombreras corresponde a los intervalos ricos escapados a un doble (en profundidad y a pie de pozo) estrío a mano.

Al observar estas muestras procedentes de las escombreras se pueden hallar tanto finas alternancias milimétricas perfectamente estratiformes de yeso y azufre microcristalino (fig. 17), en ocasiones afectadas de pliegues sinsedimentarias implicando tanto las láminas de azufre como las de yeso (fig. 18), como niveles estratiformes compactos de azufre macrocristalino en textura que podemos



Fig. 15: Mineralización nodular de azufre tapizada de yeso secundario. Antiguas explotaciones del Cenajo.



Fig. 16: Yeso secundario (pseudorosas del desierto) sustituyendo la mineralización diagenética nodular de azufre. Antiguas explotaciones del Cenajo.

definir como granoblástica (fig. 19). En estos casos podemos hallar tanto tránsitos netos hacia el muro del nivel centimétrico de azufre, como intercrecimientos groseros de yeso, azufre, y más localmente celestina, y digitaciones hacia los niveles infrayacentes en forma de rellenos de venillas y/o parches totalmente aislados en el seno del yeso. La superficie superior del nivel de azufre frecuentemente parece tapizada de cristales milimétricos euhedrales de azufre, que localmente pueden aparecer asociados a yeso y más raramente a celestina. La presencia de carbonatos en las muestras estudiadas es en general extremadamente rara, siendo ésta una característica distintiva del yacimiento de Las Minas respecto a la mayoría de los yacimientos bioepigenéticos y biosingenéticos conocidos (véase apartado de clasificación de yacimientos de azufre).

Una litofacies mucho más rara es la constituida por pseudomorfos de agregados de yeso pluricentimétricos (fig. 20). Estos agregados de yeso atraviesan, y en ocasiones preservan, la laminación primaria de niveles de yeso primario microcristalino, y es en general considerada como una litofacies yesífera diagenética extremadamente precoz (Ortí, 1992, com. personal). En esta litofacies el azufre sustituye perfectamente al yeso, y muy frecuentemente las cavidades intersticiales entre los pseudomorfos hojosos de azufre aparecen rellenas de celestina, igualmente macrocristalina.

Otra litofacies yesífera (no explotada) en la que el azufre aparece involucrado es la de megacristales lenticulares, en los que el azufre aparece preservado como inclusiones centimétricas en el interior de las lenticulas (figs. 21 y 22).

Dado el tamaño generalmente microcristalino de las especies cristalinas implicadas en la mineralización, ha sido especialmente útil el estudio de las microtexturas con el microscopio electrónico de barrido con microanalizador incorporado. La primera conclusión de este estudio es la presencia de numerosos minerales magnésicos (sulfato cálcico-magnésico, sulfato potásico-magnésico) no detectados ni ópticamente ni en los difractogramas estudiados; la mineralización es en esta escala microscópica sensiblemente más compleja de la paragénesis azufre-yeso-dolomita-celestina.

Por lo que se refiere estrictamente al azufre, en los niveles finamente laminados, raramente aparece en cristales idiomórficos, contrariamente a lo que suele suceder en las variedades macrocristalinas de los mismos niveles estratiformes. Las paragénesis y las relaciones texturales son comparables en los niveles finamente laminados y en los niveles centimétricos que hemos denominado anteriormente granoblásticos. El azufre constituye una matriz o cemento en la que se pueden reconocer los hábitos cristalinos por las superficies de exfoliación y/o de crecimiento de los cristales (figs. 23 y 24), y completamente cementados por él y/o en el interior de cavidades en su seno prácticamente totalmente obliteradas aparecen vistosos cristales idiomórficos de celestina (figs. 25, 27 y 28). Tanto el azufre como la celestina aparecen tapizados por cristales de dolomita, con texturas propias de cocrystalización (o en todo caso, de cristalización de la dolomita en los últimos estadios de cristalización de la celestina) (figs. 23, 24, 25 y



Fig. 17: Mineralización milimétrica de azufre, finamente intercalada en yeso con laminaciones perfectamente estratiformes. Las Minas.



Fig. 18: Alternancia de láminas de yeso y azufre, de espesor milimétrico, afectadas de pliegues e intercaladas entre niveles análogos no plegados. Las Minas.



Fig. 19: Mineralización estratiforme macrocristalina de azufre, en el seno de sulfatos. Nótese la potencia pluricentimétrica de los niveles de azufre (color amarillo, sector superior de la muestra). Las Minas.



Fig. 20: Pseudomorfos de yeso constituidos por azufre nativo. Las Minas.



Fig. 21: Yeso macrolenticular conteniendo azufre (aparentemente antiguos cristales idiomórficos). Materiales lacustres de la vertiente derecha del río Segura.



Fig. 22: Detalle de la mineralización de azufre de la fig. 21.

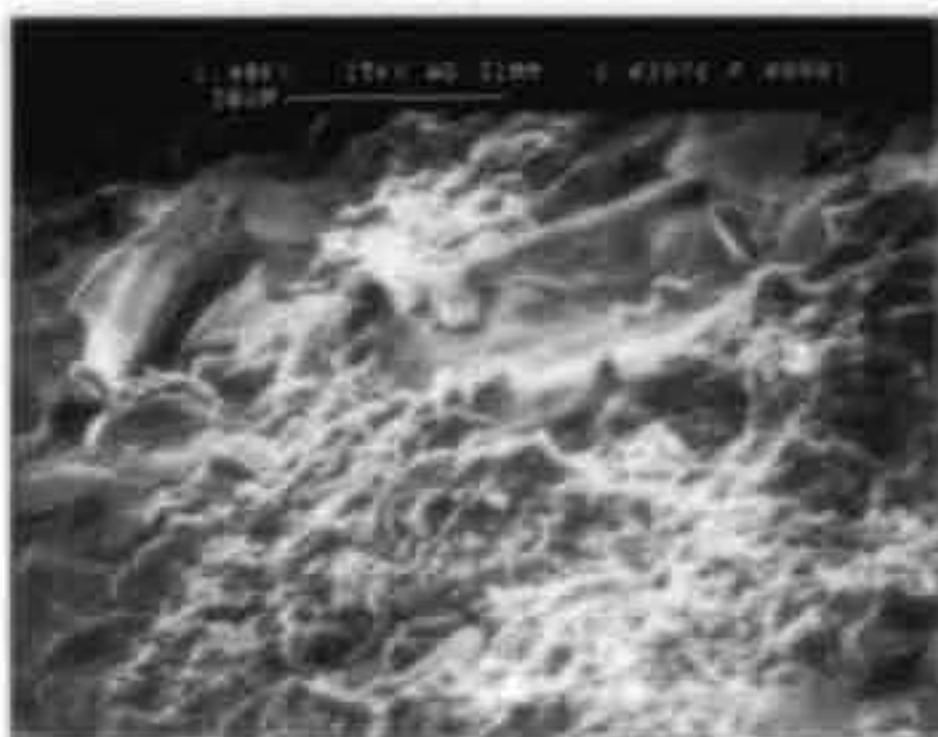


Fig. 23. Mineralización de azufre (cuerpos finamente tallados del sector superior de la foto) coexistiendo con dolomita subidiomórfica (sector inferior de la foto). Niveles estratiformes de azufre, escombreras de Las Minas de Hellín.

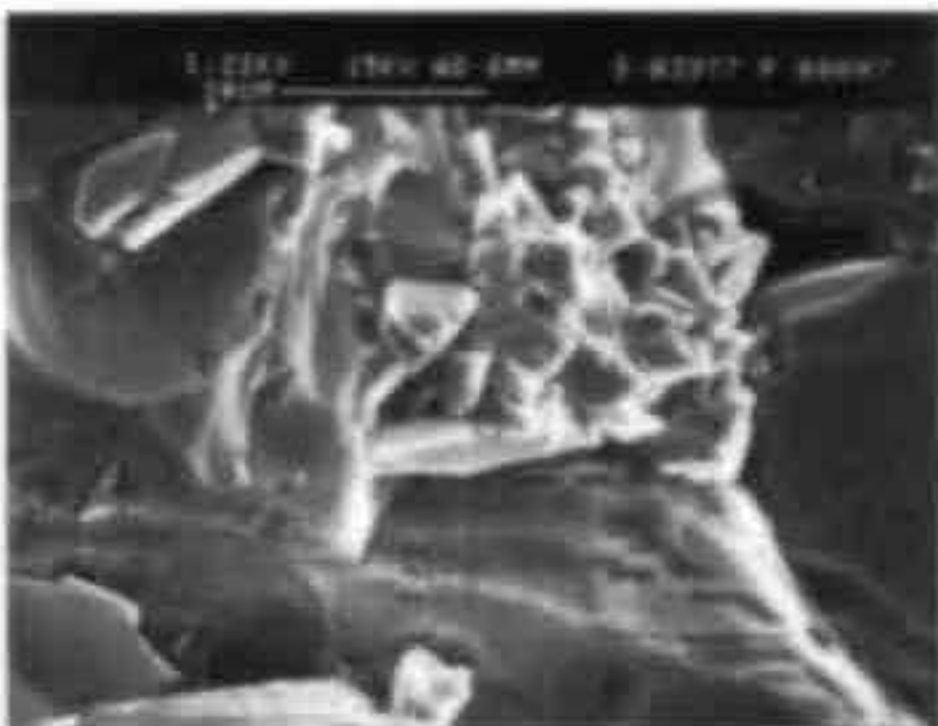


Fig. 24. Cristales subidiomórficos de dolomita en el seno de azufre. Niveles estratiformes de azufre, escombreras de Las Minas de Hellín.

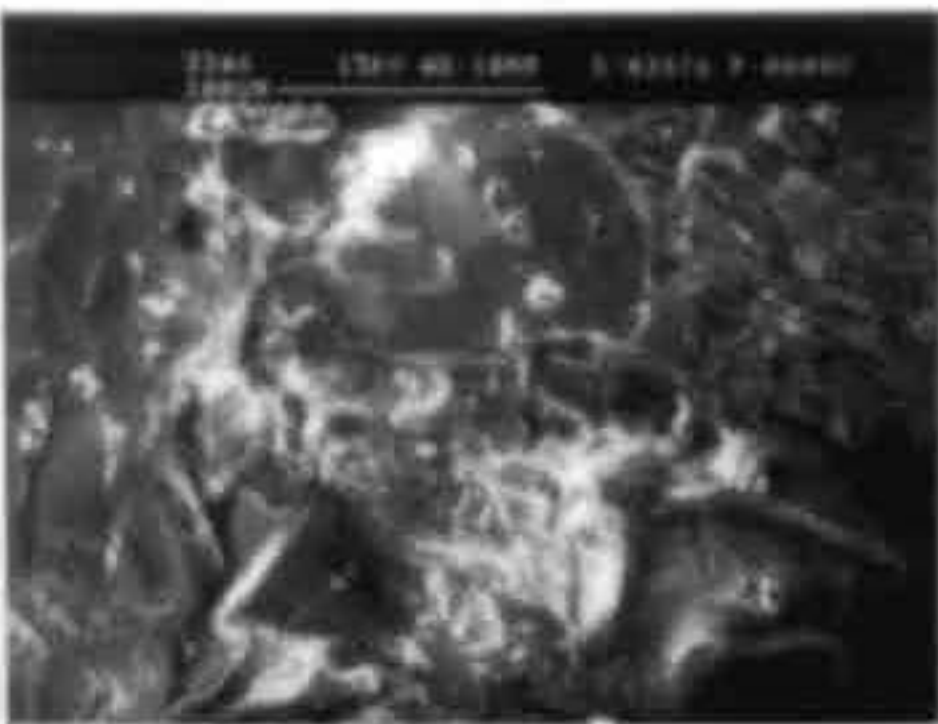


Fig. 25. Cristal idiomórfico de celestina (centro superior) asociado a dolomita (capturando sectores de la celestina), sulfato magnésico-cálcico de hábitos planas (superior derecha, y centro de la foto) englobado en azufre (izquierda e inferior derecha).

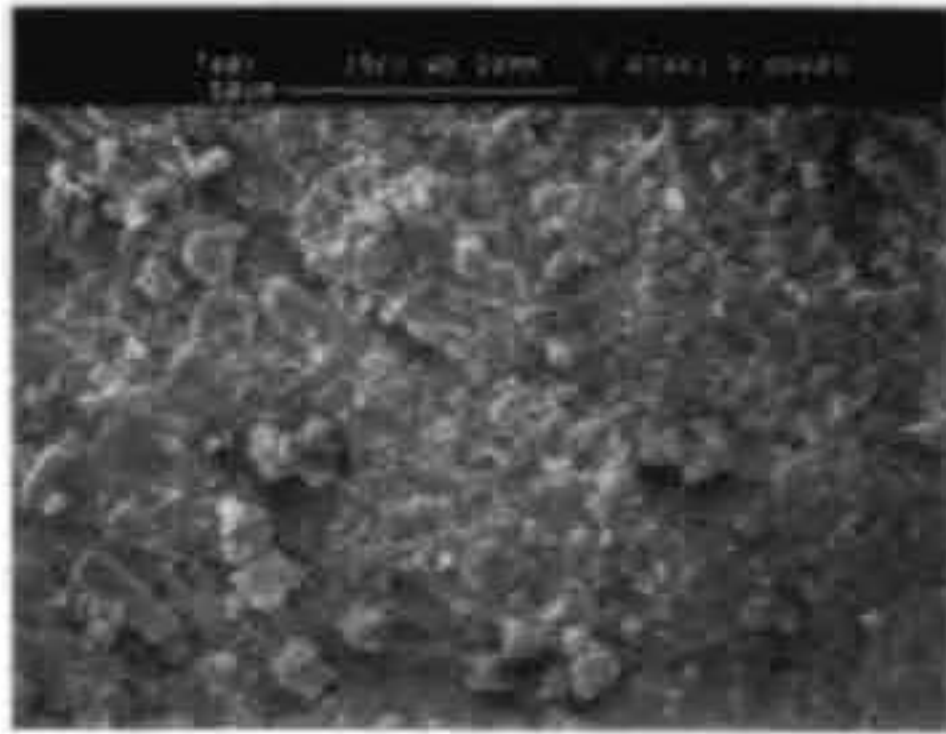


Fig. 26 Textura moderadamente porosa constituida preferentemente por placas de yeso (cristales de hábitos planares con marcada exfoliación) sobre los que reposan agregados microcristalinos irregulares de sulfato cálcico-magnésico. Borde yesífero de un nódulo de azufre microcristalino, anhidra del Cenajo

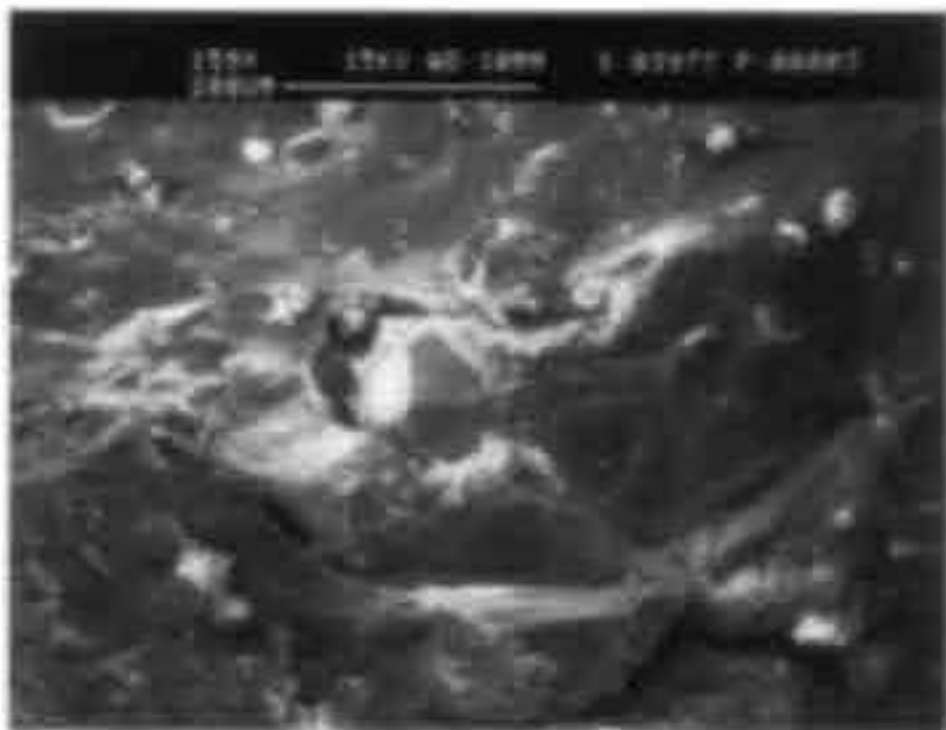


Fig. 27 Cristal idiomórfico de celestina (sulfato de estroncio) aglutinado en el seno de azufre. Alternancias micrométricas de yeso y azufre escombrecas de Las Minas de Bellín



Fig. 28 Detalle de la fotografía de la fig. 27. Nótese la existencia de cristales de dolomita (abajo) entre el cristal de celestina (arriba) y el azufre (inferior de los)

28). El sulfato cálcico-magnésico aparece igualmente englobado en el seno del azufre, y no es raro que también aparezca asociado a la celestina, en la misma relación textural que la dolomita (fig. 25). Las texturas en general son bastante masivas.

Por lo que se refiere a los nódulos de azufre microcristalino, la textura general es bastante más porosa, y el azufre aparece en general en agregados de cuerpos escamosos más o menos amalgamados. Es digna de mención la presencia de sulfato cálcico-magnésico en el núcleo de nódulos no oxidados exteriormente, en texturas que aparentemente representan cocrystalización. También se puede hallar dolomita, mucho más rara, pero no hemos podido identificar celestina. Los nódulos no oxidados pero que muestran una cubierta exterior de yeso aparecen constituidos en ese sector externo por una asociación de plaquitas de yeso, en una textura menos porosa que el interior del nódulo, sobre la que aparecen agregados microcristalinos irregulares de sulfato cálcico-magnésico. Hacia el interior del nódulo (fig. 26) comienza a aparecer azufre asociado al yeso (en ocasiones en texturas de clara sustitución por parte del yeso, en otras con apariencia de cocrystalización) hasta que desaparece éste prácticamente en su totalidad. En el sentido contrario, se observa el tránsito hacia yeso más o menos macrocristalino, que puede sustituir al sedimento que encaja los nódulos.

GÉNESIS DE LAS MINERALIZACIONES DE AZUFRE DE LAS CUENCAS LACUSTRES ESTUDIADAS

Las mineralizaciones principales explotadas en Las Minas de Hellín corresponden al tipo biosingenético, tanto por sus características texturales como por lo que se refiere al marcadísimo carácter estratiforme de la mineralización a lo largo de todo el yacimiento. Naturalmente, esta afirmación no pretende excluir la hipotética presencia de otras posibles mineralizaciones bioepigenéticas de importancia totalmente marginal.

El medio deposicional fue subacuático, de baja profundidad, continental (Calvo y Elizaga 1985, 1990, etc.) pero sometido a esporádicas influencias marinas, tal como indica la composición isotópica del azufre (Servant Sildary et al. 1990); sin embargo, hay que destacar que más de 150 m de la secuencia azufrosa no afloran y por lo tanto no sabemos si corresponden más marcadamente a un medio marino y/o parálisis de transición; de hecho, no podemos excluir la presencia de aportes de azufre marino en los niveles inferiores de la secuencia sedimentaria, y quizás incluso en las mineralizaciones del primer y segundo ciclo (véase más adelante), pero su presencia no es en absoluto necesaria para la formación de éstas.

La procedencia del azufre del yeso, y razonablemente de las mineralizaciones de azufre nativo, en la secuencia aflorante corresponde a un reciclaje de evaporitas triásicas; la existencia de asomos diapíricos dentro (y en los bordes) de las cuencas azufrosas y activos durante la sedimentación (distorsiones locales en

la sedimentación) hace que podamos abogar por un origen extremadamente proximal de este azufre. De hecho, los asomos diapíricos probablemente iban siendo disueltos a medida que afloraban, quizás incluso directamente en el medio subacuático.

Las cuencas eran restringidas, y el clima cálido, lo que unido a la baja profundidad de la columna de agua permitió la concentración de sales en el agua hasta comenzar a formarse la precipitación del yeso, en un ambiente altamente magnesiano y sulfatado. La zona en la que este sedimento químico se comenzó a depositar estaba alejada de los márgenes de la cuenca lacustre, ya que no estaba sometida a la llegada de aportes detríticos (éstos sólo son manifiestos en el primero de los tres ciclos azufrosos que serán comentados más adelante).

La precipitación del sulfato acuoso en condiciones normales se haría como yeso; sin embargo la acción de las bacterias sulforeductoras puede provocar la episódica precipitación directa de azufre. La creciente salinidad en la cuenca inhibe la actividad orgánica, hasta llegar a un punto en el que cesa la acumulación de azufre y se reinstala de nuevo plenamente la del yeso. La alternancia de episodios de precipitación de azufre y yeso, en escala macroscópica, es atribuible a variaciones en la salinidad de las aguas. Así, el retorno a la precipitación del azufre (es decir, a la actividad biorreductora del sulfato) puede ser debida tanto al influjo de agua dulce como al de aguas marinas más diluidas que las de la cuenca. En este sentido, podemos postular un origen para las mineralizaciones de azufre de los alrededores de Hellín comparable al modelo postulado por Hunt (1915) y Dessau (1962) para los yacimientos sicilianos, en el que la existencia de precipitación de azufre está directamente relacionado con actividad bacteriana, estrechamente ligada a episódicas diluciones en la cuenca evaporítica.

Si se contempla globalmente la columna litoestratigráfica conocida en Las Minas se observa que existen tres grandes ciclos en los que se ha depositado azufre, que son, de techo a base:

—El ciclo de los cuatro grupos superiores (capa superior más concha, jaspeada y gatuna), de un espesor aproximado (en el estado actual de erosión) de unos 14 m.

—El ciclo correspondiente al intervalo de capas que va de la cuarta a la octava (ambas inclusive), con un espesor aproximado de 25 m.

—El ciclo inferior no explotado, conocido principalmente por sondeos, de un espesor aproximado de 30 m.

El primer ciclo y el segundo están separados por un paquete sedimentario de unos 22 m, y el segundo y el tercero por otro de unos 45 m de espesor. Fuera de los ciclos no se conocen niveles estratiformes y la presencia de azufre está restringida a la presencia esporádica y escasa de nódulos.

Por lo tanto, las muy especiales condiciones requeridas para el desarrollo de las bacterias sulforreductoras se alcanzaron (y desaparecieron) sucesivamente tres veces a lo largo de la historia del relleno de la cuenca. Sin disponer de series completas aflorantes, el empleo de sondeos es indispensable para poder

comprender exactamente cuáles fueron los factores que provocaron la interrupción y la llegada de cada uno de los episodios azufrosos. Es interesante señalar que, por lo que conocemos, el espesor de los ciclos azufrosos es inversamente proporcional a su ley.

La existencia de facies estratiformes muy continuas con finas laminaciones milimétricas de yeso y azufre alternantes indican a nuestro entender una situación de equilibrio inestable, con variaciones quizás estacionales, en la salinidad de las aguas; y son otra evidencia irrefutable de un origen sedimentario del yacimiento, ya que no se podría justificar una sustitución selectiva tan delicada y tan extensa de unas láminas de yeso, mientras las otras permanecían inalteradas. La preservación de estructuras de slump intraformacional afectando a láminas de yeso y azufre, fosilizadas por otras de las mismas características, es también muy ilustrativa sobre el origen sinsedimentario de las laminaciones de azufre.

Los niveles nodulares singenéticos evidencian que las condiciones necesarias para el desarrollo de las bacterias sulforeductoras se pudieron producir no sólo en la interfase agua-sedimento sino en el interior de éste. La existencia de nódulos de azufre menos marcadamente sinsedimentarios, y las mineralizaciones en carbonatos oquerosos de los niveles inferiores del Cenajo pueden corresponder a mineralizaciones diagenéticas tardías (bioepigenéticas), pero desarrolladas en todo caso en el medio diagenético superficial.

Este modelo genético, a la luz de los datos en nuestro poder, es de plena aplicación no sólo en el caso de las mineralizaciones de las cuencas de Las Minas y el Cenajo, sino además en las de Socovos y en el caso de los indicios del Balneario de la Pestosa, unos 3 Km al NW de Tobarra, en el sector norte de la hoja de Hellín (Dupuy De Lome & Gorostizaga, 1936).

Finalmente, no hemos podido relacionar directamente la presencia de las mineralizaciones de azufre nativo con la presencia de actividad volcánica en la cuenca.

4. YACIMIENTOS DE DIATOMITA

4.1. PROCESOS GENERADORES DE YACIMIENTOS DE DIATOMITAS

La existencia de rocas constituidas por más del 80% de SiO₂ (sílice) en la naturaleza es una anomalía geoquímica importante en la corteza terrestre, al igual que la presencia de concentraciones de azufre en estado elemental. De hecho, rocas tan ricas en sílice sólo son frecuentes en el caso de acumulaciones detríticas (es decir, de origen físico) de fragmentos de cristales de cuarzo; a título de comparación, las rocas volcánicas más ricas en sílice raramente exceden del 75% de SiO₂ en peso total de la roca.

Esta rareza se debe a varios hechos:

—por una parte el contenido en sílice presente en disolución en las aguas marinas y continentales es bajo.

—por otra parte, en los medios naturales de formación de salmueras (cuencas de evaporación) la presencia porcentual de la sílice es baja, si la comparamos a la de los sulfatos y cloruros.

Estos dos hechos hacen que la formación directa de rocas predominantemente silíceas por precipitación química sea muy rara.

—Finalmente, el medio sedimentario recibe aportes (tanto químicos como físicos) de otras sustancias, hecho que favorece enormemente la dilución de las posibles concentraciones de sílice.

Por todos estos motivos, la presencia de concentraciones importantes de sílice en los sedimentos suele relacionarse con la coexistencia de varios factores favorables, entre los cuales podemos señalar:

—la presencia de una cuenca sedimentaria alejada o protegida de aportes detríticos (físicos) de sedimentos de otras composiciones.

—la existencia de un aporte anómalo de sílice, (previamente concentrada) a la cuenca. Se considera que la llegada de rocas volcánicas muy vítreas (fácilmente alterables, de modo que pueden liberar la sílice) y/o de fluidos hidrotermales ricos en sílice a una cuenca subacuática son elementos altamente favorecedores de la formación de sedimentos ricos en sílice.

Los fluidos hidrotermales suelen ser originados por el calor aportado por los magmas existentes en los niveles superficiales de la corteza terrestre, de modo que ambos elementos suelen ir asociados. Por otra parte, si un fluido acuoso caliente circula a través de una roca volcánica rica en vidrio, ésta libera aún más fácilmente la sílice que contiene.

—Un tercer factor favorable a la acumulación de sílice en determinados sedimentos es la proliferación de organismos que sintetizan un exoesqueleto opalino (el ópalo es una forma inestable de sílice dotada de baja cristalinidad); sin embargo hay que señalar que estos organismos sólo adquieren gran desarrollo bajo condiciones geológicas muy determinadas, y que entre éstas hay que destacar la existencia de importantes cantidades de sílice en el agua.

Los sedimentos formados por la casi exclusiva acumulación de caparzones opalinos sufren importantes modificaciones durante el proceso de diagénesis que acompaña al enterramiento por parte de nuevos sedimentos. El ópalo pasa gradualmente a cristobalita, tridimita y finalmente a cuarzo si el proceso se completa; todos estos minerales son diferentes fases minerales (polimorfos) de la sílice de creciente estabilidad.

El estudio petrográfico (microscopía óptica) y microestructural (microscopio electrónico de barrido) de los sedimentos silíceos permite reconstruir los diferentes procesos geológicos que han dado lugar al sedimento silíceo. Estos estudios pueden proporcionar también información sobre las rocas volcánicas, y su posible relación genética con los sedimentos silíceos.

Los estudios geoquímicos permiten establecer cuál es el origen geológico de la roca silíceo, mediante el estudio de elementos característicos de los diferentes ambientes geológicos. Estos elementos son muy poco abundantes en la roca y aparecen únicamente como minoritarios en ésta, o sólo en forma de trazas.

Finalmente, la presencia de otras mineralizaciones (fosfatos, azufre, etc.) no muy frecuentes en sedimentos normales, pero presentes en los silíceos o en los que les acompañan puede contribuir a conocer el origen de todos estos sedimentos.

4.2. LOS YACIMIENTOS DE DIATOMITAS DEL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: SITUACIÓN E IMPORTANCIA RELATIVA DE LAS DIATOMITAS DE LAS CUENCAS LACUSTRES DEL SECTOR DE HELLÍN-ELCHE DE LA SIERRA

Calvo (1981) en su trabajo general de revisión de los yacimientos de diatomitas españoles cita las concesiones y explotaciones existentes en la zona de estudio, ofreciendo además indicaciones sobre el tipo de productos obtenidos y los usos comerciales de éstos. Los yacimientos de diatomitas españoles aparecen concentrados en los materiales neógenos del sector sur de la península, en concreto en el valle del Guadalquivir, en las diferentes cuencas neógenas del SE (provincias de Alicante, Murcia y Almería) y en las cuencas lacustres de la provincia de Albacete. Los dos primeros grupos de yacimientos corresponden principalmente a depósitos marinos, y podemos señalar que probablemente los de la Depresión del Guadalquivir son los que han tenido una tradición más importante (explotaciones de moronitas y albarizas).

Sin embargo, los yacimientos lacustres de la provincia de Albacete son conocidos desde muy antiguo, y han sido explotados (por lo menos) desde finales del siglo pasado. En la actualidad la mayor parte de la producción de diatomitas españolas procede de los yacimientos lacustres de la provincia de Albacete.

USOS INDUSTRIALES DE LAS DIATOMITAS

Piiego & Babiano (1982), y menos específicamente Bustillo (1989) hacen una revisión de los campos industriales en los que usualmente se emplean las diatomitas. Los principales campos en los que se emplean son: como filtrantes de alta calidad, en la industria cementera y de la construcción (aislamientos), como carga de diferentes productos, como absorbente, como abrasivo, etc. Los diferentes empleos se basan naturalmente en las propiedades físico-químicas intrínsecas de las diatomitas, entre las cuales podemos destacar cuatro: su elevada homogeneidad granulométrica; su baja cristalinidad; su elevada porosidad, acentuada en particular por las ornamentaciones externas de las frústulas; y finalmente el pequenísimos tamaño de poro.

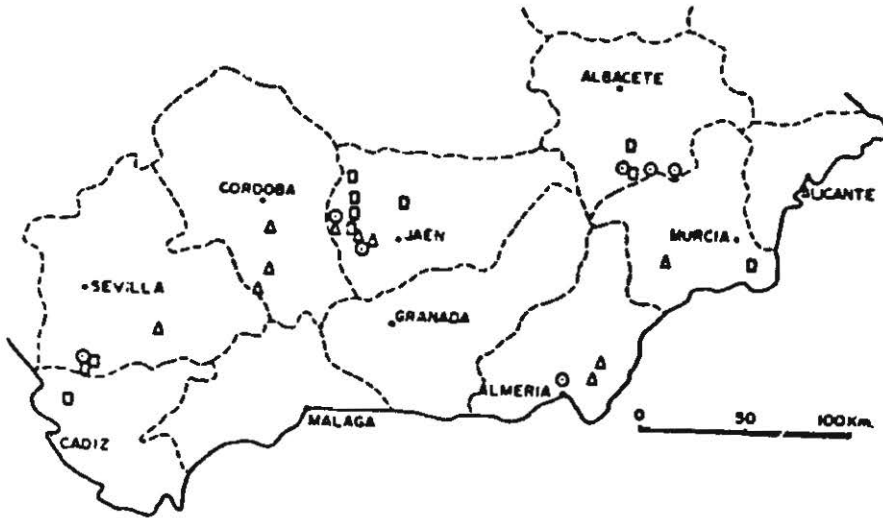


Fig. 29: Esquema de situación de los principales yacimientos de diatomitas españolas (según Calvo 1981 & 1987).

En el campo de los filtrajes se aprovechan naturalmente la homogeneidad granulométrica y el bajo tamaño de poro, que las hacen particularmente indicadas (y competitivas con otros productos más costosos como las zeolitas) en los campos en el que se precisa una alta calidad de filtrado sin llegar al filtrado molecular. Se realizan grandísimos consumos de este producto en la elaboración de vinos, cervezas y licores de calidad principalmente, así como en otros campos de la industria alimentaria, química y de pinturas, etc. Cuando se requieren filtrados de menor calidad la diatomita sufre una feroz competencia de otros productos generalmente más económicos, como la perlita expandida.

En el campo de la construcción se aprovecha la baja tasa de cristalinidad de la diatomita, generalmente compuesta por ópalo amorfo en vías de transformación a cristobalita y tridimita. En consecuencia, se utiliza en la elaboración de cementos especiales con propiedades hidráulicas, obteniendo productos de mayor ligereza, gran resistencia, y térmicamente más ahorradores de energía, ya que evitan en gran medida la disipación normal de energía que se produce en un cemento armado normal.

Una ventaja ecológicamente no menospreciable de cara al futuro (en especial de cara a una plena adopción de las normativas comunitarias en defensa del ambiente) es que al sustituir porcentajes de portland (del orden del 10 al 30% total en peso), se ahorra gran cantidad de energía producida en el proceso normal de cocción de éste, y se limitan en un elevado porcentaje las emisiones de CO_2 a la atmósfera producidas en el citado proceso de cocción. El CO_2 producido en la cocción de cementos es considerado uno de los procesos que contribuyen más

efectivamente al desarrollo del llamado efecto invernadero, ya que durante la producción de una tonelada de cemento normal se emite a la atmósfera prácticamente otra tonelada de CO₂. El empleo de diatomita de alta calidad en estos usos es un despilfarro en términos de gestión de las reservas, y además es dudoso que ofrezca resultados no ya mejores sino incluso comparables a los de la diatomita de baja calidad con impurezas de carbonato. El principal producto que compite con las diatomitas en este campo son las rocas volcánicas ácidas piroclásticas, por sus propiedades comparables y mucho menor costo (si existe disponibilidad regional).

Por el contrario, la diatomita de alta calidad sí es necesaria en la fabricación de morteros y revestimientos especiales, con el objeto de obtener aislamientos térmicos, acústicos e ignífugos; obviamente lo que se aprovecha en este caso es la gran porosidad de las frústulas de las diatomitas y su homogeneidad. En este campo, sin embargo, sufre una fuerte competencia por parte de las perlitas expandidas, por la calidad intrínseca de este producto que a la porosidad añade una mayor estanqueidad de los poros. En otros campos como los ladrillos refractarios y la porcelana de baño las diatomitas tienen cada vez menos aplicación, principalmente por su escasa adecuación a las necesidades industriales.

Los usos de la diatomita como carga se basan principalmente en su morfología (las ornamentaciones de las frústulas y los poros les confieren una gran superficie de interacción física con otros productos) y su escasa reactividad química a bajas temperaturas (incluso en procesos industriales que requieren el empleo de ácidos). Se utilizan como carga en la fabricación de papel, en pinturas, en la industria del plástico, etc. En la mayoría de estos empleos se requieren diatomitas de calidad media y clevada.

El uso como absorbente que aparentemente genera más demanda actualmente es el de material de lecho para animales domésticos. Se trata de un mercado en expansión, en el que se utilizan diatomitas de baja calidad ricas en carbonatos, en el que se pretende competir con productos mucho más costosos (y también objetivamente mejores) como las zeolitas y determinadas arcillas especiales. Otro uso común como absorbente, o si se prefiere como dosificador, es el empleo en la industria de los insecticidas y pesticidas, y en la de los fertilizantes; también han sido utilizadas en agricultura como correctores de suelos.

Las diatomitas son también un abrasivo eficaz, mucho menos duro que el cuarzo, pero apto para algunas utilidades como el pulido y limpieza de determinados metales. Esta propiedad de las diatomitas unida a su capacidad absorbente se reconoce empíricamente con gran rapidez durante su estudio en el campo, ya que son frecuentes las erosiones en la piel.

ASPECTOS INDUSTRIALES DE LAS DIATOMITAS DE ALBACETE. USOS Y RESERVAS

El tipo de preparación que requieren las diatomitas es relativamente sencillo. Precisan un secado, una desagregación y una eliminación de la materia orgánica contenida. Algunas de las empresas realizan un secado al aire libre, exten-

diendo los productos en verano, mientras que otras proceden a una cocción en un horno giratorio, proceso que elimina los eventuales restos de materia orgánica y en algunos casos conlleva asociada una pelletización del producto que lo hace más adecuado para algunos usos (como aislante, por ejemplo), y en todo caso permite una más fácil manipulación. El desagregado es extremadamente sencillo dado el carácter harinoso de las diatomitas, y por lo que se refiere al contenido orgánico la mayor parte de las diatomitas explotadas en el sector de Hellín-Elche de las Minas lo presentan muy escaso, quizás en parte por procesos de lixiviación tardía.

Estos yacimientos fueron explotados en otro tiempo en profundidad, mediante sistemas de cámaras y pilares, siguiendo las capas subhorizontales más ricas; algunas de estas antiguas labores pueden verse, por ej., en la cantera explotada por Alarcón Palacios, S. A. en el sector de Venta del Juez, junto a la Carretera Isso-Elche de la Sierra. Como es lógico, este tipo de explotación sería ahora totalmente ruinosa, y se explotan todos los yacimientos a cielo abierto, con una sencilla mecanización y un número reducido de operarios. El único inconveniente observado; dado que las explotaciones siguen niveles subflorantes, es el impacto ambiental y la generación de polvos que podrían generar problemas de enfermedades profesionales en las vías respiratorias de los operarios, si éstos no tomaran las precauciones de rigor. Como es obvio ambos problemas son fácilmente corregidos con un debido seguimiento de las normativas vigentes.

Dadas las condiciones del mercado, y el importante volumen de reservas disponibles (véase más adelante) la situación económica de las empresas parece buena, llegando a suscitar expectativas de compra por parte de otras de dimensiones mayores. Cabe preguntarse, por el contrario, si se está llevando a cabo una explotación racional con el máximo beneficio posible; después de un somero estudio, parece que no, principalmente porque la selección de las calidades de la diatomita no se realiza de manera sistemática en todas las explotaciones, produciéndose frecuentemente un todo-uno por mezcla de los diferentes niveles de la explotación reputados ricos, en buena medida por la experiencia de la misma explotación y la relativa continuidad lateral de los niveles explotados (excepto cuando se pasa a facies de borde de cada una de las cuencas lacustres).

De la exposición de usos de las diatomitas antes expuesta que, obviamente, no pretende ser exhaustiva, se puede deducir inmediatamente que el empleo de determinadas calidades en determinados usos da un valor añadido mayor al producto, y que en todo caso la mezcla de diatomita de calidad con otra pobre, para obtener otra de calidad intermedia que también se puede obtener en el mismo yacimiento no es necesariamente una buena política, en especial en el caso de productos en los que más que un grandísimo volumen el mercado solicita una excelente calidad. En definitiva, parece que una acertada política de separación de las menas desde el mismo momento de su extracción puede ser extremadamente rentable, aunque requiera algún gasto adicional en la explotación.

El control de la calidad de las menas es relativamente sencillo si se realiza de una manera regular, dada la sencillez estratigráfica de los yacimientos; por otra parte, en los casos en los que se realiza sistemáticamente en la región la experiencia señala que en los niveles explotados basta calcular los carbonatos por una sencilla calcimetría, pudiéndose estimar la sílice por defecto hasta el 100%, ante la práctica ausencia de otras sustancias (aparte del carbonato medido en la calcimetría) en cantidades significativas.

Por lo que se refiere a la producción y reservas, Regueiro et al. (1991) comentan los aspectos económicos de la explotación de diatomitas en España. Destacan que desde 1984 España es el 5.º productor mundial de diatomitas, tras los U.S.A., Rumanía, la antigua U.R.S.S. y Francia. La producción total española en 1990 fue del orden de 107.500 t, dedicadas aproximadamente en un 43.2% a la industria del cemento, en un 40% a las industrias de filtrado, absorbentes y decolorantes, en un 12.7% a aislantes térmicos, rellenos, etc. y en un 2% a la de los fertilizantes. La casi totalidad (más de 100.000 t) procede de los yacimientos del Mioceno Superior lacustre de la provincia de Albacete.

Estos autores son también los primeros, según nuestras noticias, en ofrecer una valoración de los recursos de diatomitas, del orden de 660 millones de t en las cuencas lacustres de Albacete, de las cuales unos 53 millones de t de reservas con inmediato interés económico.

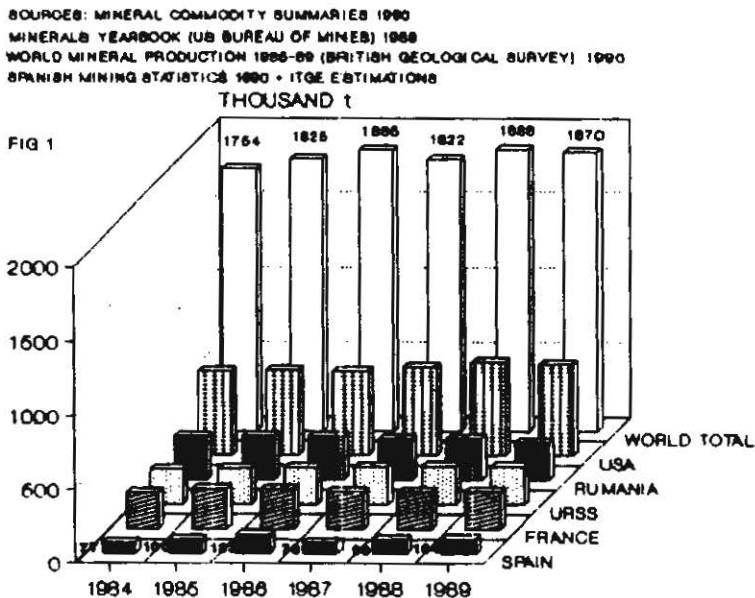


Fig. 30: Principales productores de diatomitas (según Regueiro et al. 1991).

Si confrontamos los datos recogidos sobre el terreno con los citados por Calvo (1981), se llega a la conclusión que los yacimientos son los mismos, aunque hayan cambiado en mayor o menor grado los explotadores. Dado que en la década de los 70 España producía poco más de 20.000 t de diatomita, cifra hoy quintuplicada sólo con los yacimientos de Albacete, hay que entender que la riqueza y el volumen de reservas a la vista de los yacimientos ha permitido esta expansión y, curiosamente, no ha llamado la atención de nuevos prospectores.

FIG 2. MAIN SPANISH DIATOMITE PRODUCERS IN 1990			CEKESA	A. PALACIOS	MANVILLE	RUIZ MORAL	
END USE	%	TOTAL	ALBACETE	ALSACETE	ALBACETE	ALMERIA	ALBACETE
• Cement manufacturing.....	43.2	46.456	26.456				20.000
• Absorbents, Filters, Decolorants..	44.0	47.375		20.500	26.000	275	600
• Fertilizers.....	2.0	2.140	2.140				
• Thermal insulation, Fillers.....	12.7	13.730	90			5.500	6.000
TOTAL	100	107.561	28.686	20.500	26.000	32.375	

SOURCES: SPANISH MINING STATISTICS 1990. INFORMATION PROVIDED BY CEKESA, RUIZ MORAL, A. PALACIOS & ITGE EST.

Fig. 31: Principales productores de diatomitas españolas, y usos finales de los productos (según Regueiro et al. 1991).

AMOUNTS IN t	SiO ₂ Cont	CENAJO	CAMARILLAS	CALDERONES	ELCNE DE LA S	NIJAR
RESERVES: Measured reserves of economic interest. 500m from front	< 30%	3.160.500				
	30-70%	18.722.250	29.210.000			
	> 70%				1.624.700	
RESERVE BASE: Reserves+ marginal reserves+ subeconomic resources.	< 30%	152.640.000				4.992.000
	30-70%	133.321.500	12.720.000		318.400.000	
	> 70%	8.896.596		30.380.000		

SiO ₂ Content	< 30%	30-70 %	> 70%	TOTAL
RESERVES	3.160.500	47.932.250	1.624.700	52.717.450
RESERVE BASE	157.632.000	464.441.500	39.276.596	661.350.096

NOTE: HIGH GRADE DIATOMITE = > 70% SiO₂, Specif grav = 0.7 gr/cc, Moisture = 12%
LOW-MEDIUM GRADE DIATOMITE = 30-70 % SiO₂, Specif grav = 2.0 gr/cc, Moisture = 6%.

Fig. 32: Reservas de diatomitas en las cuencas lacustres de la provincia de Albacete (según Regueiro et al. 1991).

Las empresas operantes en el sector son la Compañía Española del Kiesegur, S. A. (CEKESA), Alarcón Palacios, S. A., Johns Manville España y Minas del Volcán, S. A.

Alarcón Palacios, S. A. explota canteras en el sector de Venta del Juez, próximo a la carretera Isso-Elche de la Sierra, en la cuenca lacustre de Elche de la Sierra-Cobatillas. En la actualidad esta compañía está asociada o controlada por Minas de Almagrera, S. A., empresa que pretende diversificar su actividad de la de los sulfuros masivos objeto de su principal actividad en Sotiel (Huelva). Por este motivo han llevado a cabo una intensa campaña de sondeos en el sector cubierto por sus concesiones, al objeto de ubicar con precisión el yacimiento. Esta empresa produce diferentes calidades de diatomita, destinadas a absorbentes, filtrados, etc.

Johns Manville España es una empresa multinacional que opera en la llamada Cantera Portela, situada al oeste de las explotaciones de Alarcón Palacios, S. A. en la misma cuenca, y unos 6 Km al este de Elche de la Sierra. Ha sido la única sociedad que no ha respondido a nuestras solicitudes, hecho que nos ha impedido acceder a sus instalaciones, que por otra parte explotan la prosecución lateral del yacimiento de Venta del Juez por lo que no han de ser muy diferentes de éste. Al parecer explotan diatomita de alta calidad para filtros, la envían directamente a Alicante, y desde ahí sería destinada en buena medida a la exportación.

CEKESA es una de las compañías de mayor tradición. Opera en el sector del valle del río Segura, al oeste de la cerrada del pantano del Cenajo, donde poseen dos permisos contiguos: «Tío Lucas» y «Picanas». La propiedad participó anteriormente en yacimientos de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, y al ceder sus intereses ahí prospectó con éxito a finales de los 60 este nuevo sector. Produce una única calidad de diatomita, por mezcla de los diferentes niveles de explotación, con calidades en torno al 60-65% de sílice.

Minas del Volcán, S. A., posee una cantera en las inmediaciones del embalse de Camarillas, en donde produce diatomitas de baja calidad (35-40%), muy convenientes sin embargo para la fabricación de cementos hidráulicos. Esta sociedad aparece también citada como Ruiz Moral, S. A., tiene su sede en Murcia y se dedica a la extracción de diferentes materiales para la industria de la construcción, bentonitas, etc. en diferentes yacimientos del SE peninsular. A diferencia de las anteriores, la explotación de diatomitas al parecer no es continuada limitándose a extraer material en función de sus necesidades para la fabricación de cemento. Durante nuestras visitas no hemos hallado personal o maquinaria de la empresa, por lo que presumimos que la explotación es muy saltuaria.

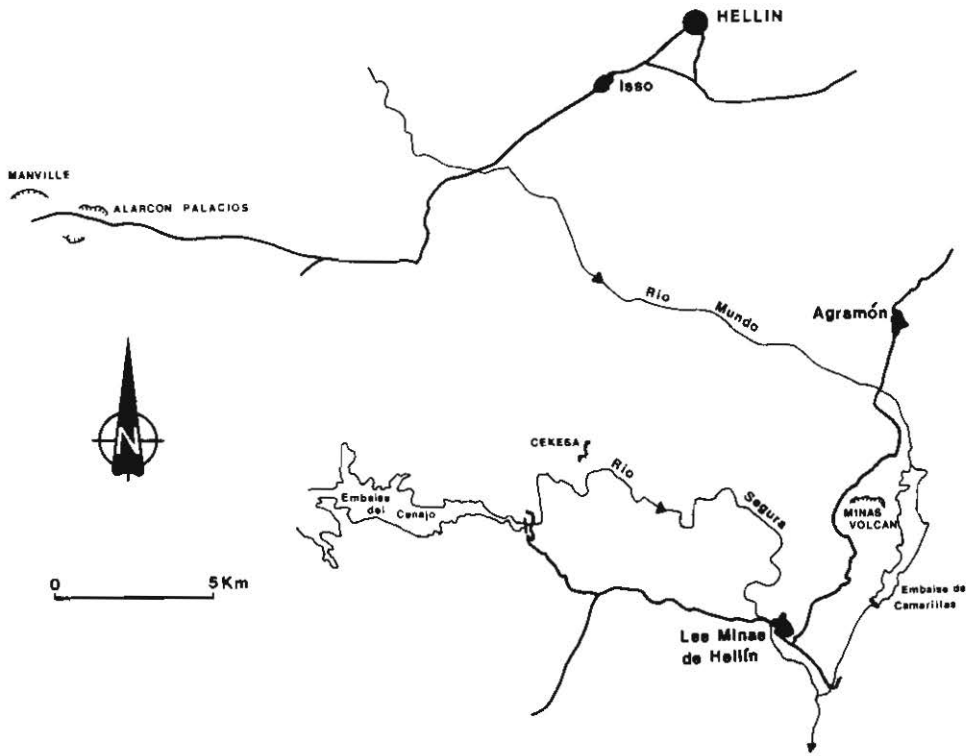


Fig. 33. Mapa de situación de las explotaciones de diatomita de la provincia de Albacete.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS DIATOMITAS DE LA PROVINCIA DE ALBACETE

Ya ha sido indicado en la situación geológica regional que existen varios niveles con diatomitas, tanto en los materiales del Mioceno medio marino como en el seno de la secuencia predominantemente lacustre que nos ocupa. También ha sido explicado que los niveles que aparecen asociados en el sector de Las Minas a los sulfatos y al azufre son particularmente poco potentes, y que en realidad la importancia de los niveles diatomíticos comienza a ser significativa al llegar a las proximidades del megaslump que puede reconocerse en las diferentes cuencas, y alcanza verdadero interés económico en los niveles suprayacentes al megaslump. Además obviamente aparecen representadas como intraclastos de muy variado tamaño en el seno del citado megaslump.

Nuestro objetivo al realizar esta parte del estudio era intentar caracterizar petrográficamente el sedimento silíceo, valorar su estado de diagénesis, reconociendo entre otras litofacias los nódulos de chert, y finalmente intentar caracterizar geoquímicamente las rocas para determinar si se podía identificar por medio de elementos indicadores, en base a la bibliografía disponible, el medio sedimentario y las eventuales fuentes del azufre sintetizado como ópalo en las frústulas de las diatomeas.

El último (y probablemente más sugestivo) de esos propósitos ha dado resultados negativos. Existen en la bibliografía diferentes trabajos que clasifican los materiales silíceos de tipo chert como sedimentarios, ligados a actividad hidrotermal, ligados a actividad puramente biogénica en un medio acuoso, ligados a volcanismo y/o actividad hidrotermal relacionada directa o indirectamente a éste, etc.

Una vez realizadas las depuraciones necesarias de la diatomita (por vía ácida) para la total eliminación de los carbonatos, sulfatos, cloruros, etc. presentes como minoritarios en las diatomitas, y previa comprobación de las fases minerales residuales en la fracción insoluble (mediante difracción de rayos X) se ha procedido por diferentes métodos (espectrofotometría de absorción atómica, espectrofotometría de plasma acoplado inductivamente, espectrometría de fluorescencia de rayos X) a analizar el contenido de determinados elementos químicos considerados trazadores. Estos elementos han sido utilizados en la confección de diagramas: así los diagramas $\text{SiO}_2/\text{FeO}_3$, $\text{Al}/\text{Fe}/\text{Mn}$, $\text{Cu}/\text{Mox}_{10}/\text{Zrx}_{10}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $(\text{Mo}/\text{TiO}_2)/(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$ han sido empleados, entre otros, en el estudio de materiales silíceos japoneses, californianos, griegos, en testigos de sondeo del Deep Sea Drilling Project, etc. (Sugusaki et al. 1982, Adachi et al. 1986, Yamamoto 1987, Pollock 1987, etc.).

La aplicación de los resultados analíticos obtenidos en nuestro estudio a los citados diagramas ha dado resultados totalmente erráticos; podemos excluir la posibilidad de errores analíticos ya que los análisis han sido repetidos en series independientes, con reactivos de diferentes marcas y calidades, y en el caso de algunos elementos por más de un método analítico, con resultados comparables. Aunque nuestra perplejidad ante este marcado contraste con los resultados suministrados en la bibliografía es notable, podemos aportar algunas explicaciones.

En primer lugar los citados trabajos operan en líneas generales con materiales silíceos perfectamente litificados, que contienen cantidades no despreciables de materiales arcillosos (y silicatos de otro tipo), que no son eliminados del todo-uno que se analiza, o bien los resultados no son corregidos a posteriori, como sí se hace en algunos casos por lo que se refiere a los carbonatos. Por lo tanto, una interpretación crítica de estos trabajos es que, de hecho, no analizan los contenidos de determinados elementos en el seno de los minerales silíceos, sino que valoran el total de elementos acompañantes al material silíceo y les dan un significado paleoambiental. Otros trabajos que sí trabajan directamente sobre el silicio, como por ej. los que analizan la sustitución del Si por el Ge (Kolodny & Halicz, 1988), sólo son de aplicación sobre los materiales silíceos de los fondos oceánicos, por lo que no parecen ser un elemento de comparación válido para nuestras diatomitas lacustres y/o marinas de baja profundidad.



Fig. 34: Tramo de tránsito de la secuencia evaporítica (niveles centimétricos grises) a la diatomítica (niveles decimétricos de margas diatomíticas blancas). Antiguas explotaciones de azufre del Cenajo.



Fig. 35: Pliegues sinsedimentarios asociados a la existencia de un megadeslizamiento en el tramo central de los sedimentos lacustres (facies D de Calvo & Elizaga, 1985). Cantera de la empresa CEKESA en Rambla Sorda, sector al este del embalse del Cenajo.



Fig. 36: Frente de cantera de la sociedad CEKESA en Rambla Sorda, vertiente norte del valle del Segura en el sector inmediatamente al este del pantano del Cenajo. Nótese que los 5 m inferiores del afloramiento corresponden a un nivel de megaslumpondulado y plegado (facies D de Calvo & Elizaga, 1985).

CARACTERIZACIÓN DE LOS NIVELES SILÍCEOS: DIATOMITAS Y NÓDULOS DE CHERT

El trabajo inédito de Peláez (1969) ya ofrece una detallada descripción de los niveles de diatomitas correspondientes a las concesiones de CEKESA, tanto de los inferiores al nivel «revuelto», que atribuye acertadamente a un slump, como de los superiores, recomendando explotar precisamente éstos, por su mayor riqueza y potencia. Calvo & Elizaga (1990) ofrecen algunas columnas sedimentológicas de detalle correspondientes a los niveles de diatomitas explotados por CEKESA (Rambla Sorda) y Alarcón Palacios, S. A. (Venta del Juez, cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas), indicando además que los niveles diatomíticos explotados en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas corresponden a los del tramo inmediatamente por encima de la facies de megaslump (no aflorante en las explotaciones), llegando a tal conclusión por correlación de facies.

Los niveles de diatomitas ofrecen una gran continuidad lateral, con una presencia de mayores espesores y calidades en los sectores centrales de las cuencas (unos 50 metros de frente vertical de cantera en la cantera CEKESA de Rambla Sorda, a título de ejemplo), en los que esporádicamente aparecen nódulos de chert de dos tipos bien diferenciados: cherts grises macronodulares (hasta 40 cm de eje mayor) y cherts negros o melados, de desarrollo desigual pero raramente superior al cm; la disposición de todos ellos resigue groseramente la laminación de las diatomitas, en su eje mayor.

Los primeros se caracterizan por un contacto neto, rectilíneo y secante con los niveles de diatomitas, y por una porosidad interior de tipo diagenético, ligada aparentemente a la génesis del chert, hecho que confiere a los nódulos un carácter hojoso interior que se traduce en una fisilidad marcada al ser golpeados con el martillo. Los cherts negros y/o melados presentan un desarrollo longitudinal que resigue más detalladamente los niveles de diatomitas, sobrepasándolos, así como evidencias de génesis a partir de varios nódulos aislados de sección más o menos elipsoidal, que tienden a coalescer al crecer. El resultado de este proceso es la existencia de unas superficies limitantes de los cherts curvadas o arriñonadas, y la esporádica presencia de residuos de sedimento diatomítico aislados en el interior del nódulo. Todos estos nódulos se hacen gradualmente más abundantes, en detrimento de la diatomita, en las facies de borde de las cuencas; por ej., en la cuenca del Cenajo a partir de la vertiente izquierda de Rambla Sorda.

Además de estos niveles nodulares existen en el seno de prácticamente todas las explotaciones uno o varios niveles de porcelatinas, perfectamente estratiformes, de espesores en general variables entre los 20 cm y el metro, que constituyen un plano de referencia centro de las diferentes explotaciones. No hemos podido esclarecer si estos niveles de porcelanitas corresponden a un cambio puntual notable en la geoquímica de las aguas de las cuencas, a una variación en las condiciones de la cuenca con tendencia a la somerización, o a un episodio diagenético (que sería en todo caso muy temprano).



Fig. 37: Desarrollo de nódulos diagenéticos de chert gris a expensas de los sedimentos diatomíticos explotados en la cantera de Alarcón Palacios, S. A. en la carretera a Elche de la Sierra. Nótese la existencia de porosidad diagenética en el interior de los nódulos.



Fig. 38: Margas diatomíticas finamente laminadas, atravesadas por niveles estratoligados de yeso secundario (color gris) y nódulos de chert negro con tendencia a la coalescencia en niveles igualmente pseudoestratiformes. Secuencia lacustre, tramo de tránsito de la secuencia evaporítica a la diatomítica, pocos metros por debajo de los niveles de azufre nodular explotados en el Cenajo.



Fig. 39: Textura finamente laminada en diatomitas. Luz paralela, microscopio óptico. Cantera de Alarcón Palacios en Venta del Juez, niveles inferiores.

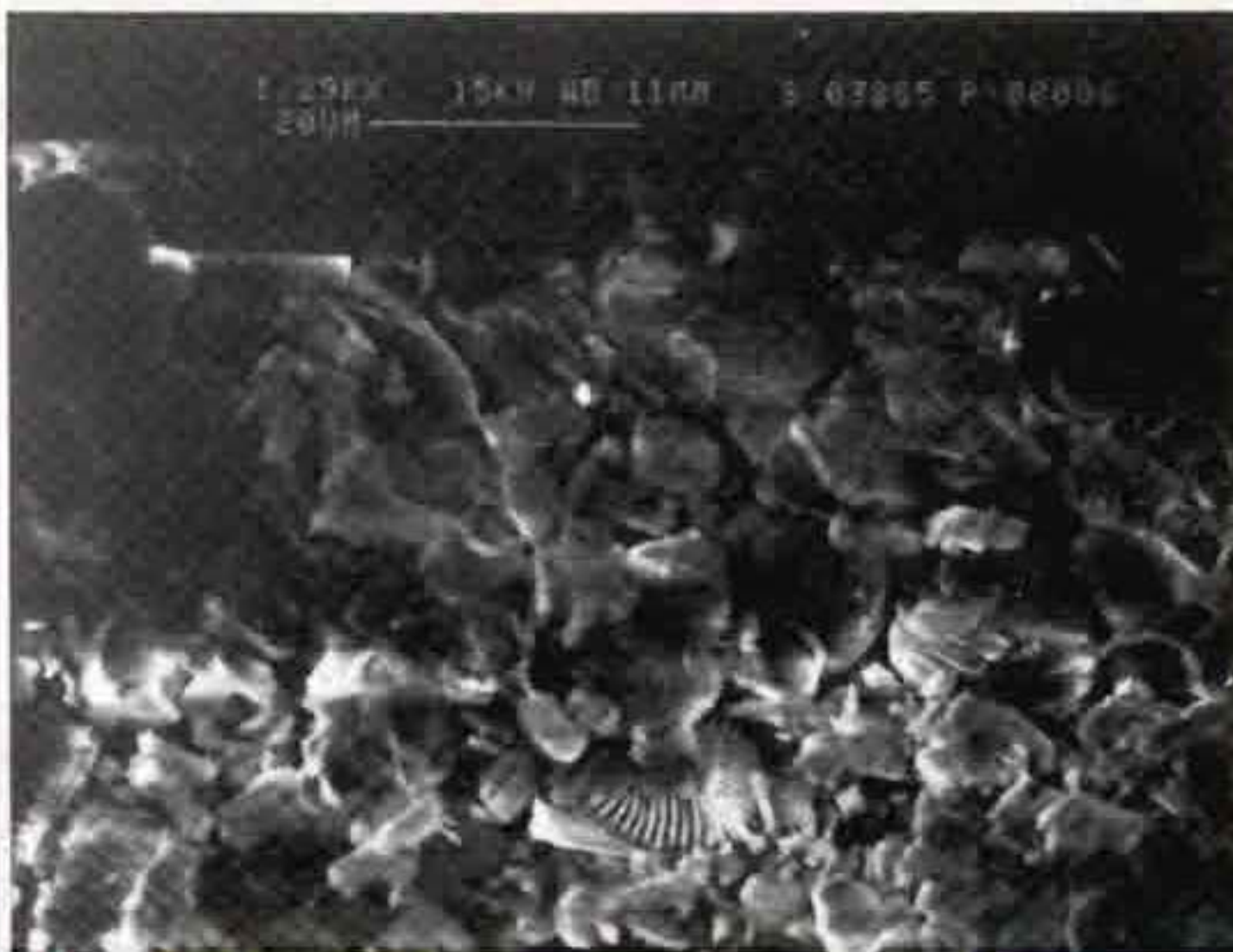


Fig. 40: Microestructura porosa caracterizada por la acumulación de diatomitas relativamente bien conservadas. Diatomita laminada, niveles inferiores aflorantes de la cantera CEKESA, Rambla Sorda, cuenca del Cenajo. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

Desde un punto de vista petrográfico, las diatomitas aparecen como una alternancia de láminas más claras y más oscuras, en general de unas pocas décimas de mm de espesor, en las que se pueden reconocer frecuentes distorsiones ligadas a la presencia de microfracturillas sinsedimentarias (fig. 39). Algunos rasgos definitorios de las diferentes láminas consideradas pueden ser: la mayor presencia de materia orgánica (láminas oscuras ricas en la citada materia orgánica alternando con otras más claras), la mayor presencia de carbonato microcristalino, la presencia de niveles ricos en peloides de carbonato, la mayor presencia de pequeños clastos angulosos de cuarzo y fragmentos líticos, la mayor o menor presencia de anhidrita o yeso, tanto en texturas primarias como secundarias, la mayor presencia de gasterópos y otros fragmentos esqueléticos carbonatados en algunos niveles, etc. En conjunto se trata de microfacies de una gran monotonía, en la que la abundancia de diatomita se manifiesta únicamente, debido al reducido tamaño de las frústulas opalinas, en forma de extinción de toda la matriz microcristalina en nícoles cruzados.

El estudio mineralógico denota un marcado predominio del ópalo sobre el ópalo C-T, con una presencia accesoria de aragonito (presumiblemente correspondiente a los fragmentos esqueléticos citados), de calcita (principalmente reducida a las microfacies en las que se puede observar como cemento, o en sustituciones del tipo textura en parche superpuesta a las láminas antes descritas), y dolomita. La presencia de otras mineralogías, como sulfatos, halita y fosfatos es prácticamente indistinguible por difracción de rayos X en la mayoría de los casos, por su escasa incidencia porcentual en las muestras. El fosfato aparece como particularmente poco escaso en las muestras estudiadas, excepto en las litofacies en las que es importante a simple vista, en general en forma de escamas de peces (por ej., nivel llamado localmente «de los peces» en Rambla Sorda y alrededores, cantera de CEKESA, cuenca del Cenajo). La dolomita, coincide principalmente con un cemento de tipo «rim».

Por el contrario, el estudio microestructural con el microscopio electrónico de barrido ofrece muchas más posibilidades de estudio de las microtexturas, y con el uso combinado de un microanalizador de tipo EDAX permite tanto un correcto reconocimiento de las características sedimentológicas y los constituyentes minerales de las litofacies diatomíticas como una reconstrucción de la evolución diagenética del sedimento.

Las facies diatomíticas ricas aparecen como una acumulación más o menos desordenada de frústulas de diatomeas bien preservadas, en general muy poco fragmentadas y con la ornamentación bien preservada; la porosidad original de la fábrica es muy elevada, y contrasta marcadamente con la fábrica muy masiva de las porcelanitas (véase figs. 40 y 41). Podemos considerar ambas microestructuras como extremas, y correspondientes a las muestras caracterizadas por ópalo A (las diatomitas) y ópalo C-T (las porcelanitas), por lo que se refiere a la fracción silíceas. En la escala petrográfica hemos podido reconocer igualmente la presencia de calcita magnésiana idiomórfica o subidiomórfica, claramente diagenética. Esta presencia de calcita es también citada por Bellanca et al. (1989).

Otra microestructura aún más frecuente que la de diatomeas bien preservadas es la microestructura de diatomeas parcialmente transformadas, en la que una parte significativa de las frústulas presentan evidencias de disolución, con gradual desaparición de la ornamentación. Aunque existen casos de corrosión generalizada de las frústulas y migración de la sílice (en general microfacies con presencia de evaporitas), lo más normal es una disolución con reprecipitación local de la sílice, de modo que ésta tiende a formar un tapizado o entelado sobre las frústulas, desapareciendo con él la ornamentación la porosidad superficial, si existía. Con todo, la desaparición de la ornamentación no progresa uniformemente en toda la microfacies, pudiendo hallar frústulas bien preservadas coexistiendo con otras en las que el proceso de transformación es avanzado. Estas microfacies corresponden a difractogramas de rayos X de tránsito entre el ópalo A y el ópalo C-T, en los que se va perfilando un gradual aumento de la cristalinidad de la fase silíceo (fig. 42 y 43).

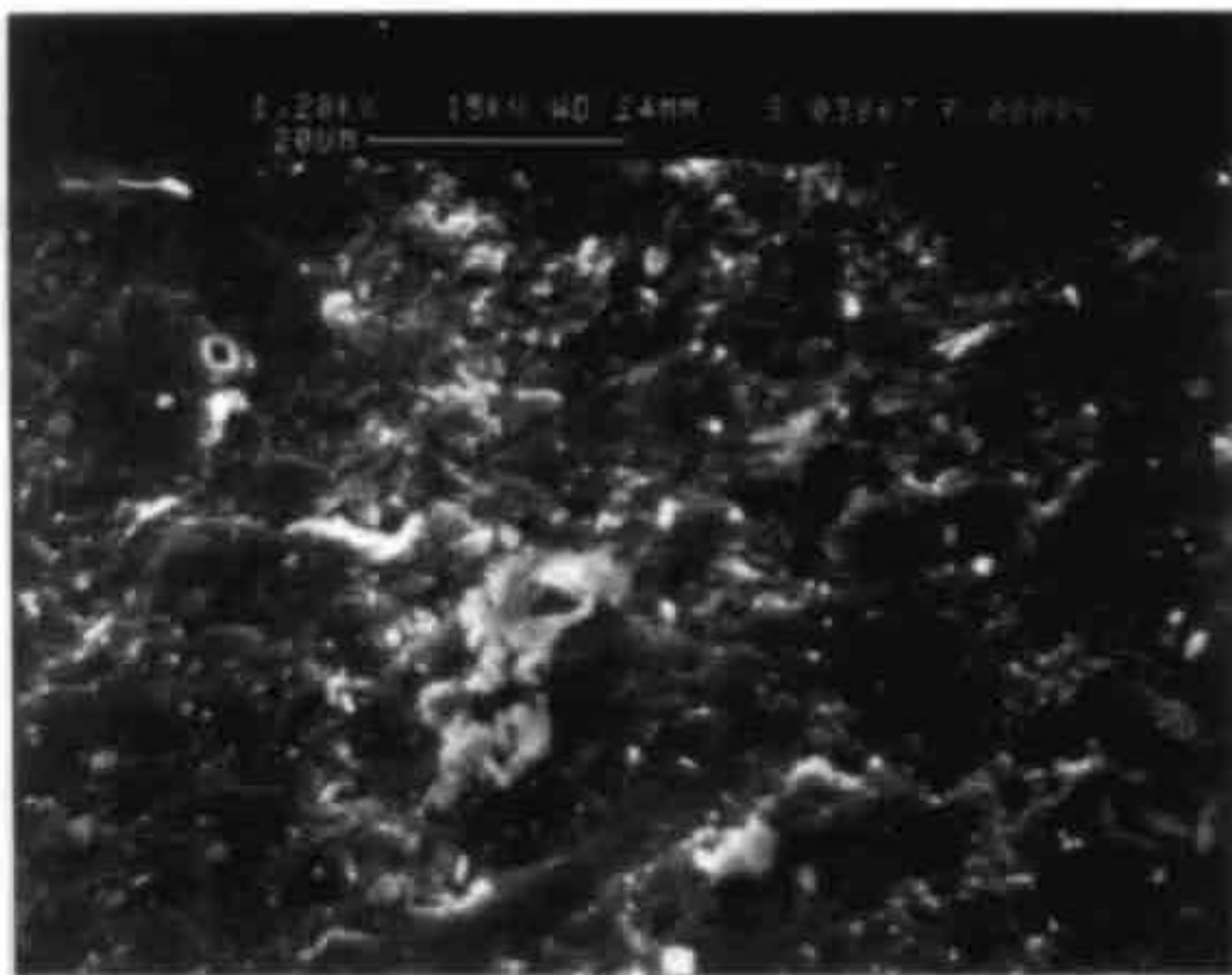


Fig. 41: Microestructura masiva constituida por ópalo C-T, y cristallinos de carbonato y silicatos aislados. Nivel inferior de porcelanita aflorante en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

En las microfacies en las que se observa el desarrollo de una sustitución de las láminas de diatomitas por parches o niveles más o menos continuos de calcita, la microestructura aparece constituida por un agregado de cristales de carbonato con la presencia más o menos esporádica de algún resto silíceo de frústula de diatomita, en general muy corroída (fig. 44 y 45).

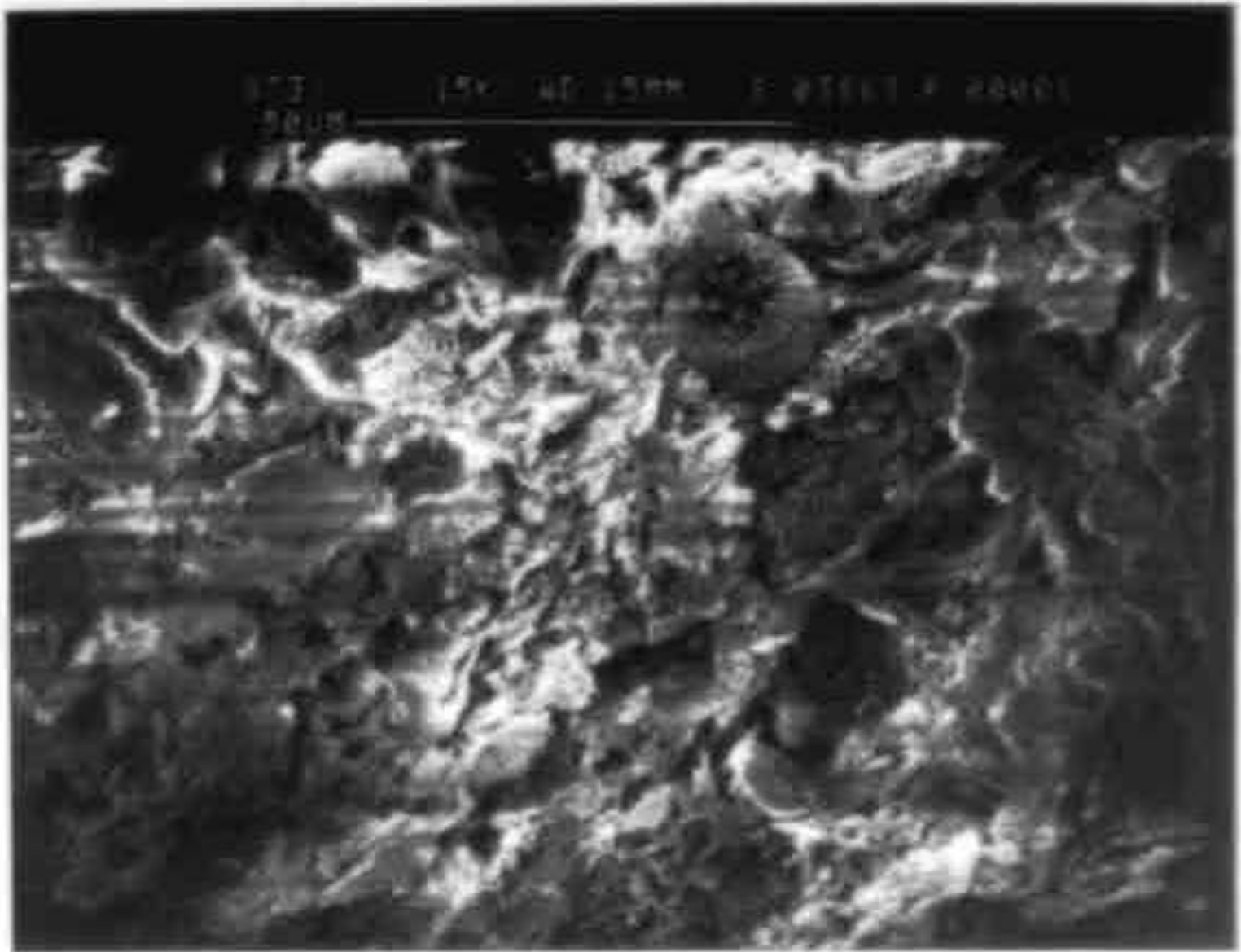


Fig. 42. Microestructura relativamente porosa caracterizada por la acumulación de frústulas de diatomea, bastante transformadas por disolución-reprecipitación de la sílice. Niveles infrayacentes a la porcelanita inferior afloran en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido, las rayas horizontales corresponden a carga electrostática generada por la misma naturaleza porosa de la muestra.

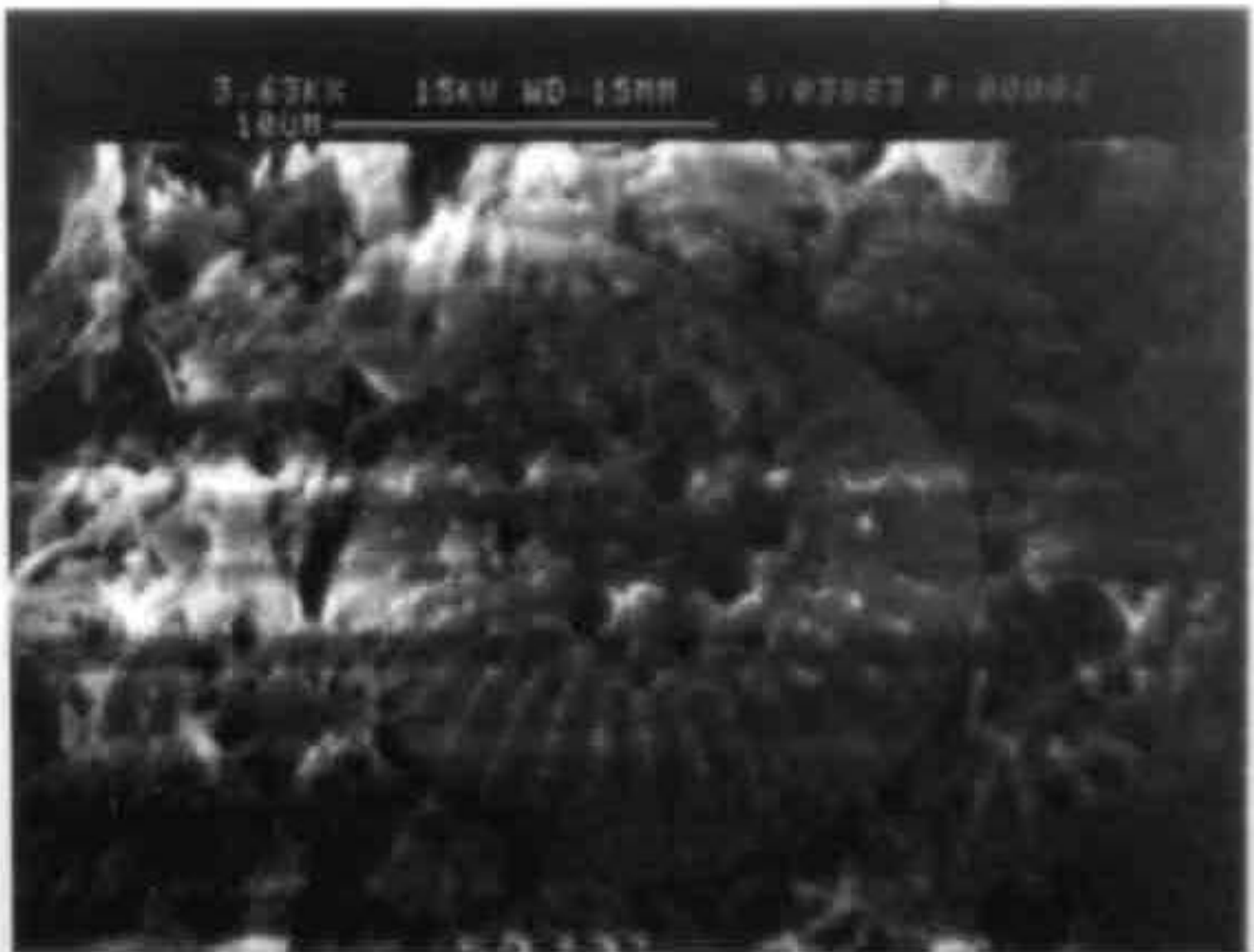


Fig. 43. Detalle de la figura anterior, en la que se observa una frústula de diatomea sin bien conservada. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

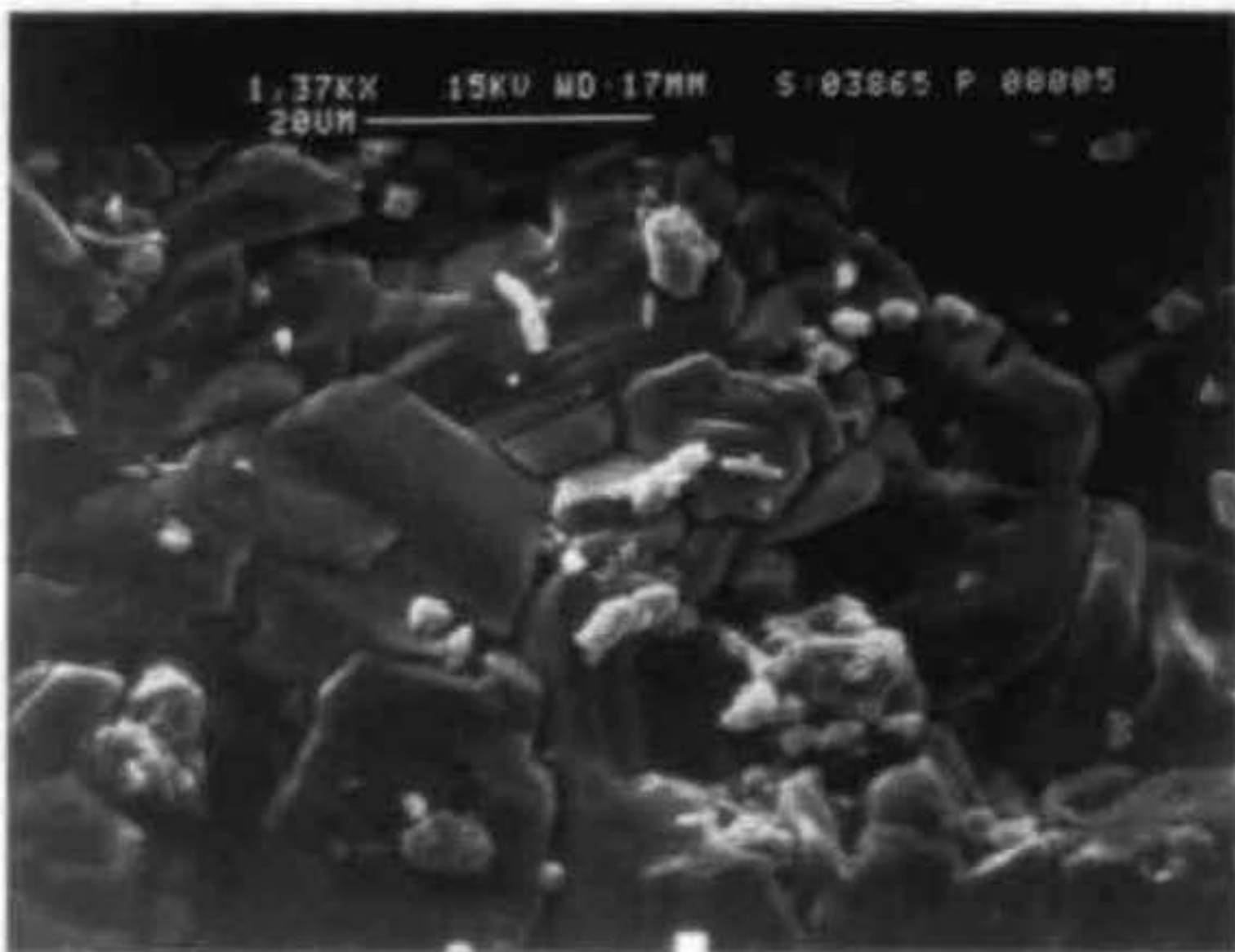


Fig. 43. Microestructura constituida por un agregado de cristales de calcita que reemplaza total o parcialmente los niveles diatomíticos. Nótese la existencia de una frústula muy disuelta en el sector central de la fotografía. Niveles infrayacentes a la potcelanrita inferior aflorante en las explotaciones de Minas del Volcán en las proximidades del pantano de Camarillas. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.



Fig. 43. Detalle de la fotografía anterior en la que se observa la frústula disuelta de diatomita. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.



Fig. 46. Microestructura masiva de ópalo C. T. con «silas» en las que se han preservado frústulas de diatomeas bien conservadas, Nódulo de sílex negro centimétrico, trozos de chert de la base de la cantera CEKISA. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.



Fig. 47. Detalle del estado de conservación de las frústulas de diatomeas del sector central de la fotografía precedente. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido.

En las litofacies de desarrollo nodular de chert, se observa por el contrario una microestructura masiva, semejante a la de las porcelanitas pero con «islas» más o menos grandes, constituidas por frústulas de diatomea en general bastante bien conservadas, tanto por lo que se refiere a las morfologías generales de las frústulas como a la ornamentación. Podemos atribuir a la microestructura masiva un carácter de ópalo C-T en un estado algo inmaduro de diagénesis, tal como aparece en los difractogramas. En esta microestructura aparecen además un gran número de cristalitas de carbonato cálcico (figs. 46 y 47).

RELACIÓN DE LAS DIATOMITAS CON EL VOLCANISMO Y LOS NIVELES DE YESO Y AZUFRE

El objetivo de establecer las relaciones de las diatomitas con las mineralizaciones de azufre, los yesos asociados a éstas, y con el volcanismo queda sólo parcialmente resuelto. Ya ha sido comentado que en el tramo estudiado por Servant Sildary et al. (1990) de la secuencia evaporítica en Las Minas las diatomitas parecen representar al menos pro-parte el aporte de aguas marinas, aparentemente más diluidas que las de la cuenca evaporítica, provocando una drástica finalización de los microciclos evaporíticos con yeso selenítico y balatino. Como quiera que la salinidad correspondiente a la precipitación del yeso es excesiva para la actividad de las bacterias sulforeductoras que presumiblemente han formado las mineralizaciones de azufre nativo, la irrupción de agua más diluida es **condición necesaria pero no suficiente** para el inicio de un nuevo episodio de formación de mineralizaciones de azufre. En ese momento, como se verá más adelante, la actividad volcánica en las cuencas aparece muy reducida o nula, y en todo caso no asociada espacial o temporalmente a los niveles diatomíticos. Además, los niveles de diatomitas tienen muy reducida importancia en los sectores intensamente mineralizados de azufre.

En resumen, la relación entre niveles diatomíticos y azufre biosingénico en la secuencia evaporítica de Las Minas no es de tipo causa-efecto, sino que podemos decir que una misma causa externa (la dilución de las salmueras por aporte de agua, sea ésta marina o no) tiene dos efectos colaterales, como son la aparición de diatomitas y bacterias que pueden provocar la precipitación de azufre. En la escala local, y al menos en el caso de las diatomitas marinas podemos señalar que la acumulación de éstas en líneas generales precedería a la del azufre, en cada uno de los microciclos evaporíticos, y el azufre al yeso: en el caso de cada uno de los microciclos llegara a completarse.

Por lo que se refiere a los niveles superiores de diatomitas, hemos de considerar forzosamente los niveles menos ricos pre-slump y los más ricos post-slump. En algunos lugares como en las azufreras del Cenajo se observa también que los ciclos diatomíticos pre-slump preceden al azufre asociado a los yesos, hecho que coincidiría en líneas generales con lo descrito anteriormente para los tramos evaporíticos inferiores de Las Minas.

Al no haberse podido establecer claramente con criterios geoquímicos los eventuales aportes volcánicos de silicio, todas las consideraciones sobre las

eventuales relaciones entre actividad volcánica y mayor proliferación de diatomitas deben partir del conocimiento del desarrollo del volcanismo en la cuenca, y de las evidencias petrográficas de una contribución de éste. En los sucesivos trabajos de Calvo y Elizaga queda patente que el periodo de mayor acumulación de frústulas de diatomitas coincide grosso modo con la actividad del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo, hecho que hace postular a estos autores una directa relación entre ambos hechos.

Del estudio detallado de los materiales volcánicos (véase capítulos sucesivos) se deduce que la actividad del Cerro del Monagrillo no fue puntual sino que implicó un desarrollo a lo largo de un cierto periodo de tiempo, que parte del aparato volcánico sufrió alteración y erosión simultáneamente a su emplazamiento y que aunque se conocen acumulaciones de tipo epiclástico éstas no responden a lo que cabría esperar de la erosión del aparato volcánico, siendo relativamente poco importantes. No se conocen tampoco acumulaciones de productos piroclásticos de caída que por su carácter vítreo pudieran haber suministrado un notable incremento de sílice en los depósitos sedimentarios. Además las evidencias recogidas parecen indicar que el desarrollo del volcanismo debió preceder a la máxima expansión de las diatomeas.

Todos estos factores nos hacen pensar que el aporte de sílice de origen volcánico directo a la cuenca no debió ser considerable, y no justifica el volumen de sílice acumulado. Una posibilidad más realista sería la existencia de efluentes hidrotermales a la cuenca ligados indirectamente a la existencia de cuerpos intrusivos someros. Los campos geotérmicos inducidos por la presencia de estos cuerpos producirían circuitos de circulación de agua meteórica que podrían removilizar grandes cantidades de sílice desde los magmas en proceso de enfriamiento hacia la superficie.

Si esta hipótesis fuera cierta, lo lógico sería que el drenaje de los fluidos hidrotermales se canalizara por las fracturas de borde de las cuencas; este hecho encaja con la evidencia de la presencia de mayor desarrollo de porcelanitas, nodulización de chert y diagénesis acelerada de las diatomitas localizada en los bordes de las cuencas (véase más arriba), que por lo tanto no tendría por qué corresponder únicamente a una zonación paleogeográfica. La mayor evolución diagenética de las diatomitas podría estar inducida por la existencia de una termalidad anómala en los sectores próximos a las efluencias hidrotermales, en el sentido expresado por Hesse (1988), Betterman & Liebau (1975), etc.

Por el contrario parece jugar en contra de esta posibilidad la inexistencia de cherts bandeados originados a partir de geles, o bien de importantes estructuras de tipo stockwork síliceo, típicas de estos aportes anómalos de chert hidrotermal (Gimeno 1986, 1989). El estado actual del estudio y el nivel de afloramiento disponible hace que quizás no hayamos podido localizar este tipo de depósitos síliceos, que acaso pudieran existir; una vía geoquímica que no hemos podido desarrollar a lo largo de nuestro trabajo es el estudio de la distribución de elementos ligeros y móviles que como el B, el Cl, etc. pudieran ser trazadores de la presencia de efluencias hidrotermales en diatomitas y porcelanitas (Stamatakis & Sovatzoglou-Skounaki, 1988; Stamatakis et al. 1989, etc.).

5. EL VOLCANISMO LAMPROÍTICO EXISTENTE EN LA CUENCA DE LAS MINAS-CAMARILLAS Y ALREDEDORES

Las rocas volcánicas presentes en el sector objeto de nuestro estudio forman parte del conjunto de manifestaciones eruptivas lamproíticas del SE de la Península Ibérica. Estas lamproítas afloran en un amplio sector que va desde los alrededores de la localidad de Vera en Almería hasta las manifestaciones más septentrionales de Jumilla, Calasparra, Cerro del Monagrillo (en el norte de la provincia de Murcia) y Cancarix ya en la provincia de Albacete. En el SE de la Península Ibérica y el N de África existe una provincia petrogenética y vulcanogénica bien definida, de dirección aproximada NE-SO, en la que están bien representadas rocas calcoalcalinas, rocas calcoalcalinas ricas en potasio y rocas shoshoníticas. Las manifestaciones lamproíticas que nos ocupan se solapan espacial y temporalmente a esta provincia sólo en parte, ya que en el norte de África no han sido nunca descritas, y en España las rocas que nos interesan ocupan un sector septentrional en el que no están representados los otros grupos de rocas (véase la fig. 48).

La bibliografía geológica referida a las rocas lamproíticas del SE peninsular refleja dos constantes: en primer lugar han sido objeto de numerosos estudios petrográficos, mineralógicos y petrogenéticos, ya que constituyen una verdadera rareza petrológica a nivel internacional; y por otra parte la proximidad al citado distrito volcánico que es el más importante en el vulcanismo neógeno peninsular he hecho que se intentara explicar su origen en el contexto global del vulcanismo correspondiente al ciclo calcoalcalino, calcoalcalino rico en potasio y shoshonítico.

Por lo que se refiere a los numerosos estudios realizados sobre estas rocas, el lector puede hallar sucesivas compilaciones de datos y referencias en los trabajos de San Miguel (1936), Fúster et al. (1967), López Ruiz y Rodríguez-Badiola (1980) y Venturelli et al. (1984, 1988, 1991). Los aspectos más interesantes con respecto al objeto de nuestro interés serán comentados a continuación.

El trabajo de Fúster et al. (1967) es de un gran interés, ya que consta de tres partes bien diferenciadas: una descripción inicial de todos los afloramientos conocidos en el momento (que con pocas novedades son los reconocidos hoy en día), dando valiosas indicaciones sobre la estructura de los diferentes aparatos volcánicos; en segundo lugar aparece un detallado estudio petrográfico con la descripción de la paragénesis, las texturas y el orden de cristalización de los minerales; y finalmente una parte geoquímica que además recopila todos los análisis previos. Además de estos méritos objetivos, en este trabajo se excluye razonadamente la posibilidad de la cristalización fraccionada como origen de los magmas lamproíticos, se señala que el origen de estos magmas estarían en anatexia profunda, y se eliminan las incertidumbres de las nomenclaturas precedentemente utilizadas en la descripción de estas rocas, proponiendo una clasificación

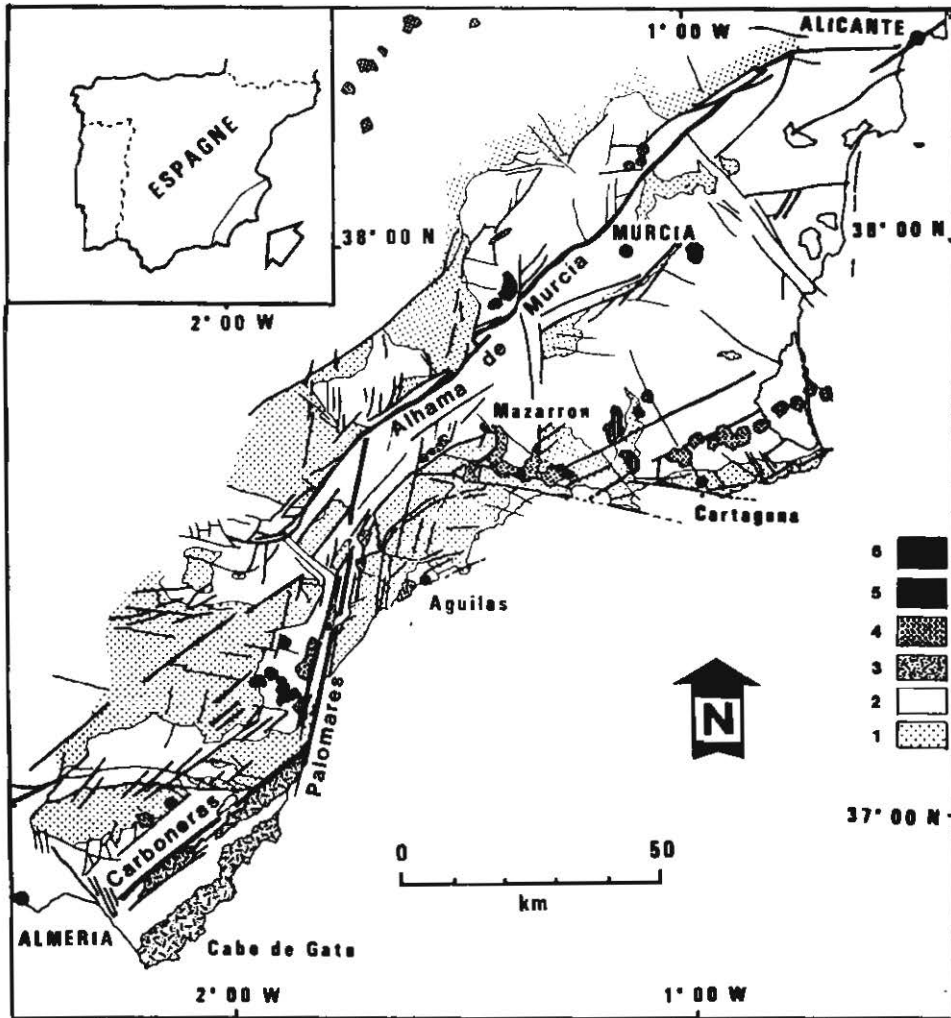


Fig. 48: Esquema de la situación de las rocas volcánicas del Sudeste de la Península Iberica, en relación con los principales agentes activos durante el Neógeno (según Hernández et al. 1987). Leyenda: 1/ Dominios Bético Externo e Interno. 2/ Neógeno y Cuaternario. 3/ Volcanismo calcoalcalino. 4/ Lavas anatócticas. 5/ Lamproítas. 6/ Basaltos alcalinos.

basada en su norma en la que las jumillitas tienen leucita y olivino normativos, las cancalitas sólo olivino normativo, las fortunitas poseen menos del 5% de olivino o cuarzo normativo, y en las veritas el cuarzo normativo sería más del 5%.

En primer lugar es fundamental definir qué tipo de rocas nos ocupan. Se trata de rocas muy especiales, ultrapotásicas, que no encajan dentro de los esquemas de clasificación clásicos; de hecho, López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) en su trabajo de síntesis sobre el volcanismo del SE peninsular tuvieron que efectuar una modificación al gráfico de clasificación clásico K_2O/SiO_2 de

Peccerillo & Taylor (1976) creando nuevos campos sobre los de las rocas shoshoníticas, en los que las jumillitas, cancalitas y fortunitas + veritas serían los equivalentes más ricos en K de basaltos, andesitas basálticas y andesitas + dacitas, respectivamente. Sin embargo es evidente que el diagrama de variación de potasio propuesto por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) no tiene demasiado sentido de cara a la clasificación de estas rocas (véase fig. 49), de la misma manera que el nuevo diagrama de variación en potasio propuesto por la I.U.G.S. (Le Maître et al. 1989) aún sería de menor utilidad; esto sucede porque estos diagramas están concebidos para rocas que contienen menos de un 5-6% de K_2O , mientras que las lamproítas objeto de nuestro estudio son rocas ultrapotásicas que contienen cerca del doble.

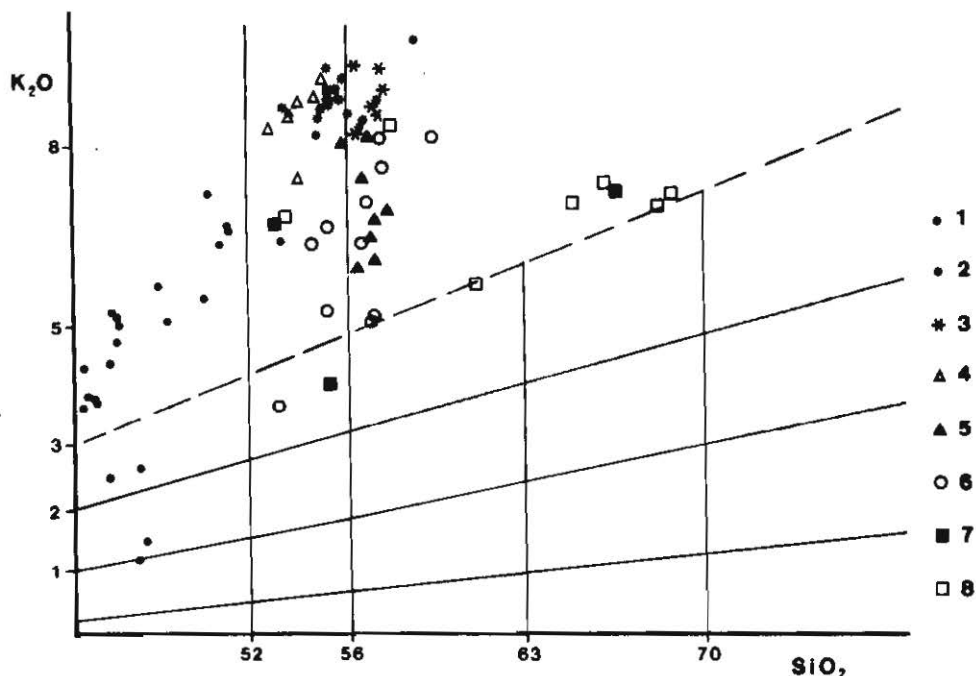


Fig. 49: Diagrama de clasificación propuesto por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) para la clasificación de las rocas lamproíticas del SE peninsular. Leyenda: 1/ Rocas de Jumilla. 2/ Rocas de Cancaix. 3/ Rocas del Cerro del Monagrillo. 4/ Rocas de Calasparra. 5/ Rocas de Fortuna. 6/ Rocas de Barqueros. 7/ Rocas de Vera. 8/ Rocas de Zeneta. Los datos analíticos representados proceden de los trabajos de Fúster et al. (1967), Venturrelli et al. (1984), y de este mismo trabajo.

Brändle et al. (1984) intentaron aplicar un «prototipo» del diagrama T.A.S. (Total Alcalis contra Sílice) de la I.U.G.S. para la clasificación de las lamproítas del SE peninsular.

Aun aplicando las modificaciones más recientes al citado diagrama (Le Maître et al., 1989) los resultados no varían prácticamente, de modo que las diferentes rocas lamproíticas (incluyendo los nuevos análisis publicados desde 1984 y

los obtenidos en este trabajo) aparecen principalmente proyectadas en los campos intermedios saturados (principalmente concentradas en el campo de la traquiandesita, con las muestras de Vera desplazadas hacia el campo traquítico y las de La Celia-Jumilla hacia el del traquibasalto y la traquiandesita basáltica; véase la fig. 47). De todos modos es evidente que el diagrama T.A.S., tan útil en la clasificación de la mayoría de las rocas volcánicas, no es de gran utilidad en la identificación de las rocas lamproíticas, por lo que la I.U.G.S. recomienda distinguir de entrada las lamproítas en base a los siguientes criterios (Le Maître et al., 1989):

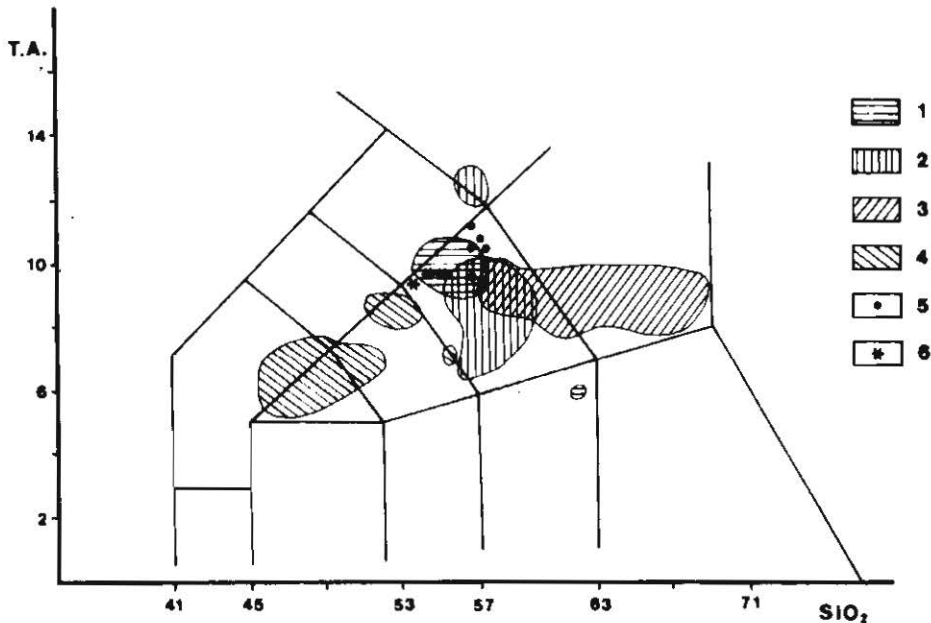


Fig. 50: Diagrama de clasificación T.A.S. (Total Alkali versus Silica, Le Maître et al. 1989) en el que se han proyectado los datos geoquímicos disponibles para las rocas lamproíticas del SE peninsular. Leyenda: 1/ Rocas de Cancarix. 2/ Rocas de Fortuna. 3/ Rocas de Vera. 4/ Rocas de Jumilla. 5/ Rocas del Cerro del Monagrillo. 6/ Rocas de Calasparra. Los datos representados proceden de los trabajos de Fúster et al. (1967), Venturelli et al. (1984), y de este mismo trabajo.

—Se trata de rocas normalmente aflorantes como diques, chimeneas, o pequeñas extrusiones, que no aparecen como simples variaciones texturales de rocas volcánicas o plutónicas comunes.

—Los feldespatos y/o feldespatoides, en el caso de estar representados, aparecen restringidos a la mesostasa.

—Es frecuente la alteración hidrotermal de olivino, piroxeno, biotita, y plagioclasa (cuando ésta aparece en la roca).

—Calcita, zeolitas y otros minerales normalmente hidrotermales pueden aparecer como fases primarias.

—En general son rocas porfíricas, mesocráticas o melanocráticas (índice de color variable entre 35-90), raramente ultramáficas, normalmente contienen como minerales esenciales biotita o flogopita y/o anfíbol, así como clinopiroxeno, olivino, más raramente melilita, así como minerales raros como richterita potásica y/o titanada, priderita, etc.

—Presentan contenidos relativamente elevados de K_2O y/o Na_2O , H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 , Ba, etc., si son comparados con rocas de composición química semejante. Además suelen ser peralcalinas.

Foley et al. (1987) han revisado recientemente el cuerpo de doctrina disponible sobre rocas ultrapotásicas, distinguiendo tres grupos, de los que correspondería el Grupo I a las lamproítas del SE peninsular. Venturelli et al. (1988) reconocen como características principales de las lamproítas españolas, dentro del citado Grupo I: la ausencia de plagioclasa magmática; la presencia de sílice en contenidos superiores normalmente al 53%; los valores relativamente altos de Mg, Ni, Cr, Zr, Th, LREE, U, Pb, Ba, Sr y Rb; la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ muy alta para este tipo de rocas; la presencia de ortopiroxeno magmático en los términos más ricos en sílice; la presencia de carbonato de presumible origen magmático, etc. Para estos autores los magmas fueron generados a partir de un manto enriquecido que contenía flogopita, ortopiroxeno, olivino, y fases accesorias como el apatito; sin embargo resaltan que la fuente debió sufrir metasomatismo y pérdida de componentes magmáticos, debido a los bajos contenidos en Ca, Na, Al y Sc. Las condiciones de generación debían ser, en ausencia de CO_2 , presión menor de unos 25 Kbar y las temperaturas de cristalización menores a unos 1200 °C.

Por su parte, Hernández et al. (1987) señalan como características generales de las lamproítas del SE peninsular: que su edad en general es Messiniense; que en ocasiones son filonianas pero en general corresponden a aparatos volcánicos submarinos o subaéreos; que tienen un intervalo de composición química notable: ($SiO_2 = 45-72\%$) con contenidos en álcalis igualmente variables ($K_2O = 1.5-10\%$; Na_2O/K_2O a veces superior a 1 en las jumillitas); y que no obstante presentan características petrográficas y mineralógicas comparables; mesostasa vítrea en general abundante, presencia de fenocristales de forsterita, flogopita, sanidina, plagioclasa y más raramente ortopiroxeno.

Desde un punto de vista de litofacies y petrográfico, se observa como regla general (Fúster et al. 1967) que la mayoría de los aparatos estudiados (diques, chimeneas y pequeños domos) presentan bordes vesiculares y vítreos, frecuentemente con vainas externas más o menos bien definidas de interacción con el encajante y consiguiente generación de litofacies mixtas (brechas, peperitas macroglobulares, etc.), mientras que hacia el interior de las estructuras presentan texturas hipocristalinas y, más raramente, llegan a ser holocristalinas. Normalmente, en las variedades holocristalinas el 40% de la roca está constituido por fenocristales de olivino, flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno (en algunas cancalitas y fortunitas), leucita (en algunas jumillitas y veritas). El resto, de la textura aparece constituida por sanidina, richterita potásica, espinelas, y

eventualmente vidrio (normalmente de composición próxima a la de las sanidinas). En algunos afloramientos son relativamente abundantes los xenocristales y pequeños enclaves de rocas ultramáficas, etc.

Por lo que se refiere al contexto geotectónico. López Ruiz & Rodríguez Badiola (1980) relacionaron su génesis a la existencia de una zona de subducción, que habría creado igualmente todo el ciclo magmático calcoalcalino, calcoalcalino rico en potasio y shoshonítico. Estos autores interpretaron los magmas ultrapotásicos como el producto de la mezcla de líquidos kimberlíticos (originados a su vez a partir del agua liberada por una hipotética placa litosférica subducente a profundidades superiores a los 300 Km) con los magmas generados en niveles superiores, y más específicamente con los de tipo shoshonítico.

Algunos años después y consiguientemente basándose en un conocimiento más profundo de la geología regional Hernández et al. (1987) indican que el volcanismo de la provincia neógena del sudeste español está ligado a la existencia de una zona de fracturación crustal en dirección NE-SO, que además afectaría a fragmentos diferenciados de placa litosférica. Por lo que se refiere al volcanismo lamproítico estos autores le atribuyen un origen claramente mantélico. Martín Escorza y López Ruiz (1988) coinciden igualmente en proponer un origen por fracturación crustal y movimientos en dirección para el volcanismo del SE peninsular, en relación con la Falla de Palomeras.

Los datos isotópicos (Nelson et al. 1986) y las características geoquímicas de las lamproítas (Foley et al., 1987) permiten deducir un origen de los magmas a partir de un manto empobrecido (por pérdida de clinopiroxeno y granate), de composición peridota flogopítica. La escasa correlación de elementos como el Mg con los elementos incompatibles existentes en las lamproítas, la escasa variación de los contenidos en Ni de los olivinos (primeras fases en cristalizar), etc. sugieren que no se han dado procesos de cristalización fraccionada en la génesis de estas rocas, en la línea de lo ya deducido por Fúster et al. (1967); los altos contenidos en Ni y Cr de las rocas más magnésicas sugieren que se pueden considerar como magmas casi primarios, derivados directamente del manto (Venturelli et al. 1988).

El amplio grado de variación isotópica (Nd, Pb, Sr) y los elevados contenidos de U en los olivinos sugieren que el manto del que proceden los magmas lamproíticos habría sufrido un cierto metasomatismo con aporte de materiales procedentes de la corteza. La composición de las rocas de Fortuna, Las Minas de Hellín, Cancarix, Calasparra y Jumilla (en este último caso por lo que se refiere a las variedades de grano fino) aparecen sobre el peritético en un diagrama cuarzo-kalsilita-forstenita, con precipitación de flogopita, forstenita y enstatita como fases cristalinas, con lo que los magmas lamproíticos puede explicarse como procedentes de un manto de peridotita flogopítica siendo generados en condiciones hidratadas a profundidades variables, siempre a presiones inferiores a los 25 Kbar (Venturelli et al. 1988, 1991).

Las temperaturas de cristalización variarían desde algo menos de 1200 °C (olivinos) hasta unos 740-820 (geotermómetro ilmenita-magnetita) correspondientes a las rocas de grano grueso cristalizadas en condiciones subvolcánicas de Jumilla, que son en sí mismas una rareza dentro de este grupo de rarezas petrológicas (por ej., son las únicas que contienen titanomagnetita además de cromoespinela); además en estas rocas de Jumilla hay evidencias de intercambios F-OH entre apatito y mica proseguidas por debajo de la curva solidus (580-730 °C). (Venturelli et al. 1984).

Venturelli et al. (1991) refiriéndose a los afloramientos del sector de La Celia (Jumilla) indican que los carbonatos que aparecen con agregados tardíos en la mesostasa cristalizaron a una temperatura inferior a 780-710 °C, después de la magnetita y la ilmenita, mientras que los carbonatos que aparecen como de segunda generación en venillas debieron cristalizar a temperaturas superiores a 585 °C, ya que coexisten con pseudobrookita. El apatito presente en la segunda generación de carbonatos tiene Sr de un origen prevalentemente magmático, mientras que los carbonatos de la misma paragénesis muestran adición de algo de Sr de origen sedimentario. Las amplias variaciones de los isótopos de Sr en las lamproítas podrían corresponder a mixing de diferentes magmas lamproíticos y/o a analcimitización de la leucita aportando Sr de origen sedimentario.

En esta línea podemos indicar que Bellon et al. (1981) ya señalaron la existencia de procesos de alteración en la chimenea del aparato principal del Cerro del Monagrillo. López Ruiz & Wasserman (1991) señalan que los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ hallados en las lamproítas del SE peninsular son más propios de rocas sedimentarias que de ígneas, lo que es especialmente chocante dado su evidente origen mantélico. Estos valores isotópicos del oxígeno han sido intensamente modificados por los procesos secundarios de hidratación posteriores a la cristalización de las rocas. Durante el desarrollo de nuestro estudio ha sido relativamente frecuente hallar zeolitizaciones aparentemente tardías en las coladas y cuerpos intrusivos del Cerro del Monagrillo.

Desde un punto de vista estrictamente geoquímico y de la química mineral de las fases presentes en las rocas, podemos resumir que existen una serie de factores que diferencian claramente las rocas lamproíticas presentes en el sector objeto de nuestro estudio de las que coexisten claramente con las calcoalcalinas y shoshoníticas:

—La química mineral de determinadas fases (por ej., la flogopita, confrontada a la química de la roca total, Venturelli et al. 1988) permite con claridad distinguir los afloramientos de Las Minas de Hellín, Calasparra, Jumilla y Cancarix (que llamaremos arbitrariamente del área «A») de las de Vera, Aljorra, Zeneta, Fortuna, Puebla de Mula y Barqueros (área «B»).

—La geoquímica sobre roca total permite diferenciar igualmente los dos anteriores grupos de rocas (por ej., utilizando los diagramas Nb/MgO%, Zr/MgO%, Venturelli et al., 1988).

—Existen evidencias claras de coexistencia y mezcla física y química entre magmas calcoalcalinos y/o shoshoníticos y magmas lamproíticos en los afloramientos correspondientes al área «B» (Zeneta, Barqueros, Mazarrón, etc.; referencias en Bellon et al. 1983, Hernández et al. 1987, Venturelli et al. 1988, etc.), mientras que se desconocen en el sector «A». Otro hecho presumiblemente ligado a éste es que las lamproítas españolas (grupo «B») son las únicas lamproítas conocidas que contienen ortopiroxeno de origen magmático, como consecuencia de sus altos contenidos en sílice (Venturelli et al. 1988).

CARACTERÍSTICAS DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Afloramientos del sector de Jumilla. Los más clásicamente citados corresponden en realidad a las proximidades de la población de La Celia, que se encuentran a lo largo de la carretera comarcal de Jumilla a Cancarix. Los afloramientos más occidentales consisten en una roca masiva, holocristalina, de grano medio a grueso, diaclasada, con tendencia a alteración bolar que encaja entre los materiales sedimentarios mio-pliocenos y un asomo diapírico de materiales evaporíticos terciarios, así como esporádicamente entre los materiales cuaternarios que lo recubren. El contacto con los materiales miocenos muestra evidencia de metamorfismo de contacto; en conjunto las evidencias macroscópicas sugieren que se trata de un cuerpo subvolcánico de morfología domática; los datos petrográficos y geoquímicos confirman esta atribución (Venturelli et al. 1991).

En el sector situado más al norte de la carretera se hallan las antiguas explotaciones de las minas de hierro de la Celia. Se trata de una mineralización de claro carácter vulcanogénico, que encaja en la lamproíta brechificada e intensamente alterada. Las facies son de grano mucho más fino que en el afloramiento junto a la carretera, y además se observa la presencia de litofacies vítreas marcadamente vesiculadas situadas en los márgenes, y localmente en el techo del cuerpo volcánico; la mineralización se caracteriza por una paragénesis de apatito verde (esparraguina) e incoloro, calcita, zeolitas y hematites macrocristalina. En conjunto este cuerpo parece ser un criptodomo algo más somero que los materiales del afloramiento anterior.

En este sector de Jumilla-La Celia se conocen otros afloramientos: el de la misma población de La Celia, con características semejantes a los dos anteriores; una colada de espesor métrico localizada en el barranco de Los Gargantones, algo al sur de La Celia (Agustí en Steininger et al. 1987), y un afloramiento con textura variable (de holocristalino a vitrofídico), de un mínimo de 6 metros de espesor, hallado unos 3 Km al SE de Jumilla. Este afloramiento fue hallado al escavar un pozo, bajo 16 m de sedimentos recientes y una capa de arenas conglomeráticas con fragmentos rodados de lamproíta. Se desconoce si se trata de coladas o de un domo, pero la presencia de los cantos rodados denota que se trataría de un criptodomo subaflorante o una colada.

Todo este conjunto de afloramientos denotan que el volcanismo lamproítico se desarrolló en el sector de La Celia-Jumilla de una manera relativamente

dispersa, en forma de pequeños criptodomas y con pequeñas estructuras efusivas (coladas y criptodomas). No se conocen manifestaciones explosivas notables.

Afloramientos del sector de Cancarix. Constituyen la prolongación hacia el oeste de los del sector de La Celia-Jumilla. El afloramiento más importante de este sector está ubicado unos 2 Km al oeste del pueblo de Cancarix, y es también conocido como «Sierra de las Cabras». Se trata del tramo final de una chimenea volcánica que se abre en abanico en un exodomo; este aparato atraviesa un conjunto de materiales carbonáticos secundarios que aparecen en notable resalte en el paisaje, motivo por el que la lamproíta aparece en lo alto de una pequeña meseta. Las relaciones intrusivas del exodomo con el encajante son claras, con toda una vaina de interacción magama-encajante, en la que se desarrollan brechificaciones, silicificaciones, metamorfismo de contacto, etc. El halo externo del exodomo contiene abundantes xenolitos carbonatados con bordes de reacción. El conjunto aflorante alcanza hasta unos 60 m de espesor, y la lamproíta aparece bien expuesta en algunas pequeñas canteras en las que ha sido explotada para áridos y balastro. Los bordes del domo presentan una facies vitrofídica negra, localmente muy vesiculada, mientras que en los sectores centrales aparece una facies hipocristalina y/o holocristalina, de color gris a gris rosado.

En el sector situado hacia el sur se observan con un claro control tectónico al menos otro par de asomos de criptodomas en facies de techo negras y vesiculadas, que representan criptodomas menores emplazados en medio algo menos somero que el anterior. No se conocen manifestaciones explosivas, ni coladas ligadas directamente al domo principal que como se ha indicado fue el único exógeno. Fúster et al. (1967) localizaron también otros afloramientos de lamproítas unos 2 Km al NE de Cancarix, de carácter más discontinuo, que atribuyen a una colada de 10-15 m de espesor máximo, relacionada con el aparato principal de Sierra de las Cabras.

Esta colada se puede seguir a lo largo de unos 1200 m, fragmentada en cuatro afloramientos, unos 200 m al norte del Km 22 de la carretera comarcal Cancarix-Jumilla. Fúster et al. (1967) describieron en detalle el contacto con los sedimentos, señalando la presencia de tobas con fragmentos de escorias por encima y por debajo de la colada, e indicaron también que estos afloramientos podrían ser confundidos con diques. Por nuestra parte, en el estado actual del estudio no excluimos que se pueda tratar de un sill inyectado, con génesis de peperitas macroglobulares en contactos superior e inferior con los sedimentos. En todo caso, sí que parece evidente que estos afloramientos no muestran ninguna evidencia de conexión con el exodomo de Sierra de las Cabras correspondiendo, tanto si corresponden a un sill como si son retazos de una colada, a una manifestación efusiva local. Se trata de una litofacies muy vesiculada, en especial en los tramos basal y de techo, muy vítrea, y presenta disyunción columnar y alteración bolar.

Afloramientos del sector de Calasparra. Se trata de dos afloramientos de reducidas dimensiones situados en las proximidades de la población de Calasparra, muy cerca del frente de cabalgamiento de las Unidades Subbéticas sobre el Prebético. El afloramiento mayor está situado unos 2 Km al NO de Calasparra, en el Cerro Negro, unos 150 m al norte del Km 2 de la carretera de Calasparra a Paradores. Fúster et al. (1967) han demostrado que se trata de los restos de un pequeño exodomo, intrusivo en las margas burdigalienses, y que presenta una zonación de litofacies (escoriáceas y vítreas en los bordes, hipocristalino en el centro), zona de interacción con los sedimentos (brechificaciones, verticalización de los sedimentos, etc.).

El segundo de los afloramientos es mucho menor, aparece a la salida de Calasparra (Km 1 de la carretera Calasparra-Paradores) sobre el mismo frente subbético, y presenta un carácter discontinuo; esto es posiblemente debido a una reactivación reciente de las fracturas ligadas al cabalgamiento subbético que impide reconocer con claridad los contactos originales con el encajante, tal como señalaron Fúster et al. (1967). Por lo tanto, se hace difícil interpretar el tipo de cuerpo volcánico que representan, aunque probablemente se trata de un sistema de diques asociado a las citadas fracturas.

Afloramientos de los alrededores de Las Minas de Hellín. Naturalmente, estos afloramientos han sido los más detalladamente estudiados, ya que al aparecer el principal en el Cerro del Monagrillo, a 1.5 Km al OSO del poblado de Las Minas de Hellín su relación espacial con las mineralizaciones de azufre y con las diatomitas es particularmente estrecha.



Fig. 51. Vista panorámica del Cerro del Monagrillo, constituido por una aparato volcánico lamproitico emplazado en el seno de los materiales lacustres del Mioceno Superior. Vista panorámica desde el suroeste.

El Cerro del Monagrillo aparece identificado como una roca de tipo lamproítico por primera vez precisamente en el trabajo de Meseguer (1924) sobre las mineralizaciones de azufre. Posteriormente su configuración ha sido descrita por Fúster et al. (1967), quienes distinguen un antiguo pitón intrusivo en el sector más meridional (y topográficamente deprimido, respecto a la cumbre del Cerro), mientras que coronando el Cerro aparecería una potente colada, de más de 20 m de potencia y disyunción columnar, yacente sobre unas brechas volcánicas no estructuradas (a las que atribuyen un origen explosivo), en la vertiente norte de la colina, y sobre los sedimentos pontienses. La citada brecha volcánica estaría atravesada por diques de roca compacta de dirección NO-SE.

Dado el carácter marcadamente estratiforme de las mineralizaciones de azufre, una parte muy importante de nuestro trabajo consistía en establecer cuáles eran las relaciones cronológicas de este aparato volcánico con los estratos, ya que un carácter totalmente tardío respecto a aquellas permitiría excluir definitivamente la participación del volcanismo en su génesis. Una aproximación vendría dada por la cartografía de Calvo y Elizaga (1990), que sitúa tanto el Cerro del Monagrillo como el afloramiento hallado por estos mismos autores unos 3 Km al SE del Cerro, en la margen derecha del Segura a la altura de la confluencia del Mundo, cartográficamente dentro de la facies C de Calvo y Elizaga (1985).

De un modo más preciso podemos señalar que el afloramiento de la confluencia de los ríos Segura y Mundo aparece estratigráficamente por debajo de la facies del megaslump (facies D de Calvo y Elizaga, 1985), mientras que en el caso del Cerro del Monagrillo no se conoce el techo ya que las lamproítas coronan el Cerro, pero inmediatamente al oeste y suroeste (en cotas topográficamente inferiores) aparecen los materiales correspondientes al megaslump. Por lo tanto, podemos indicar que el volcanismo lamproítico de los alrededores de Las Minas de Hellín parece asociado espacial y temporalmente al tramo superior, predominantemente carbonatado, de la facies C de Calvo y Elizaga (1985), que en su tramo inferior contiene las mineralizaciones de azufre. Calvo y Elizaga (1987) y Elizaga y Calvo (1988) ya señalan la existencia de intercalaciones epiclásticas y quizás piroclásticas lamproíticas, volumétricamente poco importantes, tanto en la facies D (megaslump) como en la base de la D. Tanto en estos trabajos, como en el de Bellon et al. (1981) se recoge y acepta la estructura del volcán del Cerro del Monagrillo tal como quedó expuesta por Fúster et al. (1967).

El estudio realizado permite:

—confirmar la existencia de un antiguo pitón intrusivo, intensamente alterado (tal como ya indicaron Bellon et al., 1981, que no pudieron datarlo por estar contaminado de Ar de origen no magmático) y zeolitizado. Sin embargo, más que un pitón parece un exodomo erosionado. El volumen del domo estrictamente exógeno debió ser bastante reducido.

—señalar la existencia de coladas lávicas muy bien desarrolladas en toda la vertiente sur del Cerro del Monagrillo, de unos pocos metros de espesor, y de dirección de flujo desde el norte hacia el sur, con dispersión en abanico. Estas

coladas recubren buena parte del afloramiento atribuido por Fúster et al. (1967) al pitón intrusivo, y reposan en buena medida sobre sedimentos miocenos (principalmente fangos carbonatados muy ricos en gasterópodos lacustres, principalmente wackstones).

—la base de las coladas lávicas muestra inicios de formación de pseudopillows (fig. 52), así como peperitas macro- y microglobulares (figs. 53, 54 d, 55). Estos hechos denotan que la colada de lava se instaló sobre un sedimento inconsolidado. El medio de emplazamiento probablemente pudo ser subaéreo, ya que no se ha encontrado desarrollo de procesos de hialoclastización generalizados en las coladas. Esto implica que en el momento del emplazamiento de las lamproítas el fondo del ambiente lacustre era muy somero y sufrió abombamiento, que le pudo llevar a la emersión.

—con posterioridad al desarrollo de las interacciones de inmiscibilidad magma/sedimento (peperitas), o simultáneamente en los sectores en los que el magma halló un sedimento deshidratado, la colada desarrolló un vistoso piro-metamorfismo en el sedimento, con halos que llegan a casi los 10 cm de espesor en el sedimento.

—en los alrededores del exodomo y las coladas se puede observar que los sedimentos infrayacentes a éstas han sufrido fenómenos de distorsión, erosión y retrabajamiento, hecho que se traduce en la abundancia de discordancias locales y acuñamientos de los estratos de escala decimétrica-métrica convergentes hacia el sector del domo. A nuestro entender, la interpretación de estas estructuras sedimentarias implica un gradual abombamiento de la base de la cuenca, en el momento de producirse el ascenso de los magmas lamproíticos. Si a este hecho añadimos la existencia de verticalizaciones de los sedimentos en las proximidades del exodomo, ya señaladas por Fúster et al. (1967) podemos imaginar un crecimiento gradual y no violento del domo, que genera tanto deformaciones en los sedimentos ya depositados como profundas variaciones en la paleotopografía local de la cuenca sedimentaria.

—la presencia de intercalaciones epiclásticas situadas al sur del domo y detectadas por Calvo (com. oral, 1992) a distancias a lo sumo kilométricas, ayuda a reconstruir la paleotopografía de la cuenca. El sector del exodomo no tuvo por qué ser jamás el más elevado, ya que tanto la acumulación de las epiclastitas, ligada al crecimiento y erosión del exodomo sobre el fondo de la cuenca, como el posterior derramamiento de las coladas se hizo desde el norte hacia el sur. El sector del Cerro parece haber permanecido siempre más elevado.

—además de los diques de dirección NO-SE, avanzando desde el sur (exodomo) hacia el Cerro se observa la existencia de cuerpos intrusivos que presumiblemente alimentaron la colada superior indicada por Fúster et al. (1967). En nuestra opinión es dudoso incluso que la cumbre del Cerro se trate de una colada, ya que parece tratarse de otro criptodomo-exodomo, que hubiera crecido solidariamente como una aguja (es decir, más litificado que el exodomo del sector sur). La acumulación de brechas del margen norte del Cerro en ocasiones



Fig. 52: Base de una colada lamproítica procedente del Cerro del Monagrillo; el substrato está constituido por la secuencia lacustre, en concreto sedimentos carbonatados y margoso-carbonatados. Nótese la existencia de un borde neto de enfriamiento en la colada y la existencia de fenómenos de interacción: colada-sedimento inconsolidado (inicio de formación de un pseudopillow, peperitización macroglobular)



Fig. 53: Base de una colada lamproítica procedente del Cerro del Monagrillo. Nótese la existencia de peperitización macroglobular, así como termometamorfismo en los primeros centímetros de los sedimentos infrayacentes.

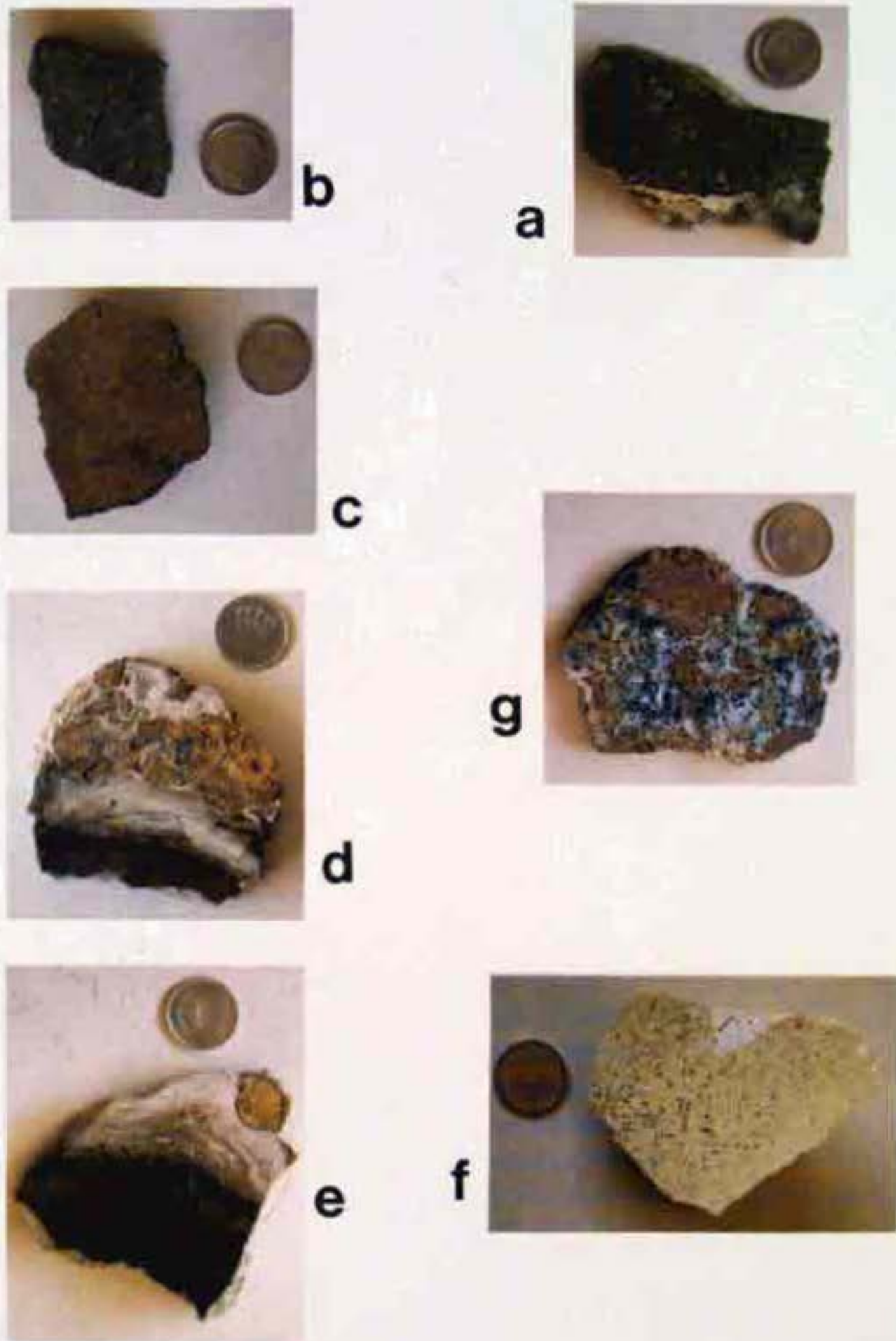


Fig. 54: Fotografías de lajas pulidas de diferentes litofacias características de las rocas volcánicas lamproíticas y de las litofacias de contacto con los sedimentos. a: lamproíta porfírica rica en fenocristales; b: lamproíta porfírica hipocristalina; c: lamproíta alterada y con texturas de enfriamiento veloz, correspondiente a la base de una colada emplazada sobre sedimentos inconsolidados saturados en agua; d: peperita macroglobular en la que se observan gotas de magma lamproítico (colores pardos) inyectadas en el seno de sedimentos inconsolidados carbonatados; e: nivel inmediatamente inferior al «d», en el que se observa el metamorfismo de contacto inducido por la colada lamproítica suprayacente, generado con posterioridad a la formación de las peperitas macroglobulares; f: nivel carbonatado rico en gasterópodos, similar al que aparece en «e» afectado de peperitización y metamorfismo de contacto; g: brecha volcánica afectada de autobrechado y mineralizada en hematites, calcita y apatito (esparraguina). Las muestras a-f corresponden al sector suroeste del Cerro del Monagrillo, la g procede de las antiguas minas de hierro de La Celia.

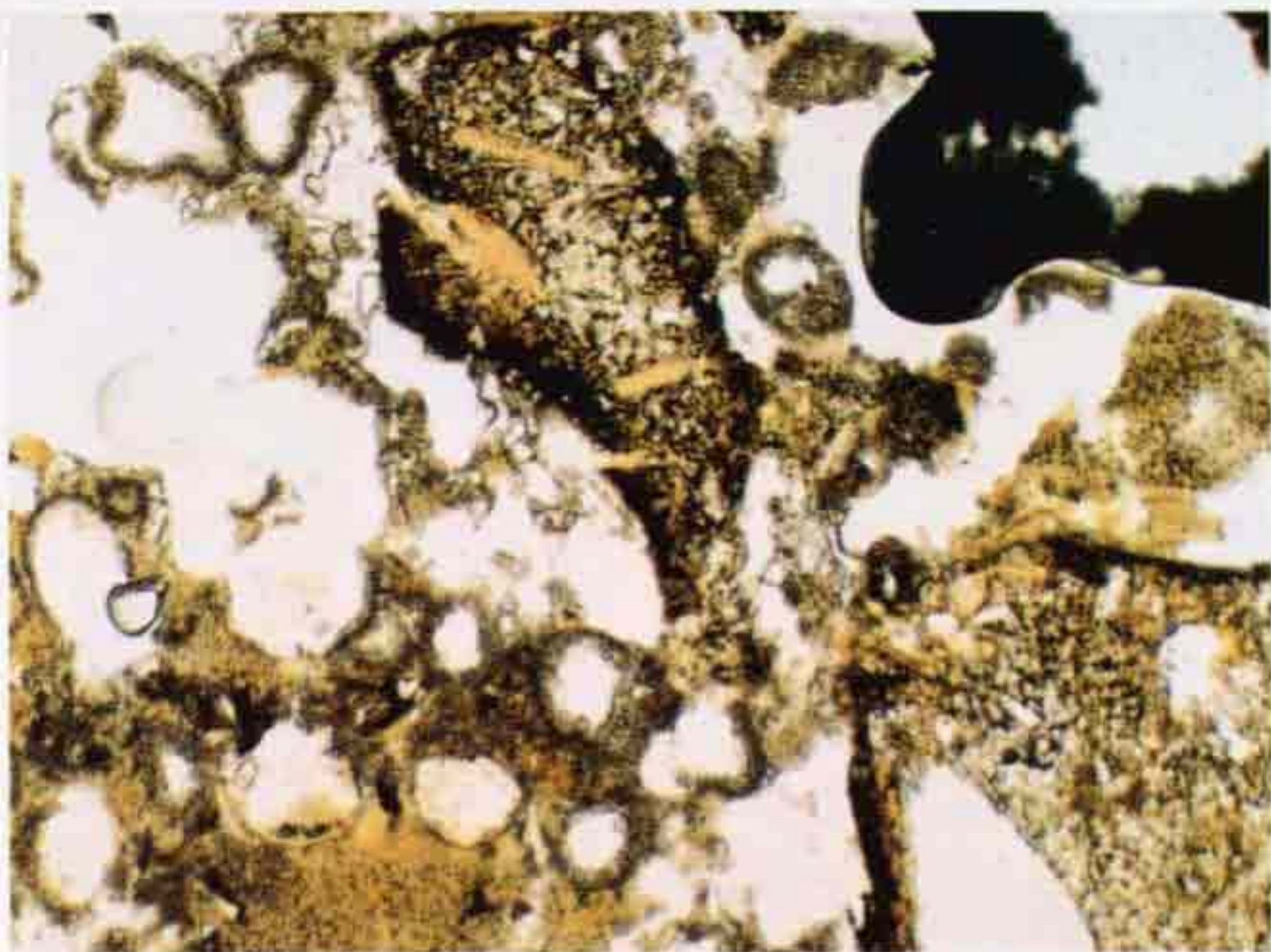


Fig. 55: Peperitas microglobulares generadas en la base de la colada lamproítica del sector sureste del Cerro del Monagrillo.

recuerda mucho una brecha autoclástica/hialoclástica. En este contexto, podemos interpretar que el sector norte del conjunto volcánico creció preservando mejor que el sur una cobertera, constituida en parte por materiales sedimentarios y en parte por una brecha autoclástica o acaso incluso hialoclástica, que correspondería quizás a un episodio inicial de la extrusión de los domos, o quizás a un episodio simultáneo al exodomo erosionado de la vertiente sur. La dirección NO-SE de los diques es coherente con la de una de las dos familias de fracturas que ha controlado la generación y morfología de las cuencas lacustres.

En resumen, podemos proponer una reconstrucción de los procesos eruptivos y de la sedimentación asociada comparable a la indicada en la fig. 56. Todos los hechos de descriptiva precedentes son compatibles con las edades conocidas del volcanismo (ver más adelante) así como con las características conocidas de la cuenca de Las Minas-Camarillas. Así, por ej., el importante adelgazamiento del nivel del macroslump señalado por Calvo y Elizaga (1990) en los alrededores del Cerro del Monagrillo y atribuido por estos autores a una procedencia desde el norte del paleoslump, es coherente, si el abombamiento del fondo de la cuenca ligado al emplazamiento superficial de los magmas lamproíticos ya se había producido, con el paleorrelieve dominante del sector del Cerro del Monagrillo.

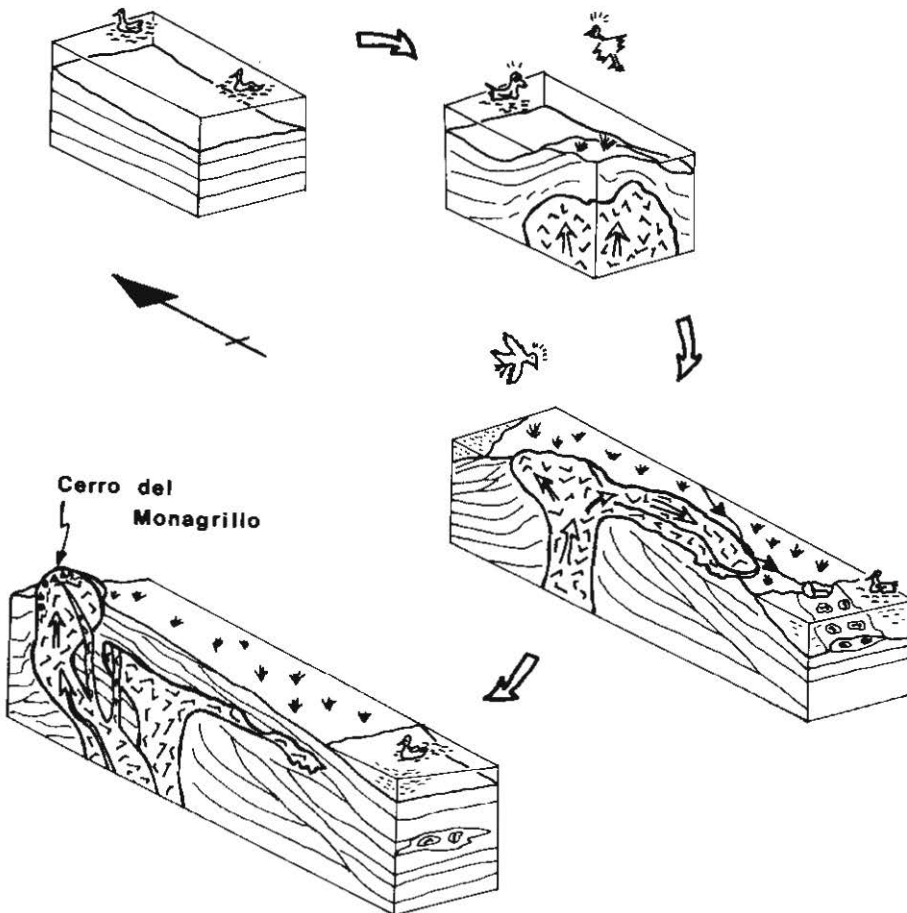


Fig. 56: Esquema de la probable evolución del aparato volcánico del Cerro del Monagrillo y sus relaciones con la sedimentación.

EDAD DEL VOLCANISMO

Se dispone de un cierto número de dataciones radiométricas de las lamproítas estudiadas. Bellon et al. (1983) dataron por el método K/Ar una muestra de roca total del cuerpo lamproítico que ocupa la cumbre del Cerro del Monagrillo, obteniendo una edad de 5.67 ± 0.3 Ma., lo que correspondería al Messiniense Superior (o al Turolense Superior). Nobel et al. (1981) dataron por el método K/Ar una muestra la flogopita del Cerro del Monagrillo obteniendo una edad 7.2 ± 0.4 Ma (Tortonense más superior, Turolense medio en la escala continental). La diferencia de edad en ambas dataciones no parece justificable, ni tan siquiera teniendo en cuenta que la flogopita es de los primeros minerales que cristalizan en la lamproíta. A nuestro entender, si no existe error analítico es posible

que la muestra analizada por Nobel et al. (1981) proceda del flanco sur del Cerro del Monagrillo (exodomo o colada asociada).

Las muestras del Cerro de las Cabras al oeste de Cancarix han proporcionado una edad K/Ar de 7.3 ± 0.2 Ma en el caso de la sanidina (que es prácticamente el último mineral en cristalizar) y 7.6 ± 0.3 Ma en el caso de la richterita, que cristalizaría al final de la primera asociación de minerales (olivino, flogopita) o inmediatamente después. La diferencia de edades parece aceptable, en especial si tenemos en cuenta el margen de fiabilidad de las dataciones por K/Ar; por lo tanto la lamproíta tendría una edad Tortoniense Superior (Tuoliense medio en la escala continental). En el caso de Calasparra la edad K/Ar es igualmente de 7.2 ± 0.2 Ma, lo que quiere decir que, tratándose de una muestra de roca total, si el análisis es fiable la lamproíta sería ligeramente más moderna que la de Cancarix.

Las muestras de La Celia han proporcionado una edad de 7.2 ± 0.3 Ma en el caso de la sanidina y 7.6 ± 0.2 Ma en el caso de la richterita, lo que indicaría que se trataría de una edad prácticamente simultánea de la de Las Cabras-Cancarix, en especial si tenemos en cuenta que el afloramiento más sano y accesible de lamproíta en el sector de La Celia es el de la facies marcadamente más subvolcánica, holocristalina de grano medio a grueso, que es el que presenta la sanidina poiquilítica predominante y que consiguientemente se puede inferir que al haber cristalizado totalmente en condiciones más tranquilas el sistema puede haberse cerrado algo más tarde en el caso de la sanidina, mientras que la richterita presumiblemente habría cristalizado en un medio más profundo. La edad de los apatitos, obtenida por el método de trazas de fisión da una edad 7.2 ± 1.4 , compatible con las anteriores; el apatito muestra reequilibrios en temperaturas subsólidas, (Venturelli et al. 1991) por lo que podría dar edades más recientes que las sanidinas.

El hecho de que las lamproítas de Las Cabras de Cancarix y las de La Celia den edades tan próximas es razonable, no sólo por su proximidad geográfica sino porque ambos están relacionados con la falla denominada por Jerez Mir (1973) de Almírez-Jumilla. Esta falla ha tenido una cierta importancia anteriormente en la delimitación de dominios paleogeográficos durante la sedimentación, por lo que se puede suponer que es profunda y consecuentemente el foco de magma de ambos afloramientos puede ser el mismo.

En ese mismo sector, la colada del barranco de Los Gargantones reposa sobre materiales lacustres que contienen mamíferos del Tuoliense Inferior (Tortoniense medio-superior), y los criptodomas de La Celia seccionan los sedimentos lacustres, y los fluviales suprayacentes. En líneas generales, todas las dataciones cuadran bastante bien. Sin embargo, hay que resaltar que las muestras datadas han sido tomadas considerando a priori cada uno de los afloramientos como una unidad, cosa que no es cierta, y por lo tanto sería de gran interés desarrollar una nueva serie de dataciones sistemáticas una vez esté clarificada la naturaleza de cada uno de los cuerpos volcánicos en el detalle.

6. SITUACIÓN DE LAS CUENCAS EN SU CONTEXTO GEOTECTÓNICO REGIONAL. RELACIONES ENTRE TECTÓNICA, CREACIÓN DE LAS CUENCAS, RELLENO DE ÉSTAS, ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y DIAPIRISMO.

Tal como se ha esbozado en los apartados precedentes, las cuencas lacustres del Mioceno Superior de la región de Hellín ocupan un lugar muy especial en las Cordilleras Béticas: aparecen en su tramo más externo (Zona Prebética, y dentro de esta sector Prebético Externo) y dentro del llamado arco de Cazorla-Hellín-Almansa. Otro hecho fundamental dentro de la génesis de las cuencas lacustres es que los materiales que las rellenan no aparecen afectados por la tectónica tangencial alpina, o para ser más precisos no presentan tectonización notable.

El primer esbozo serio de reconstrucción paleogeográfica del tránsito de los ambientes marinos del Mioceno Medio a los continentales del Mioceno Superior aparece en la tesis de Jerez Mir (1973). En este trabajo ya se resalta el paleo-relieve francamente complicado en el detalle sobre el que se depositaron los primeros materiales continentales, indicando que era el fruto de los pliegues de los materiales prebéticos durante la fase compresiva tortoniense y la posterior erosión de éstos, resaltando los núcleos anticlinales carbonatados jurásicos y cretácicos que permanecieron como islas en el centro de los lagos, como umbrales entre los diferentes lagos, o bien sencillamente como una costa con numerosos entrantes y salientes.

Sin embargo este trabajo tiene muchas limitaciones por lo que se refiere al objeto de nuestro interés, ya que los conocimientos disponibles en la época no permitieron al autor distinguir más precisamente aspectos tales como el límite septentrional de las facies marinas del Mioceno Medio, o la delimitación de cada una de las cuencas lacustres objeto de nuestro estudio. Esta delimitación aparece bien precisada a partir del trabajo de Foucault et al. (1987) y sucesivos trabajos de Calvo y Elizaga, aunque de hecho implícitamente había sido publicada a través de las cartografías de las hojas Iseo y Calasparra del IGME.

Calvo et al. (1978) indican que fue precisamente la última fase compresiva en el Prebético (tortoniense) la que provocaría el cierre de las cuencas de la zona que nos ocupa a los aportes marinos (cierre del estrecho nordbético), y consecuentemente el paso hacia un medio continental. Este hecho ha sido discutido en cierto modo por otros autores como Servant Silvary et al. (1990) que propugnan la existencia de aportes marinos (aparentemente desde el SE) ya durante el periodo considerado lacustre (consecuentemente post-cierre del estrecho nordbético).

El hecho de que la composición isotópica de los sulfatos presentes en la serie de Las Minas de Hellín (es decir, en el tramo inferior del relleno de las cuencas lacustres) denote claramente un reciclaje a partir de evaporitas triásicas en

lugar de un aporte por agua marina miocena (Servant Sildary et al. 1990) resta importancia a la cuestión de cuál fue la conexión de las cuencas con los medios marinos abiertos, por lo menos desde el punto de vista de la génesis de los yacimientos de azufre en su tramo superior aflorante (véase discusión más detallada en el apartado de mineralizaciones de azufre).

Por el contrario, este importante aporte de azufre de origen triásico implica la presencia relativamente proximal de afloramientos de evaporitas de esta edad. Prácticamente todos los autores que han trabajado en la zona desde Peláez (1969) han resaltado la existencia de evidencias de diapirismo afectando a los materiales lacustres desde el mismo momento de su depósito, y con prosecución prácticamente hasta la actualidad. Ciertamente afloramientos de yesos triásicos no faltan, tanto en el cercano frente subbético (alrededores de Calasparra) como en el mismo interior y bordes de las cuencas lacustres en forma de diapiros.

Jerez Mir (1973) ya indicó la existencia de una alineación diapírica en el sector Embalse del Cenajo-La Celia, sugiriendo para ella un control tectónico así como para los diferentes afloramientos de lamproítas existentes en el sector objeto de nuestro estudio. Hay que destacar la intuición de este autor, aunque la fractura lineal curva (NE-SO) por él propuesta para justificar la presencia de los afloramientos de lamproítas nos parezca bastante inverosímil a la luz de los datos hoy disponibles.

En su trabajo de síntesis Sanz de Galdeano (1990) muestra cómo el eje de compresión en las Cadenas Béticas se desplazó desde el ESE-WNW en el Serravaliense al NNW-SSE en el Messiniense. En ese momento las fracturas de dirección NW-SE de carácter dextro, o las zonas de cizalla de igual carácter corresponden a las fracturas dexas de tipo anti-Riedel propias del dominio Prebético externo norseptentrional (véase la fig. 57).

En la zona en estudio el carácter de zona de cizalla dextra del sector central arco Alcaraz-Hellín-Almansa ha sido estudiado y descrito por Elizaga et al. (1984) a lo largo de una banda de unos 12-13 Km de anchura, en base a la existencia de una falla de desgarre dextra en el zócalo. La actividad de esta fractura de zócalo habría condicionado un cambio brusco (y no obstante aparentemente gradual) de las directrices estructurales de la cobertera mesozoica del dominio Prebético, afectando también en el detalle las vergencias de los pliegues y escamas de despegue. La edad de todas estas deformaciones correspondería al último episodio tangencial bético previo a la sedimentación de los materiales lacustres, es decir a la fase intratortoniense (finales del Tortoniense inferior) simultánea al último deslizamiento gravitacional subbético (Jerez Mir 1973, 1980; Elizaga et al. 1984).

De hecho, Elizaga et al. (1984) señalan que el límite de la zona de cizalla es difícil de delimitar en la superficie, y el mismo Jerez Mir (1973) había ya señalado que la fractura de Peñarubia-Socovos (de dirección NW-SE), situada unos 20 Km al SE del límite de la zona de cizalla por ellos delimitada corresponde a un accidente importante y antiguo, que había ya condicionado la disposición de los

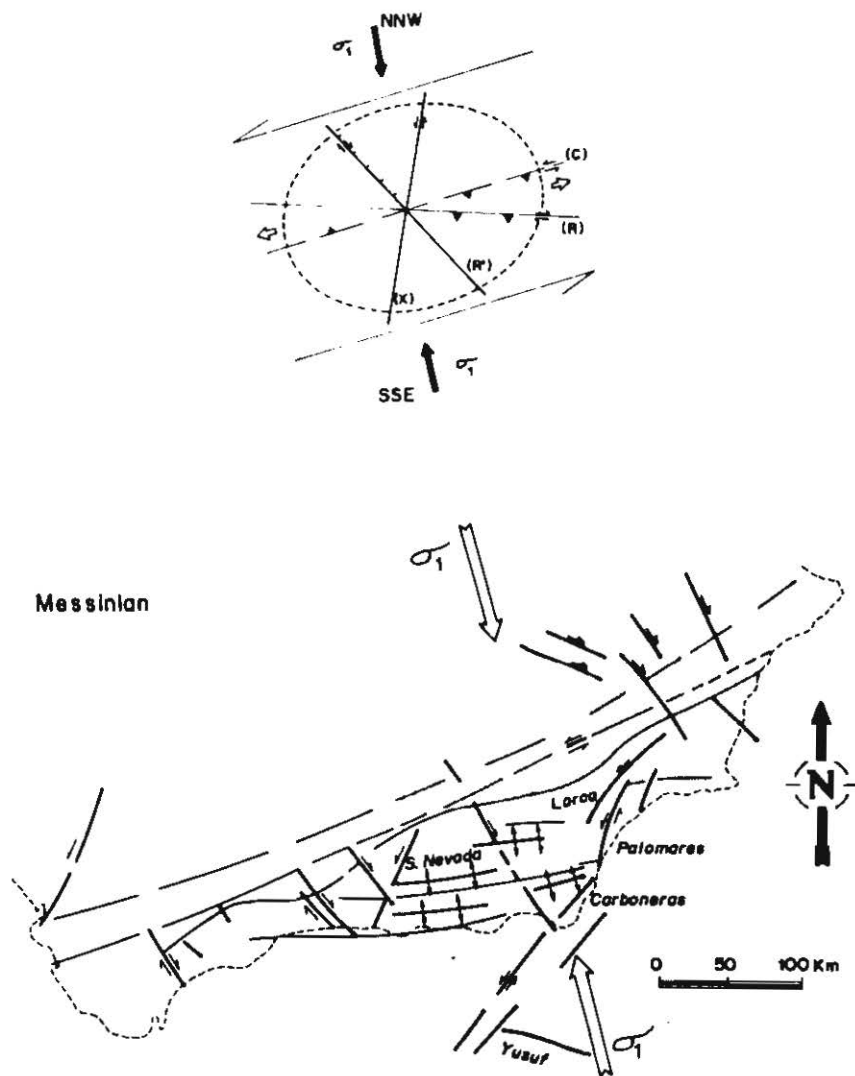


Fig. 57: Situación tensional en las Cordilleras Béticas durante el Messiniense (según Sanz de Galdeano, 1990, ligeramente modificado).

materiales sedimentarios secundarios en el dominio Prebético (litofacies, espesores de las secuencias sedimentarias) de tal manera que era empleado como límite de los dominios Prebético Externo e Interno.

La práctica totalidad de los autores indican que la formación de las cuencas lacustres como tales estaría ligada a una fase distensiva del Mioceno Superior, y algunos como Calvo & Elizaga (1990) precisan con más detalle que las cuencas lacustres ocupan sinformes del paleorrelieve preexistente, afectados en sus

márgenes por fracturas distensivas; el volcanismo lamproítico estaría naturalmente asociado a la citada fase distensiva. Sin embargo esta interpretación conlleva diferentes problemas: no explica cuál fue la disposición tectónica distensiva que configuró las diferentes cuencas, ni su relación con la situación geotectónica regional, ni la transición del régimen compresivo al distensivo; no permite explicar razonablemente la disposición de los cuerpos lamproíticos; no explica la disposición de los diapiros de los materiales evaporíticos del Triásico; y por otra parte la gran cantidad de sedimentos acumulados en algunas de las cuencas (Las Minas-Camarillas, Cenajo) presenta notables problemas volumétricos de difícil justificación por una simple subsidencia prolongada, problemas acrecentados si pensamos en los diapiros salinos y los cuerpos volcánicos aflorantes y subaflorantes que también se han emplazado en las citadas cuencas. En resumen, es preciso crear espacio en un substrato recién compactado (pliegues y escamas creados en la fase intratorroniense).

Por todo lo cual proponemos una interpretación alternativa a la generación de las cuencas lacustres, como evolución natural del proceso de compresión general de la Cordillera Bética desarrollado desde el Serravalliense al Messiniense. Como hemos explicado anteriormente la actividad compresiva tortoniense se desarrolló principalmente en el sector en estudio mediante una faja de deformación dextra de dirección NO-SE que corresponde al sector central del arco Alcaraz-Hellín-Almansa. La deformación desarrollada en forma de pliegues y escamas sobre los materiales de la cobertera secundaria y terciaria en un estadio relativamente elástico continuó en el tiempo y en el espacio (hasta extinguirse gradualmente hacia el final del Messiniense) a lo largo de una faja 3-4 veces más ancha en condiciones más rígidas, con el mismo carácter dextro, guiada por las fracturas de zócalo NO-SE (como la de Socovos, sobre la que podríamos poner indicativamente el límite occidental de la zona deformada) creando nuevo espacio en la cuenca mediante todo un sistema de pequeñas fracturas que dan lugar a cuencas y subcuencas de morfología sigmoidal congruente con el movimiento dextro de transcurrencia a nivel de zócalo.

Este nuevo modelo interpretativo resuelve la práctica totalidad de los problemas planteados previamente:

—El volcanismo lamproítico se desarrolla a favor de fracturas profundas que garantizan su rápido acceso desde niveles mantélicos o de la corteza profunda, y se emplaza preferentemente no a favor de pequeñas fracturas más o menos locales, sino en el seno de las cavidades sigmoidales de espacio de cuenca recién creadas, es decir en las zonas más distensivas, o con más disponibilidad de espacio para su ascenso.

—Los diapiros triásicos, aún teniendo un origen mucho más superficial que los magmas, presentan una distribución sigmoidal aún más manifiesta que las lamproítas, dada su mayor abundancia. En el detalle se observa con precisión cómo los diapiros se acomodan perfectamente en su morfología y emplazamiento a las microcuencas creadas. Obviamente, el modelo también explica de una

manera sencilla la citadísima asociación diapiros-lamproítas, que antaño fue incluso utilizada para pretender explicar el origen de estos raros magmas ultrapotásicos (por contaminación por parte de los cuerpos evaporíticos).

—La disposición sigmoidal de las cuencas lacustres, y su elevada subsidencia se justifica plenamente, así como la disposición de las cuencas mayores (Las Minas-Camarillas, Cenajo) en el centro de la estructura, mientras que las menores aparecen en los márgenes de ésta.

—La heterocronía manifiesta de algunos de los términos sedimentarios de cuenca a cuenca, hecho que ha creado notables problemas de correlación relativa, al no disponerse de dataciones completas a lo largo de todo el perfil de cada una de ellas. A título de ejemplo, mientras Calvo et al. (1978) determinaron fauna del Vallesiense Superior y del Tuoliense Superior en los materiales lacustres continentales (en la cuenca del Cenajo), Servant Sildary et al. (1990) indican que los últimos materiales marinos son del Tortoniense medio y fosilizan el cabalgamiento subbético (sector al sur de la cuenca de Camarillas-Las Minas). Consultando la equivalencia cronoestratigráfica actualmente aceptada entre pisos marinos y continentales (López Martínez et al. 1987), y utilizando una correlación litológica inmediata, resulta una contradicción al superponerse un medio marino (más todo el paquete sedimentario «infralump») en Las Minas-Camarillas con un medio continental en El Cenajo, o en otras cuencas situadas más al O y/o al N. La interpretación que se postula en este trabajo parte de la base de que no sólo son posibles las diacronías en la génesis y relleno de las cuencas, sino casi inevitables. Obviamente esto no está en contradicción con la existencia de verdaderos niveles guía para una correlación general.

En esta línea de razonamiento se entiende también el diferente desarrollo de determinadas litofacies (por ej., los niveles detríticos basales, más importante en las cuencas centrales).

—Este tipo de interpretación justifica la existencia de repetidos mecanismos de activación de deslizamientos sinsedimentarios de grandes dimensiones por el movimiento dextro de la zona de cizalla, ligados o no a sismicidad, pero en todo caso no ligados unívocamente al desarrollo de un episodio volcánico que como se ha visto es complejo y no puntual.

—La disposición de las cuencas es coherente con la situación geotectónica general de las Cordilleras Béticas en el momento de génesis de las cuencas (Tortoniense medio-Superior y Messiniense), y la disposición del volcanismo lamproítico es geoméricamente «simétrica» a la del volcanismo serravalliense, tortoniense y messiniense (Hernández et al. 1987) del SE de las Cordilleras Béticas dispuesto al S de la lineación Cádiz-Alicante igualmente a favor de estructuras transcurrentes. El menor desarrollo del volcanismo en el dominio Prebético se debe, entre otros motivos, al sustancial incremento de espesor crustal en el sector que nos ocupa.

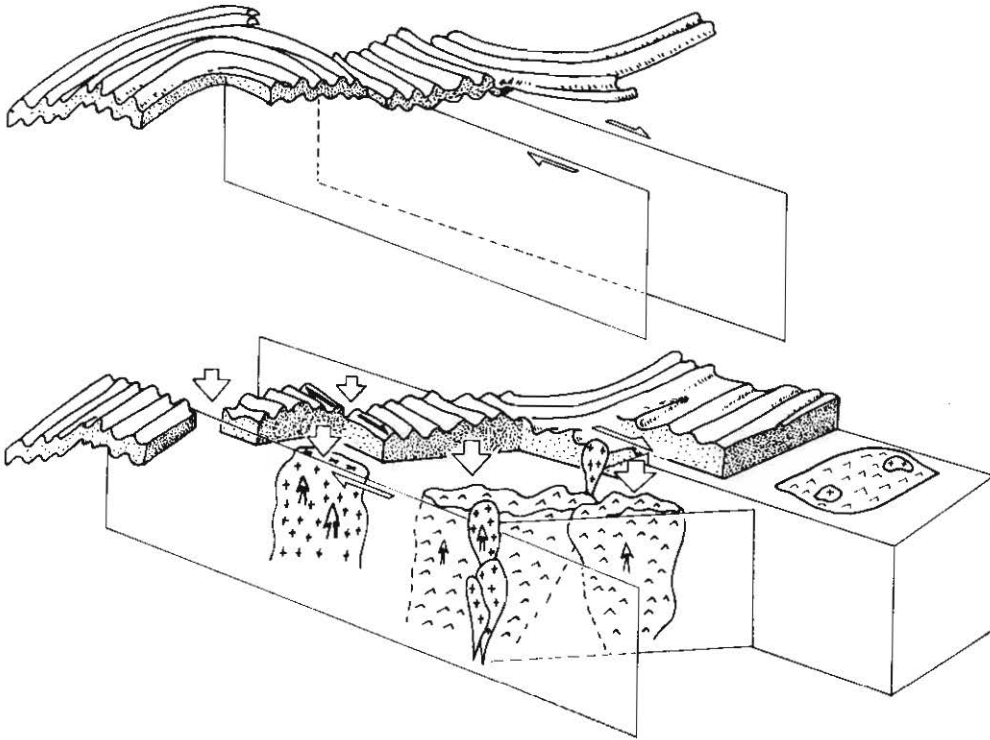


Fig. 58: Modelo interpretativo de la situación geotectónica existente en el sector estudiado en el Tortonense Superior-Messiniense, que relaciona la formación de las cuencas lacustres (y de los sedimentos evaporíticos, las mineralizaciones de azufre y los depósitos de diatomitas en ella existentes) en el seno de una zona de tectónica transcurrente dextra, con el ascenso de los magmas lampróiticos y la removilización diapírica de los sedimentos evaporíticos triásicos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado con el patrocinio del Instituto de Estudios Albacetenses, en el marco de una ayuda a la investigación de la convocatoria de 1991. Los análisis geoquímicos, difractométricos y el trabajo de microscopía electrónica han sido llevados a cabo en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona; nuestro especial agradecimiento al personal científico y técnico que nos ha auxiliado a lo largo del desarrollo del trabajo. Las láminas delgadas y lajas pulidas de roca han sido realizadas en el laboratorio de Petrología del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica (GPPG) de la Universidad de Barcelona; nuestro agradecimiento a los técnicos que han trabajado en su elaboración, y muy en especial a J. Illa, V. Planell y A. Samper por su dedicación y paciencia. El Prof. G. P. Venturelli (Univ. di Parma)

y el Dr. J. P. Calvo (Univ. Complutense de Madrid) han tenido la amabilidad de suministrarme algunas informaciones inéditas referidas a las intercalaciones lamproíticas existentes en las cuencas lacustres. Los Sres. Ruiz Moral y Ruiz Hernández (Minas Volcán, S. A.) me suministraron información sobre las explotaciones de diatomitas del pantano de Camarillas. El Sr. Antonio Moreno me autorizó a visitar las instalaciones de Alarcón Palacios, S. A., y los Sres. Manolo Carretero y Gonzalo Delgado (Minas de Almagrera, S. A.) me atendieron amablemente en las instalaciones de la empresa en Hellín. Don Ramón Fernández-Reyes Molina me autorizó a visitar las instalaciones de CEKESA, y todo el personal de la citada empresa me atendió muy amablemente, proporcionándome innumerables informaciones y acompañándome a la cantera de Rambla Sorda y a las azufreras del Cenajo. El Sr. Miguel López Ortiz, en representación de la propiedad de Minas de Hellín, S. A. me autorizó para investigar en las antiguas dependencias de la dirección técnica de la mina, facilitándome gran cantidad de información inédita; Don Esteban Abellán Martínez, antiguo empleado de la Sociedad, ha sido igualmente fuente de innumerables informaciones sobre el desarrollo de las antiguas minas, y tuvo además la gentileza de regalarme algunos documentos relacionados con las minas. D. Manuel López Peña (MINERSA) me autorizó a consultar documentación sobre las mineralizaciones de azufre correspondientes a los estudios realizados por la citada compañía, y el Sr. Alí Mahmud me indicó algunos datos inéditos sobre la geología de la cuenca de Las Minas y sobre la campaña de sondeos desarrollada por MINERSA. El autor desea expresar un especial agradecimiento a sus compañeros del proyecto PB90-0485, fuente de una gran cantidad de informaciones y con los que ha tenido ocasión de visitar el yacimiento de azufre de Lorca; y muy en especial al Dr. F. Ortí, director del citado proyecto, por sus precisas observaciones sobre las mineralizaciones de azufre y su contexto evaporítico. Sin la ayuda de todas estas personas este trabajo no podría haberse llevado a buen término; sin embargo la responsabilidad del trabajo, de las opiniones en él expuestas y de sus posibles carencias o errores corresponde exclusivamente al autor.

BIBLIOGRAFÍA

ADACHI, M.; YAMAMOTO, K. & SUGISAKI, R. (1986): «Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity». *Sedimentary Geology*, 47, pp. 125-148.

ALONSO, J. M.; MOLINA, A. L. & RUIZ, M. (1990): «Geología de los yacimientos de azufre de Benahaduz y Las Balsas de Gádor». *Bol. Geol. y Minero*, 101-3, p. 419-429.

ANADON, P.; CABRERA, L.; JULIA, R.; ROCA, E. & ROSELL, L. (1989): «Lacustrine oil-shale basins in tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System)» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, pp. 7-28.



BELLANCA, A.; CALVO, J. P.; CENSI, P.; ELIZAGA, E. & NERI, R. (1989): «Evolution of lacustrine diatomite cycles of miocene age, Southeastern Spain: petrology and isotope geochemistry». *J. Sed. Petrology*, 59, 1, pp. 45-52.

BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. & LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1981): «Le volcan du Cerro del Monagrillo (province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, Série II, pp. 1035-1038.

BELLON, H.; BORDET, P. & MONTENAT, C. (1983): «Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)». *Bull. Soc. géol. France*, (7) t XXV, n.º 2, pp. 205-217.

BETTERMANN, P. & LIEBAU, F. (1975): «The transformation of amorphous silica to crystalline silica under hydrothermal conditions». *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, pp. 25-36.

BODENLOS, A. J. & NELSON, C. P. (1979): «Sulfur». *Econ. Geology*, 74, 2, 459-461.

BRÄNDLE, J. L.; ANCOECHEA, E. & MUÑOZ, M. (1984): «Clasificación química de las rocas volcánicas españolas: el diagrama total álcalis sílice: (T.A.S.) de la I.U.G.S.». I Congreso Español de Geología, t II, pp. 63-81.

BUSTILLO, M. A. (1989): «Las rocas síliceas como materia prima en la industria actual». *Bol. Geol. y Minero*, vol. 100-6, pp. 1102-1111.

CALDERON, S. (1910): «Los minerales de España». Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Imprenta de Eduardo Arias, Madrid, t I 416 pp., t II 561 pp.

CALVO, J. P. (1978): «Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete». *Estudios geol.*, 34, pp. 407-429.

CALVO, J. P. (1981): «Los yacimientos de diatomita de España». *Bol. Geol. Min.*, t XCII-IV, pp. 272-284.

CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1985): «Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo basin, SE Spain». 6th European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S. Lleida'85, Abstracts hook, pp. 70-73.

CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1987): «Diatomite deposits in Southeastern Spain: geologic and economic aspects». *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Vol. LXX, pp. 537-543.

CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990): «Cuencas lacustres del Mioceno Superior del área Prebética, Hellín, Albacete». Guía de Campo de la VII Reunión del Grupo Español del IGCP 219: «Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time», 77 pp.

CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990 b): «Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas (región de Hellín, Mioceno Superior del área Prebética). In F. Ortí & J. M. Salvany (eds), pp. 246-250.

CALVO, J. P. & ELIZAGA, E. (1990 c): «Parada 11: Yesos de las Minas de Hellín», in F. Ortí & J. M. Salvany (Eds), pp. 292-294.

CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; ROBLES, F. & USERA, J. (1978): «El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del estrecho Nordbético». *Bol. Geol. y Minero*, t 89, pp. 407-426.

DAVIS, J. B. & KIRKLAND, D. W. (1970): «Native sulfur deposition in the Castile formation, Culberson County, Texas». *Econ. Geology*, 65, 107-121.

DAVIS, J. B. & KIRKLAND, D. W. (1979): «Bioepigenetic sulfur deposits». *Econ. Geology*, 74 (2), pp. 462-468.

DE LAUNAY, L. (1913): «Traité de métallogénie, Gites minéraux et metallifères». Vol. I, pp. 319-344, Lib. Polytechnique Ch. Béranger, Paris et Liège.

DESSAU, G.; JENSEN, M. L. & NAKAI, N. (1962): «Geology and isotopic studies of Sicilian sulfur deposits». *Econ. Geology*, 57, 410-438.

DUPUY DE LOME, E. & GOROSTIZAGA, J. (1936): «Hoja 843: Hellín». I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 68 pp.

DUPUY DE LOME, E. & MARÍN DE LA BÁRCENA, A. (1962): «Hoja 890: Calasparra» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 86 pp.

ELIZAGA, E. & CALVO, J. P. (1988): «Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del volcanismo durante la evolución. Interés minero». *Bol. Geol. Min.*, 99, pp. 837-846.

ELIZAGA, E.; GÁLLEGO, I. C.; GARCÍA, A. & LÓPEZ, F. (1984): «Hoja 843: Hellín» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 51 pp.

FERRARIS, F. & VILA, T. (1990): «Volcanic sulfur deposits in the Andes of Northern Chile». In L. Fonhoté, G. C. Amstutz, M. Cardoso, E. Cedillo & J. Frutos (Eds): «Stratabound ores in the Andes», pp. 691-701, Springer Verlag.

FOLEY, S. F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D. H. & TOSCANI, L. (1987): «The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints to petrogenetic models». *Earth Science Reviews*, 24, pp. 81-134.

FOUCAULT, A.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; ROUCHY, J. M. & SERVANT-VILDARY, S. (1987): «Place des dépôts lacustres d'âge miocène supérieur de la région de Hellín (province de Alacete, Espagne) dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 305, Série II, pp. 1163-1166.

FÚSTER, J. M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. & FERMOSE, M. L. (1967): «Las rocas lamproíticas del SE de España». *Estudios Geol.*, v. XXIII, pp. 35-69.

GÁLLEGO, I. C.; GARCÍA, A.; JEREZ, L. & LÓPEZ, F. (1984): «Hoja 868: Issó» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 46 pp.

GIMENO, D. (1986): «Características sedimentológicas y tipología de pliegues sinsedimentarios en lidadas: el ejemplo de la plataforma siliciclástica paleozoica del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia)». *Acta Geológica Hispánica*, 21-22 (1), pp. 185-194.

GIMENO, D. (1989): «Estudio geológico y metalogenético de los materiales de la cuenca paleozoica de la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia). Aplicación de los modelos elaborados en la prospección de recursos minerales en la prospección de recursos minerales en el ámbito del Mediterráneo Noroccidental». Tesis Doctoral inéd., Univ. de Barcelona, 937 pp. + 1 mapa geológico 1:50.000.

HERNÁNDEZ, J.; LAROUZIERE, F. D.; BOLZE, J. & BORDET, P. (1987): «Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran». *Bull. Soc. géol. France*, (8), t III, n.º 2, pp. 257-267.

HESSE, R. (1988): «Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments». *Geoscience Canada*, v. 15 (3), pp. 171-192.

HUNT, W. F. (1915): «The origin of the sulfur deposits of Silicy». *Econ. Geology*, 10, pp. 543-579.

JEREZ MIR, L. (1973): «Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Alacete y Murcia). Tesis doctoral Univ. de Granada, 750 pp.

JEREZ MIR, F. (1979): «Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas». *Bol. Geol. y Minero*, 90-6, pp. 503-555.

JEREZ, L.; GARCÍA, G. & JEREZ, F. (1974): «Hoja 890: Calasparra» I.G.M.E. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª Serie, Mapa y memoria explicativa, 31 pp.

KINDELAN, V. (1928): Es de gran interés y sería útil la investigación por procedimientos geofísicos de los terrenos miocenos y azufreos del Sureste de España, por si en ellos existen depósitos de hidrocarburos susceptibles de aprovechamiento industrial. XVI CGI, 1926, vol. 4, pp. 1555-1579.

KOLODNY, Y. & HALICZ, L. (1988): «The geochemistry of germanium in deep-sea cherts». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, pp. 2333-2336.

KROUSE, H. R. & GRINENKO, V. A. (Eds) (1991): *Stable isotopes: natural and anthropogenic sulphur in the environment*. SCOPE 43 Report, 440 pp., John Wiley & Sons, New York.

LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): «A classification of igneous rocks and glossary of terms». 193 pp., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. & TORRES, T. (1987): «Approach to the spanish continental Neogene. Synthesis and palaeoclimatic interpretation». *Ann. Inst. Geol. Puhl. Hung.*, LXX, pp. 383-391.

- LÓPEZ RUIZ, J. & RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980): «La región volcánica del Sureste de España». *Estudios Geol.*, 36, pp. 5-63.
- LÓPEZ RUIZ, J. & WASSERMAN, M. D. (1991): «Relación entre la hidratación/desvitrificación y el ^{18}O en las rocas volcánicas neógenas del SE de España». *Estudios Geol.*, 47, pp. 3-11.
- MARGALEF, R. (1953): «Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres de Hellín (Albacete)». *Mem. y Com. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona*, t 10, pp. 53-72.
- MARTÍN ESCORZA, C. & LÓPEZ RUIZ, J. (1988): «Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del Sureste Ibérico». *Estudios Geol.*, 44, pp. 243-251.
- MESEGUER, J. (1924): «Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete». *Bol. I.G.M.E.*, t. 45, tomo V, tercera serie, pp. 133-214.
- NARANJO, J. A. (1985): «Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes». *Nature*, 313 (6005), pp. 778-780.
- NELSON, D. R.; McCULLOCK, M. T. & SUN, S. A. (1986): «Origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, pp. 231-245.
- NIELSEN, H.; PILOT, J.; GRINENKO, L. N.; GRINENKO, V. A.; LEIN, A. Y.; SMITH, J. W. & PANKINA, R. G. (1991): «Lithospheric sources of sulphur», in H. R. KROUSE & V. A. GRINENKO (Eds), pp. 65-132.
- NOBEL, F. A.; ANDRIESSEN, P. A. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N.A. & RONDEEL, H. E. (1981): «Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain». *Geol. Mijnbouw*, 60, pp. 209-214.
- NRIAGU, J. O.; REES, C. E.; MEKHTIYEVA, V. L.; LEIN, A. Y.; FRITZ, P.; DRIMMIE, R. J.; PANKINA, R. G.; ROBINSON, B. W. & KROUSE, H. R. (1991): «Hydrosphere», in H. R. KROUSE & V. A. GRINENKO (Eds), pp. 177-266.
- OCHOA, G. (1970): «Estudio petrográfico de un nuevo yacimiento de rocas lamproíticas localizado bajo los sedimentos cuaternarios de Jumilla (Murcia)». *Estudios Geol.*, 26, pp. 331-335.
- ORTÍ, F. & SALVANY, J. M. (1990) (eds.): «Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie». *Enciclopedia Departament de Geoquímica, Petrologia y Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona*, 306 pp., Barcelona.
- PAWLOWSKI, S. (1968): «Geology of sulfur deposits in Poland». *I.G.C. 23rd.*, Prague, 8, 249-267.
- PAWLOWSKI, S.; PAWLOWSKA, K. & KUBICA, B. (1979): «Geology of and genesis of the Polish sulfur deposits». *Econ. Geology*, 74, pp. 475-483.
- PELAEZ, J. R. (1969): «Informe sobre las concesiones de Kieselgur de la empresa CEKESA en los alrededores del pantano del Cenajo». *Original mecanografiado inéd.*, 73 pp.
- PLIEGO, D. & BABIANO, F. (1982): «Las diatomitas en España». *Tecniterrae*, 46, pp. 47-52.
- POLLOCK, S. (1987): «Chert formation in an ordovician volcanic arc». *Journal of Sedimentary Geology*, 57, 1, pp. 75-87.
- REGUEIRO, M.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E. & CALDERÓN, V. (1991): «Diatomite deposits in Spain: an overview». *VI International Flint Symposium, Spain october 1991, Abstracts book*, pp. 93-99, ITGE, Madrid.
- REYES, J. L.; CRESPO, V.; FEITAS, V. & ZAPATA, M. J. (1984): «La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular». *I Congreso Español de Geología*, t II, pp. 803-815.
- REYES, J. L.; ZAPATERO, M. A.; FEIXAS, J. C. & ÁVILA, J. (1982): «El azufre biogénico en las cuencas neógenas del sureste». *III Congreso Geológico de España, Salamanca 1992, Actas t 3*, pp. 410-417.
- RYKA, W. (1988): «The origin of the Tarnobrzeg native sulphur deposit in the light of petrographic studies». *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 359, 7-19.
- RUCKMICK, J. C.; WIMBERLY, B. H. & EDWARDS, A. F. (1979): «Classification and genesis of biogenic sulfur deposits». *Economic Geology*, 74, 469-474.
- SAN MIGUEL, M. (1936): «Estudio de las rocas eruptivas de España». *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. t VI, 660 pp.

SANZ DE GALDEANO, C. (1990): «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present». *Tectonophysics*, 172, pp. 107-119.

SERVANT-SILDARY, S.; ROUCHY, J. M.; PIERRE, C. & FOUCAULT, A. (1990): «Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, pp. 189-204.

STAMATAKIS, M. & SOVATZOGLOU-SKOUNAKI, E. (1988): «Boron in diatomaceous materials as a paleoenvironmental indicator». *Chem. Erde*, 48, pp. 305-310.

STAMATAKIS, M. G.; HEIN, J. R. & MAGGANAS, A. C. (1989): «Geochemistry and diagenesis of Miocene lacustrine siliceous sedimentary and pyroclastic rocks, Mytilinii basin, Samos island, Greece». *Sedimentary Geology*, 64, pp. 65-78.

STEININGER, F. F.; RÖGL, F. & DERMITZAKIS, M. (1987): «Report on the round table discussion "Mediterranean and paratethys correlations"», *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LXX, 398-412.

SUGISAKI, R.; YAMAMOTO, K. & ADACHI, M. (1982): «Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic». *Nature*, v. 298, N.º 5875, pp. 644-647.

VENTURELLI, G. P.; CAPEDE, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L. N. & CELESTINI, S. (1984): «The ultrapotassic rocks from Southeastern Spain», *Lithos*, 17, pp. 37-54.

VENTURELLI, G. P.; SALVIOLI MARIANI, E.; FOLEY, S.; CAPEDE, S. & CRAWFORD, A. J. (1988): «Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks». *Canadian Mineralogist*, vol. 26, pp. 67-79.

VENTURELLI, G. P.; CAPEDE, S.; BARBIERI, M.; TOSCANI, L.; SALVIOLI MARIANI, E. & ZERBI, M. (1991): «The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity». *Eur. J. Miner.*, 3, pp. 123-145.

YAMAMOTO, K. (1987): «Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes». *Sedimentary Geology*, 52, pp. 65-108.

D. G. T.

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL KIMMERIDGIENSE DEL NORESTE DE LA PROVINCIA DE ALBACETE: COMPARACIÓN CON LAS FACIES DEL MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Por Beatriz BÁDENAS

Marcos AURELL

Alfonso MELÉNDEZ

Dpto. Ciencias de la Tierra (Estratigrafía)

Universidad de Zaragoza

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO GENERAL Y OBJETIVOS

Durante el Mesozoico, al Este de las zonas emergidas del macizo Ibérico o de la Meseta, se desarrolló una cuenca intracontinental, que genéricamente se denomina cuenca Ibérica (Fig. 1). Durante las etapas de inundación marina de esta cuenca, la sedimentación tuvo lugar en rampas carbonatadas de escasa pendiente, que presentaron sus zonas más externas y profundas abiertas hacia el Este. Uno de estos episodios marinos tuvo lugar en el Jurásico superior. En concreto, durante el Kimmeridgiense se instaló una rampa carbonatada de gran extensión lateral. Esta rampa ha sido caracterizada desde el punto de vista sedimentológico en los trabajos de Salas (1989), Aurell (1990, 1991), Aurell y Meléndez (1993) y Alonso y Mas (1990).

Para entender de forma más precisa el origen y evolución de la rampa Kimmeridgiense se ha realizado recientemente un detallado análisis sedimentológico en los afloramientos del sector de Ricla (sector 1, Fig. 1), al Sur de Zaragoza (Bádenas et al., 1993). Este estudio ha permitido documentar aspectos tales como la evolución lateral y vertical de las facies durante el Kimmeridgiense, o la relación entre los medios internos y externos de esta rampa carbonatada. En este contexto, se encuentran otros afloramientos en el Este peninsular cuyos materiales tuvieron en emplazamiento paleogeográfico similar durante el Kimmeridgiense, ya que, al igual que los afloramientos de Ricla, se localizaron en las zonas marginales de la cuenca Ibérica. Estos afloramientos se encuentran, en concreto, al Oeste de Teruel (sector 2, Fig. 1) y al Este de Albacete (sector 3, Fig. 1).

En el presente informe se presentan los resultados del análisis sedimentológico realizado en los materiales del Kimmeridgiense del Noreste de la provincia de Albacete. El conocimiento de las características estratigráficas y paleo-

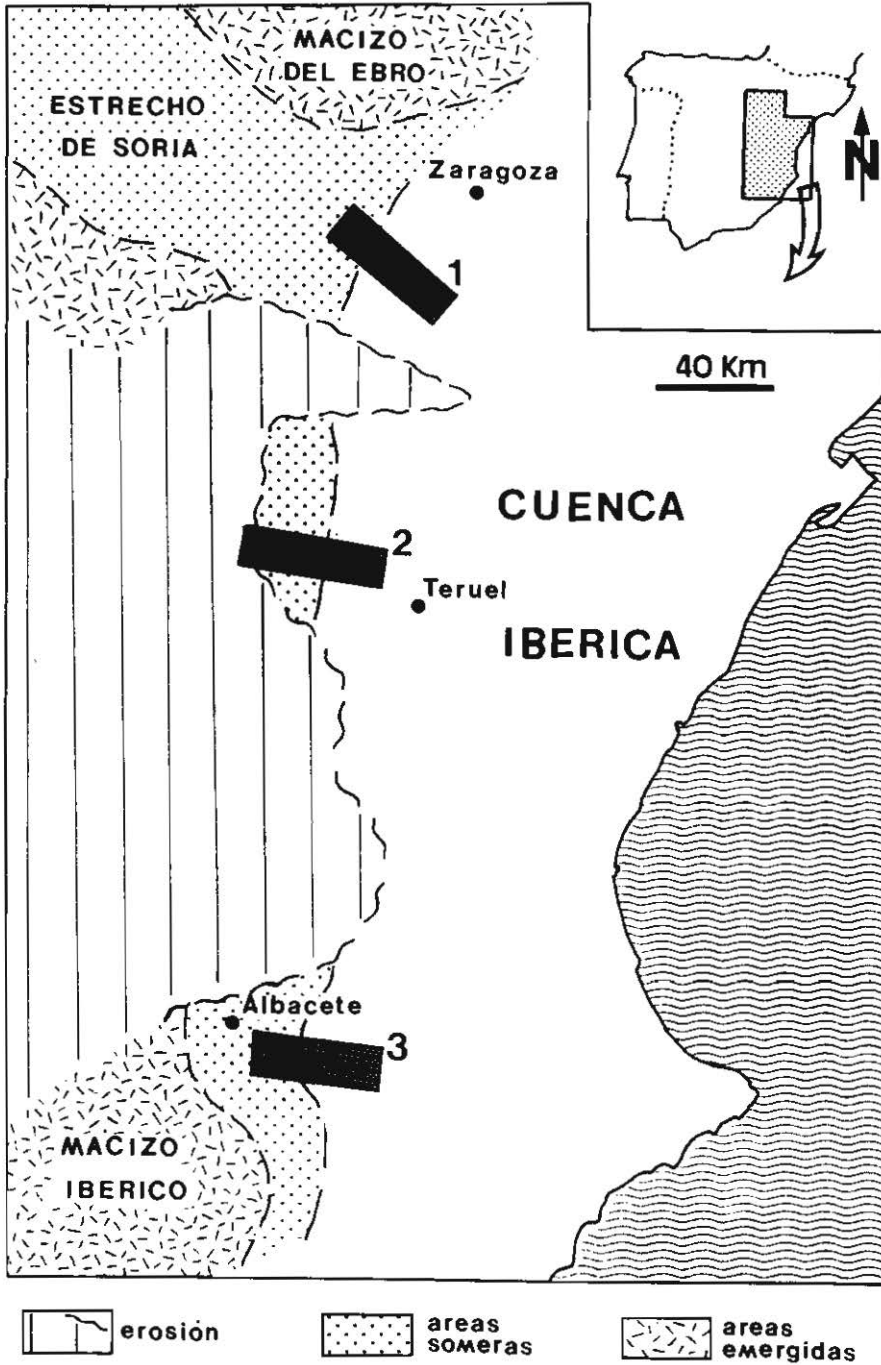


Fig. 1. Esquema paleogeográfico de la cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense, en el que se muestra la localización del sector estudiado (sector 3) y de los sectores septentrionales con los que se compara (sectores 1 y 2).

gráficas del Jurásico superior de este sector fue el objetivo de una serie de estudios previos entre los que destacan los trabajos regionales de Behmel (1970), Fourcade (1970) y Arias (1978). Los datos paleontológicos y estratigráficos obtenidos por estos autores han supuesto un importante punto de partida en nuestras investigaciones.

Con posterioridad al trabajo de Arias (1978), se ha generalizado el empleo de nuevas técnicas de análisis de las cuencas sedimentarias, como son las propuestas por la Estratigrafía Secuencial (Haq et al., 1987; Van Wagoner et al., 1988). Esta disciplina contempla el empleo de un conjunto de unidades genéticas, tales como secuencias deposicionales y systems tracts. La aplicación de esta nueva metodología de trabajo en el Jurásico superior de Albacete ha permitido obtener un marco estratigráfico más preciso, en el que se integran las unidades lito y bioestratigráficas previamente definidas. Este conocimiento estratigráfico aporta nuevos datos en torno a las correlaciones entre las facies y, de esta forma, permite alcanzar esquemas paleoambientales y paleogeográficos más precisos.

Por otra parte, el establecimiento de un conjunto de unidades genéticas en el sector de Albacete y su comparación con las definidas previamente en sectores septentrionales de la cuenca Ibérica (Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas et al, 1993), ha ofrecido valiosos elementos de discusión para evaluar la extensión regional y el papel jugado por factores tales como las variaciones relativas del nivel del mar, la producción de carbonato y los aportes sedimentarios en la distribución de facies observada.

1.2. AFINIDADES ESTRUCTURALES Y PALEOGEOGRÁFICAS DEL JURÁSICO DE ALBACETE

La afinidad estructural de los afloramientos del Jurásico de la provincia de Albacete ha sido objeto de discusión en la literatura geológica regional. Por su relación estructural con las Cordilleras Béticas, el área de estudio ha sido tradicionalmente incluida en los dominios Ibéricos del Prebético externo (Foucault, 1971; Linares, 1976; García-Hernández y López-Garrido, 1988; López-Galindo et al., 1992). Para otros autores, los dominios situados entre Valencia y Albacete constituyen la zona de conexión entre las Cordilleras Béticas e Ibéricas (Azéma et al., 1971), puesto que la orientación de las facies del Jurásico parece estar estrechamente ligada a las direcciones tectónicas terciarias de ambas cadenas.

Al margen de esta conexión estructural, los materiales jurásicos que afloran en la provincia de Albacete presentan claras relaciones paleogeográficas con los dominios del Macizo Ibérico y la cuenca Ibérica (Fourcade, 1970, 1971; Azéma et al., 1974; Arias, 1978; Bádenas y Aurell, 1993). Dentro de este contexto, y concretamente para el Kimmeridgiense, en zonas centrales y septentrionales de la Cordillera Ibérica (Sectores de Ricla y Sierra de Albarracín, Fig. 1) se encuentran afloramientos cuyas facies presentan grandes analogías con las situadas en

la provincia de Albacete. La similitud, tanto de facies como de distribución de las unidades litoestratigráficas existente entre ambas zonas pone de manifiesto la estrecha conexión paleogeográfica de los materiales del sector de Albacete en relación con otros sectores de la cuenca Ibérica. Todo ello permite afirmar que, independientemente de sus características estructurales, los afloramientos estudiados forman parte de los dominios de esta cuenca y que, como tales, su comparación con otros sectores paleogeográficos similares permitirá establecer una interpretación sedimentaria más completa del margen de la cuenca Ibérica durante el Jurásico superior (Arias, 1978).

1.3. METODOLOGÍA

Los resultados expuestos en este trabajo están basados en el análisis de los diferentes tipos de facies reconocidas en los afloramientos localizados al Noreste de la provincia de Albacete. Las facies fueron caracterizadas mediante los métodos tradicionales de análisis sedimentológico en campo y laboratorio. Se estudiaron 15 perfiles estratigráficos, cuya distribución se muestra en la Fig. 2. La representación sintética y localización de estos perfiles se puede ver en las Figs. 3, 4, 5 y 6. Las muestras recogidas en el campo se estudiaron en secciones pulidas, levigadas y láminas delgadas mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. Eventualmente, los ejemplares de ammonites recogidos en algunos perfiles facilitaron la datación de los materiales estudiados. Los datos obtenidos permitieron diferenciar una serie de facies y establecer la caracterización sedimentológica de cada una de ellas.

El análisis de afloramientos localizados en zonas intermedias contribuyó a hacer mayores precisiones en torno a la distribución de facies presentes en el área de estudio. En concreto, los afloramientos situados en el sector de Carboneros (perfil 5, Fig. 2) fueron objeto de un análisis más exhaustivo, puesto que, en virtud de su orientación y localización, permitieron entender la relación existente entre las facies de los dominios internos y externos de la rampa.

La correlación de los diversos perfiles, la identificación de las discontinuidades sedimentarias y el estudio de la evolución vertical y lateral de facies dentro del marco de la metodología de trabajo propuesta por la Estratigrafía Secuencial (Haq et al., 1987; Van Wagoner et al., 1988; Aurell, 1991), han permitido subdividir los materiales estudiados en una serie de unidades genéticas (secuencias deposicionales, systems tracts). El análisis de estas unidades y de su significado sedimentológico y paleogeográfico hace posible la integración de la información obtenida en el contexto de una interpretación genética y evolutiva a escala de cuenca Ibérica.

Fig. 2. Esquema de localización de los perfiles estudiados con referencia a las hojas escala 1:50.000 del Mapa Topográfico.

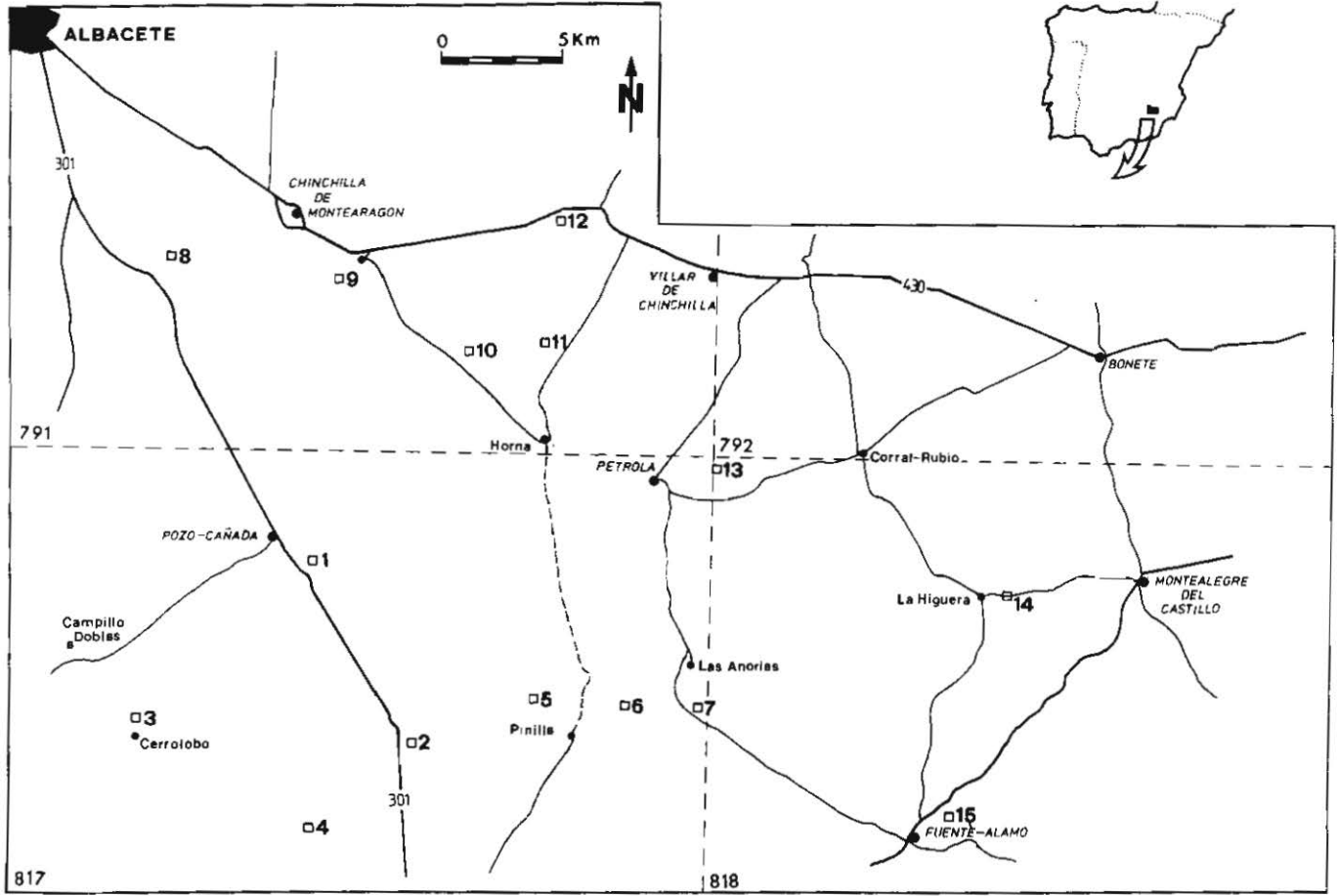
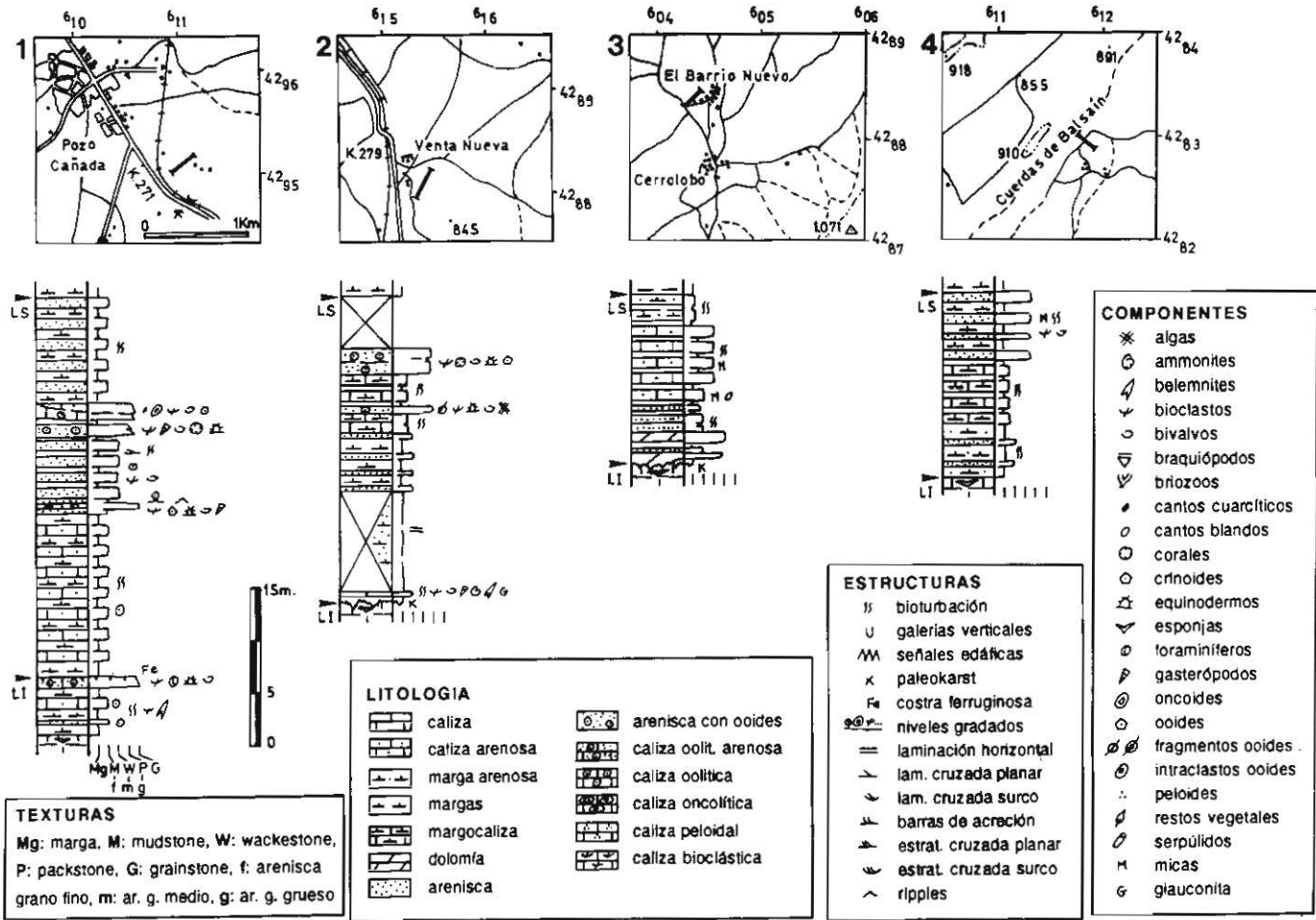


Fig. 3. Representación y localización de los perfiles 1 a 4 (parte occidental de la hoja 817: Fig. 2).



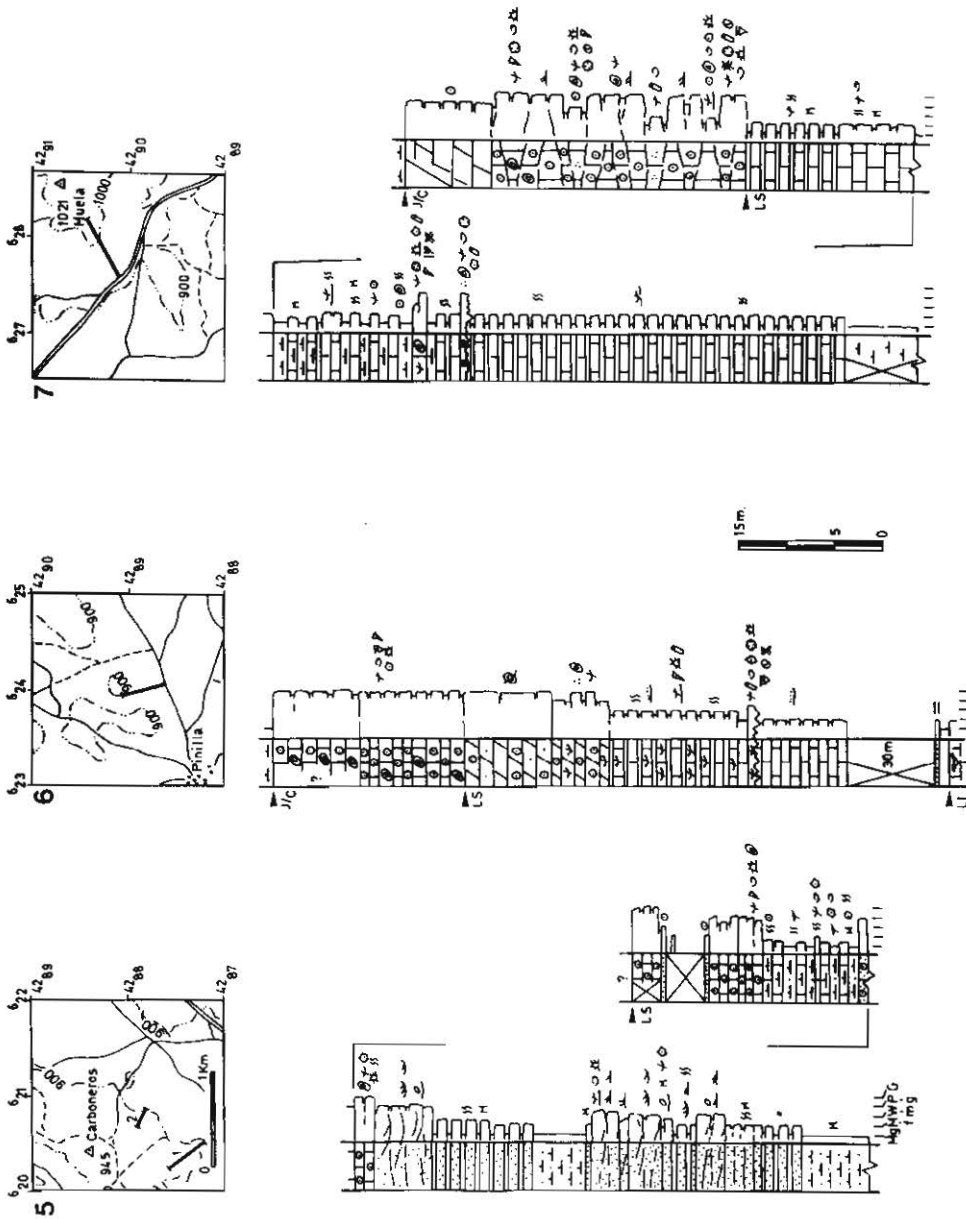


Fig. 4. Representación y localización de los perfiles 5 a 7 (parte oriental de la hoja 817: Fig. 2).
 Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

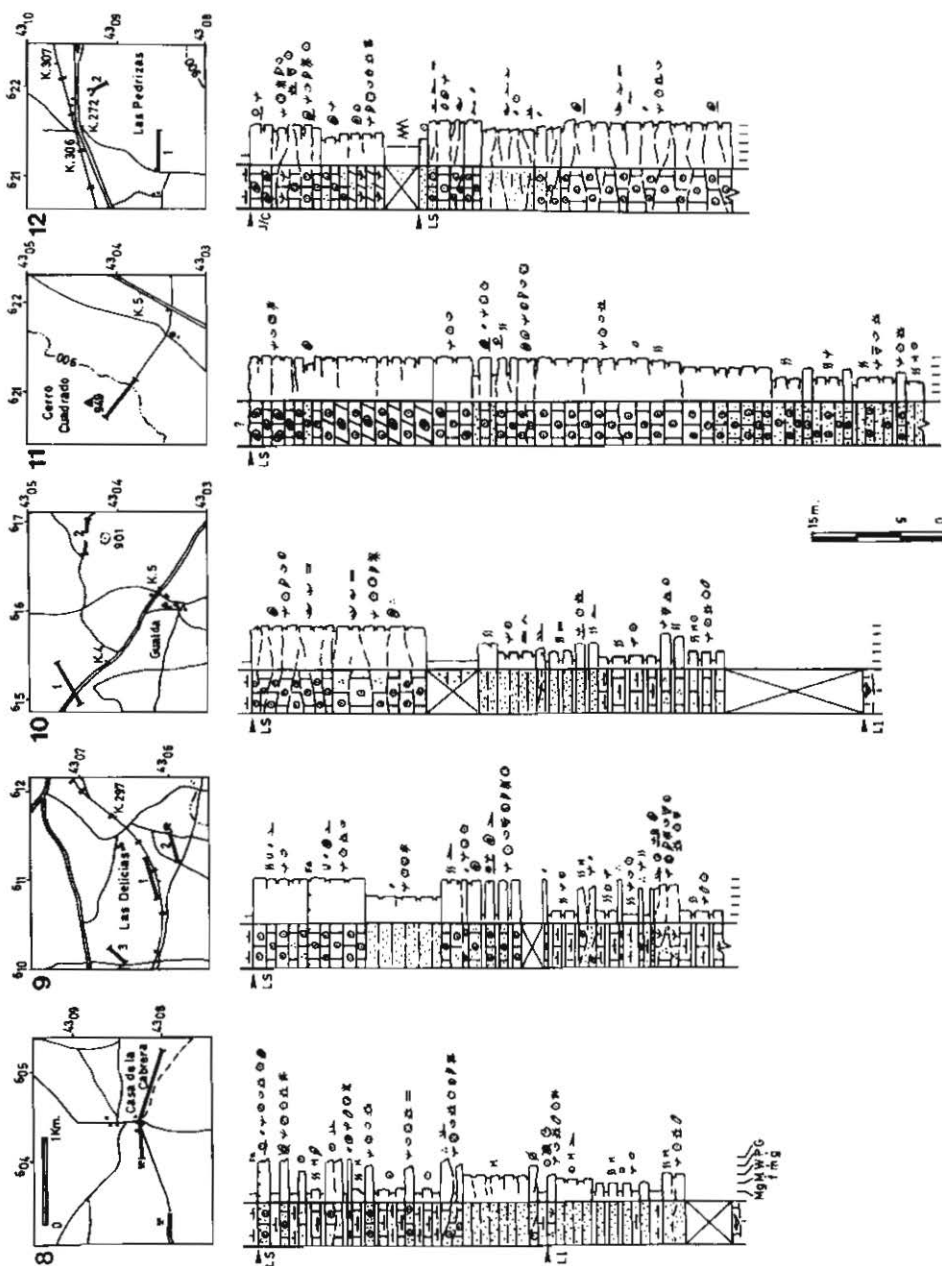


Fig. 5. Representación y localización de los perfiles 8 a 12 (hoja 791: fig. 2). Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

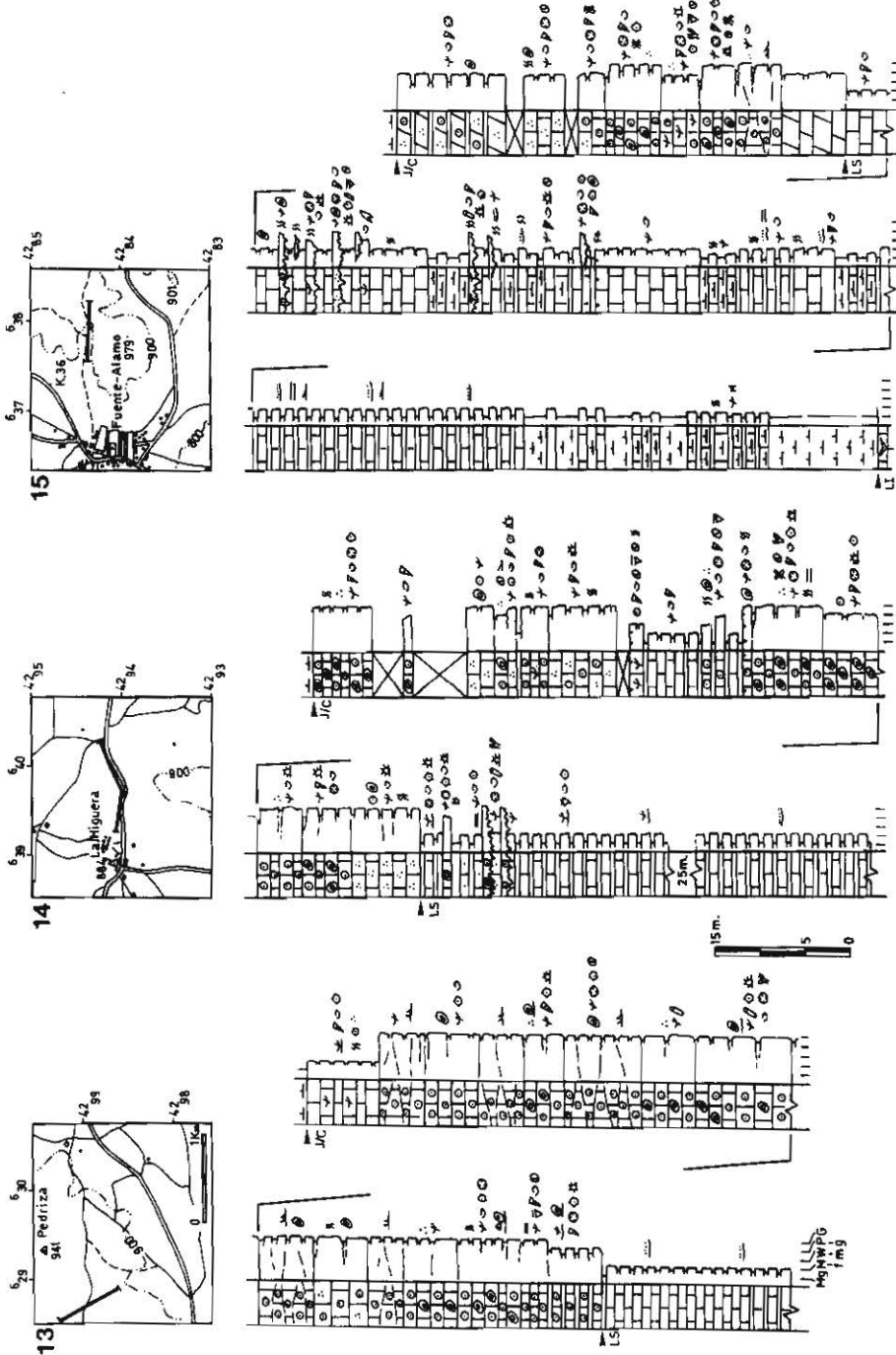


Fig. 6. Representación y localización de los perfiles 13 a 15 (hoja 818: Fig. 2). Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

La división bioestratigráfica más precisa del Jurásico superior de Albacete es la ofrecida por Behmel (1970), quien realiza un detallado examen de la fauna de ammonites. En el perfil de Fuente-Álamo (perfil 15, Fig. 2), que incluye los sedimentos más distales y abiertos del sector estudiado, este autor reconoce gran parte de las biozonas de ammonoideos establecidas por el dominio Mesogeo del Sur de Europa. Éstas corresponden, con ligeras variaciones, a las reconocidas en un trabajo posterior por Atrops y Meléndez (1985) para el Oxfordiense terminal, Kimmeridgiense y Titónica basal de la región de Calanda (Cordillera Ibérica oriental) (Fig. 7, A).

Paralelamente, Fourcade (1970) establece la división del Jurásico superior del sector de Albacete en base a la zonación por foraminíferos bentónicos, considerando únicamente la zonación por ammonoideos en los materiales de edad Oxfordiense superior y partes basales del Kimmeridgiense inferior. En concreto, diferencia tres zonas sucesivas de foraminíferos: *Zona de Alveosepta jaccardi*, *Zona de Everticyclammina virguliana* y *Zona de Anchispirocyclina lusitanica* y establece su distribución cronoestratigráfica tomando como referencia los pisos definidos en el dominio boreal (Fig. 7, B). Hay que notar que la distribución cronoestratigráfica de estas biozonas está sujeta a constante revisión, y presenta importantes diferencias en función de las localidades estudiadas (Baussolet y Fourcade, 1979; Aurell, 1990).

La correlación entre ambas biozonas presenta cierta problemática, puesto que cada una de estas escalas bioestratigráficas tiene en consideración diferentes escalas cronoestratigráficas. Como hemos dicho anteriormente, las biozonas establecidas por Fourcade (1970) se refieren a los pisos del Jurásico definidos en el dominio boreal, mientras que la biozonación de Behmel (1970) tiene en cuenta los pisos establecidos en el dominio mesogeo. En la Fig. 7 se muestra la equivalencia entre ambas escalas. En concreto, se pone de manifiesto que el Kimmeridgiense inferior del dominio boreal corresponde al Kimmeridgiense del dominio mesogeo, y que el Portlandiense y el Titónico tampoco son equivalentes temporales (Cope, 1984; Harland et al., 1990). Debido a la afinidad paleogeográfica de los materiales estudiados, en el presente trabajo utilizaremos la escala definida en el dominio Mesogeo, revisando el empleo de los términos Kimmeridgiense y Portlandiense utilizado en estudios previos (Fourcade, 1970; Arias, 1978).

2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

La subdivisión en unidades litoestratigráficas del Jurásico superior de la región de Albacete fue establecida ya en estudios anteriores de carácter regional.

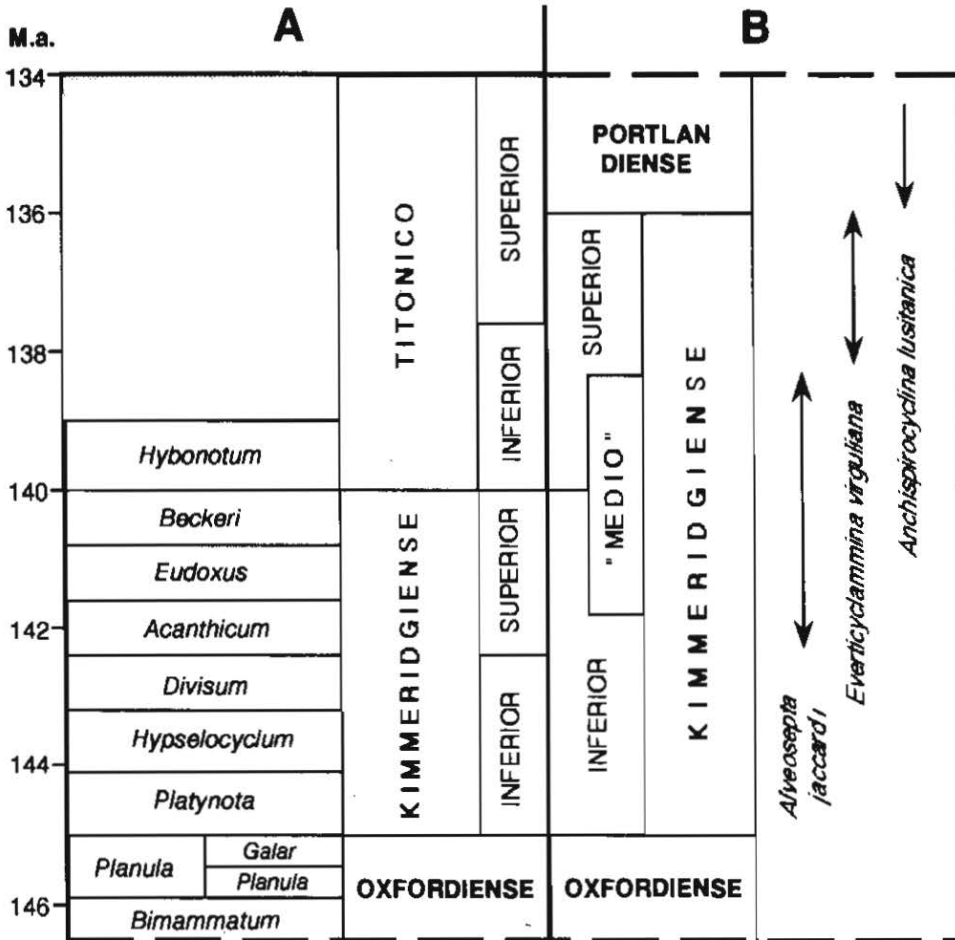


Fig. 7. Distribución de biozonas de ammonites (Atrops y Meléndez, 1985) y pisos definidos para los dominios Mesogeos (A). Distribución de biozonas de foraminíferos bentónicos (Fourcade, 1971) y pisos definidos para los dominios Boreales (B).

En el trabajo de Arias (1978), se propone una división litoestratigráfica informal (Fig. 8) en la que se diferencian las siguientes unidades:

La unidad basal (J-1) está constituida por margas con ammonites y belemnites, que hacia el Oeste presentan intercalaciones arenosas. Azéma et al. (1971) y Fourcade (1970, 1971) consideran que en estas zonas marginales la formación puede admitir también equivalencias laterales de calizas oolíticas arenosas. El límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se sitúa hacia la base de esta unidad, puesto que aparecen ammonites de la biozona *Platynota* (Behmel, 1970; Fourcade, 1970). Por lo tanto la edad es en parte Kimmeridgiense inferior.

La unidad suprayacente o J-2 está formada por dos unidades que, según Arias (1978), se encuentran en cambio lateral de facies. La unidad J-2.1 se localiza en los sectores más orientales y está formada por una alternancia rítmica de calizas y margas, cuya edad no sobrepasa el Kimmeridgiense superior (Fourcade, 1970). Sin embargo, Behmel (1970) considera que esta unidad puede alcanzar también el Titónico inferior (perfil de Fuente-Álamo). La unidad J-2.2 se encuentra en las zonas más occidentales y está constituida principalmente por arenas y areniscas con intercalaciones de niveles carbonatados con proto-oooides. En esta unidad se han reconocido ammonites del Kimmeridgiense inferior (Behmel, 1970).

La unidad J-3 está formada por calizas oolíticas y oncolíticas con abundantes restos bioclásticos. Los datos bioestratigráficos disponibles no son muy precisos. Fourcade (1970) considera esta unidad como perteneciente a la biozona de *Alveosepta jaccardi*, y diferencia una unidad superior (J-4 en Arias, 1978), formada por arcillas y arenas con intercalaciones de calcarenitas, bioesparitas y ooesparitas ricas en ostreidos, correspondientes a la biozona de *Everticyclammina virguliana*.

En un trabajo posterior, Gómez y Goy (1979a) establecen tres unidades litoestratigráficas con rango de Formación para el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica: la Fm. margas de Sot de Chera, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, la Fm. ritmita calcárea de Loriguilla, de edad Kimmeridgiense inferior en su parte inferior y media, aunque en algunas áreas la parte alta podría corresponder al Kimmeridgiense superior, y la Fm. calizas con oncolitos de Higuieruelas, de edad Kimmeridgiense superior-Titónico. Estos autores citan la presencia de estas formaciones en el sector de Albacete, aunque con características peculiares (Gómez y Goy, 1979b). Así la Fm. Loriguilla presenta al Este y Sureste de Albacete un progresivo enriquecimiento en terrígenos hasta estar constituida por areniscas. La Fm. Higuieruelas también en estos sectores aparece localmente con elementos detríticos (Fourcade, 1971).

M.a.

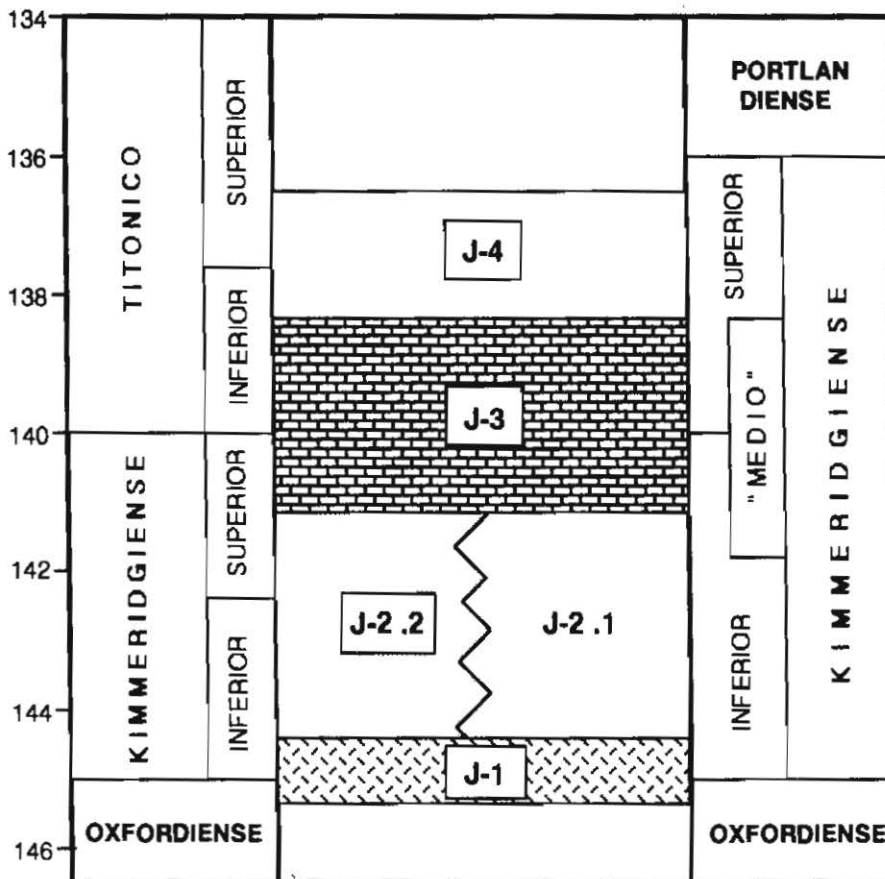


Fig. 8. Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas definidas para el sector de Albacete por Arias (1978).

2.3. SECUENCIAS DEPOSICIONALES DEFINIDAS EN LA CORDILLERA IBÉRICA

La incorporación de la Estratigrafía Secuencial como herramienta para el análisis de cuencas ha permitido establecer nuevas vías de estudio que complementan y perfeccionan los criterios tradicionales de correlación litoestratigráficos. En los sectores centrales y septentrionales de la cuenca Ibérica se dispone de conocimientos precisos acerca de los límites, extensión y edad de las secuencias deposicionales del Jurásico superior (Salas, 1989; Alonso y Mas, 1990; Aurell, 1990, 1991; Aurell y Meléndez, 1993).

El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica está constituido por tres secuencias deposicionales. La inferior o Secuencia Oxfordiense abarca desde el Calloviense terminal (biozona *Lamberti* p.p.) hasta el Oxfordiense terminal (Biozona *Planula*, subzona *Planula*). Incluye las calizas con esponjas de la Fm. Yátova y sus equivalentes laterales detríticos y carbonatados localizados en las zonas marginales (Fm. Aldealpozo en las Sierras de la Demanda y Cameros: Alonso y Mas, 1990 y Mb. Alustante al SW de la provincia de Teruel: Aurell, 1990). La intermedia o Secuencia Kimmeridgiense se extiende hasta el Titónico inferior, ya que a techo de la unidad y en las zonas distales se encuentran ammonites de la biozona *Hybonotum* (región de Calanda: Atrops y Meléndez, 1985). En las zonas medias y distales de la cuenca esta secuencia está formada por dos unidades, la Fm. Sot de Chera y la Fm. Loriguilla, que se encuentran en relación de cambio lateral y vertical de facies. Hacia las zonas proximales, ambas unidades pasan lateralmente a las calizas oolíticas y arrecifales de las Fm. Torrecilla y Mb. Riela en la Cordillera Ibérica septentrional (Fig. 9.A) y a las calizas oolíticas y areniscas de la Fm. Pozuel al Suroeste de Teruel (Fig. 9.B).

Hay que notar que, debido a sus características litológicas, las calizas oolíticas de la Fm. Pozuel fueron erróneamente atribuidas a la Fm. Higuieruelas (Gómez y Goy, 1979b). Esta formación se encuentra en clara relación de offlap sobre los materiales de la Secuencia Kimmeridgiense, y marca el inicio de la secuencia superior del Jurásico o Secuencia Titónico-Berriasiense (Fig. 9). Los equivalentes laterales y verticales de la Fm. Higuieruelas hacia zonas marginales son los carbonatos lacustres y palustres de la Fm. Ciria y Mb. Ladruñan (Martin i Closas, 1990) y las areniscas y carbonatos depositados en medios marinos someros y transicionales de la Fm. Villar del Arzobispo (Mas et al., 1984). La secuencia Titónico-Berriasiense se extiende hasta el Berriasiense medio, tal y como muestra el análisis de la flora de carofitas y la presencia de *Anchispirocyclina lusitanica* hacia la parte superior de la unidad.

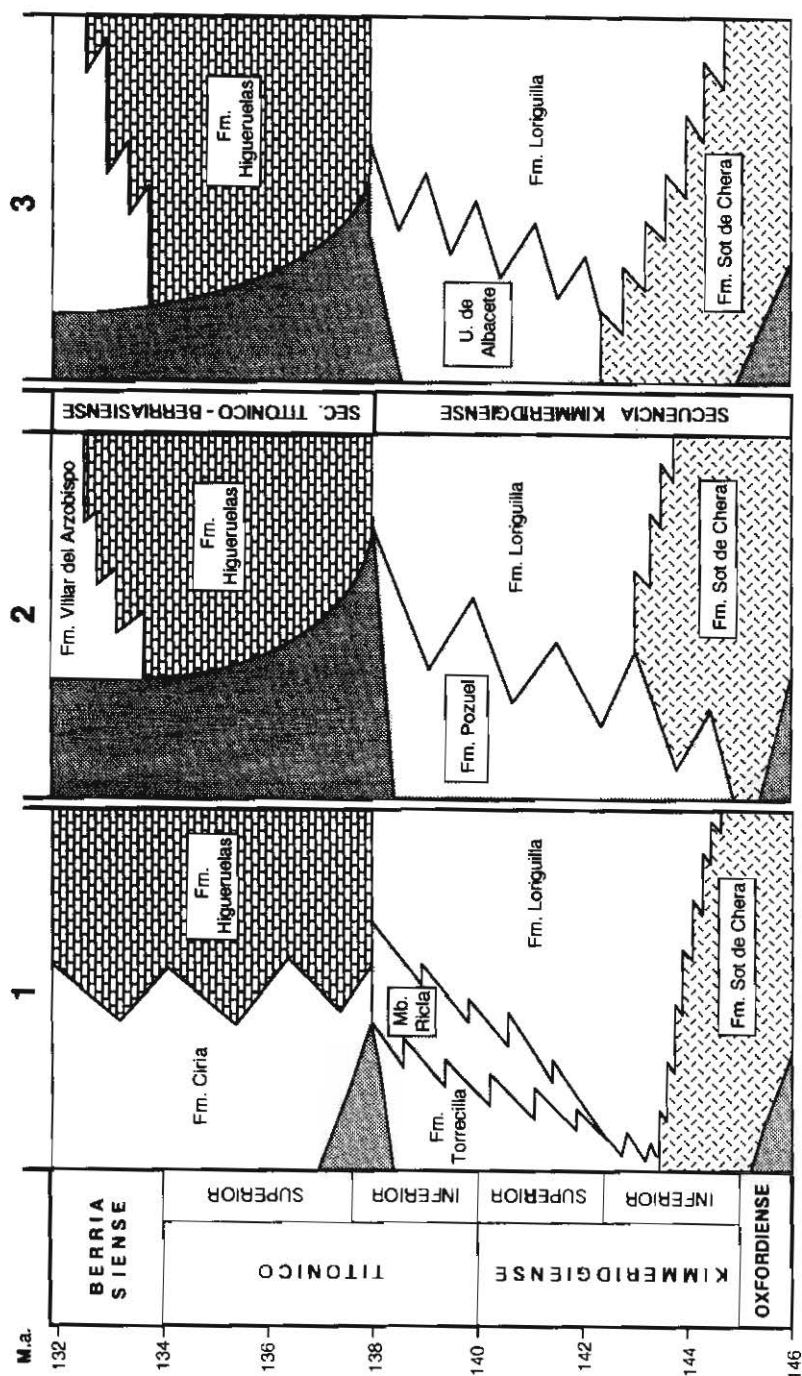


Fig. 9. Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas de la Secuencia Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense, para los sectores 1 (provincia de Zaragoza), 2 (provincia de Teruel) y 3 (provincia de Albacete).

2.4. UNIDADES UTILIZADAS EN EL PRESENTE TRABAJO

Como hemos visto en anteriores apartados los tres principales trabajos que se han realizado en la zona (Behmel, 1970; Fourcade, 1970; Arias 1978) abordan el estudio de los materiales del Jurásico superior desde un punto de vista bioestratigráfico y litoestratigráfico. En ellos se plantea someramente la posible relación paleogeográfica de la zona de estudio con la cuenca Ibérica, estableciendo semejanzas de las facies observadas con las presentes en dominios más septentrionales.

Los datos obtenidos en este trabajo han permitido precisar la división litoestratigráfica realizada por Arias (1978) y establecer la equivalencia de estas unidades con las formaciones y secuencias deposicionales definidas en la Cordillera Ibérica (Fig. 9,3). En concreto, el análisis de las discontinuidades sedimentarias ha permitido identificar una secuencia deposicional, que se considera equivalente lateral a la Secuencia Kimmeridgiense.

Para la Secuencia Kimmeridgiense se han reconocido tres unidades. La Fm. margas de Sot de Chera corresponde a la unidad J-1 de Arias (1978) y se sitúa sobre las calizas con esponjas del Oxfordiense (Fm. Yátova). La Fm. ritmita calcárea de Loriguilla se corresponde a la unidad J-2.1 de Arias (1978). Al equivalente lateral de esta formación en las zonas occidentales la denominaremos en este trabajo como Unidad de Albacete. Esta unidad se caracteriza por la presencia de facies predominantemente arenosas que pasan lateralmente, hacia el Este, a facies oolíticas. Este esquema litoestratigráfico conlleva una serie de modificaciones respecto a las unidades definidas por Arias (1978):

1-La parte inferior de la Fm. Loriguilla es considerada equivalente lateral de la Fm. Sot de Chera. La Fm. Loriguilla puede alcanzar la edad Titónico inferior en las zonas más orientales (perfil de Fuente-Álamo: Behmel, 1970).

2-La Unidad de Albacete es equivalente lateral de la Fm. Loriguilla y está constituida tanto por la unidad J-2.2, como por parte de la unidad J-3.

3-La Fm. Higuieruelas está separada de la Unidad de Albacete y de la Fm. Loriguilla por una discontinuidad que constituye el límite entre las secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense. Esta discontinuidad se encuentra dentro de la unidad J-3 de Arias (1978) y separa, en los sectores más occidentales, las facies oolíticas de la Unidad de Albacete de las facies oncolíticas de la Fm. Higuieruelas. Estas unidades no son, por tanto, equivalente laterales.

Dada la relación estratigráfica de la Unidad de Albacete con las Fms. Loriguilla y Sot de Chera, esta unidad posee gran semejanza con las Fms. Pozuel y Torrecilla (Mb. Ricla) presentes en sectores más septentrionales de la cuenca Ibérica (Fig. 9).

En el sector de Albacete, el límite inferior (LI) de la Secuencia Kimmeridgiense corresponde, en los perfiles más distales, al contacto entre las calizas con esponjas del Oxfordiense superior y las margas de la Fm. Sot de Chera (base de la Subzona *Galar*, Biozona *Planula*, perfil de Fuente-Álamo (15); Behmel, 1970).

En los perfiles más proximales, se manifiesta localmente como una posible superficie de paleokarstificación a techo de las calizas con esponjas del Oxfordiense (perfiles 2 y 3) o como una superficie de acumulación de óxidos de hierro (perfil 1). En el perfil 8 se sitúa a techo de un nivel que contiene ammonites de la biozona *Bimmammatum* (*Orthosphinctes Orth. Delgadoi*, Choffat, 1893). En el caso de estos dos últimos perfiles, el límite inferior de la secuencia se encuentra dentro de la Fm. Sot de Chera.

El límite superior (LS) se manifiesta en los perfiles más distales como una paraconformidad con una posible laguna estratigráfica asociada. En estos sectores corresponde al contacto entre la Fm. Loriguilla y la Fm. Higuieruelas. En concreto, en el perfil 15 (Fuente-Álamo) los últimos materiales de la Fm. Loriguilla se han datado como Titónico inferior (biozona *Hybonotum*; Behmel, 1970). Hacia las zonas medias, el límite superior de la secuencia corresponde al contacto entre los materiales de la Unidad de Albacete y la Fm. Higuieruelas. En los perfiles proximales la Fm. Higuieruelas está ausente (posiblemente por no sedimentación), de forma que sobre los materiales de la Unidad de Albacete se disponen las margas del Berriasiense. No se descarta que en estas zonas la parte superior de la secuencia esté ausente por erosión.

3. ANÁLISIS DE FACIES

Una vez revisado el marco estratigráfico general, es necesario abordar el estudio de los diferentes tipos de facies presentes en cada una de las formaciones. En las Figs. 10 y 11 se muestran dos paneles de correlación correspondientes a dos cortes transversales a la cuenca, desde las zonas proximales situadas al Oeste, hasta las zonas más distales, al Este. Éstos muestran la distribución de formaciones y de facies, así como de los cortejos sedimentarios diferenciados en la secuencia Kimmeridgiense.

3.1. Fm. SOT DE CHERA

La Fm. Sot de Chera presenta en el sector de Albacete gran variabilidad de potencia y de facies. En los perfiles más meridionales (Fig. 11) se ha podido medir la potencia total de esta formación y establecer un esquema de distribución de facies detallado. Sin embargo, en los perfiles septentrionales (Fig. 10) se dispone de menor número de datos debido a la ausencia de afloramientos completos.

En cuanto a la distribución de potencias, esta formación posee sus menores espesores en las zonas occidentales, con una potencia mínima de 3 m (perfil 3). La potencia máxima aparece en el área central, donde la formación alcanza un espesor de 68 m (perfil 5), acuñándose progresivamente hacia el Este.

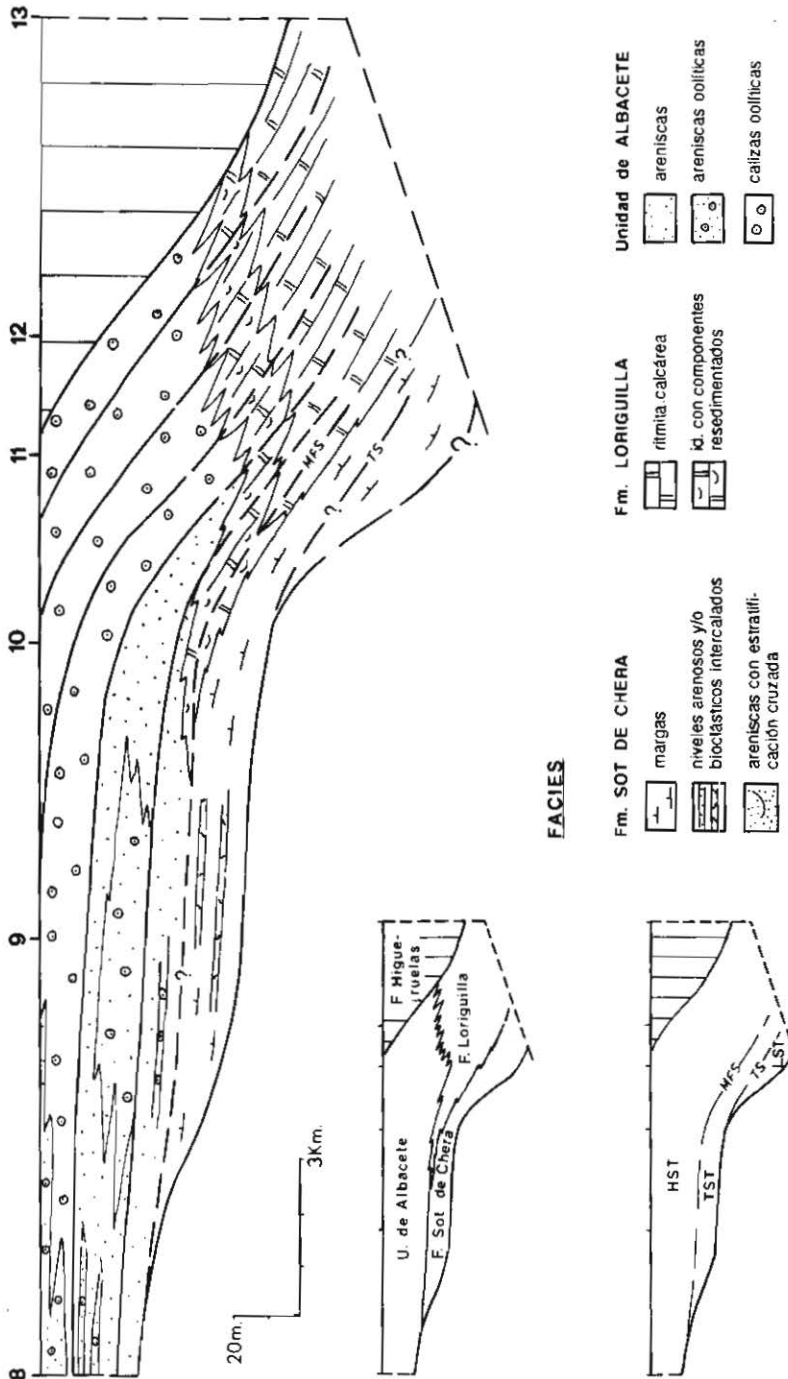


Fig. 10. Panel de correlación de los perfiles septentrionales del sector de Albacete (ver Fig. 11). Se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense.

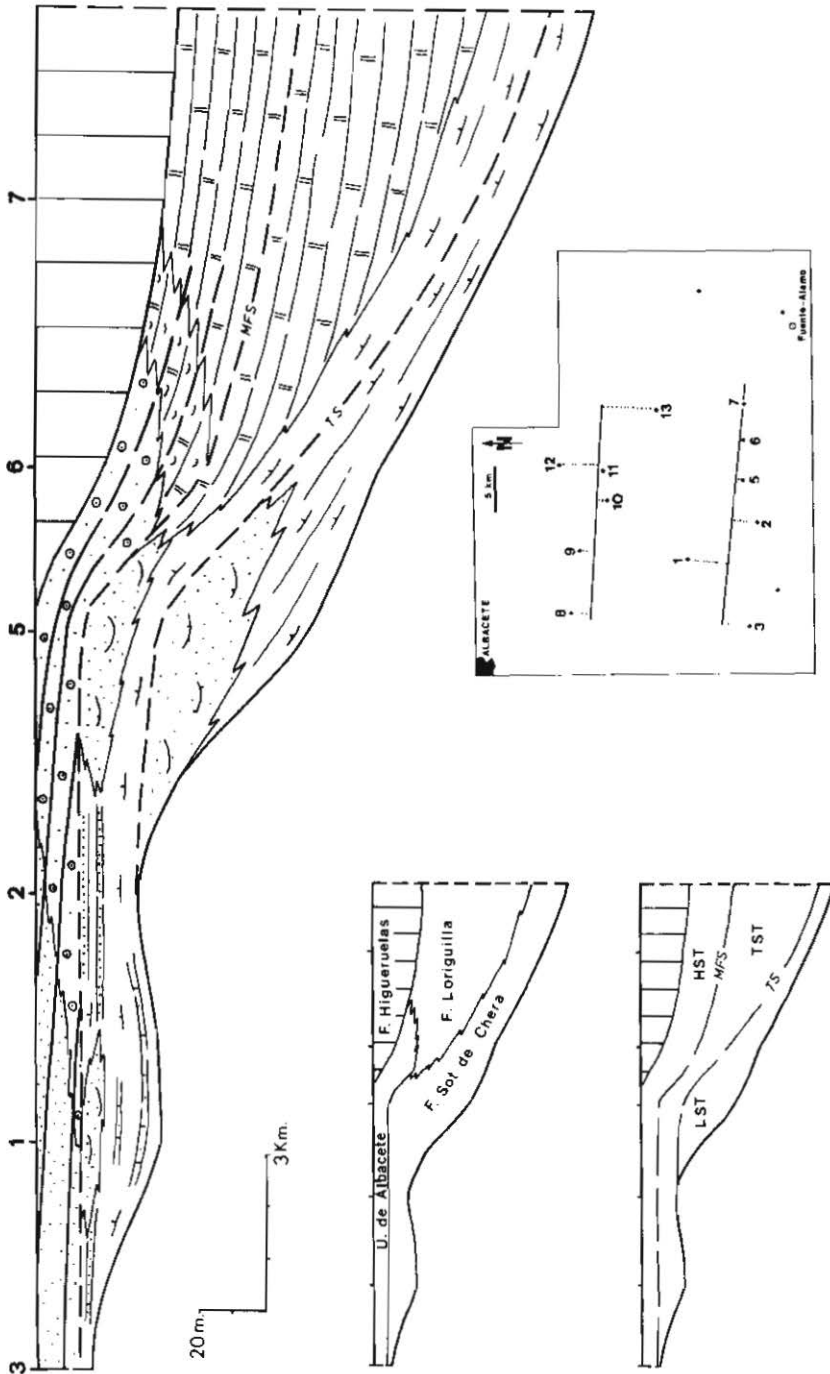


Fig. 11. Panel de correlación de los perfiles meridionales del sector de Albacete, en el que se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense. Leyenda de facies en la Fig. 10.

Esta formación, como en otros sectores de la Cuenca Ibérica, está formada esencialmente por margas con abundantes intercalaciones margocalcáreas (perfiles más orientales), que hacia las zonas proximales presenta un progresivo aumento en elementos detríticos. En estos sectores, se han podido reconocer dos tipos de facies:

1. *FACIES DE MARGAS CON NIVELES ARENOSOS Y/O BIOCLÁSTICOS INTERCALADOS*

Está formada por margas y margocalizas, en bancos de 0.4 m de potencia, que presentan intercalaciones o forman alternancia con calizas arenosas, areniscas y niveles bioclásticos y oolíticos. En los perfiles meridionales predominan los niveles arenosos (calizas arenosas y areniscas), mientras que en los más septentrionales dominan las facies más carbonatadas (niveles oolíticos y bioclásticos). Las margas y margocalizas aparecen bioturbadas y localmente con ooides y bioclastos dispersos.

Las facies más arenosas están constituidas por calizas arenosas bioturbadas con ooides dispersos y areniscas de grano fino en niveles tabulares de 0.2 a 0.4 m, de gran continuidad lateral. Las areniscas pueden aparecer localmente dolomitizadas y con proto-ooides y bioclastos dispersos, formando incluso niveles centimétricos de acumulación con morfología de ripples.

Las facies bioclásticas y oolíticas están constituidas por packstones o grainstones bioclásticos y packstones oolítico-arenosos que forman niveles tabulares de gran continuidad lateral de 0.2 a 0.6 m de potencia. La facies de packstones a grainstones bioclásticos se caracterizan por la abundancia de fragmentos heterométricos de fósiles bentónicos (corales, algas, briozoos, chaetétidos) junto con otros bioclastos, y por la presencia de ooides y peloides. En ocasiones poseen morfología de barras de acreción lateral. La facies de packstones oolítico-arenosos está constituida por fragmentos de ooides, proto-ooides y peloides junto con clastos de cuarzo de tamaño arena fina a media y escasos bioclastos. Localmente aparecen como niveles gradados de acumulación.

2. *FACIES DE ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA*

En el sector más meridional (Fig. 11) y en concreto en los perfiles 1 y 5 está presente, junto a la facies de margas, una facies arenosa que se ha denominado genéricamente, facies de areniscas con estratificación cruzada, aunque incluye también facies arenosas en niveles tabulares. En el perfil 5, donde esta facies aparece mejor representada, está constituida por dos secuencias somerizantes grano y estratocrecientes, que tienen como base la facies de margas. Ambas secuencias están formadas en su parte inferior por areniscas de grano fino a medio bioturbadas y poco cementadas, dispuestas en bancos tabulares de 0.2 a 0.4 m de potencia, con intercalaciones margosas a la base.

En la parte superior de estas areniscas se desarrolla en cada secuencia un

complejo de facies con estructuras variadas, más completo en la secuencia inferior. La secuencia inferior presenta de base a techo los siguientes términos: areniscas de grano medio poco cementadas con sets de estratificación cruzada planar de hasta 1.5 m de potencia y laminación cruzada planar; areniscas de grano fino en bancos tabulares de 0.3 m, ocasionalmente con estratificación cruzada en surco, en alternancia con margas arenosas bioturbadas; areniscas de grano medio en bancos de 0.3 m a la base y 1 m a techo, con estratificación cruzada en surco, y niveles de acumulación de cantos blandos; areniscas de grano medio a grueso, con morfología de barras de acreción lateral a la base y estratificación cruzada planar a techo en sets de hasta 1 m de potencia. A techo de este tramo aparece una superficie de acumulación de bioclastos (bivalvos).

En la secuencia superior, sobre las areniscas de grano fino en bancos tabulares, aparece un tramo de areniscas de grano medio a grueso, con sets de estratificación cruzada en surco de 0.3 m de potencia y niveles de acumulación de cantos blandos.

Las medidas de paleocorrientes realizadas en los niveles con estratificación cruzada planar, indican un sentido de migración en torno a 90°-110°, con un ángulo de buzamiento de las láminas de 25° a 30°. En los niveles con estratificación cruzada en surco, la dirección del eje de los canales es aproximadamente de 150° a 180°.

En el perfil 1, esta facies se presenta como areniscas de grano fino a medio en bancos tabulares de hasta 1 m de potencia con laminación cruzada planar.

3.2. Fm. LORIGUILLA

La Fm. Loriguilla está constituida por una alternancia de ritmos margaliza, con predominio de este segundo término. En el sector de Albacete, esta formación está presente en los perfiles más orientales, mostrando un progresivo aumento de potencia desde las zonas más proximales. El control de potencias y de facies ha sido dificultado por la escasez de afloramientos completos de esta formación, por lo que únicamente se dispone de datos parciales, a excepción de algunos perfiles. La potencia máxima es de 112 m (perfil 15) y la potencia mínima medida es la correspondiente al perfil 10, con 14 m.

Dentro de esta formación se han diferenciado dos tipos de facies, que se encuentran en relación de cambio lateral:

1. FACIES DE RITMITA CALCÁREA

Corresponde a la facies típica de la formación y está presente en los perfiles más distales. Está formada por ritmos de marga-caliza, en los que predomina por su potencia el segundo término. Las calizas son mudstones algo limosos, en bancos tabulares de 0.3 a 0.5 m de potencia, que presentan bioclastos dispersos y abundante bioturbación (en ocasiones de tipo *Chondrites*). Localmente llegan

a ser wackestones de bioclastos (bivalvos y equinodermos, principalmente) con ooides dispersos y láminas arenosas centimétricas. Los niveles margosos presentan potencias inferiores a 0.3 m, y en ocasiones pueden formar alternancia con margocalizas.

En esta facies, aparecen localmente niveles de acumulación de bioclastos y oncoides, en bancos tabulares de 0.2 a 0.5 m de potencia o como niveles erosivos de base irregular a techo los bancos. Están constituidos generalmente por packstones a grainstones de peloides, bioclastos y oncoides, cuyas principales características son la alta heterometría y la presencia de gran variedad de bioclastos (bivalvos, equinodermos, crinoides, serpúlidos, corales, algas, braquiópodos, gasterópodos, foraminíferos). Se reconocen diferentes tipos de oncoides, aunque predominan las formas complejas e irregulares (tipo III y IV; Dahanayake, 1977), con núcleos bioclásticos y aspecto ferruginizado. Ocasionalmente pueden aparecer como niveles de encostramiento algal, en los que destaca la abundancia de fragmentos de serpúlidos.

2. FACIES DE RITMITA CALCÁREA CON ELEMENTOS RESEDIMENTADOS

Hacia las zonas occidentales, la facies de ritmita calcárea pasa lateralmente a una facies caracterizada por la abundancia de elementos resedimentados. Ésta conserva la tendencia ritmítica típica de la formación, pero incluye mayor variedad de tipos litológicos. Así, en los perfiles más meridionales (Fig. 11) y en concreto en el perfil 6 se reconoce, a techo de la facies de ritmita calcárea, una facies constituida por wackestones bioclásticos y arenosos muy bioturbados, formando bancos de 0.3 a 0.5 m de potencia, con intercalaciones margosas. Presentan abundantes bioclastos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y crinoides, y en menor proporción ooides ferruginizados. Localmente, poseen láminas arenosas centimétricas.

En los perfiles más septentrionales (Fig. 10), y concretamente en el perfil 10, esta facies está constituida por calizas arenosas y packstones peloidales bioturbados, con ooides y bioclastos dispersos, y margas y margocalizas a techo. En el perfil 11, la facies está formada por secuencias estratocrecientes de 2 a 4 m de potencia, que presentan a la base, areniscas oolíticas en bancos de 0.3 m de potencia, muy bioturbadas. A techo está constituida por packstones oolíticos arenosos, en bancos de 0.5 m.

3.3. UNIDAD DE ALBACETE

La Unidad de Albacete está constituida por un conjunto de facies predominantemente arenosas y oolíticas cuya distribución a lo largo de los afloramientos muestra un dispositivo claramente progradante. En cuanto a la distribución de potencias, se observa una homogeneidad de espesores desde las zonas proximales a distales en los dos paneles de correlación realizados. Así, en los perfiles

septentrionales (Fig. 10) presenta potencias en torno a los 30 m y en los más meridionales (Fig. 11) en torno a los 15 m.

Dentro de esta unidad se han diferenciado tres tipos de facies:

1. *FACIES DE ARENISCAS*

Están constituidas principalmente por areniscas de grano fino a medio, en bancos tabulares de 0.2 a 0.5 m de potencia, con intercalaciones de margas arenosas. Ocasionalmente, aparecen alternancias de margas y margocalizas, o niveles tabulares de 0.5 m de calizas arenosas. En general, se trata de facies muy bioturbadas, con abundantes granos de micas y escasos bioclastos. Localmente las areniscas pueden presentar laminación horizontal y cruzada planar.

2. *FACIES DE ARENISCAS OOLÍTICAS*

Este grupo de facies está formado por areniscas oolíticas, en bancos tabulares de 0.1 a 0.5 m de potencia, ocasionalmente con morfología de barras de acreción lateral. Presentan niveles de acumulación gradados (ooides y bioclastos) y laminación cruzada planar. Localmente están asociadas a margas bioturbadas y calizas arenosas con ooides. En el perfil 8 aparece un nivel de 0.2 m de arenisca oolítica que posee abundantes clastos redondeados de cuarcita, intraclastos oolíticos y de corales y chaetétidos, con diámetros de hasta 5 cm.

Las areniscas oolíticas son generalmente packstones arenoso-oolíticos, con clastos de cuarzo subangulosos de tamaño arena media, con ligeras envueltas proto-oolíticas. Los ooides, que pueden llegar a constituir el 30% de la roca, presentan diámetros variables (hasta 2 mm), láminas generalmente de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de granos de cuarzo y bioclastos. Aparecen en su mayoría fragmentados y ferruginizados. La facies es en general poco bioclástica y muy heterométrica.

3. *FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS*

Esta facies aparece representada únicamente en los perfiles septentrionales (Fig. 11). Está constituida por grainstones y packstones oolíticos localmente arenosos, en bancos tabulares o en cuerpos de estratificación cruzada planar de 0.2 a 1.5 m de potencia, y barras de acreción lateral de 0.3 m. Presentan laminación cruzada planar en ocasiones de bajo ángulo, laminación horizontal y galerías de bioturbación verticales. Destacan algunos niveles arenosos con alta concentración de clastos cuarcíticos bien redondeados, de hasta 4 cm de diámetro, y de intraclastos oolíticos redondeados de hasta 7 cm.

La microfacies es generalmente homométrica. El esqueleto está constituido por ooides muy esféricos, con diámetros de 2 mm, láminas regulares de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de cuarzo y bioclásticos. Los bioclastos y oncoides son escasos.

4. LOS CORTEJOS SEDIMENTARIOS DE LA SECUENCIA KIMMERIDGIENSE: INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

El estudio de la distribución de los diferentes tipos de facies ha permitido establecer paneles de correlación (Figs. 10 y 11) y mapas de facies (Figs. 12, 13 y 14), en los que se muestra la extensión horizontal y vertical de cada una de ellas. El tratamiento de la información obtenida, siguiendo la metodología de trabajo propuesta por la Estratigrafía Secuencial, ha permitido diferenciar los cortejos sedimentarios que forman la Secuencia Kimmeridgiense. Cada uno de estos cortejos muestra un dispositivo sedimentológico particular, que marca sucesivos estadios de evolución dentro de la rampa Kimmeridgiense. A continuación se justifican y describen los cortejos diferenciados, así como el medio de sedimentación deducido por cada uno de ellos.

4.1. EL CORTEJO DE BAJO NIVEL DEL MAR (LST)

1. *LOS LÍMITES DEL CORTEJO*

El LST está constituido por los materiales que se sitúan entre el límite inferior de la secuencia (LI) y la superficie de transgresión (TS). La ausencia de afloramientos completos ha dificultado el análisis de los materiales, por lo que únicamente se ha podido caracterizar en los perfiles meridionales (Fig. 11).

Los depósitos correspondientes a este episodio están ausentes en los perfiles más proximales, donde existe un recubrimiento del límite inferior de la secuencia por las facies transgresivas del Kimmeridgiense. Así, en el perfil 2, la superficie de transgresión corresponde a un nivel con concentración de glauconita situado sobre la discontinuidad localizada a techo de las calizas con esponjas del Oxfordiense. En el perfil 5, está representada por la superficie de inundación que constituye el contacto entre las facies arenosas con estratificación cruzada y las margas superiores.

2. *DISTRIBUCIÓN DE FACIES*

Los materiales de este episodio corresponden a la parte inferior de la Fm. Sot de Chera. Se han estudiado con detalle en el sector de Carboneros (perfil 5), donde alcanzan el máximo desarrollo vertical. Se trata de una sucesión progredante en la que aparecen facies de margas a la base y facies de areniscas con estratificación cruzada (secuencia inferior) a techo. Hacia las zonas distales está constituido únicamente por facies de margas con escasos restos fósiles.

En la Fig. 12 se muestra el esquema de distribución horizontal de facies para el LST en aquellos sectores donde ha sido posible su caracterización. Se han diferenciado tres dominios: un dominio emergido y por lo tanto de no sedimen-

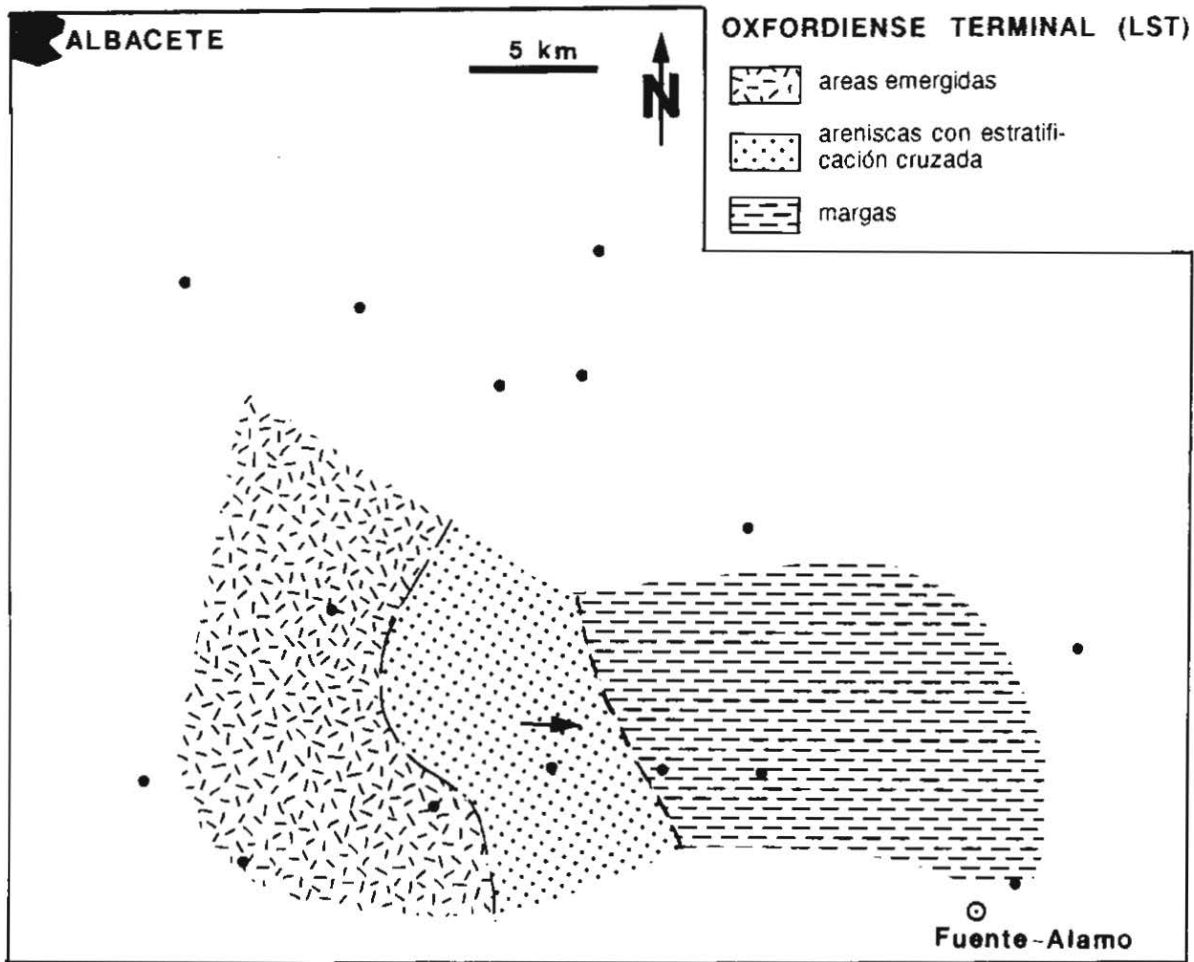


Fig. 12. Distribución espacial de las facies del correo de bajo nivel del mar (LST), de la Secuencia Kimmeridgiense.

tación durante este episodio; un dominio con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada, que muestran direcciones de paleocorriente predominantemente hacia el Este y un último dominio con desarrollo de facies de margas, situado en las zonas distales.

3. *MEDIO DE SEDIMENTACIÓN*

La tendencia estrato y granocreciente y el desarrollo vertical de estructuras que muestra la facies de areniscas con estratificación cruzada permite interpretar esta facies como el resultado de la progradación de un frente deltaico. Este delta se desarrollaría en las zonas más proximales de la rampa y al sur del área de estudio, mostrando una dirección de aporte dominante hacia el Este. El frente deltaico progradaría sobre los dominios de prodelta, en los que se desarrolla la facies de margas.

4.2. EL CORTEJO TRANSGRESIVO (TST)

1. *LOS LÍMITES DEL CORTEJO*

Corresponde a los depósitos situados entre la superficie de transgresión (TS) y la superficie de máxima inundación (MFS). La MFS ha sido definida en función de criterios de distribución de facies. En concreto, viene marcada por el límite entre la retrogradación y la progradación de las facies y generalmente representa un cambio litológico brusco. En el panel de correlación meridional (Fig. 11, perfil 5) corresponde a la superficie de contacto entre la facies de areniscas con estratificación cruzada (secuencia progradante superior, Fm. Sot de Chera) y la facies de calizas oolíticas (Unidad de Albacete). En los perfiles más proximales esta superficie se localiza a la base de los primeros niveles de areniscas oolíticas (Unidad de Albacete), mientras que en los más distales está representada por la aparición de niveles de acumulación de bioclastos en la ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). En el panel de correlación septentrional (Fig. 10), la escasez de afloramientos completos no ha permitido establecer con precisión esta superficie de inundación.

2. *DISTRIBUCIÓN DE FACIES*

Los materiales de este episodio corresponden a la parte superior de la Fm. Sot de Chera y a la parte inferior de la Fm. Loriguilla. Ambas formaciones se encuentran en relación de cambio lateral de facies. El carácter más distal de las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla respecto a las margas y arenas de la Fm. Sot de Chera, define la presencia de un dispositivo retrogradante (Figs. 10 y 11).

El TST está representado en las zonas proximales por los materiales superiores de la Fm. Sot de Chera. Predominan en su parte inferior la facies de margas con niveles intercalados y hacia techo aparecen facies de areniscas con estra-

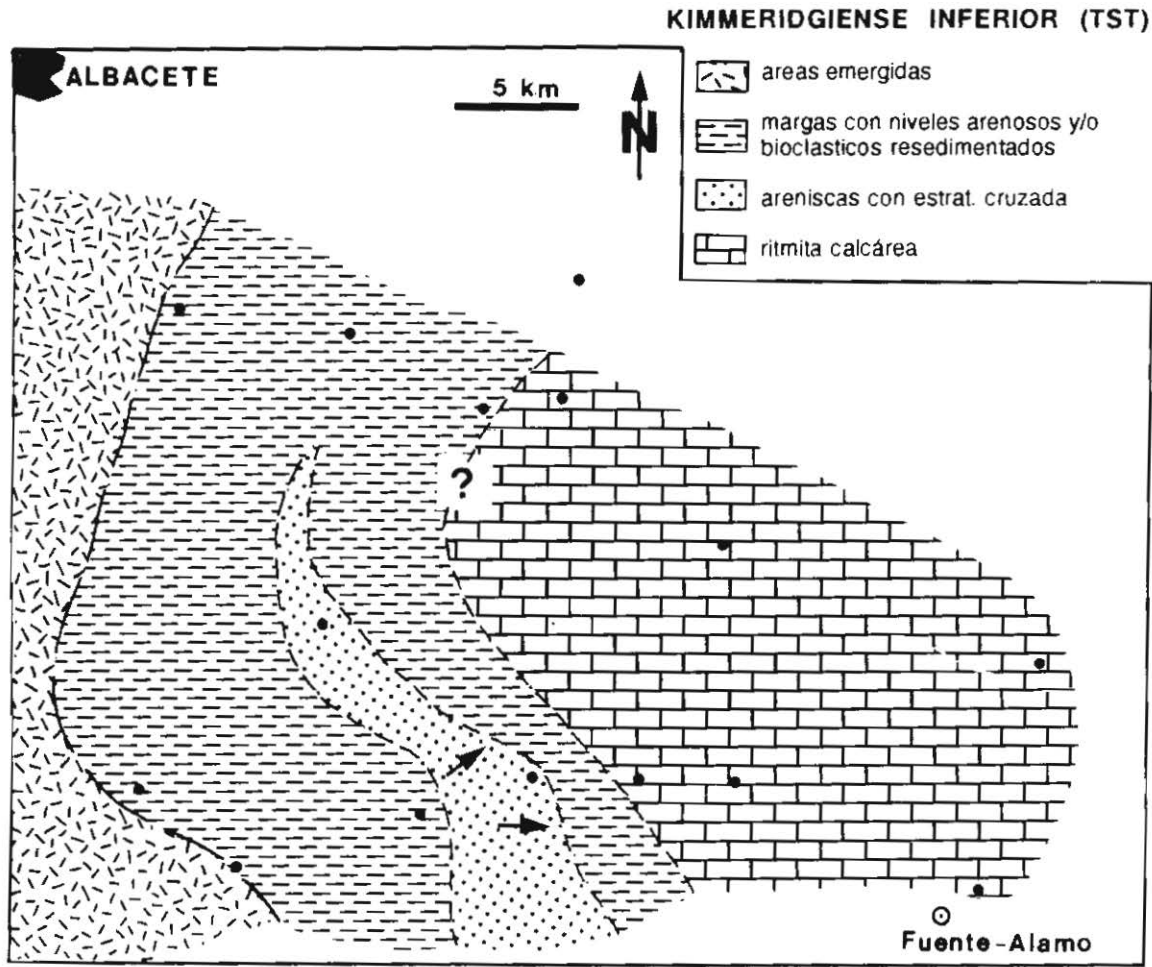


Fig. 13. Distribución espacial de las facies del cortejo transgresivo (TST) de la Secuencia Kimmeridgiense.

tificación cruzada. En las zonas distales, este cortejo muestra un progresivo aumento de potencia y está representado por facies de margas y de ritmita calcárea, localmente con elementos resedimentados.

En la Fig. 13 se muestra un esquema de distribución de facies para el TST. La región estudiada está durante este episodio dividida en cuatro dominios sedimentarios. En las zonas occidentales, existe un dominio emergido. Un segundo dominio corresponde a aquellas zonas con desarrollo de facies de margas con niveles intercalados. En esta ancha franja, aparece una cuña arenosa con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada, con dirección de paleocorriente Este y Norte-Noreste. En el dominio más distal se encuentra la facies de ritmita calcárea.

3. MEDIO DE SEDIMENTACIÓN

La sedimentación durante este episodio tiene lugar en una rampa dominada por tormentas. Al Norte, predomina la sedimentación de facies margosas con niveles de tempestitas carbonatados (ooides y bioclastos). Al Sur, sin embargo la sedimentación es de carácter más terrígeno. Estas diferencias en el carácter de la sedimentación implican la posible existencia de dos dominios. Al Norte, existiría una zona más comunicada o abierta con alta producción de carbonato y colonización del medio por una importante epifauna. Al Sur existiría, sin embargo, un dominio más cerrado o somero y de alta influencia terrígena. Esta influencia se traduce en la presencia de cuñas arenosas, que por acción del oleaje serían re-trabajadas en la parte media de la rampa. La evolución vertical de facies (paso de margas a facies arcuosas a techo) constituye el reflejo sedimentario de la influencia de los dominios emergidos. Hacia las zonas distales, tendría lugar la acumulación del fango carbonatado con la formación de series rítmicas.

4.3. EL CORTEJO DE ALTO NIVEL DEL MAR (HST)

1. LOS LÍMITES DEL CORTEJO

El HST se sitúa por encima de la superficie de máxima inundación y corresponde a los materiales superiores de la Secuencia Kimmeridgiense. A techo aparece la discontinuidad o paraconformidad que la separa de los materiales de la Fm. Higueruelas (Secuencia Titónico-Berriasiense).

2. DISTRIBUCIÓN DE FACIES

Los materiales de este estadio corresponden a la Unidad de Albacete y a la parte superior de la Fm. Loriguilla. En los materiales de la Unidad de Albacete se reconocen varios cuerpos que definen una geometría en off-lap. Las variaciones laterales de facies observadas en cada uno de ellos permiten confirmar el carácter progradante de este episodio. De esta forma, desde las zonas más proximales

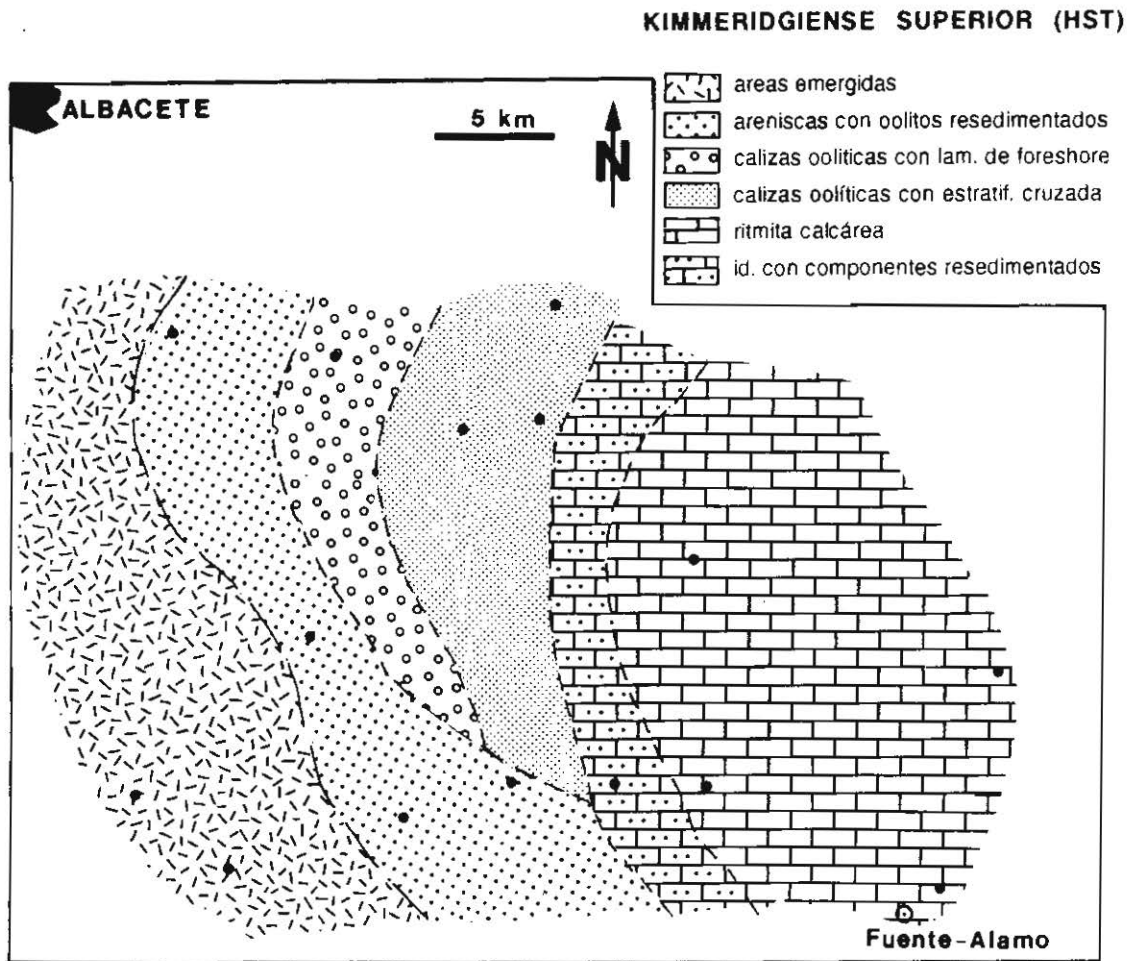


Fig. 14. Distribución espacial de las facies del cortejo de alto nivel del mar (HST) de la Secuencia Kimmeridgiense.

y en relación de cambio lateral aparecen las facies de areniscas, areniscas oolíticas y calizas oolíticas de la Unidad de Albacete (Fig. 10 y 11).

Hacia las zonas distales, las facies de la Unidad de Albacete pasan lateralmente a las facies de ritmita calcárea de la Fm. Loriguilla, existiendo entre ambas una franja de facies rítmicas con elementos resedimentados. En las zonas septentrionales, la facies de ritmita con elementos resedimentados está compuesta principalmente por areniscas oolíticas, puesto que su equivalente proximal es la facies de calizas oolíticas. En las zonas meridionales, está formada por wackestones bioclásticos y arenosos con ooides resedimentados, ya que en las zonas proximales se sitúa la facies de areniscas oolíticas.

En la Fig. 14 se muestra un esquema de distribución de facies para la parte media de este estadio, en el que se diferencian seis dominios. En la zona occidental existe un área emergida, que se sitúa respecto al estadio anterior ligeramente más hacia el Este. En contacto con ella aparece un dominio donde se desarrollan las facies de areniscas y areniscas oolíticas (zona denominada de areniscas con oolitos resedimentados). Al Norte, aparecen dos dominios definidos por la presencia de facies de calizas oolíticas. En el más proximal tendría lugar el depósito de calizas oolíticas en una situación litoral (facies con laminación de foreshore), mientras que en el más distal se desarrollarían barras oolíticas submareales. Adosado a la facies de calizas oolíticas al Norte y areniscas oolíticas al Sur, aparece el dominio de la ritmita calcárea, que presenta elementos resedimentados en zonas intermedias.

3. MEDIO DE SEDIMENTACIÓN

Durante este estadio se diferencian en la rampa tres dominios (Fig. 15). En la zona interna de la rampa tiene lugar la sedimentación de facies predominantemente arenosas, con desarrollo de facies de areniscas en los dominios más someros y facies de areniscas oolíticas. Existen datos que confirman el carácter somero de las facies arenosas, entre ellos la existencia de niveles con litoclastos retrabajados de grainstones oolíticos y cantos de cuarcita muy redondeados (retrabajamiento litoral por acción del oleaje).

Próximo a las zonas medias de la rampa se desarrollan facies oolíticas que definen un cordón litoral. La parte media de la rampa, situada entre el nivel de base del oleaje y el nivel de base de tormentas, se depositan facies de areniscas oolíticas (con fragmentos de ooides provenientes de las facies oolíticas adyacentes) y barras oolíticas submareales. En tránsito hacia la zona externa de la rampa se encuentra una franja de facies de ritmita calcárea con elementos resedimentados. En la parte externa de la rampa, por debajo del nivel de base de tormentas, tiene lugar la sedimentación del fango carbonatado (ritmita calcárea).

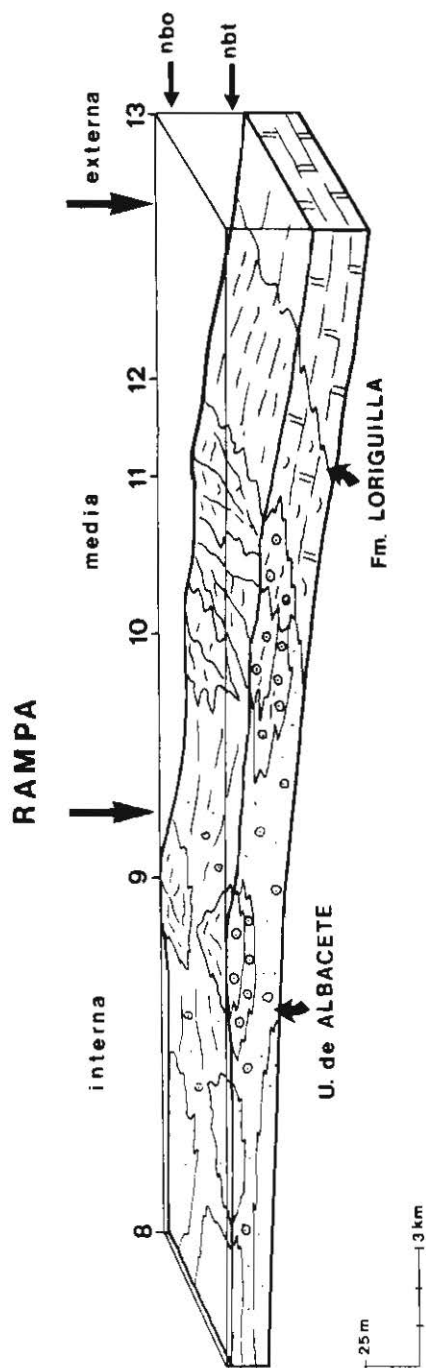


Fig. 15. Modelo de sedimentación para la parte media del cortejo de alto nivel del mar (HST) de la Secuencia Kimmeridgiense en los perfiles septentrionales del sector de Albacete (nbo: nivel de base del oleaje, nbt: nivel de base de tormentas). Los números indican perfiles de referencia.

5. DISCUSIÓN

5.1. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE ALBACETE

La evolución sedimentaria que se deduce para la Secuencia Kimmeridgiense, puede establecerse en términos de variaciones relativas del nivel del mar, producción de carbonato e influencia de los aportes detríticos provenientes del Macizo emergido de la Meseta. La identificación de los cortejos sedimentarios permite discutir el papel jugado por estos factores.

En el Oxfordiense terminal (límite inferior de la secuencia) tiene lugar una caída relativa del nivel del mar, que provoca el desplazamiento mar adentro de la línea de costa y consecuentemente, la emersión de las zonas proximales. Las facies deltaicas que se encuentran en las zonas medias progradaron durante esta fase de bajo nivel del mar (LST). Las medidas de paleocorriente indican aportes detríticos procedentes del Macizo de la Meseta. En las zonas distales se reconoce una sucesión predominantemente margosa cuyo contenido en minerales de la arcilla permite reconocer también la influencia de los macizos emergidos (perfil de Fuente-Álamo, López-Galindo et al., 1992).

Durante el Kimmeridgiense inferior (TST) tiene lugar una fase de ascenso relativo del nivel del mar que determina la existencia de un dispositivo retrogradante y el progresivo onlap sobre el margen del Macizo Ibérico. Sin embargo, la elevada tasa de aportes terrígenos en los sectores meridionales implica la aparición de dispositivos progradantes locales. En los dominios más distales de la rampa, esta fase transgresiva viene también marcada por el incremento en carbonato y la disminución de los minerales de la arcilla (López-Galindo et al., 1992).

La progradación durante el Kimmeridgiense de las facies de la Unidad de Albacete sobre los materiales de la Fm. Loriguilla se interpreta como respuesta a una estabilización relativa del nivel del mar (HST). La acomodación creada en la cuenca durante este episodio tiende a ser compensada por la alta producción de carbonato (mayor en las zonas septentrionales) y por los aportes terrígenos provenientes del Macizo. Hay que notar que a partir del nivel interpretado en nuestro trabajo como superficie de máxima inundación, se observa un incremento neto de los minerales de la arcilla en el perfil de Fuente-Álamo (López-Galindo et al., 1992).

5.2. COMPARACIÓN CON SECTORES SEPTENTRIONALES DE LA CUENCA IBÉRICA. EXTENSIÓN DE LOS FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN

Como se dijo en anteriores apartados, en los sectores septentrionales de la Cordillera Ibérica, existen afloramientos de materiales de edad Kimmeridgiense

que ocupan dominios paleogeográficos similares a los estudiados en la región de Albacete (Fig. 1). Éstos se localizan, en concreto, al Suroeste de la provincia de Zaragoza y en la Sierra de Albarracín (provincia de Teruel). En las Figs. 16 y 17 se muestra la distribución de unidades, facies y cortejos sedimentarios para la secuencia Kimmeridgiense en ambos sectores.

La comparación de estos esquemas con los obtenidos para el sector de Albacete (Fig. 10 y 11), permite afirmar que la distribución estratigráfica, la geometría y el dispositivo sedimentológico de los tres cortejos sedimentarios es similar en los tres sectores. Sin embargo existen diferencias significativas entre los tipos de facies y modelo de sedimentación deducido, que se acentúan hacia la parte superior de la secuencia.

En el sector 1, la Fm. Torrecilla (Mb. Ricla) presenta tres tipos de facies, que definen sucesivos dominios de la rampa carbonatada Kimmeridgiense (Fig. 16; Bádenas et al., 1993). Las facies de calizas oolíticas con estratificación cruzada planar de gran escala definen un conjunto de sandwaves localizados en las zonas medias de la rampa (clasificación de las rampas según Burchette y Wright, 1992). En zonas más internas, se encuentran facies bioconstruidas constituidas por parches de potencia métrica, con corales, chaetétidos y algas como principales bioconstructores, y facies de calizas bioclásticas con bioclastos de bivalvos y gasterópodos.

Por su parte, en el sector 2, en los dominios internos y medios de la rampa aparecen facies de calizas oolíticas con abundante contenido de siliciclásticos hacia sus zonas más internas (Fig. 17; Fm. Pozuel, Aurell, 1990). Sin embargo, en el sector de Albacete, la sedimentación en las zonas internas y medias de la rampa estuvo dominada por el desarrollo de las facies arenosas (Unidad de Albacete, Fig. 15). Las facies oolíticas son menos abundantes y se organizan en cuerpos de estratificación cruzada que normalmente no sobrepasan la potencia métrica.

El conocimiento de estas analogías y diferencias permite establecer hipótesis acerca de la amplitud y carácter de los factores que controlaron la sedimentación durante el depósito de la Secuencia Kimmeridgiense. Estos factores se pueden articular en los siguientes apartados:

1. VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR

La curva de variación relativa del nivel del mar deducida para el sector de Albacete a partir de la distribución estratigráfica de los cortejos sedimentarios (ver discusión en el apartado 5.1), es semejante a la propuesta en los sectores más septentrionales. Así pues, el descenso relativo del nivel del mar al final del Oxfordiense, la transgresión del Kimmeridgiense inferior y la estabilización y caída del nivel del mar en el Kimmeridgiense superior, parecen reconocerse a escala de cuenca Ibérica. Estos movimientos relativos del nivel del mar se han relacionado con fenómenos tectono-eustáticos de carácter regional (Aurell, 1991; Marques et al. 1991).

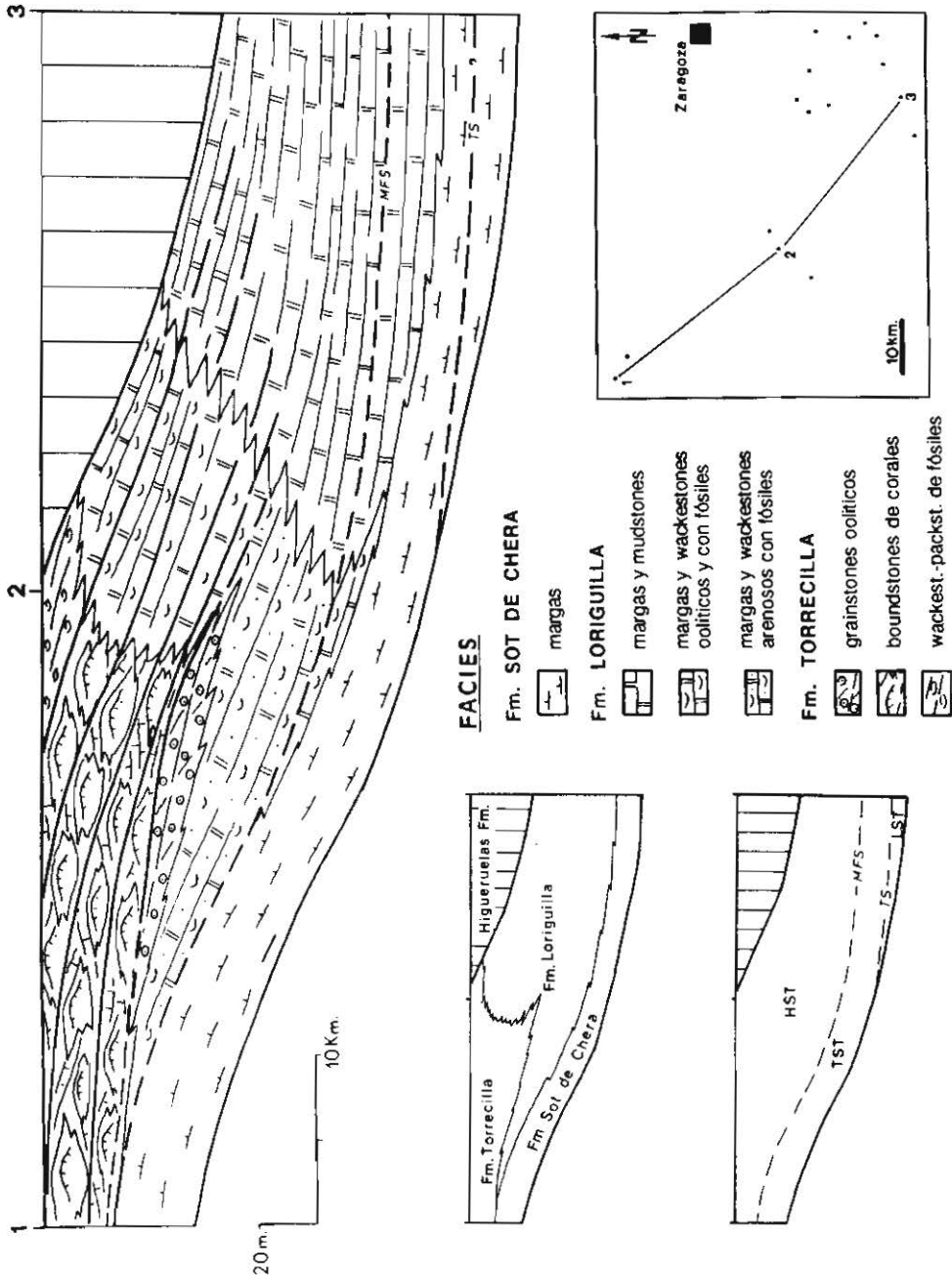


Fig. 16. Distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense en el sector 1. Perfiles: 1-Veruela, 2-Ricla, 3-Aguilón. Modificado de Aurell et al. (1989).

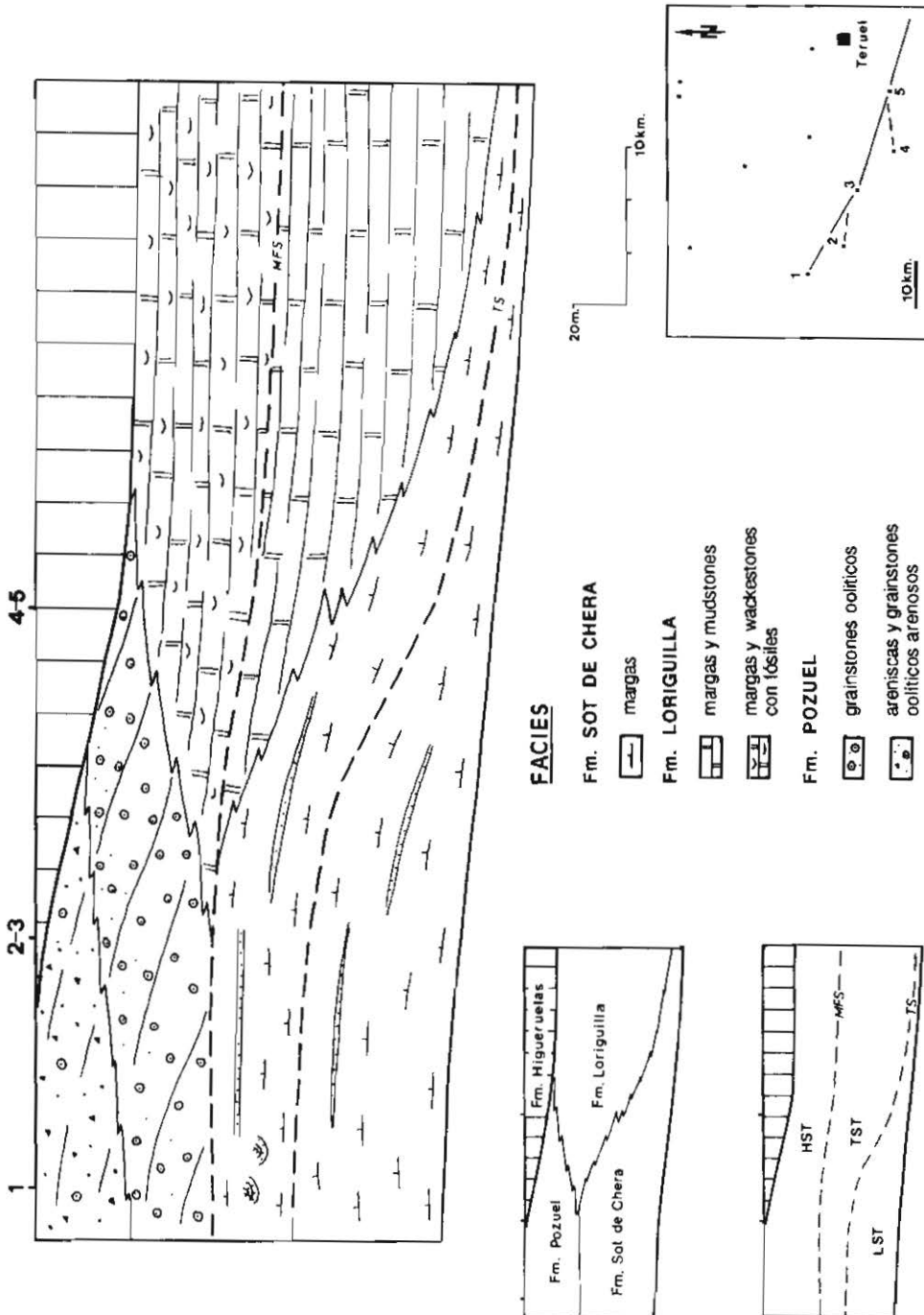


Fig. 17. Distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense en el sector 2. Perfiles: 1-Griegos, 2-Frías, 3-Moscardón, 4-Jabaloyas, 5-Villel. Modificado de Aurell (1990).

2. APORTES TERRÍGENOS Y EMPLAZAMIENTO PALEOGEOGRÁFICO

La relación de cada uno de los sectores con determinados accidentes paleogeográficos controla en gran medida el tipo de facies presentes (Fig. 1). En el sector 1 existen condiciones de alta comunicación y circulación marina, puesto que se localiza en la zona de enlace con el Estrecho de Soria. En el sector de Albacete, sin embargo, la proximidad del Macizo Ibérico determina la presencia de altas tasas de aportes terrígenos y circulación más restringida. El sector 2 representa condiciones de circulación marina intermedia. En concreto para el sector de Albacete:

—Las condiciones de baja circulación implican tanto la escasez de nutrientes como la disminución del efecto de las tormentas. Ambos factores son poco favorables para el crecimiento coralino y el desarrollo de bedforms oolíticos de gran dimensión. Por el contrario, en el sector 1 la mayor circulación marina implica el crecimiento de arrecifes de corales y el desarrollo de sand waves (Bádenas et al., 1993).

—La proximidad de las áreas emergidas se pone de manifiesto en la existencia de una alta influencia siliciclástica. Ésta se traduce tanto en la presencia de facies deltaicas como en la abundancia de facies arenosas en los tres cortejos sedimentarios. La presencia de facies deltaicas permite aportar datos a favor de la existencia de una zona emergida elongada, dirigida hacia el Este, que se localizaría al Sur del sector estudiado (Fourcade, 1971). La influencia terrígena sería mayor en la zona meridional de dicho sector, restringiéndose la sedimentación más carbonatada a los dominios más septentrionales. Estas diferencias paleogeográficas se hacen más patentes en el cortejo de alto nivel del mar. Para este estadio, en el sector septentrional la potencia de este cortejo es mayor y las facies de calizas oolíticas aparecen muy desarrolladas en detrimento de las facies arenosas. Sin embargo, en el sector meridional las facies de calizas oolíticas están ausentes y la potencia del cortejo es menor.

3. PRODUCCIÓN DE CARBONATO. ORIGEN DEL FANGO CARBONATADO

En las zonas distales de la rampa Kimmeridgiense tiene lugar la sedimentación de fango carbonatado, que da lugar a potentes series rítmicas (Fm. Loriguilla). Para el sector 1, se ha postulado que la mayor parte de este fango carbonatado se originaría en las zonas arrecifales internas y sería transportado mar adentro por la acción de tormentas (Bádenas et al., 1992, 1993).

En el sector de Albacete no existen facies bioconstruidas en las zonas internas. Sin embargo, aparecen niveles de tormenta con acumulación de bioclastos de corales, chaetétidos y algas. Este hecho permite suponer la existencia de zonas colonizadas por organismos bioconstructores situadas al Norte del sector estudiado, en las zonas con predominio de sedimentación carbonatada. Por otra parte, la presencia de abundantes fragmentos de algas induce a pensar que estos organismos contribuirían de igual manera a la producción de carbonato.

6. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos del análisis de facies realizado en los materiales kimmeridgienses del Noreste de la provincia de Albacete y su comparación con sectores septentrionales de la cuenca Ibérica ha permitido establecer una serie de precisiones en torno a su significado estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico:

1. Se han aportado nuevos datos sobre la distribución de las unidades li-toestratigráficas. La Fm. Loriguilla se extiende desde el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense hasta el Titónico inferior y se encuentra en relación de cambio lateral de facies con las margas de la Fm. Sot de Chera y con la Unidad de Albacete. Esta última unidad engloba las facies arenosas y oolíticas que se sitúan en las zonas más proximales y se diferencia en las calizas con oolitos y oncolitos de la Fm. Higuieruelas por medio de una discontinuidad sedimentaria de carácter regional.

2. Se ha reconocido una unidad limitada por discontinuidades que se ha correlacionado con la Secuencia Kimmeridgiense definida en sectores más septentrionales. Esta secuencia se extiende desde el Oxfordiense terminal hasta el Titónico inferior y está constituida por tres cortejos sedimentarios que representan sucesivos dispositivos sedimentológicos en la evolución de la rampa.

2.1. El cortejo de bajo nivel del mar (LST) está representado por las facies arenosas y margosas de la Fm. Sot de Chera. Durante este episodio tiene lugar la progradación de un complejo deltaico sobre los dominios más externos dominados por una sedimentación margosa.

2.2. El cortejo transgresivo (TST) está constituido en las zonas proximales de la rampa por las facies margosas y arenosas de la Fm. Sot de Chera. Hacia las zonas distales esta unidad pasa lateral y verticalmente a las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla, definiendo un dispositivo retrogradante.

2.3. El cortejo de alto nivel del mar (HST) está constituido por las facies arenosas y oolíticas de la Unidad de Albacete y por las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla. Ambas unidades definen un dispositivo progradante y presentan geometría en offlap. La rampa estaría dividida durante este estadio en tres dominios: un dominio interno, con sedimentación predominantemente arenosa en el que se individualizaría un cinturón oolítico litoral; un dominio medio, con desarrollo de barras oolíticas y arenosas submareales y niveles de tempestitas, y un dominio externo, con sedimentación de fango carbonatado.

3. La diferente naturaleza de las facies observadas en diversos sectores marginales de la cuenca Ibérica es interpretada como debida a un control paleogeográfico local. La proximidad del sector de Ricla (Zaragoza) respecto a las zonas bien comunicadas del Estrecho de Soria permitió el crecimiento de arrecifes de corales en las zonas internas de la rampa, y el desarrollo de sandwaves en sus zonas medias. La circulación marina fue más restringida en el sector de Albacete,

debido a su cercanía a las zonas emergidas del Macizo Ibérico. Esta restricción combinada con el mayor aporte de materiales siliciclásticos, redujo el potencial de crecimiento de los edificios arrecifales y disminuyó el efecto de las tormentas, tal como refleja la menor amplitud de las barras submareales oolíticas.

4. La distribución estratigráfica similar de los límites de secuencias y de los cortejos sedimentarios observada en los sectores comparados, muestra que la variación de la acomodación con el tiempo (cambios relativos del nivel del mar) tuvo una evolución similar a escala de cuenca. El mecanismo que originó esta acomodación está relacionado con cambios tectono-eustáticos de carácter regional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso, A. y Mas, J. R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuader. Geol. Iber.*, **14**: 173-198.

Arias, C. (1978): *Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete*. Tesis doctoral. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), **3**: 229 pp.

Azéma, J.; Champetier, Y.; Foucault, A.; Fourcade, E. y Paquet, J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination. *Cuad. Geol. Iber.*, **2**: 91-110.

Azéma, J.; Bourouilh, R.; Champetier, Y.; Fourcade, E. y Rangheard, Y. (1974): Rapport stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne Ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. *B.S.G.F. (7)*, **XVI (2)**: 140-159.

Atrops, F. y Meléndez, G. (1985): Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. Ist. Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984: 377-392.

Aurell, M.; Meléndez, A. y Nieva, S. (1989): La Secuencia Deposicional Kimmeridgiense al Este del Moncayo (prov. de Zaragoza). *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao*, vol. comun.: 137-140.

Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral, Ed. Secret. Public. Univ. Zaragoza, 389 pp.

Aurell, M. (1991): Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sediment. Geol.*, **73**: 101-115.

Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, (Possamentier et al., Ed), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, **18**, 343-368.

Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1992): El Miembro Ricla (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional): un ejemplo de transición de rampa proximal a distal. *III Congreso Geológico de España*. Actas tomo 1: 55-59.

Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. de España*, **6**, 3-4.

Bádenas, B. y Aurell, M. (1993): Compared analysis of the Kimmeridgian ramp from two separated areas in the Iberian Basin (Spain): local vs. regional controlling factors. 14th IAS Reg. Meeting of Sedimentology (Marrakesh, Marruecos). *Abstracts*, 357-358.

Bassoulet, J. P. y Fourcade, E. (1979): Essai de synthese de répartition de foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mesogéen. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, **2**: 69-71.

Behmel, H. (1970): Beitrage zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies in präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **137**, 1: 1-102.

Burchette, T. P. y Wright, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.* **79**, 3-57.

Cope, J. C. W. (1984): Report of the terminal Jurassic stage working group. In: Eds. Michelsen, O. y Zeiss, A., *Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Erlangen (I.U.G.S.)*, 1984, **1**: 111-117.

Dahanayake, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the Frenche Jura. *Sediment. Geol.*, **18**: 337-353.

Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. These Doct. Univ. Paris, 427 pp.

Fourcade, E. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebétique et des Chaînes Ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie, zones a foraminifères et paléogéographie). *Cuad. Geol. Iber*, **2**: 157-182.

Foucault, A. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques. Le Prebétique et le subbétique de Cazorla a Huescar. *Cuad. Geol. Iber*, **2**: 137-156.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A. C. (1988): The Prebetic Platform during the Jurassic: a sedimentary evolution upon a distensive margin. *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, vol. actas: 1017-1030.

Gómez, J. J. y Goy, A. (1979a): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas en el sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geológicos*, **35**: 569-598.

Gómez, J. J. y Goy, A. (1979b): Evolución lateral de las Unidades Litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, **10**: 83-93. Granada.

Haq, B. H.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**: 1156-1167.

Harland, W. D.; Armstrong, R. L.; Cox, A. V.; Craig, L. E.; Smith, A. G. y Smith, D. G. (1990): *A geological time scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, 263 pp.

Linares, L. (1976): Datos sobre las series Jurásico-Cretácicas en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete). *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXVII-IV**: 355-364.

López-Galindo, A.; Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1992): Caracterización mineralógica del perfil de Fuente Álamo (Prov. Albacete) y contribución a la reconstrucción ambiental del Kimmeridgiense basal en el Prebético Oriental. *III Congreso Geológico de España*, Actas, tomo 1: 147-152.

Marques, B.; Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1991): Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bull. Soc. géol. France.*, **162** (6): 1109-1124.

Martín i Closas, C. (1990): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Univ. de Barcelona. 581 pp., 13 lams.

Mas, J. R.; Alonso, A. y Meléndez, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y Este de Cuenca). *Publicaciones de Geología (Universidad Autónoma de Barcelona)*, **20**: 175-188.

Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**, 121-157.

Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**: 711-727.

Van Wagoner, J. C.; Possamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. y Hardembol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea level changes-An integrated Approach*, S.E.P.M. Spec. Public., **42**: 39-45.

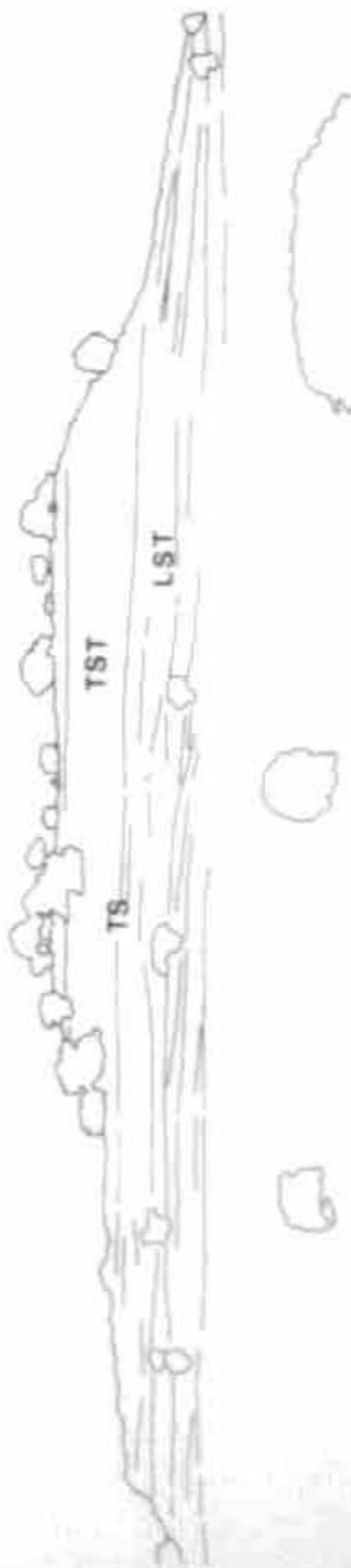
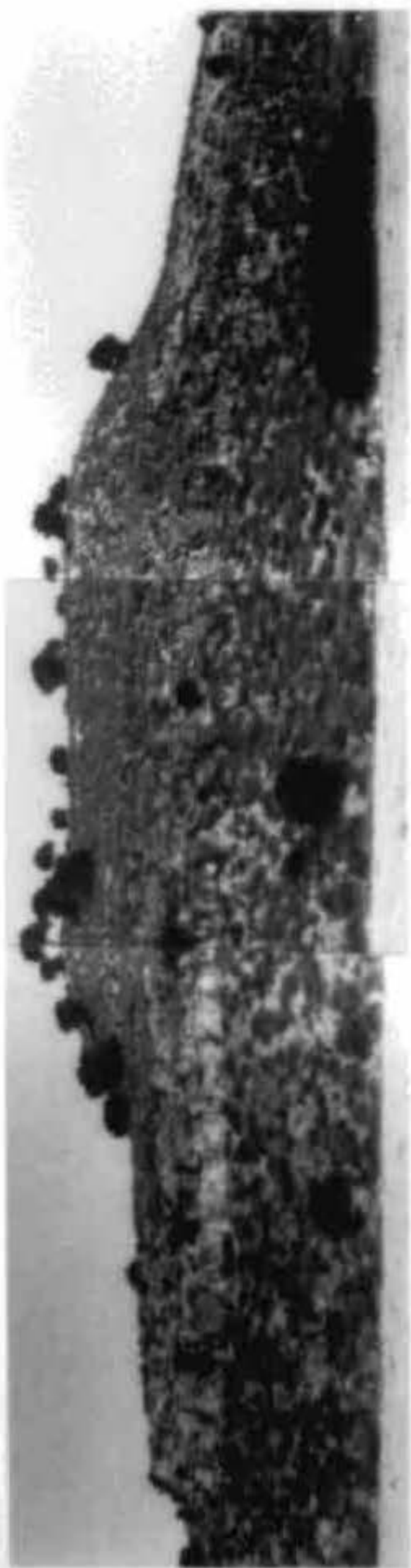


Foto 1. Aspecto general de la Fm. Sur de Chera en el perfil 5. Se observa la facies de areniscas con estratificación cruzada (ver detalle en la Foto 2) sobre la facies de margas, que corresponde a la progradación de un frente deltaico sobre las margas de prodelta (LST). A techo de estas areniscas se dispone la superficie de transgresión (TS).



Foto 2. Aspecto de la facies de areniscas con estratificación cruzada (Pm, Sol de Chera) en el perfil 5.



Foto 5. Facies oolíticas con laminación cruzada (Unidad de Albacete) en el perfil 12.

Centro de Estudios
de Castilla-La Mancha



Foto 4. Facies volcánicas (Unidad de Albacete). En el banco más potente se observa la laminación cruzada planar de bajo ángulo (perfil 9).



Foto 5. Facies volcánicas (Unidad de Albacete). Nivel de granitome volcánico arenoso con cantos de cuarzo redondados dispersos (perfil 12).

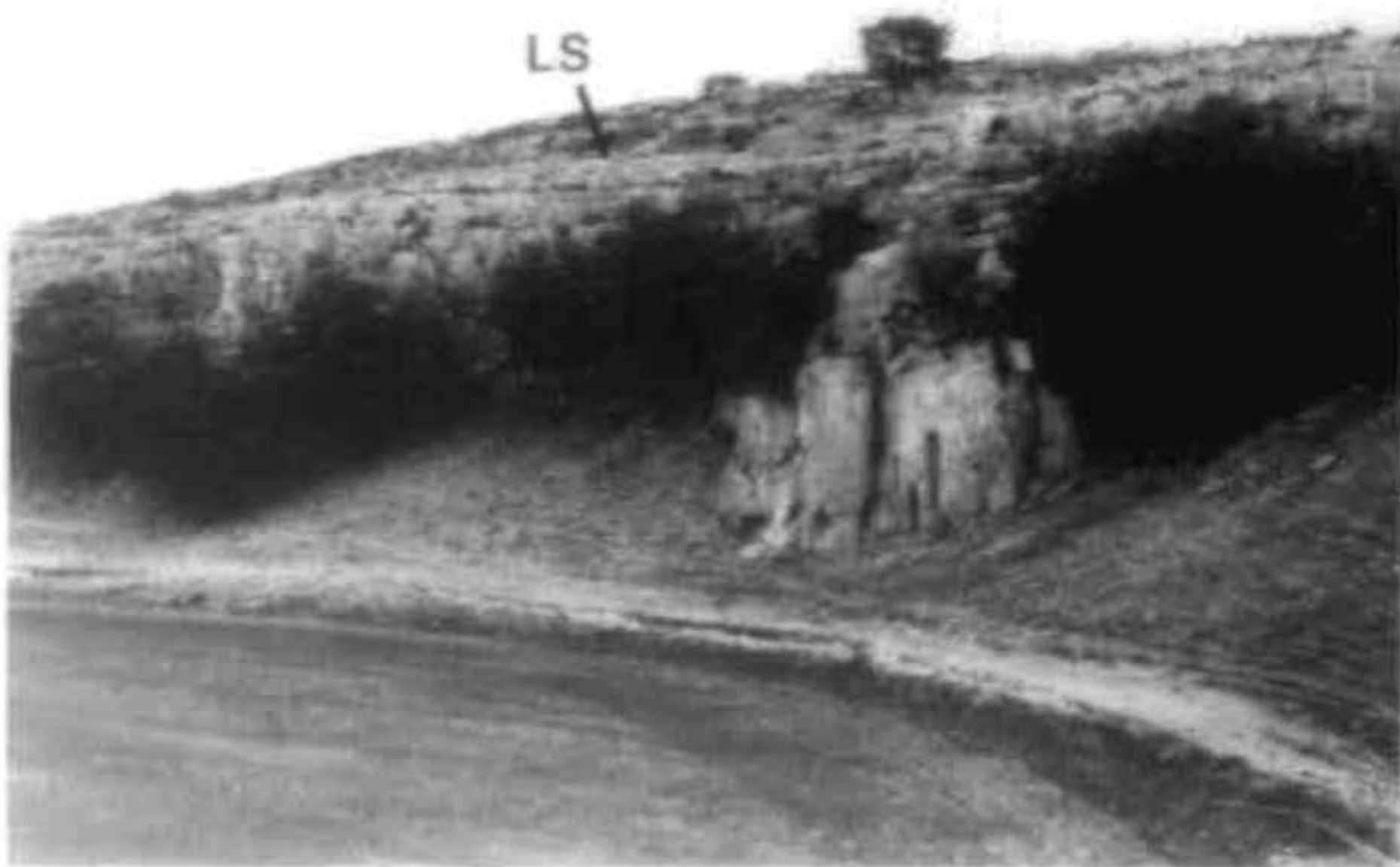


Foto 6. Vista general de la Unidad de Albacete y de la parte inferior de la Fm. Higuerauelas en el perfil 12. LS indica el límite entre ambas formaciones (ver detalle en la foto 7)

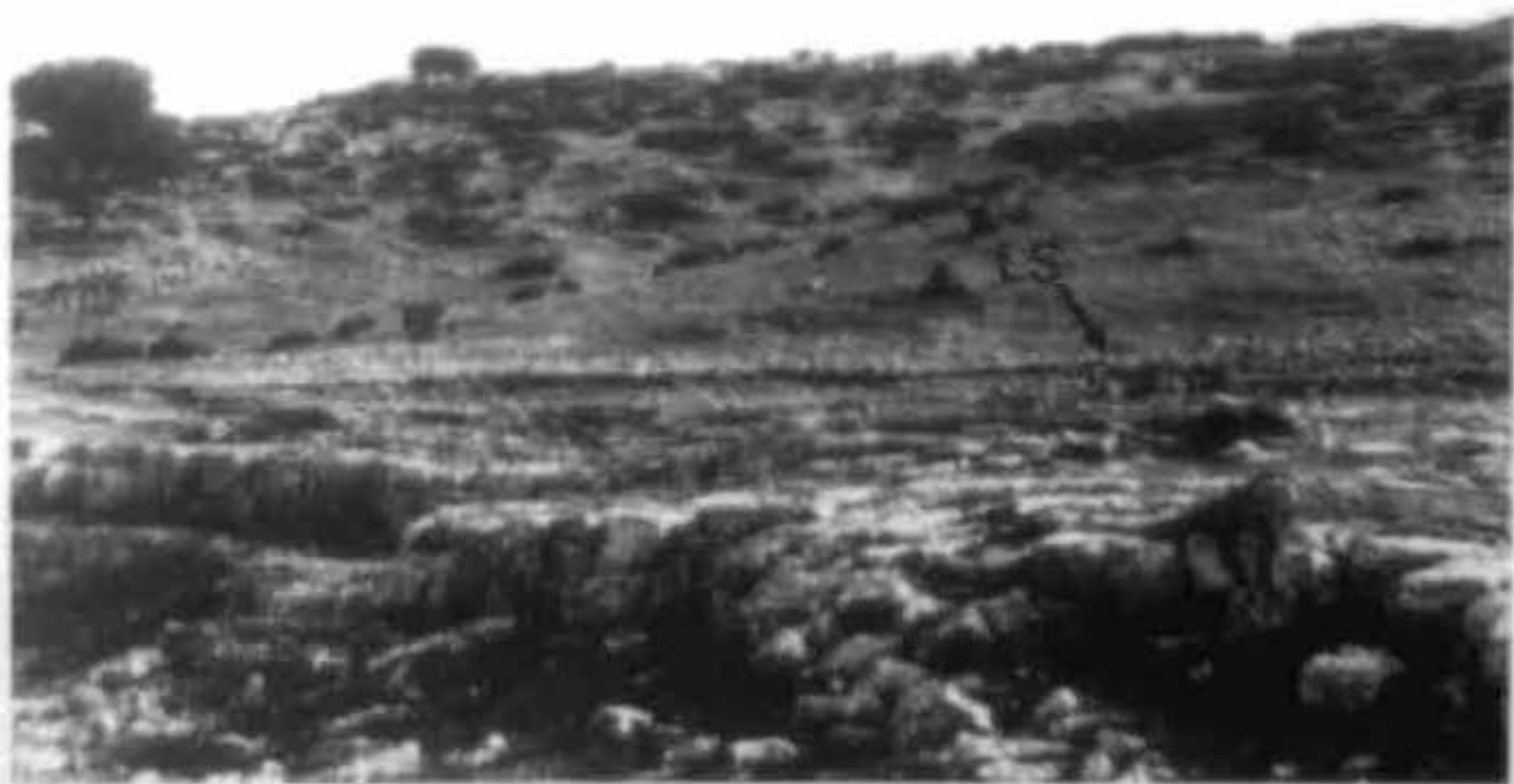


Foto 7. Límite (LS) entre las secuencias Kimmuridgiense (Unidad de Albacete) y Titheon-Berriasiense (Fm. Higuerauelas) en el perfil 12.

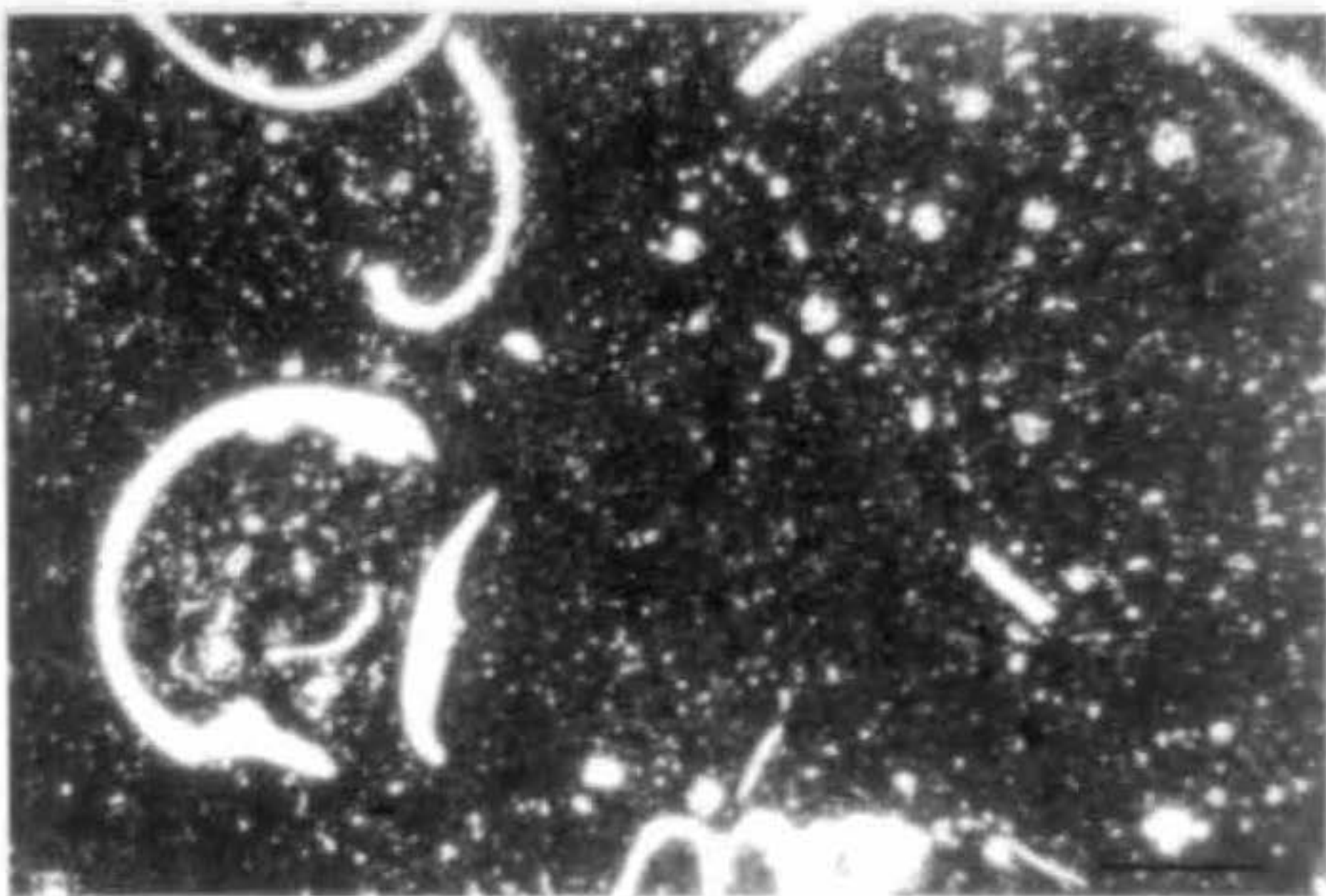


Foto 8. Microfotografía de la facies de ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). Escala = 1 mm.

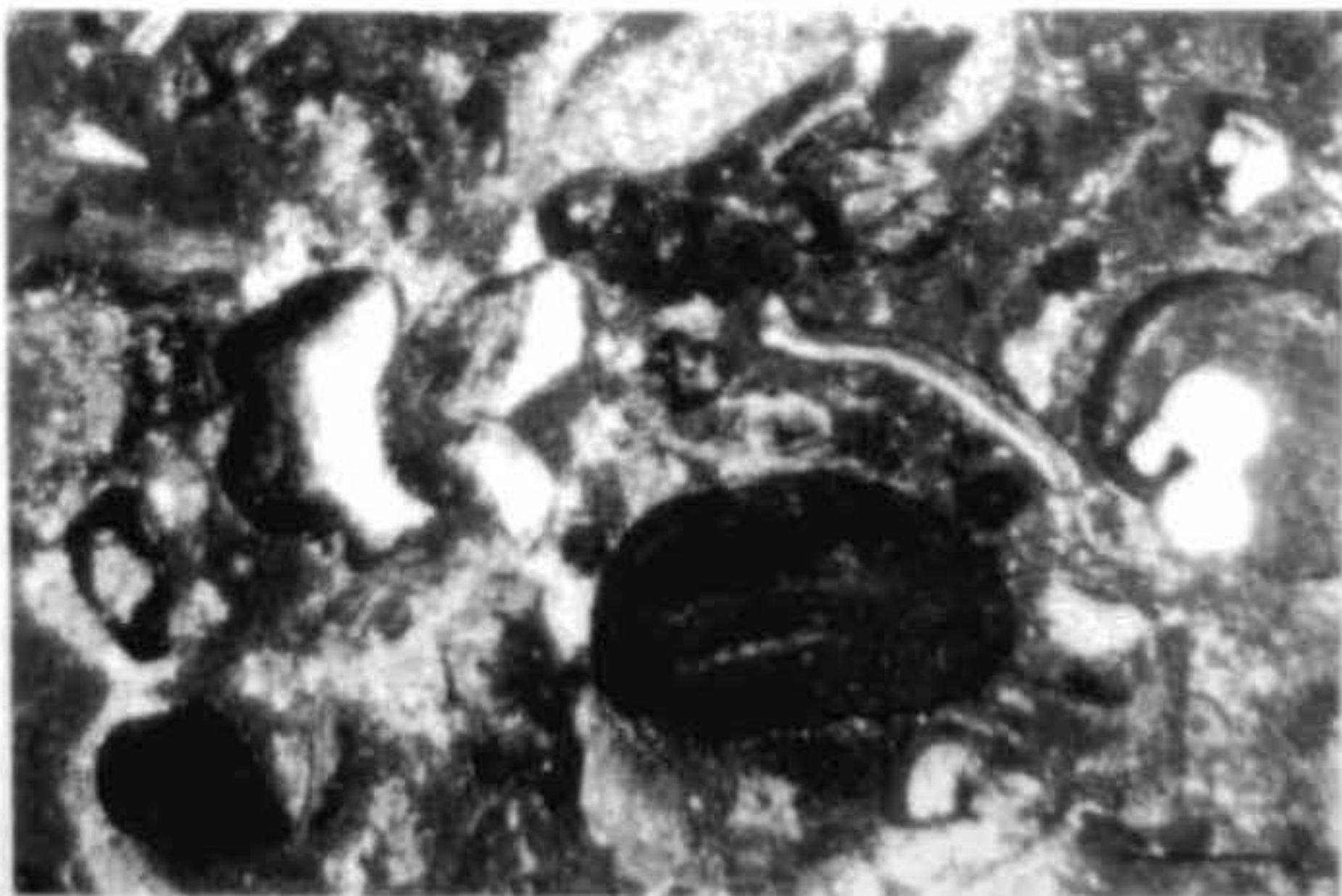


Foto 9. Nivel de tempestita en la facies de ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). Escala = 1 mm.

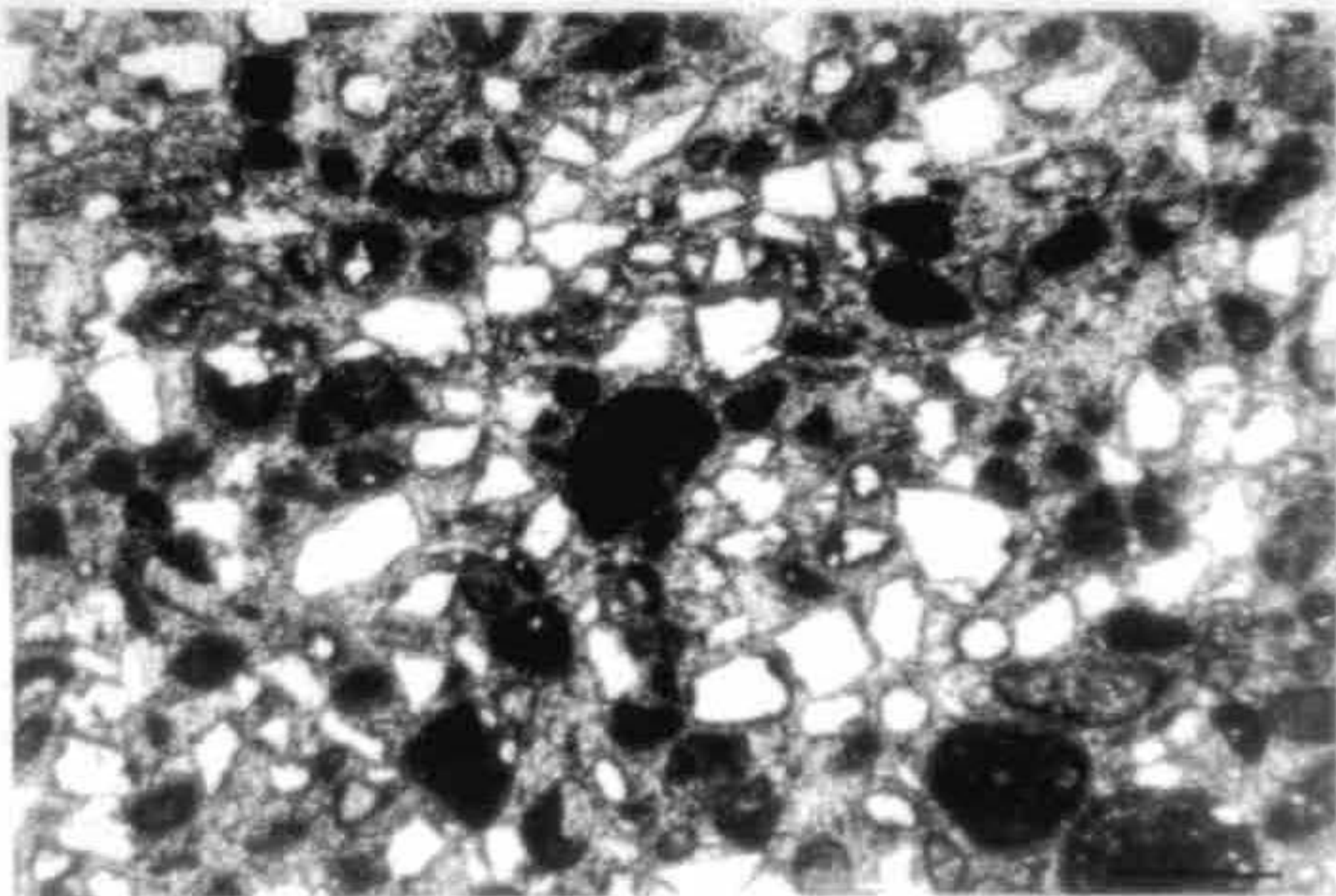


Foto 10. Microfotografía de la facies de areniscas oolíticas (Unidad de Albacete). Escala = 0.5 mm. Se observan ooides fragmentados dispersos.

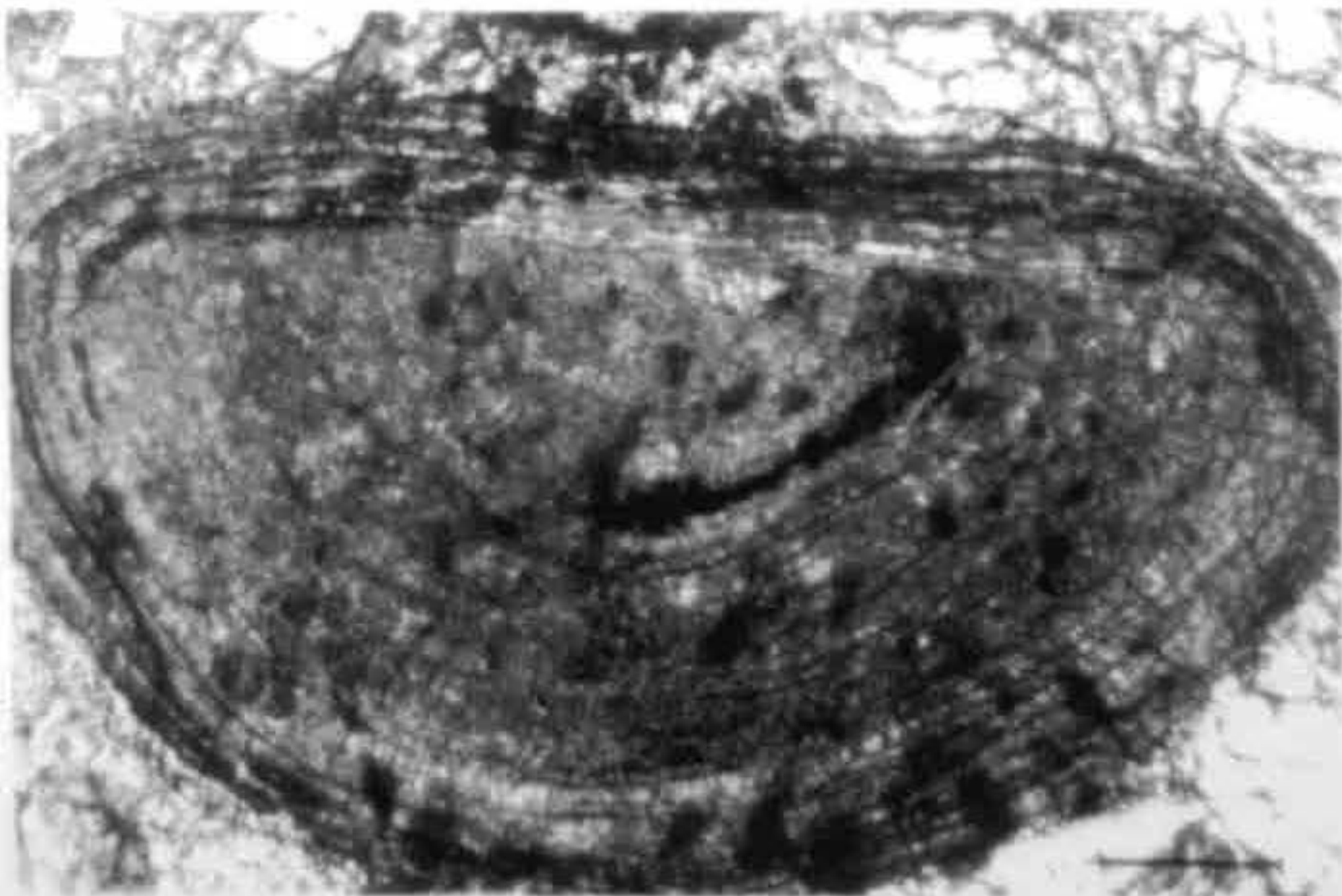


Foto 11. Detalle de la Foto 10, en la que se muestra un oóide cuyo núcleo es un fragmento de oóide. Escala = 0.2 mm.

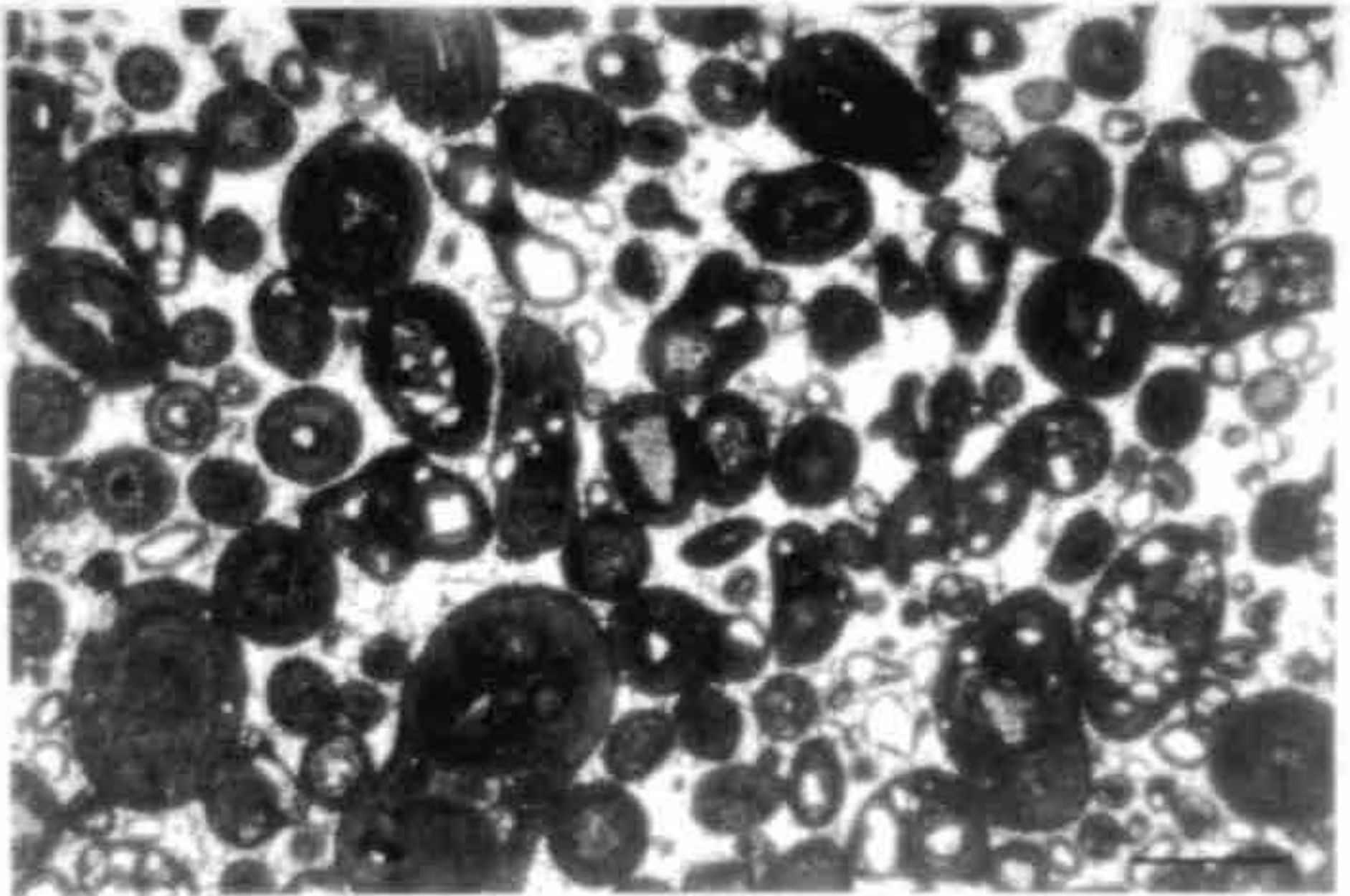


Foto 12. Microfotografía de la facies oolítica (Unidad de Albacete). Escala = 1 mm.

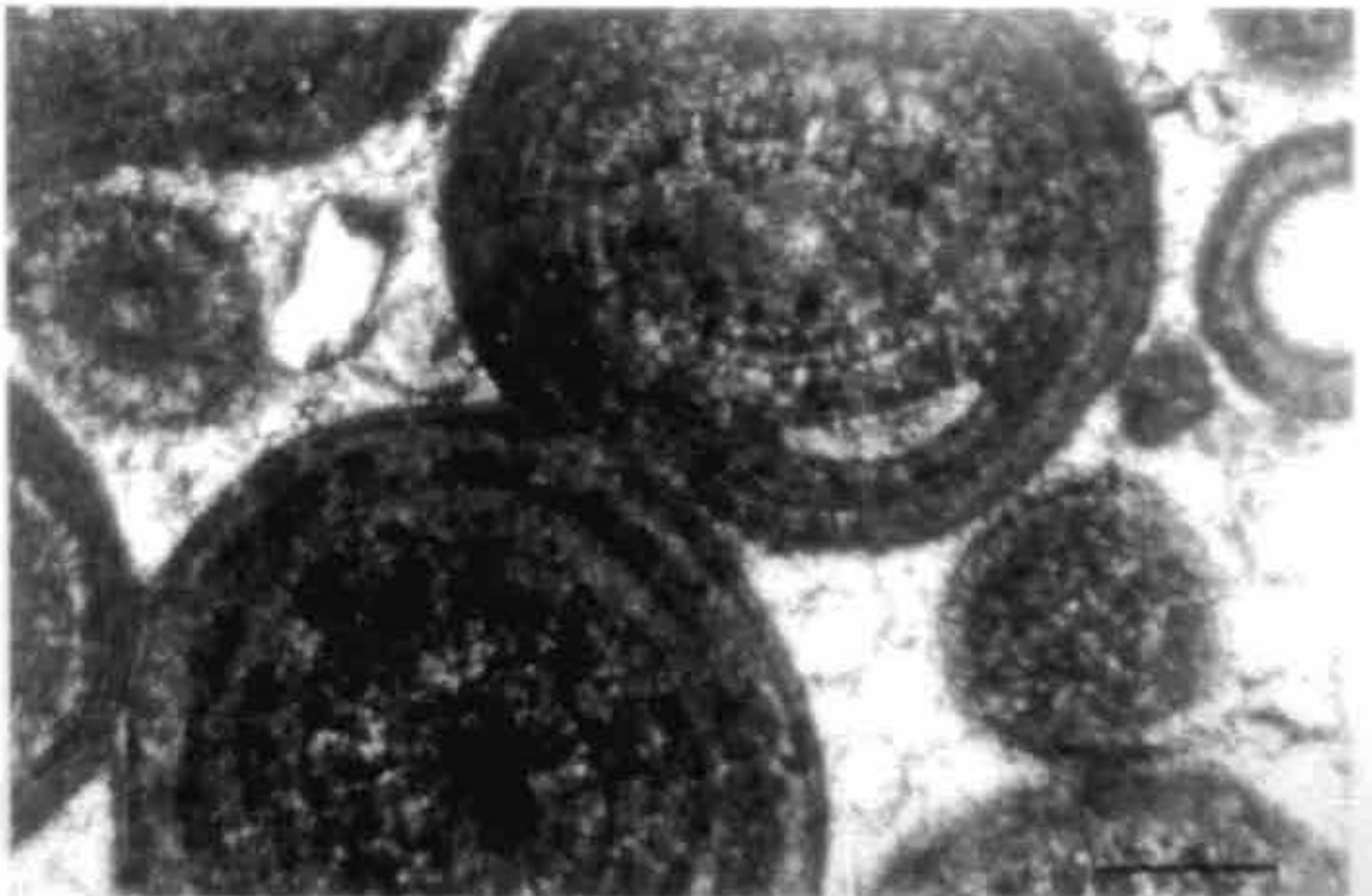


Foto 13. Detalle de la Foto 12. Se observan ooides con láminas concéntricas regulares de tipo A. Escala = 0.2 mm.

B. B. • M. A. • A. M.

ACTIVIDAD METALÚRGICA EN YACIMIENTOS DE LA EDAD DEL BRONCE EN ALCARAZ

Por José Carlos CARRASCO VALOR
Dpto. de Prehistoria - U. C. de Madrid

La función de la metalurgia en el proceso económico de los distintos grupos culturales durante la edad del Bronce peninsular, constituye uno de los focos de discusión en el ámbito de la prehistoria española en estos últimos años. En el caso concreto de la Meseta Sur, frente a explicaciones que consideran que la metalurgia es un elemento fundamental en el panorama de la actividad económica, y por consiguiente origen de desigualdades sociales a partir del control que proporcionaría la producción y circulación de metales (Nájera, 1984), otras posturas resaltan su carácter doméstico y local, dada su mínima representación en el registro arqueológico y la escasez de recursos minerales en la región (Fernández-Miranda et alii, 1988). El control de la actividad metalúrgica no constituiría, en consecuencia, un factor relevante para explicar la existencia de desigualdades sociales (Fernández-Posse et alii, 1991), como también se ha expuesto recientemente incluso para la cultura de El Argar (Montero, 1992), frente a opiniones anteriores (Lull, 1983). Las siguientes líneas pretenden contrastar tales planteamientos a partir del estudio concreto de una asociación práctica entre materia prima y yacimientos arqueológicos.

Gracias a la colaboración económica de la Diputación de Albacete, se ha llevado a cabo durante 1990 y 1991 el proyecto de investigación «Estudio arqueológico de la tierra de Alcaraz: programa de prospección sistemática». Este proyecto, dirigido por Manuel Fernández-Miranda y base de mi Memoria de Licenciatura, está orientado a la localización del poblamiento prehistórico en la comarca de Alcaraz. Con tal fin, se han realizado varias campañas de prospección cuyo resultado ha sido la localización de numerosos yacimientos de diferentes momentos cronológicos, destacando por su considerable densidad y la envergadura de las construcciones los asentamientos pertenecientes a la edad del Bronce. En la pretensión de un análisis contextual dirigido a la obtención integral del paisaje arqueológico, se han prospectado también diversas áreas en busca de posibles mineralizaciones. Se localizó una veta de cobre, que confirma los indicios señalados en el mapa geológico de la zona (IGME, Hoja n.º 841, 1980), así como las noticias precedentes sobre mineralizaciones en los bordes montañosos de la Meseta (Fernández-Miranda et alii, 1988).

La zona inicialmente prevista para este proyecto de investigación se localizó en la comarca de Alcaraz, suroeste de la provincia de Albacete. Posteriormente, se añadieron al estudio zonas limítrofes de las provincias de Ciudad Real y

Jaén, a fin de abarcar un área más natural, que se corresponde aproximadamente con la cuenca alta y media del río Guadalmena, un espacio de unos 800 Kms cuadrados que centra su interés en su condición de área de tránsito entre la Meseta Sur y el Alto Guadalquivir. En este sentido, el marco seleccionado representa una excelente oportunidad para definir la edad del Bronce en un territorio de transición, en relación con la discusión abierta a propósito de límites y fronteras de los grupos culturales (Burillo, 1989).

Las principales unidades estructurales que configuran esta zona son las estribaciones noroccidentales de la sierra de Alcaraz, dispuestas con rumbo SO-NE en el sector oriental, un amplio valle central y, con idéntica disposición que la de Alcaraz, la sierra del Relumbrar en la franja occidental. El reborde de la sierra de Alcaraz orientado hacia el valle cuenta con extensas zonas de monte, elevándose en este área cerros aislados o semiaislados alrededor de los 900 metros de altitud. Por encima de esa cota y en dirección sureste los relieves se vuelven más abruptos, conformando un paisaje típico de montaña donde la mayor elevación se localiza en los 1798 metros del Pico de las Almenaras.

El valle del curso alto y medio del río Guadalmena constituye un espacio relativamente favorable para las labores agrícolas. Forma un eje en dirección NE-SO que comunica al norte con los Llanos de Montiel, y hacia el sur y suroeste con el Alto Guadalquivir a partir de la prolongación natural del propio valle. El punto más bajo de esta gran depresión se localiza en torno a los 750 metros, levantándose por encima de esa cota conjuntos de lomas y cerros amesetados. Los relieves de la sierra del Relumbrar son menos pronunciados que los de la sierra de Alcaraz, situándose en 1000 metros la altitud media.

El análisis estereoscópico de la fotografía aérea constituyó la base de la prospección realizada sobre ese territorio. Se examinaron pares a escala 1:20.000, vuelo de 1987, para localizar posibles anomalías que pudieran deberse a antiguas ocupaciones. En total han sido marcados 255 puntos posteriormente comprobados con el trabajo de campo. Este método llevó a recorrer toda la zona, por lo que a la vez se examinaron nuevos puntos detectados sobre el terreno. Con este sistema, basado en la comprobación de la mayoría de las elevaciones a partir del recorrido sistemático del territorio a que llevó la verificación de los puntos identificados en las fotografías aéreas, hemos completado la primera fase del trabajo de campo.

El resultado ha sido la localización de 52 yacimientos de la edad del Bronce, además de yacimientos de otros momentos. De los sitios de la edad del Bronce, 22 de ellos se correspondían con puntos previamente señalados con el estereoscopio, localizándose los restantes a partir del recorrido sistemático de la zona. Todos los asentamientos medianos y grandes, aquellos que cuentan con depósito, han sido hallados mediante el análisis estereoscópico. Los demás yacimientos son pequeñas instalaciones por debajo de 1000 metros cuadrados, sin ningún tipo de relleno arqueológico y por tanto difícilmente observables a través de la fotografía aérea.

La segunda fase del trabajo de campo, tuvo como objeto comprobar si la «prospección extensiva» identificaba y localizaba todos los asentamientos existentes. Para ello, se realizó una campaña de «prospección intensiva» en dos zonas que abarcan unos 50 Kms. cuadrados, una seleccionada por constituir un espacio principalmente llano, localizada en el valle del río Guadalmena, y otra, por tratarse también de un extenso llano, pero situado en una zona de presierra. La prospección sistemática de estas áreas dio como resultado una serie de nuevos yacimientos de la edad del Hierro, romanos y, sobre todo, de épocas posteriores, pero sólo se localizaron tres yacimientos de pequeño tamaño de la edad del bronce y una serie de hallazgos sueltos de ese mismo momento. Tales resultados nos hace suponer que el trabajo basado en la fotografía aérea ha permitido identificar la práctica totalidad de los yacimientos en el territorio estudiado.

RECURSOS MINEROS Y YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS

La veta cuprífera de La Casilla del Pozo se encuentra situada a unos 800 metros al sureste de Alcaraz (Albacete). Sus coordenadas UTM son: 545.214.279.72 de la Hoja 841 ALCARAZ. Esta zona se ubica desde un punto de vista tectónico y morfológico en la cobertura tabular de la Meseta, muy próxima de la parte septentrional del prebético externo. La mineralización, compuesta principalmente por malaquita, se localiza en la ladera baja de una línea de relieve formada por calizas, areniscas y arcillas rojas del triásico inferior. El mineral se encuentra en el contacto entre estos materiales y un nivel dolomítico de color verdoso del Trias. La prospección selectiva de otras áreas donde también se observó la existencia de areniscas y arcillas del Trias, no ofreció resultados positivos, aunque es más que probable la existencia de otras mineralizaciones de cobre, tal como se documenta en el mapa metalogénico para la zona de Paterna de Madera (IGME, Hoja 71, 1974).

En el sistema de recogida de muestras seguido para la caracterización composicional del yacimiento metalífero, se han tenido en cuenta las posibles variaciones de la mineralización. Con tal motivo, se recogió una muestra general alcatórica (PA3196), y se intentó cubrir los aproximadamente cien metros de longitud en los que se detecta la veta a partir de nuevas muestras tomadas en tres zonas denominadas A (PA3368), B (PA3369) y C (PA3370), que están separadas entre sí por una distancia lineal de veinticinco metros. Para la realización de los análisis de los minerales se ha empleado la técnica de fluorescencia de rayos X. Los análisis (TABLA 1) han demostrado una composición irregular de los materiales, circunstancia que se considera normal, ya que también ocurre en otras zonas próximas estudiadas (Montero et alii, 1990; Montero, 1992).

De acuerdo con los resultados obtenidos en la prospección, cabe apuntar

la existencia de una serie de yacimientos de la edad del Bronce próximos a la veta (FIGURA 1), que podrían haber aprovechado esos recursos minerales. En tal sentido, en el poblado de Arroyo de los Álamos, situado a una distancia lineal de 3.300 metros respecto a la veta, en la misma margen del río Alcaraz y con un fácil acceso, se recogió un fragmento de mineral cuyo análisis ha ofrecido la siguiente composición:

ANÁLISIS	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Sn	Sb	Pb
PA3394A	2.070	1.029	91.14	nd	4.937	0.041	0.295	0.043	tr
PA3394B	2.244	0.581	94.73	nd	1.631	0.016	0.168	0.011	0.564

La procedencia de este mineral en la mineralización de La Casilla del Pozo es bastante probable, si tenemos en cuenta el tipo de ganga (arenisca y caliza en ambos casos), así como la valoración composicional, en la que los niveles de As, Ag, Sb, Fe y Ni se encuentran dentro de los intervalos de la mineralización, aunque con tendencia a situarse en los extremos superiores. En el caso de Sn y Pb, sucede igual, aunque son elementos de limitada presencia en la serie de análisis, lo cual no significa que no formen o formaran parte de la misma.

Otro elemento para definir la metalurgia en la región es la punta tipo Palmeta recogida en superficie en el yacimiento de Peña del Cuervo SE. (LÁMINA 1), cuya composición es la siguiente:

ANÁLISIS	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Sn	Sb	Pb
PA3694	0.116	nd	99.63	nd	0.068	0.007	nd	nd	0.033

De acuerdo con estos valores, esta punta podría haber sido fabricada con los mismos materiales que se encuentran en La Casilla del Pozo.

Los elementos señalados permiten algunos comentarios sobre la actividad metalúrgica en la zona. En primer lugar, establecido el probable vínculo entre el mineral del poblado de Arroyo de los Álamos y la mineralización, se plantea un aspecto interesante en referencia al control de los recursos económicos independientemente de la distribución y tamaño de los yacimientos, dos de las claves seguidas para estimar la existencia de algún tipo de jerarquización (Fernández-Miranda et alii, 1993).

En una primera aproximación, se observa cómo la mayoría de los asentamientos inventariados se encuentran en los relieves colindantes de las sierras de Alcaraz y Relumbrar próximos al valle del río Guadalmena. Los poblados se sitúan principalmente sobre cerros aislados, semiaislados y picos escarpados que se localizan en zonas altas, fácilmente defendibles y orientados a recursos económicos contrastados. Así, la distancia lineal media existente entre los nueve yacimientos más grandes (entre 0,15 y 0,55 Ha) y la zona de secano es de 570 metros, mientras que a la zona de regadío es de 2000 metros. Además, los amplios

espacios existentes de captación de recursos también se localizan a escasa distancia de los asentamientos. Estos datos, extrapolables en gran medida al resto de los yacimientos (alrededor de 0.05 Ha), sugieren prácticas económicas complementarias y en ningún caso la existencia de especialización por parte de los poblados. Las diferencias de tamaño observadas entre los yacimientos, puede atribuirse a factores no jerárquicos, dada la mínima escala global de la diferenciación.

La mineralización de La Casilla del Pozo no constituye en este contexto prueba de una dedicación económica fundamentalmente metalúrgica por parte de unos yacimientos que controlarían la producción y circulación de los metales. Tanto la tecnología básica utilizada, basada en el desconocimiento de la aleación Cu/Sn , como el tipo y distribución de los yacimientos estudiados, apoya la hipótesis del carácter local de la metalurgia en la zona.

Un asunto relevante, es sin duda la punta tipo Palmela localizada en un yacimiento de pequeño tamaño (FIGURA 2). Una opción sobre su origen podría provenir de la existencia de un intercambio comercial, tal como se ha documentado respecto al marfil (Fernández-Miranda et alii, 1993). No obstante, no existe ningún indicio que sugiera la circulación de metales, ni que su producción proporcionara algún tipo de control. Más bien, y al igual que el mineral de Arroyo de los Álamos, la punta tipo Palmela nos estaría indicando una metalurgia de carácter local, fácilmente integrada en la economía doméstica. Su posesión, podría implicar ventajas en la esfera del prestigio social, tal como ocurre con los elementos metálicos «campaniformes», pero no constituiría la base de organización económica de estos poblados.

NOTA

Mi agradecimiento al ICRBC, a Ignacio Montero y Salvador Royira, por la realización de los análisis que se presentan en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- BURILLO, F. (1989). «Fromerzas». *Arqueología Espacial* n.º 13, Teruel.
- FERNÁNDEZ-MIRANDA, M., FERNÁNDEZ-POSSE, M.ª D., y MARTÍN, C. (1988). «Caracterización de la Edad del Bronce en La Mancha: Algunas proposiciones para su estudio». *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I*, 293-310.
- FERNÁNDEZ-MIRANDA, M., FERNÁNDEZ-POSSE, M.ª D., GILMAN, A., y MARTÍN, C. (1993). «The Bronze Age of La Mancha». *Antiquity* 67, 25-45.

- FERNÁNDEZ-POSSE, M.ª J., y MARTÍN, C. (1991): «El Calcolítico y la Edad del Bronce en la Meseta». Boletín de la asociación española de amigos de la Arqueología. Números 50-51, 75-85.
- GILL, V. (1983): La cultura de El Argar. Madrid.
- MONTERO, J., RODRÍGUEZ, S., Y ROJAS, J. M. (1990): Arqueometalurgia de la provincia de Toledo: Minería y recursos minerales de Cobre. Toledo.
- MONTERO, J. (1992): La actividad metalúrgica en la Edad del Bronce del Sudeste de la Península Ibérica: Tecnología e interpretación cultural. Trabajos de prehistoria n.º 49, 189-215.
- NAJERA, T. (1984): La Edad del Bronce en la Mancha Occidental. Resumen de Tesis Doctoral. Granada.
- Mapa geológico de España. Explicación de la hoja 891, E. 1:50.000. Alcazar. IGME. 1960.
- Mapa metalogénico de España. Hoja 74, E. 1:200.000. Villacarrillo. IGME. 1974.

**TABLA 1: MINERALES DE LA CASILLA DEL POZO (ALCARAZ)
ANÁLISIS POR ESPECTROMETRÍA DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X
(% EN PESO)**

ANÁLISIS	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Sn	Pb
PA3196A1	0.887	nd	98.17	nd	nd	nd	nd	0.008	nd
PA3196A2	1.673	0.550	97.16	nd	nd	nd	tr	nd	nd
PA3196B	1.880	0.888	90.53	nd	6.207	0.020	nd	0.016	nd
PA3196C	2.118	1.549	93.90	nd	1.710	nd	nd	0.011	nd
PA3196D	3.000	nd	94.14	nd	2.338	0.012	nd	0.010	nd
PA3196E	4.324	0.391	93.70	nd	1.515	0.018	tr	0.052	nd
PA3368A	4.842	0.421	91.81	nd	2.141	0.001	0.062	0.026	0.227
PA3368B	1.434	tr	95.55	nd	2.893	0.017	tr	0.011	nd
PA3368C	1.199	nd	96.45	nd	2.366	tr	0.059	0.022	nd
PA3368D	5.569	nd	96.17	nd	nd	nd	tr	0.024	nd
PA3368E	1.386	0.491	94.01	nd	4.051	0.022	nd	0.014	nd
PA3368F	2.226	nd	95.31	nd	2.441	tr	nd	0.019	nd
PA3369A	2.275	0.337	93.64	nd	2.627	0.043	nd	0.037	0.496
PA3369B	5.748	nd	94.09	nd	tr	tr	nd	0.052	nd
PA3369C	1.412	0.431	97.58	nd	nd	nd	nd	0.035	nd
PA3369D	2.038	nd	97.74	nd	tr	nd	0.140	0.015	nd
PA3369E	7.368	nd	92.15	nd	nd	nd	nd	0.039	nd
PA3369F	1.531	0.852	94.40	nd	3.196	0.028	0.213	0.035	nd
PA3370A	3.533	0.326	94.47	nd	1.393	0.026	0.054	0.037	nd
PA3370B	6.955	0.551	89.54	nd	3.033	0.037	0.088	0.061	nd



FIGURA 1. MAPA DE LOCALIZACIÓN. E.1/100.000.

- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| ▲1 Arroyo de las Alamos. | ●3 Morzo de los Botones. |
| ▲2 Peña del Cuerno S.E. | ★ Vela de Pozo de la Castilla |

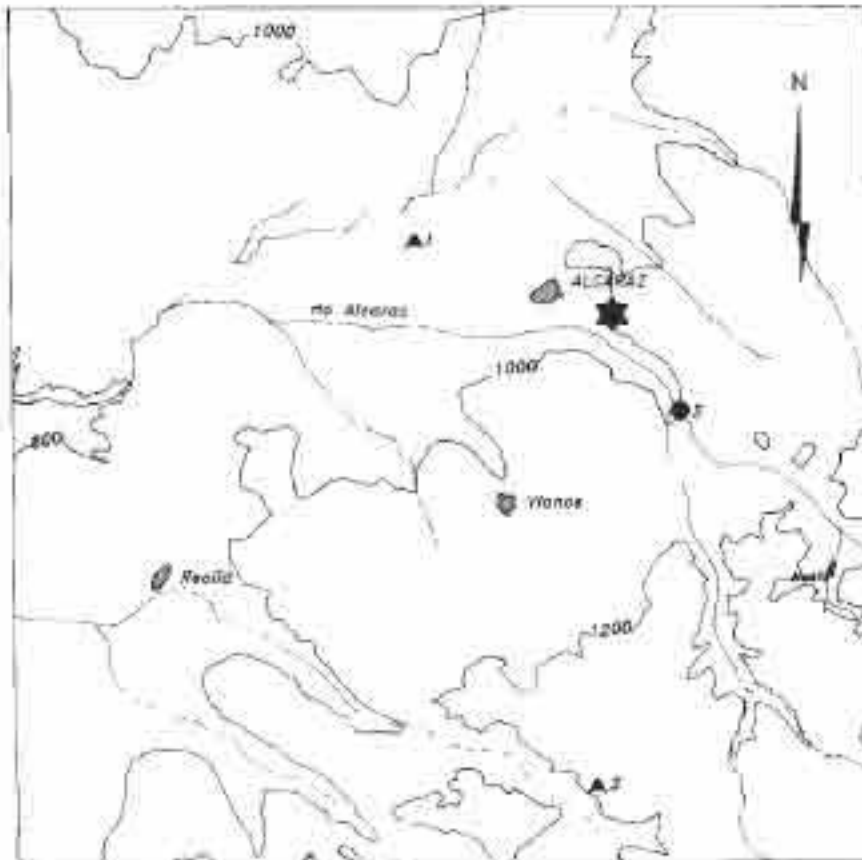
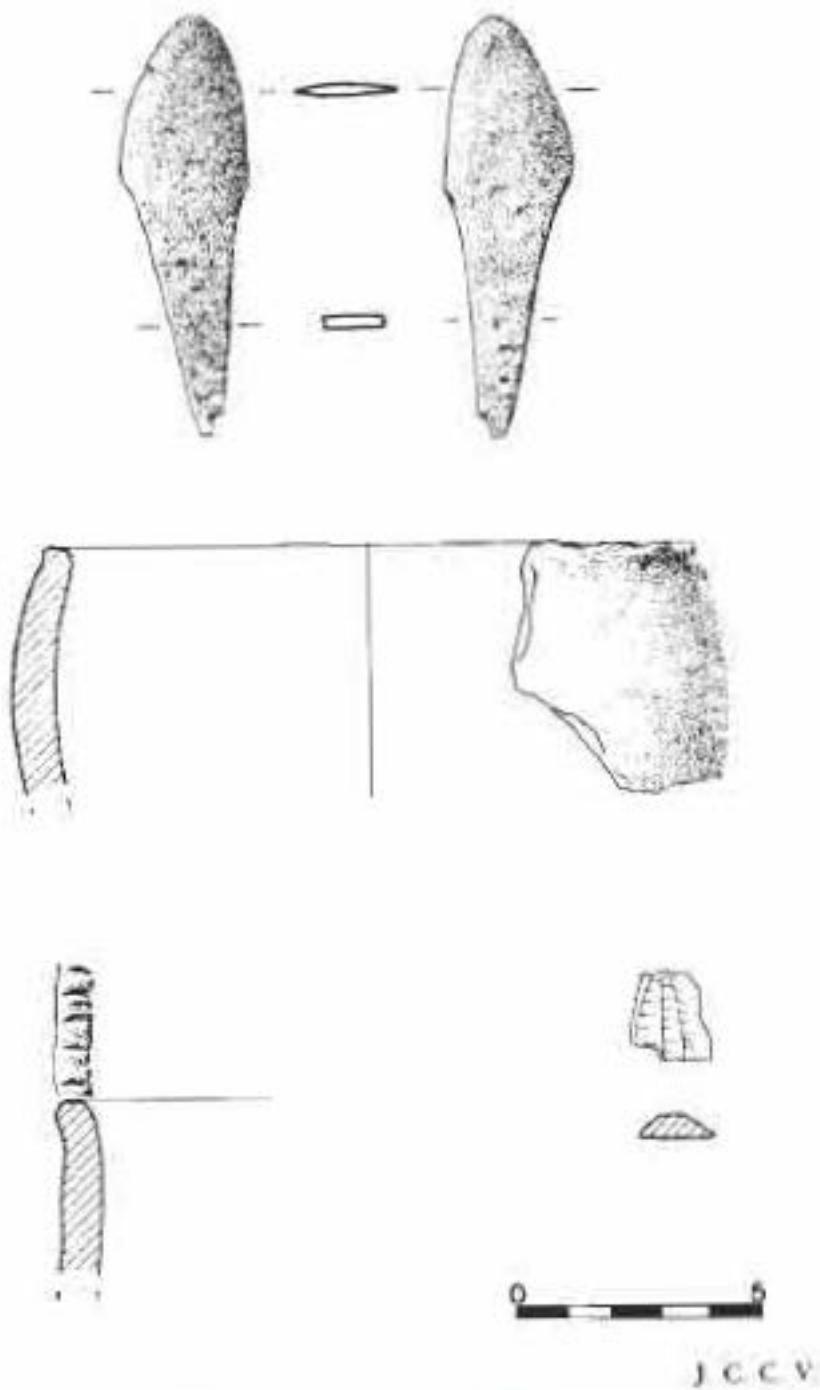




LÁMINA I: Materiales de Peña del Cuervo SE.



Centro de Estudios
de Castilla-La Mancha

ESTUDIO FLORÍSTICO Y ECOLÓGICO DE LA LOCALIDAD «CASA DEL MONTE» (ALBACETE). DETERMINACIÓN DEL POTENCIAL REGENERATIVO DE *JUNIPERUS THURIFERA* E INFLUENCIA ANTRÓPICA SOBRE EL MISMO*

Por Jorge de las HERAS IBÁÑEZ
María José RUIZ FERNÁNDEZ
Eusebio AGUILERA GONZÁLEZ
José María HERRANZ SANZ
Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos
Universidad de Castilla-La Mancha

RESUMEN

En el presente trabajo se aportan algunos datos sobre aspectos ecológicos poco conocidos de los encinares con sabina (*Juniperus thurifera*) más meridionales de la provincia de Albacete. En el mismo, se incluyen datos referidos a la vegetación de estos sabinares, así como algunas características fenológicas que describen el estado actual del sabinar. Por otro lado, se analiza la influencia de *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia* y de *Pinus pinea* en la regeneración de la sabina, poniéndose de manifiesto, asimismo, el efecto del pastoreo sobre ésta. Por último, se analizan los suelos sobre los que se desarrolla la sabina, destacándose algunos parámetros edáficos de interés.

INTRODUCCIÓN

La sabina albar (*Juniperus thurifera*) se caracteriza por ser una especie muy frugal y rústica (CEBALLOS & RUIZ DE LA TORRE, 1979). Prueba de ello es su capacidad para ocupar zonas en donde es imposible la existencia de ninguna otra especie arbórea, hecho éste que la hace una especie insustituible.

En la provincia de Albacete, se pueden encontrar numerosas manifestaciones de la asociación entre encina y sabina. Las formaciones en las que *J. thurifera*

* Estudio subvencionado por el Instituto de Estudios Albacetenses. Excm. Diputación Provincial de Albacete.

es la especie principal ocupan una superficie de 20.000 has, siendo los términos municipales de El Bonillo, Viveros, El Balletero y Ossa de Montiel los más representativos (VALDES & HERRANZ, 1989; HERRANZ, 1988).

El área de estudio está enclavada en una zona marcadamente agrícola con gran parte del territorio destinado al cultivo de cereales de secano. Este es, sin duda, un hecho importante, ya que estos montes «isla» constituyen una de las escasas manifestaciones de bosque mediterráneo existentes en las proximidades de la ciudad de Albacete. La vocación agraria del territorio va ligada con otra actividad antrópica como es el pastoreo de ganado lanar, lo cual se relaciona clásicamente con la degradación de la vegetación y de los suelos (DE JUANA, 1982; SÁINZ & COMPAIRE, 1985; DÍAZ *et al.*, 1988), así como con la regeneración de la sabina (CATALÁN, 1977; CEBALLOS & RUIZ DE LA TORRE, 1979). La influencia de estos factores así como de la vegetación propia de la zona de estudio sobre la regeneración de *Juniperus thurifera*, serán motivo de estudio en el presente trabajo.

Con respecto a la influencia del ganado, es destacable la existencia en la zona de estudio de numerosas vías pecuarias (cañadas, cordeles y veredas) algunas de las cuales, como es el caso del cordel de Lezuza, provienen de la parte oeste de la provincia (Campo de Montiel), en donde existen extensos sabinares. En el presente trabajo se extraen algunas conclusiones relacionadas con el tránsito de ganado y la posibilidad de ser éste un importante vector de propagación de la semilla.

1. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La localidad de estudio se denomina «Casa del Monte», y presenta una superficie total de 793 has, de las cuales, 245 has son de monte y el resto, cultivos agrícolas. A esta zona se accede por la Carretera Nacional 322, en el tramo de Albacete a Balazote y se encuentra situada a unos 13 km de la ciudad de Albacete (Mapa 1). Por tanto, la localidad Casa del Monte se sitúa en la provincia de Albacete, perteneciendo al término municipal del mismo nombre.

La altitud media es de 695 m y el terreno se corresponde con la zona conocida como «Los Llanos» de Albacete.

1.2. CLIMATOLOGÍA

Según datos obtenidos del observatorio de Albacete (Fig. 1), situado a una altitud de 674,4 m durante el periodo comprendido de 1981 a 1991, la tempera-

tura media anual es de 14°C. Para estudiar la variación del ciclo anual de temperaturas se atiende a los datos medios durante este periodo, así se obtienen aquellos referidos a los siguientes parámetros climáticos:

- Variación anual media u oscilación térmica: 19,6°C
- Variación anual extrema media o índice de continentalidad: 33,4°C
- Índice de termicidad: 237

A partir de estos valores, se desprende que la localidad de estudio se encuentra enclavada en el piso bioclimático mesomediterráneo superior (RIVAS MARTINEZ, 1981; 1985; 1987).

La precipitación anual es de 329,69 mm, por lo que el ombroclima es semiárido. Por otro lado, es característica la distribución anual de lluvias entre los distintos meses del año, según la cual se producen dos máximos de precipitación, uno en otoño y otro en primavera. Igualmente se observa un dilatado periodo de sequía estival que denota el marcado carácter mediterráneo de la zona.

La ETP anual, es de 796,69 mm, situándose el valor máximo en el mes de julio y el valor mínimo, en el mes de enero. Los déficits hídricos anuales se sitúan en 466,94 mm, siendo los más importantes los de julio y agosto. Además de estos meses, hay otros en los que las evapotranspiraciones potenciales superan a las precipitaciones, pero al existir una reserva de agua en el suelo las plantas no llegan a padecer sequía fisiológica: es el caso de los meses de marzo y abril.

1.3. GEOLOGÍA, LITOLOGÍA Y EDAFOLOGÍA

El área de estudio pertenece a una amplia zona que se corresponde con la depresión del Terciario de Albacete (I.G.M.E., 1988). Afloran en la mayor parte de la misma materiales de este Periodo como son las gravas, arenas y limos con encostramientos carbonatados a techo (Plioceno Superior). Además, hacia el Norte existen depósitos del Cuaternario, que se componen de gravas poligénicas, arenas y arcillas (Fondos de Valle).

La zona tabular de la Meseta en la que se encuentra la zona de estudio se dispone en pliegues suaves con ejes alineados en dirección E-O aproximadamente.

Los materiales correspondientes al Plioceno Superior, además de los sedimentos Cuaternarios son los más modernos que afloran en la zona. El Plioceno de la Depresión de Albacete se estructura en varias unidades separadas por discordancias y que, lateralmente, presentan variaciones de facies. En concreto, se puede decir que el área estudiada destaca por su diversidad litológica.

Cabe señalar sobre los materiales de la depresión albaceteña el desarrollo de importantes costras carbonatadas. Este hecho se confirma en la calicata efectuada para el análisis edáfico, donde la costra caliza aparecía a una profundidad de 45 cm.

Para definir el tipo de suelo se eligió como referencia válida una zona alejada de caminos y cultivos para evitar influencias externas en la configuración del perfil. De esta forma, en el perfil de suelo se observan dos horizontes claramente diferenciados, acabando en un horizonte petrocálcico de consistencia rocosa (Foto 1). Este tipo de perfil responde a la nomenclatura A/C y pertenece a los suelos pardos y pardo-rojizos de costra caliza, que son perfiles con CO_3Ca en todos sus horizontes. Estos suelos se desarrollan sobre materiales calizos pobres en humus y bajo un clima que varía de mediterráneo semiárido a subhúmedo. Se trata de suelos poco profundos y sin horizontes orgánicos o, en caso de existir, éstos son muy pobres (MONJE ARENAS, 1988).

La presencia de costra caliza, se considera anterior a la formación de estos suelos, pues el proceso edáfico que la formó requería unas condiciones hidrológicas y climáticas distintas a las reinantes actualmente (DUCHAUFOR, 1984).

Según la clasificación de la SOIL TAXONOMY (1975), FLACH (1978), el suelo pertenece al orden ARIDISOLS, debido al régimen arídico y al bajo contenido de materia orgánica. El suborden es el de los ORTMIDS, pues no existe ningún horizonte de iluviación de arcillas. Según el contenido de materia orgánica los suelos pertenecen al grupo PALEORTMIDS y al subgrupo TYPIC PALEORTMIDS.

1.4. CARACTERIZACIÓN DE LA VEGETACIÓN

Dentro del piso mesomediterráneo, en la Península Ibérica existen tres series de encinares, dos de ellas típicamente basófilas y otra netamente silicícola (RIVAS MARTÍNEZ et al., 1987). La vegetación de la zona de estudio pertenece a la serie mesomediterránea castellano-aragonesa seca basófila de la encina *Bupleuro rigidi-Querceto rotundifoliae* S. Se trata de la serie con el área de distribución más extensa de España y su denominador común es la existencia de un ombroclima de tipo seco y unos suelos ricos en carbonato cálcico.

El encinar que representa la etapa madura de la serie, lleva un cierto número de arbustos esclerófilos en el sotobosque (*Quercus coccifera*, *Rhamnus lycioides*, etc) que tras la desaparición total o parcial de la encina aumentan su biomasa y quedan como etapa de sustitución del encinar.

La extrema degradación corresponde a los tomillares, que pueden ser muy diversos en su composición florística. La vocación de estos territorios es agrícola y ganadera extensiva. Las repoblaciones de pinos sólo se recomiendan en etapas de máxima degradación, como cultivos protectores a base de *Pinus pinea* y *Pinus halepensis* (RIVAS-MARTÍNEZ et al., 1987).

2. MATERIAL Y MÉTODO

El estudio global de la vegetación comprende dos métodos de muestreo diferentes en función de los objetivos a cubrir: de un lado el estudio de la población de sabinas y, de otro, la caracterización de la vegetación del encinar.

2.1. MUESTREO DE SABINAS

Tras una estimación previa, la zona fue dividida en dos áreas en función de la diferencia existente en cuanto a la estructura de la vegetación se refiere (arborea y arbustiva, Foto 2). Así, se consideraron 4 estratos para la sabina, en función de la altura de los individuos:

Estrato A: 0-0,499 m

Estrato B: 0,5-0,99 m

Estrato C: 1-1,99 m

Estrato D: > 2 m

La primera zona, con una superficie de 128,90 has, se caracteriza por estar muy aclarada, con escasos pies de sabina. Para cuantificar el número de sabinas se utilizó un «muestreo por conteo pie a pie», explorando toda su extensión. La segunda zona, con una superficie de 116,205 has, presentaba un sotobosque con mayor cobertura vegetal y un estrato arbóreo bien definido. Fue estudiada mediante un «muestreo sistemático simple» (MONTES & RAMÍREZ-DÍAZ, 1978). Para ello, se instalaron parcelas cuadradas con un tamaño de 20 m x 20 m. El número total de parcelas necesarias para el muestreo, según este método, fue de 41, a pesar de lo cual, se consideraron hasta 56 parcelas con el fin de minimizar el error de muestreo.

Sobre cada parcela se tomaron los siguientes datos:

- Número de sabinas presentes.
- Caracterización dendrométrica de los individuos de sabina.
- Notación de otras especies arbóreas presentes con sus dimensiones dasométricas así como la distancia entre éstas y las sabinas.

Para cada uno de los estratos de sabina se anotaron las distancias a las que se encontraban individuos de *Pinus sp.* y *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia* con alturas superiores a 2 m, considerando exclusivamente los pies de sabina situados a menos de cinco metros de los mismos dentro de cada parcela, distancia a la que se supone existe alguna influencia en la regeneración.

Para establecer una posible relación entre el pastoreo de ganado ovino y la distribución actual de la sabina, se procedió a un seguimiento de cañadas y vías pecuarias por las que se tenía constancia de un tránsito permanente de ganado.

Así, se efectuó el recorrido de éstas mediante el apoyo de un extenso soporte cartográfico: Catálogo de Vías Pecuarias, E. 1:20.000; Mapa de Montes y Vías Pecuarias, 3. 1:200.000 y Mapa del Servicio Geográfico del Ejército, E. 1:50.000.

De esta manera, se realizó un seguimiento del Cordel de Lezuza y la Cañada de Andalucía, ya que ambas vías provienen de la zona donde se encuentran las citas de sabina más próximas a la capital, situadas todas estas en la zona denominada Campo de Montiel.

Para dicho muestreo se recorrieron las cañadas en toda su longitud realizando el conteo de la sabina pie a pie, examinando las manchas de monte que se encuentran cerca de la vía pecuaria. Por regla general los cultivos agrícolas de secano que predominan a lo largo de estas cañadas, lo cual facilitó el examen, debido a la escasa superficie de monte que se encontró a ambos lados.

2.2. MUESTREO DE VEGETACIÓN

Para la caracterización de la vegetación existente en la zona de estudio se procedió al levantamiento de 13 inventarios fitosociológicos en diferentes puntos elegidos al azar, según el método de la Escuela Sigmática de BRAUN-BLANQUET (1979). En cada inventario, las especies van afectadas de dos coeficientes. El primero indica la abundancia-dominancia y oscila entre 2 para especies raras y 5 para aquellas que ocupan más del 75% de la superficie de la parcela. El segundo indica la sociabilidad o la forma de agruparse los individuos de una misma especie entre sí. Éste varía entre 1 para individuos aislados y 5 para individuos que forman manchas más o menos extensas. Por otro lado, se indica la altitud, exposición, pendiente, cobertura y la superficie en metros cuadrados correspondiente a cada uno de los inventarios.

2.3. MUESTREO EDÁFICO

Para caracterizar los suelos dominantes en la zona de estudio, se realizó una calicata, eligiendo un punto de excavación situado en la zona más representativa en cuanto a la vegetación, encontrándose el mismo alejado de caminos y cultivos. Del perfil resultante, excavando hasta llegar hasta la costra caliza, se tomaron muestras de cada horizonte, analizando los siguientes parámetros: pH; % de materia orgánica (según ANNE *In*: BONNEAU & SAUCHIER, 1987); contenido en carbonatos y en caliza activa (según DROUINEAU *In*: BONNEAU & SAUCHIER, 1987); conductividad eléctrica; fósforo asimilable (WATANABE & OLSEN, 1965). Por último, fue analizada la textura de estas muestras.

3. RESULTADOS

3.1. FLORA Y VEGETACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

En general, se puede decir que la vegetación predominante en la zona de estudio es un encinar con abundancia de pino piñonero y, en menor medida, sabina. La encina, es también abundante y es la especie que llega a formar una estructura arbórea más densa. El pino piñonero (*Pinus pinea*) fue hallado habitualmente formando masas muy mezcladas con encina y sabina o, incluso, a modo de manchas monoespecíficas en la zona más meridional de la localidad. La sabina (*Juniperus thurifera*) ocupa principalmente la zona central de la localidad (Fig. 2). La cobertura máxima que alcanza la sabina en esta zona es del 60% y presenta un sotobosque relativamente abundante en especies, siendo especialmente frecuentes: *Thymus vulgaris*, *T. zygis*, *Teucrium gnaphalodes*, *Rosmarinus officinalis*, *Cistus clusii*, *Helianthemum asperum*, *H. hirtum*, *Fumana ericoides*, *Genista scorpius*, *Juniperus oxycedrus* y *Rhamnus lycioides*. El sotobosque en la zona de sabinar, puede llegar a desarrollar coberturas próximas al 80%.

En la zona más septentrional, es destacable la presencia de extensos romerales con coberturas cercanas al 90% (Foto 3). En estas formaciones arbustivas, la vegetación arbórea está compuesta básicamente por *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*, con una fracción de cabida cubierta próxima a 0,4 y con escasos pies de sabina o pino.

Desde el punto de vista fitosociológico, la zona de estudio pertenece a la asociación *Bupleuro rigidi-Quercetum rotundifoliae* (BRAUN-BLANQUET & BOLLAS, 1957) variante con *Juniperus thurifera* (*thuriferetosum*), definida por la presencia de esta especie (Tabla 1).

Entre las plantas características de la alianza, son especialmente abundantes: *Daphne gnidium*, *Asparagus acutifolius* y *Rhamnus lycioides*. Como especies características de las etapas de sustitución de dicha asociación, se encuentran el romero (*Rosmarinus officinalis*) y el esparto (*Stipa tenacissima*), siendo el primero especialmente abundante en amplias zonas de escasa cobertura arbórea o con algunos pies de encina, en áreas en donde se mezcla con *Cistus clusii* (Foto 4). Las etapas más degradadas se corresponden, de forma exclusiva, con tomillares. Las especies del tomillar, colonizan los claros del sabinar y abundan en estas zonas, junto a numerosas especies anuales: *Neatostema apulum*, *Aristolochia pistolochia*, *Polygala monspeliaca*, etc.

En algunas zonas muy pastoreadas es, asimismo, muy notable la presencia de un gran número de plantas nitrófilas, tales como: *Reseda phyteuma*, *Eryngium campestre*, *Plantago albicans*, *Paronychia argentea*, *P. capitata*, *Silene vulgaris*, *Hypericum perforatum*, *Biscutella auriculata*, *Capsella bursa-pastoris*, etc.

3.2. ESTADO ACTUAL DEL ESTRATO ARBÓREO

El número de individuos de *Juniperus thurifera* de gran porte (altura > 2 m) contabilizados en las parcelas de la zona de estudio fue de 15, estimándose su edad media en torno a 85 años. La altura media de la población más antigua fue de 6 m, con un diámetro que oscilaba entre 30-35 cm.

Si la densidad de sabina en las mejores masas puras puede alcanzar los 150-200 pies/Ha, caso de la provincia de Soria, en los llanos de Calatañazor (CEBALLOS & RUIZ DE LA TORRE, 1979), en Casa del Monte la densidad media de sabina fue estimada en 77 pies/ha. Ello indica que, en general, se trata de una masa con un número de pies por unidad de superficie, a la hora de contemplar su regeneración.

El estado de la masa, sin embargo, no es en la actualidad tan bueno como pudiera suponerse a partir de los datos anteriores. En efecto, se puede decir que el encinar se encuentra en un estado de degradación avanzado (elevado número de pies de encina dañados, enfermos o muertos y escasa regeneración) debido, quizá, a dos razones fundamentalmente. De un lado, el pastoreo excesivo y, de otro, la extracción de leñas, práctica ésta habitual, que ha dañado de forma muy directa a los viejos ejemplares de encina e, incluso, de sabina (Foto 5).

Por último, es destacable el elevado número de pinos (35) afectados por procesionaria (*Thaumetopoea pityocampa*), que fueron contabilizados en las parcelas de estudio.

3.3. INFLUENCIA DEL PINO Y DE LA ENCINA EN LA REGENERACIÓN DE *JUNIPERUS THURIFERA*

En la Fig. 3, se puede observar la existencia de un importante número de pies de sabina en una distancia entre 1-2 m a los grandes pies de *Pinus pinea* presentes en las parcelas de estudio. En especial, fueron los estratos A y B los que se dieron en mayor medida a dicha distancia. La presencia de sabina, por otro lado, decrece a medida que aumenta la distancia con respecto al pino, para todos los estratos. Por otro lado, en las proximidades de los pinos, también decrece el número de pies de sabina, en relación a la distancia antes citada. El valor medio global de la abundancia de sabina, aumenta significativamente en función de la proximidad a los pies de *Pinus pinea* (Fig. 4; Foto 6).

Los datos obtenidos a partir de la regeneración de sabina, en relación a la distancia medida a los individuos de *Quercus rotundifolia* fueron también concluyentes. En este caso, el máximo de regeneración (mayor número de pies de sabina pertenecientes al estrato A) fue localizado en la distancia 1-1,99 m, al igual que en el caso anterior, si bien las diferencias entre los datos obtenidos para esta distancia y para 0-0,99 m fueron menores que en el caso del pino (Fig. 5). El análisis de regresión (Fig. 6) muestra que, al igual que anteriormente, la abun-

dancia media de sabina decrece significativamente al aumentar la distancia con respecto a los pies de encina (Foto 7).

Por último, se demuestra que, bajo densa cobertura de pino y encina (80%), la estructura del sabinar presenta una fisionomía característica, la cual es indicativa de una buena regeneración. Así, bajo esta cobertura, los pies de sabina más jóvenes, pertenecientes al estrato A, son los más abundantes. Esta frecuencia de individuos de sabina, decrece progresivamente en función del aumento en altura (y, por lo tanto, en edad) de los diferentes estratos de sabina, hasta alcanzar un valor mínimo en el estrato D.

3.4. INFLUENCIA DEL PASTOREO EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA SABINA

La tradición ganadera de la provincia queda de manifiesto en la gran cantidad de vías pecuarias que en la actualidad permanecen y que fueron testigos de una actividad económica muy importante en el pasado: la transhumancia (LAGUNA, 1986). Las primeras citas de esta actividad se remontan al siglo XV, siendo su principal fin la producción de lana. Así, el paso de ganado a través de los montes fue una constante en la provincia de Albacete, siempre en busca de mejores pastos o la asistencia a los mercados ganaderos de la época (BAUER, 1990).

Por otra parte, el espacio climático que la sabina ocupa, así como su distribución, lentitud en cuanto a crecimiento y difícil regeneración, hacen suponer que esta especie alcanzó su máximo esplendor en épocas frías y secas del Cuaternario reciente, retrocediendo después ante el avance de las quercíneas más modernas y mejor adaptadas al clima actual (SÁNCHEZ & FERNÁNDEZ, 1989).

Este hecho se contradice con la existencia de este núcleo de sabina, el cual se encuentra en una zona netamente potencial de la encina. Pensamos que la presencia de la sabina se deba a la acción del ganado. El área estudiada se encuentra atravesada por numerosas cañadas, algunas de las cuales provienen del suroeste de la provincia, atravesando los sabinares de esta zona (Foto 8). El distinto aprovechamiento de los pastos a diferentes altitudes hacía que el ganado se desplazase siguiendo estas rutas. El pastoreo en estos sabinares llevaba consigo la ingestión del fruto y por tanto de la semilla, por parte de los animales. La semilla, al pasar por el tracto digestivo del animal ve favorecida su germinación, si se dan posteriormente las condiciones ambientales adecuadas. De esta manera, la zona de monte y pastos donde deambulaba el ganado, servía de lecho para las semillas de sabina.

Este hecho queda aquí confirmado, al encontrar pies de sabina a lo largo de la Cañada de Andalucía a su paso por las localidades de Lezuza y Tiriez, a escasos metros de la misma.

La justificación de la mayor presencia de sabina en la finca «Casa del Monte» quizás se deba a que en este punto confluyen tres importantes vías de ganado y a la menor degradación de la vegetación con relación a la observada a lo largo de las cañadas.

3.5. PARÁMETROS EDÁFICOS

La zona de estudio presenta unos suelos con elevado contenido en arcillas, en especial en el horizonte A (Tabla 2). La capacidad de encharcamiento de estos suelos es notable, si bien se observó que el agua percola con cierta facilidad hacia estratos más profundos. El elevado pH de éstos es indicativo de la existencia de una gran cantidad de carbonato cálcico (26,51%). Por otro lado, los suelos presentan un relativamente elevado contenido en materia orgánica, debido a la presencia de ganado en la zona. Ello hace posible entender la presencia del gran número de especies nitrófilas en la localidad de estudio.

4. CONCLUSIONES

1.º El área estudiada corresponde a la serie climatófila mesomediterránea castellano-aragonesa basófila de la encina (*Quercus rotundifolia*). La vegetación potencial responde a la asociación *Bupleuro rigidi-Quercetum rotundifoliae* variedad *thuriferetosum* (Encinares con presencia de sabina).

2.º La vegetación de la zona de estudio, se corresponde con un encinar degradado, como indica la presencia de formaciones típicas de las etapas de degradación de la encina (tomillares y espartales).

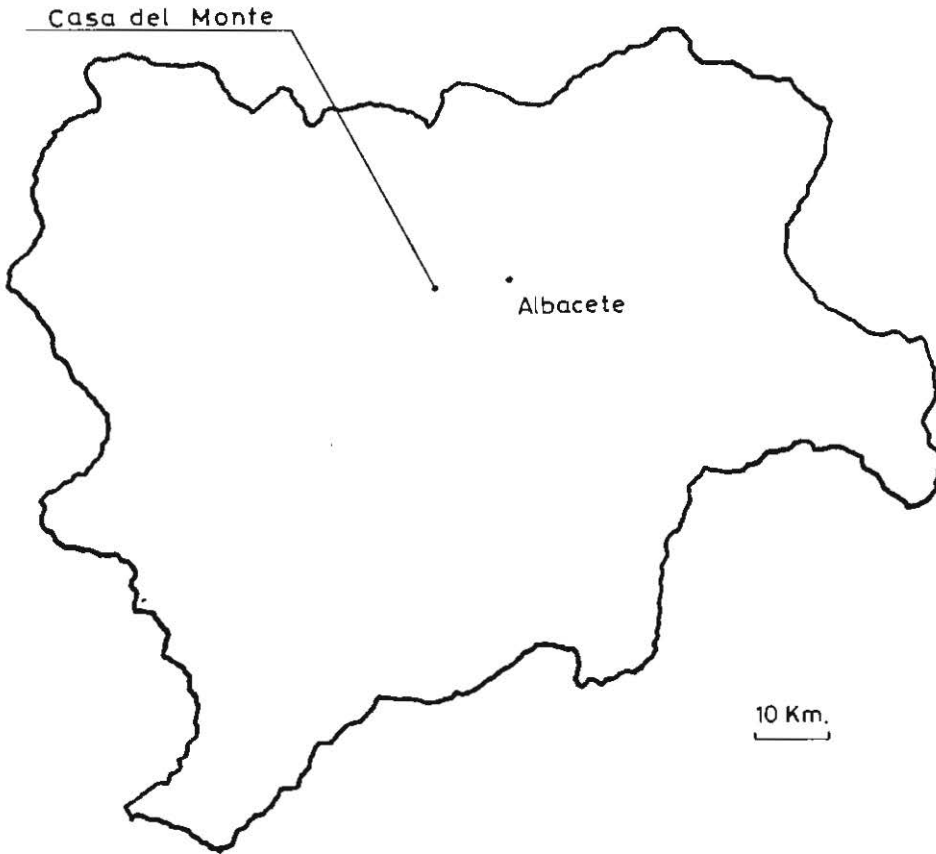
3.º La presencia de sabina se encuentra vinculada, entre otros factores, a la acción del ganado. Pensamos que existe una relación entre los sabinares del suroeste de la provincia con éstas las sabinas existentes en la finca «Casa del Monte», siendo el ganado, mediante la trashumancia, el vehículo de transporte de la semilla.

4.º La presencia de una cobertura vegetal, sobre todo de encina en estado arbustivo, favorece la regeneración de la sabina, protegiéndola en sus primeras etapas de desarrollo cuando es más vulnerable a la acción del ganado.

5.º La abundancia de repoblado en la zona de estudio, indica que la sabina ha encontrado en la zona de estudio unas condiciones óptimas para su desarrollo. Además de la abundancia de matorral, consideramos que otros factores beneficiosos para el regenerado podrían ser el pastoreo moderado y la existencia de especies cinegéticas (conejo y paloma torcaz, fundamentalmente), que se alimentan de la semilla, contribuyendo con ello a la dispersión de la misma en todo el área.

BIBLIOGRAFÍA

- BAUER, E. (1990). Memoria histórica de la legislación de los montes en España hasta finales del siglo XIX. *Ecología*, Fuera de serie 1: 95-111.
- BRAUN-BLANQUET, J. (1979). *Fitosociología*. Ed. Blume, 820 pp. Madrid.
- BRAUN-BLANQUET, J. & BOLOS, O. (1957). Les groupements végétaux du bassin moyen de l'Ebre et leur dynamisme. *Anales Estac. Exper. Aula Dei*, (1/4): 1-266. Zaragoza.
- CATALÁN-BACHILLER, G. (1977). *Semillas de árboles y arbustos forestales*. M.A.P.A. 408 pp. Madrid.
- BONNEAU, M. & SAUCHIER, B. (1987). *Edafología II. Constituyentes y propiedades del suelo*. Ph. Duchaufour & B. Sauchier (eds.), 461 pp. Masson, Barcelona.
- DUCHAUFOUR, Ph. (1984). *Edafogénesis y clasificación*. Vol. I, 493 pp. Masson, Barcelona.
- CEBALLOS, L. & RUIZ DE LA TORRE, J. (1979). *Árboles y arbustos de la España Peninsular*. E.T.S.I.M. 512 pp. Madrid.
- DÍAZ ÁLVAREZ, M. C., GARRIDO VALERO, S. & HIDALGO GONZÁLEZ, M. R. (1988). *Agricultura y Medio Ambiente*. M.O.P.U. 62 pp. Madrid.
- DE JUANA SARDON, A. (1982). *Incidencia de la explotación ganadera sobre la contaminación ambiental*. C.E.M.A. Madrid.
- FLACH, K. W. (1978). *Soil Taxonomy, approved amendments*. Soil Conservation Service. 8 pp. Washington D.C.
- GARCÍA ROLLAN, M. (1985). *Claves de la flora de España*. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.
- HERRANZ SANZ, J. M. (1988). Flora y vegetación de los sabinares de Albacete. *Al-Basit*, 24: 97-119.
- I.G.M.E. (1988). *Mapa geológico de España*, Hoja: 790. Madrid.
- LAGUNA SANZ, E. (1986). *Historia del Merino*. M.A.P.A. 224 pp. Madrid.
- MONJE ARENAS, L. (1988). *La vegetación de Castilla-La Mancha: Ensayo de síntesis fitosociológica*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. 480 pp. Toledo.
- MONTES, C. & RAMÍREZ-DÍAZ, L. (1978). *Descripción y muestreo de poblaciones y comunidades vegetales y animales*. Universidad de Sevilla. 82 pp. Sevilla.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1981). Les etages bioclimáticos de la vegetation de la Peninsule Iberique. *Anales Jard. Bot. Madrid*, 37 (2): 251-268.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1985). *Biogeografía y vegetación*. Real Acad. Cienc. exact., Fis. y Naturales. 86 pp. Madrid.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1987). Nociones sobre Fitosociología, Biogeografía y Bioclimatología. In: *La vegetación de España*. 17-46. Universidad de Alcalá de Henares.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. et al. (1987). *Mapa de Series de Vegetación de España y Memoria*. I.C.O.N.A. 268 pp. Madrid.
- SÁINZ MORENO, L. & COMPAIRE FERNÁNDEZ, C. (1985). *Animales y contaminación biótica ambiental*. I.E.A.P.A. Serie Técnica. Madrid.
- SÁNCHEZ MATA, D. & FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, F. (1989). Bosques potenciales. In: *El libro rojo de los bosques españoles*. ADENA, 31 pp. Madrid.
- SOIL SURVEY STAFF (1975) *Soil Taxonomy*. Soil Conservation Service; Agriculture handbook, n.º 436. 754 pp. Washington D.C.
- VALDÉS, A. & HERRANZ, J. M. (1989). *Matorrales de la provincia de Albacete: espartales, romerales y tomillares*. I.E.A. 72 pp. Albacete.
- WATANABE, F. S. & OLSEN, S. R. (1965). Test of an ascorbic acid method for determining phosphorous in water and CO₂HNA extracts from soils. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 99: 667-668.



Mapa 1: Situación de la localidad «Casa del Monte» en la provincia de Albacete.

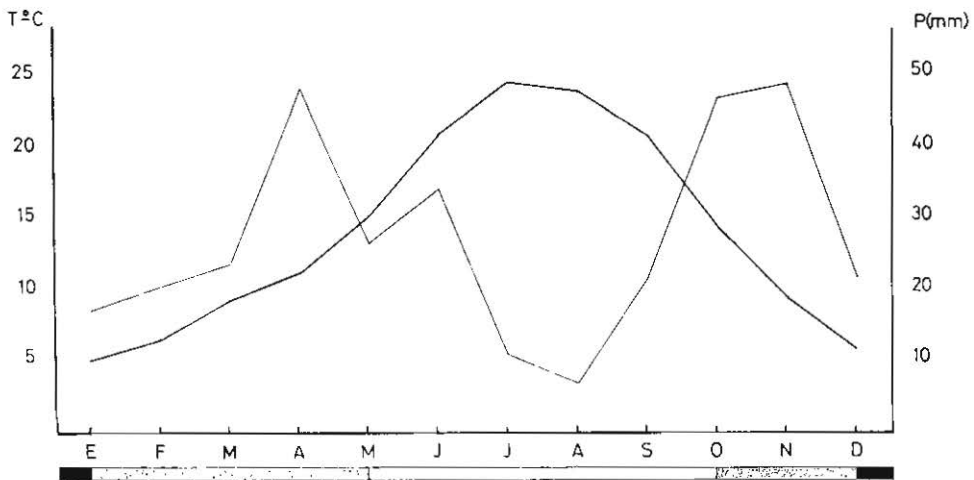


Figura 1: Diagrama ombroclimático de la estación climatológica de Albacete.

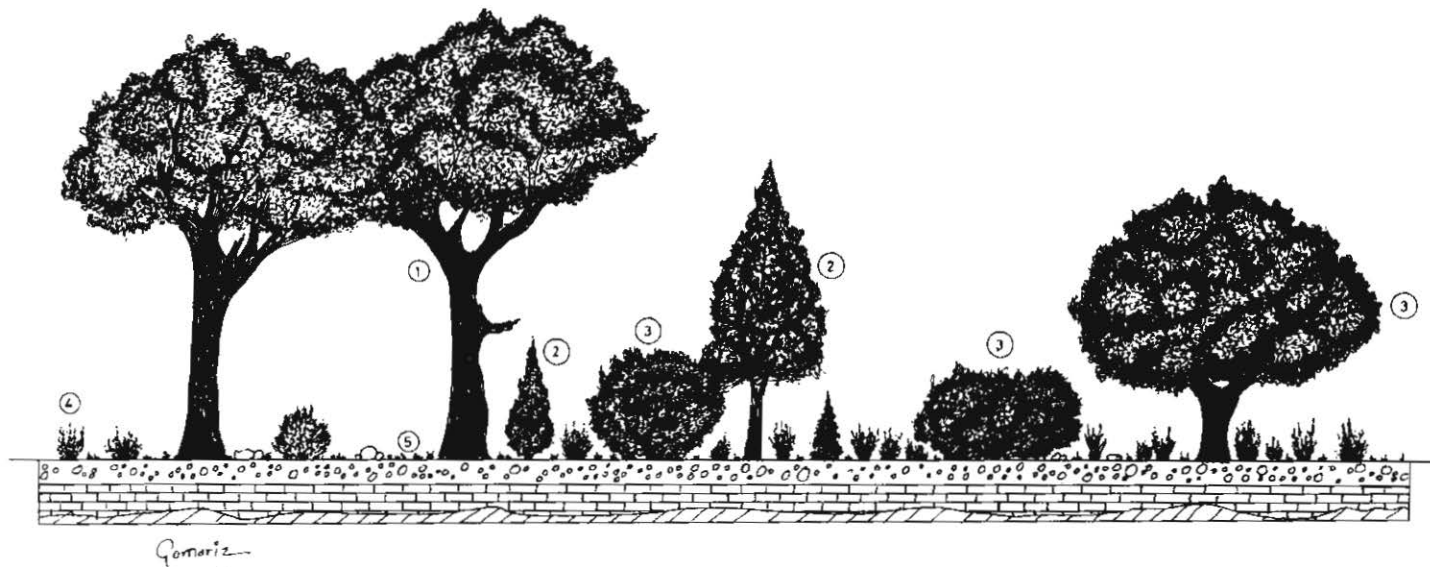


Figura 2: Esquema de la estructura de la vegetación en la localidad de estudio. 1: *Pinus pinea*; 2: *Juniperus thurifera*; 3: *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*; 4: Comunidad de caméfitos; 5: Comunidades de hemcriptófitos y terófitos.

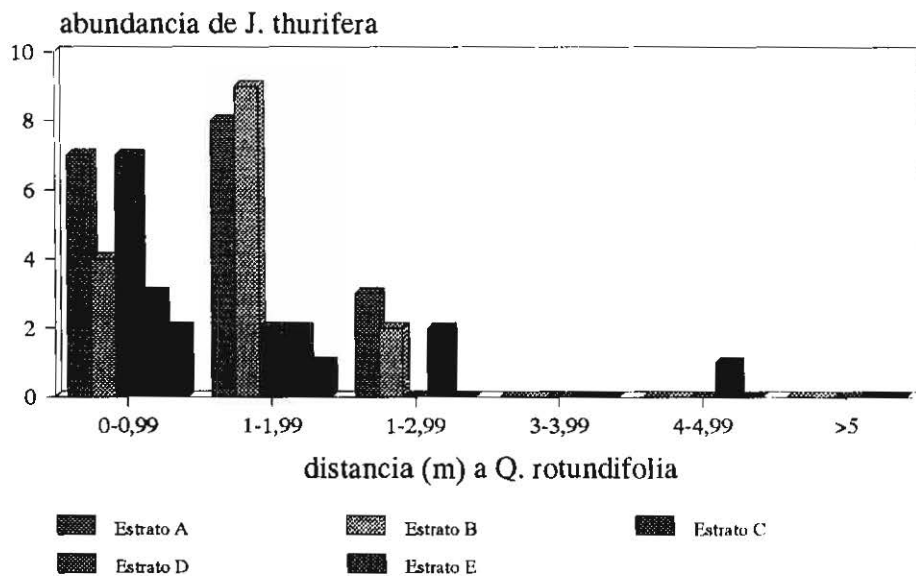


Figura 3: Número de individuos de *Juniperus thurifera* encontrados a diferentes distancias en relación a pies de *Pinus pinea*, según diferentes estratos de altura.

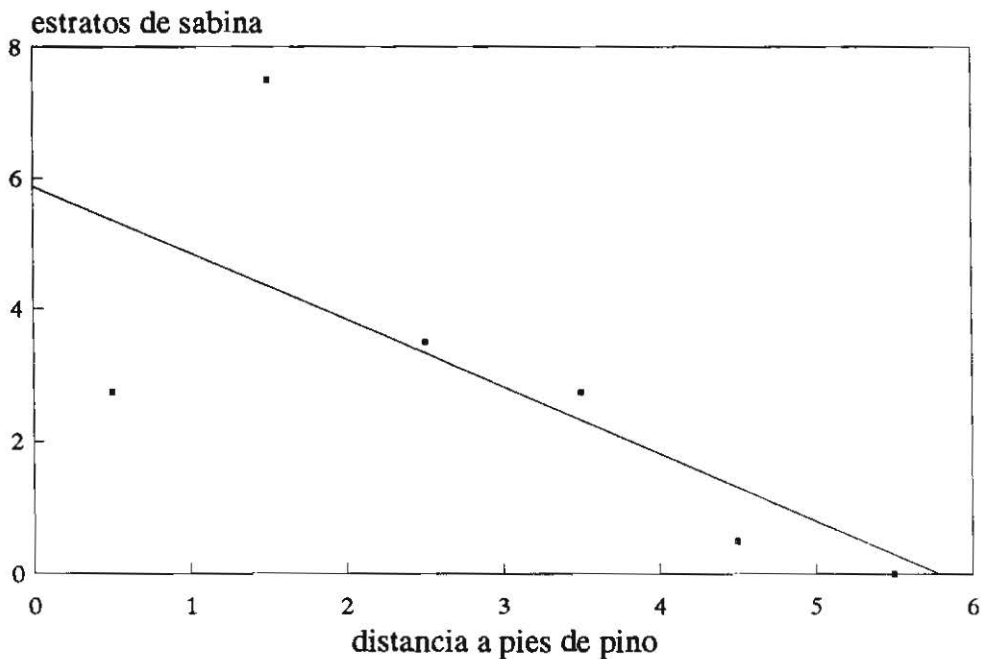


Figura 4: Análisis de regresión efectuado considerando como variable independiente: distancia a pies de *Pinus pinea*, y como variable dependiente: número medio de individuos de *Juniperus thurifera*. $Y = 5,876 - 1,0142X$; $R^2 = 50,47\%$; E.S. = 2,1038.

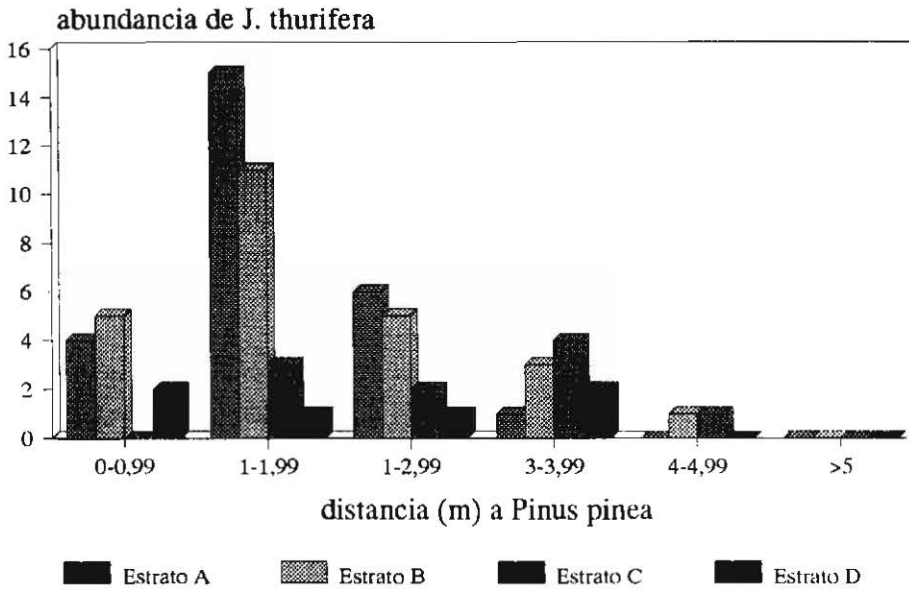


Figura 5: Número de individuos de *Juniperus thurifera* encontrados a diferentes distancias en relación a pies de *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*, según diferentes estratos de altura.

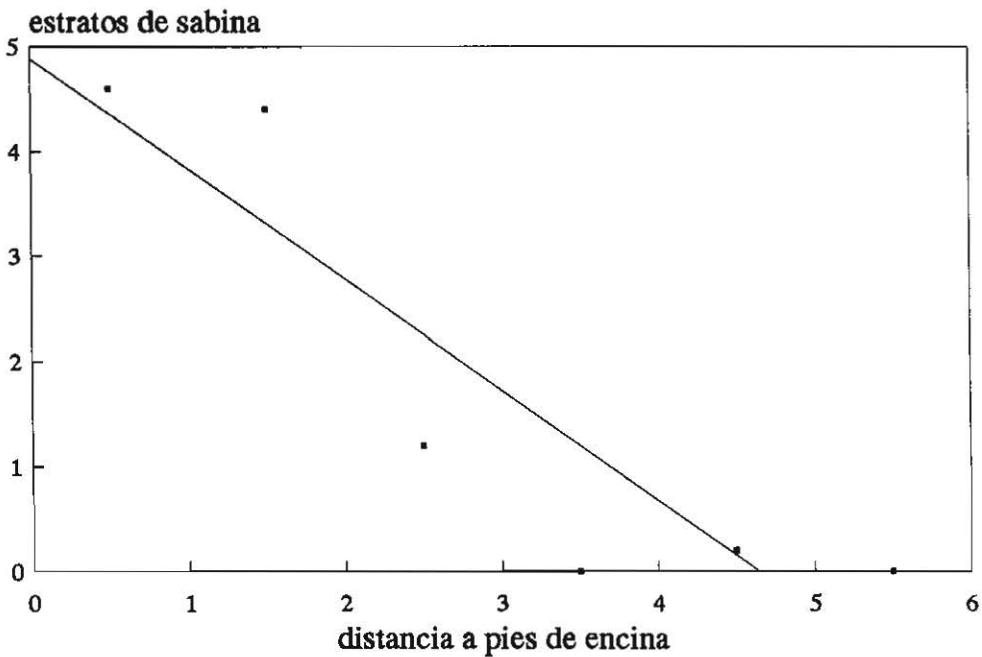


Figura 6: Análisis de regresión efectuado considerando como variable independiente: distancia a pies de *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*, y como variable dependiente: número medio de individuos de *Juniperus thurifera*. $Y = 4,8876 - 1,0514X$; $R^2 = 80,7\%$; E.S. = 1,0755.

Tabla 1: Tabla fitosociológica efectuada con los inventarios levantados en la localidad de estudio.

NºINVENT	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ALITTUD	695	695	695	695	695	695	695	695	695	695	695	695	695
EXPOSICION	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V	T.V
PENDIENTE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
COBERTURA (%)	80	80	70	90	80	90	100	90	60	65	50	40	90
SUPERFICIE (m ²)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Características de *Quercetalia ilicis*:

Quercus ilex

subsp. <i>rotundifolia</i>	1.1	+1	1.1	1.1	1.1	2.2	+1	+1	+1	1.1	2.2	2.2	
<i>Rhamnus lyciodes</i>	+1	+1		+1	+1	+1		+1	+1	+1	+1		+1
<i>Asparagus acutifolius</i>		+1	+1	+1		+1	+1	+1			+1		+1
<i>Daphne gnidium</i>								+1	+1		+1		+1

Características de *Rosmarino-Ericion*:

<i>Helianthemum pilosum</i>	1.1	1.1	+1	1.1	+1		+1		1.1		1.1	1.1	1.1
<i>Cistus clusii</i>	+1	+1		+1	+1		+1	+1	+1	+1			
<i>Convolvulus lanuginosus</i>	+1			+1	+1	+1			+1				+1
<i>Staehelina dubia</i>			1.1	+2						+2	+1		+1
<i>Stipa offneri</i>						+1	+1		+1				1.1

Características de *Rosmarinetalia*:

<i>Teucrium polium</i>													
subsp. <i>capitatum</i>	2.2	2.2	+1	3.2	3.3	2.2	+1	1.1	2.2	1.1	2.2	1.1	
<i>Leuzea conifera</i>	+1	+1	1.1	+1	+1	1.1	+1		+1	+1	+1		+1
<i>Argyrolobium zanonii</i>	+1			+1					+1		+1	+1	+1
<i>Koeleria vallesiana</i>									+1	+1	+1	+1	+1
<i>Fumana ericoides</i>									+1	1.1	+1		
<i>Genista scorpius</i>				+1					+1		+1		+1
<i>Stipa tenacissima</i>					1.2							+1	2.2
<i>Thymus zygis</i>						1.1						+1	
<i>Rosmarinus officinalis</i>												+1	
<i>Atractylis humilis</i>									+1				
<i>Ophrys lutea</i>	+1												

Características de *Thero-Brachypodietea*:

<i>Sanguisorba minor</i>	+1	+1	+1	+1	+1	+1	+1	+1		+1	+1	+1	+1
<i>Clypeola jonthlaspi</i>	+1	+1		+1	+2	+1	+1	+1		+1	+1		+1
<i>Hippocrepis bourgaei</i>	+1	+1		+1	+1				+1	+1	+1	+1	
<i>Medicago minima</i>	+1		+1			+1	+1		+1	+1	+1		
<i>Filago pyramidata</i>	+1	+1		+2	+1			+1		+1			
<i>Teucrium pseudo-chamaepestis</i>		+1				+1				+2	1.1	1.1	
<i>Helianthemum salicifolium</i>	+1	+1		+1	+1								
<i>Phlomis lychnitis</i>			+1					+1					+1
<i>Paronychia capitata</i>				+1					+1			+1	
<i>Leontodon taraxacoides</i>		+1	+1			+1							
<i>Euphorbia exigua</i>	+1								+1	+1			
<i>Polygala monspeliaca</i>				+1						+1			
<i>Lithospermum arvense</i>						+1	+1						
<i>Paronychia argentea</i>		+1											
<i>Hornungia petraea</i>	+1												

Tabla 1: (Continuación)

Acompañantes:

<i>Juniperus thurifera</i>	3.3	1.1	1.1	1.1	+1	+1	+1	+1	1.1	1.1		
<i>Pinus pinea</i>		3.3	3.3	2.2	3.3	3.3	5.5	2.2	+1	+1	2.2	
<i>Thymus vulgaris</i>	+1		+1		+1	+1	+1		2.2	2.2	1.1	1.1
<i>Aristolochia pistolochia</i>	+1	+1	+2	+1			+1	+1		1.1	+1	+1
<i>Reseda phyteuma</i>	+1	+1		1.1	+1	+1		+1		+1	+1	+1
<i>Eryngium campestre</i>				+1		+1	+1	+1			+1	+1
<i>Erodium cicutarium</i>	+1	+1		+1	+1	+1		+1		+1		
<i>Euphorbia falcata</i>	+1	+1		+1					+1	+1		
<i>Reseda lutea</i>	+1	+1				+1					+1	+1
<i>Carlina corymbosa</i>	+1		+1					+1	+1			
<i>Hypericum perforatum</i>	+1			+1					+2	+1		
<i>Helichrysum stoechas</i>				+1							+1	
<i>Taraxacum officinale</i>	+1		+1				+1					
<i>Carex halleriana</i>							1.1				1.1	1.1
<i>Plantago albicans</i>				+2			1.1				1.1	
<i>Dactylis glomerata</i>	+1		+1					+1				

Biscutella auriculata +1 en 6 y 7, *Galium aparine* +1 en 5 y 7, *Polygala rupestris* +1 en 0 y 10, *Santolina chamaecyparissus* +1 en 5 y 9, *Andryala ragusina* +1 en 1, *Echinops ritro* +1 en 1, *Verbascum thapsus* +1 en 3, *Draba verna* +1 en 4, *Alyssum minus* +1 en 7, *Capsella bursa-pastoris* +1 en 7, *Sisymbrium orientale* +1 en 7, *Euphorbia serrata* +1 en 7, *Platycapnos spicata* +1 en 7, *Ruta angustifolia* +2 en 9, *Atractylis cancellata* +1 en 9, *Festuca gr. ovina* +1 en 10, *Juniperus oxycedrus* +1 en 10, *Artemisia herba-alba* +1 en 11, *Asphodelus cerasiferus* 2.2 en 12, *Centaurea aspera* +1 en 12, *Dorycnium pentaphyllum* +1 en 12.

HORIZONTE	Elementos finos (%)	E. gruesos (%)	Textura	pH	CO ₂ Ca (%)	C.E. (dS/m)	M. orgánica (%)	P asim. (p.p.m.)
A	56.87	43.13	F/F-Arc.	8.2	26.51	0.2174	1.15	1.25
C	39.35	60.65	F/F-Arc.	8.1	35.63	0.184	0.08	0.75

Tabla 2: Parámetros edáficos evaluados a partir de las muestras de suelo tomadas en la localidad de estudio.



Foto 1. Perfil edáfico del suelo.



Foto 2. Diferencias en la estructura de la vegetación entre las dos áreas diferenciadas en la localidad de estudio. En primer término, zona aclarada. Al fondo, ejemplo de matorral denso.



Foto 3: Extensos romerales presentes en la zona más septentrional de la localidad de estudio.



Foto 4: Representación de zona muy densificada—con mimbrares y jarales de *Quercus ilex*.



Foto 5. Podas abusivas han producido graves daños a numerosos pies de encina.



Foto 6. El pinar de la Estación de Castilla-La Mancha *Pinus pinaster*



Foto 7 Regeneración de encina bajo *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*.



Foto 8. Uno de los ramales del Cordel de Lezuza, a su paso por la localidad de estudio. Siguiendo el mismo, es frecuente encontrar grandes ejemplares de *Juniperus thurifera*.



Foto 9: Nido repleto de semillas de *Juniperus thurifera*.

ESFECIDOFAUNA DE LA PROVINCIA DE ALBACETE (HYMENOPTERA: SPHECIDAE)

Por J. TORMOS, J. D. ASÍS y S. F. GAYUBO¹

1. INTRODUCCIÓN

Los esfécidos constituyen una familia de himenópteros aculeados cuyas hembras, de costumbres generalmente solitarias, excavan o construyen nidos para criar a su descendencia. Estos nidos se establecen en el suelo, en diferentes tipos de sustratos, aunque suelen predominar los arenosos, o bien en tallos de médula blanda o troncos; las especies de ciertos géneros construyen nidos libres con barro. Las hembras capturan presas, preferentemente insectos, para alimentar a sus larvas, paralizándolas (o raramente matándolas) con el veneno de su aguijón. Estas presas son transportadas al nido, depositándose, en número variable, en las celdas. Cada nido contiene una o varias celdas (nidos mono o pluricelulares), en cada una de las cuales se desarrollará una larva, a expensas del alimento aportado por la hembra.

La fauna de esfécidos de la península Ibérica ha venido siendo estudiada con una cierta intensidad sobre todo durante los últimos años, ya que anteriormente, el conocimiento sobre la distribución de estos insectos en nuestro país era bastante parco, limitado a los trabajos que durante el primer tercio del presente siglo llevaron a cabo investigadores como Ricardo García Mercet y José Giner Marí. Ambos autores establecieron las bases que permitieron la realización de estudios posteriores dentro del mencionado grupo de himenópteros.

El impulso dado durante los últimos quince años al estudio del grupo, gracias a la labor llevada a cabo por diferentes grupos de investigadores españoles, ha permitido un conocimiento mucho más profundo de la distribución de la familia en la península Ibérica, así como el incremento continuado del número de especies citadas en nuestro país. No obstante, la esfecidofauna de la provincia de Albacete era prácticamente desconocida, ya que tan sólo se había constatado la presencia de tres especies: *Sceliphron spirifex* (Linnaeus, 1758), *Cerceris dusmeti* Giner Marí, 1941 y *Cerceris flavilabris* (Fabricius, 1793) (CEBALLOS, 1949; GINER MARÍ, 1941).

En lo referente a la historia natural de los esfécidos, los datos existentes eran, si cabe, más limitados, y no ha sido sino hasta muy recientemente cuando se han publicado diversos trabajos sobre diferentes aspectos del comportamiento nidificador de estos himenópteros en nuestra península.

¹ Unidad de Zoología, Facultad de Biología, Universidad de Salamanca. 37071 SALAMANCA.

El hecho de que en esta zona no se hubiera llevado a cabo un estudio profundo de la fauna esfecidológica, nos ha conducido a plantear este trabajo, con los siguientes objetivos:

—conocer, en la medida de lo posible, la fauna esfecidológica de la provincia de Albacete.

—aportar nuevos datos de campo sobre algunos aspectos de la biología del grupo.

—actualizar los datos existentes sobre la distribución en la península de las especies que han sido estudiadas en el presente trabajo.

Por último, es obligado mencionar en este apartado introductorio el apoyo económico del Instituto de Estudios Albacetenses, dependiente de la Excelentísima Diputación Provincial de Albacete, que ha permitido la realización de este trabajo.

2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1. EL MEDIO FÍSICO

La provincia de Albacete se sitúa en la Comunidad de Castilla-La Mancha, cuyo rasgo más sobresaliente de relieve es la submeseta meridional —de la Mese-ta central española— con una altitud media de 600 a 700 m.

Aunque el territorio pertenece en su mayoría al piso mesomediterráneo —supramediterráneo en el sureste— (temperatura media anual, 17-13 °C; media de las mínimas del mes más frío, 5 a -1 °C; media de las máximas del mes más frío, 13-8 °C), el termoclima es eminentemente continental, con grandes oscilaciones térmicas entre el día y la noche.

En lo que se refiere a las precipitaciones, el ombroclima es esencialmente seco (precipitaciones anuales entre 350 y 600 mm), aunque tornándose semiárido en el extremo suroriental ($P < 350$ mm) y subhúmedo en las sierras del noroeste (600-1000 mm).

2.2. VEGETACIÓN

El paisaje vegetal está sumamente alterado por la acción del hombre, dedicándose un 60.3% de su superficie a los cultivos agrícolas. Adicionalmente hay que añadir a esta influencia agrícola el aprovechamiento forestal, cuyo ejemplo más representativo lo constituyen los bosques de *Pinus halepensis* (carrasco), *P. nigra* spp. *salzmannii* (salgareño), *P. pinaster* (resinero o rodeno), *P. pinea* (piñonero) y *P. sylvestris* (silvestre) (PEINADO y RIVAS MARTÍNEZ, 1987).

En las alturas normales de su territorio predomina una vegetación de hoja dura (esclerófila) en la que el árbol dominante es la encina (*Quercus rotundifolia*), aunque al impedir los ombroclimas semiárido y árido el desarrollo de encinas, en el sureste la vegetación clímax es un espinal esclerófilo.

Cabe destacar que en la Sierra de Alcaraz existe una representación de la provincia Bética, en cuyas altas montañas se presentan un elevado número de endemismos orófilos.

Se presentan siete series de vegetación que se pueden resumir en cuatro grupos de series en función de sus rasgos fisiográficos comunes: encinares, coscojares, quejigares y sabinares y pinares oromediterráneos.

3. MATERIAL Y TÉCNICAS

Para la realización del presente estudio se llevaron a cabo diversos muestreos durante el año 1991, en un total de 35 localidades distribuidas por toda la provincia (Mapa 1).

La recolección de los esfécidos se llevó a cabo mediante dos técnicas diferentes, aunque complementarias:

- *manga entomológica*: los ejemplares capturados mediante manga entomológica se introducían en botes de plástico, en cuyo interior se había dispuesto previamente papel de filtro enrollado e impregnado con éter etilacético.
- *trampas de Moericke*: consistentes en pequeños platos o bandejas de plástico de color amarillo intenso; dichos recipientes se llenaban de agua y a continuación se añadían unas gotas de detergente líquido. Una vez preparada la trampa, ésta se colocaba en la zona deseada y se dejaba durante un periodo variable de tiempo, procediéndose posteriormente a la recogida de los ejemplares mediante un pincel mediano, depositándolos en frascos con etanol 70%.

Durante la captura y recolección de ejemplares, se tomaban los datos concernientes a la localidad y fecha de captura, así como otras referencias, relativas a las plantas y tipo de terreno frecuentados por los imagos. Asimismo, en el caso de que se localizara algún nido, éste se excavaba para conocer su estructura y extraer las presas almacenadas en su interior por la hembra.

RELACIÓN DE LOCALIDADES

A continuación se relacionan las localidades muestreadas ordenadas alfabéticamente, indicándose su altitud y coordenadas U.T.M. El número que acompaña a cada localidad corresponde al que aparece en el Mapa 1, donde se representa la situación de cada una de las mismas.

LOCALIDAD	COORDENADAS	ALTITUD
1. Agramón	30S XH 1851	380
2. Alatoz	30S XJ 4128	870
3. Alborea	30S XJ 4247	680
4. Alcalá del Júcar	30S XJ 4539	580
5. Almansa	30S XJ 6004	750
6. Alpera	30S XJ 5314	820
7. Arroyofrío	30S WH 4052	780
8. Bonete	30S XJ 4303	900
9. Carcelén	30S XJ 4629	960
10. Casas de Villora	30S XH 2197	890
11. Donal, La	30S WH 5038	680
12. Fábrica de Riópar	30S WH 5260	950
13. Felipa, La	30S XJ 1222	750
14. Fuensanta	30S WH 8404	1040
15. Fuente-Álamo	30S XH 3405	780
16. Graya	30S WH 5739	640
17. Higuera	30S XJ 3513	1010
18. Isso	30S XH 0558	450
19. Jardín	30S WH 6597	850
20. Mercadillos	30S XH 1392	810
21. Mesones	30S WH 6061	850
22. Mizquitillas	30S XH 1609	810
23. Montealegre del Castillo	30S XH 4792	780
24. Munera	30S WJ 4421	900
25. Ossa de Montiel	30S WJ 1508	900
26. Paúles	30S WH 5439	660
27. Pozo Cañada	30S XH 1095	800
28. Puente de Torres	30S XJ 1635	580
29. Puerto, El	30S WH 7301	1280
30. Rala	30S WH 6051	590
31. Recueja, La	30S XJ 3037	550
32. Roda, La	30S WJ 8241	690
33. Valdeganga	30S XJ 1434	600
34. Yesares, Los	30S XJ 0933	650
35. Yeste	30S WH 5942	600

4. RELACIÓN DE ESPECIES Y SUBESPECIES

SPHECINAE

SCELIPHRINI

- Sceliphron destillatorium* (Illiger, 1807)
Sceliphron madraspatanum tubifex (Latreille, 1809)
Sceliphron spirifex (Linnaeus, 1758)

SPHECINI

- Sphex pruinus* Germar, 1817
Sphex rufocinctus Brullé, 1832
Isodontia splendidula (Costa, 1858)
Palmodes occitanicus ibericus (Roth, 1963)
Prionyx kirbii (Vander Linden, 1827)
Prionyx nudatus (Kohl, 1885)
Prionyx subfuscatus (Dahlbom, 1845)

AMMOPHILINI

- Podalonia hirsuta* (Scopoli, 1763)
Podalonia tydei senilis (Dahlbom, 1843)
Ammophila heydeni Dahlbom, 1845
Ammophila hungarica Mocsary, 1883
Ammophila laevicollis André, 1886
Ammophila sabulosa (Linnaeus, 1758)

PEMPHREDONINAE

PSENINI

- Mimumesa unicolor* (Vander Linden, 1829)
Psenulus pallipes (Panzer, 1798)

PEMPHREDONINI

- Diodontus hyalipennis* Kohl, 1892
Diodontus minutus (Fabricius, 1793)
Pemphredon lethifera (Shuckard, 1837)
Passaloecus gracilis (Curtis, 1834)
Passaloecus singularis Dahlbom, 1844
Spilomena mocsaryi Kohl, 1898

ASTATINAE

ASTATINI

- Astata apostata* Mercet, 1910
Astata boops (Schranck, 1871)

Astata costae Costa, 1867
Dryudella bifasciata (Schulthess, 1926)
Dryudella tricolor (Vander Linden, 1829)

LARRINAE

LARRINI

Liris atratus (Spinola, 1805)
Tachytes freygessneri Kohl, 1881
Tachysphex consocius Kohl, 1892
Tachysphex fugax (Radoszkowski, 1877)
Tachysphex fulvitaris (Costa, 1867)
Tachysphex grandii Beaumont, 1965
Tachysphex incertus (Radoszkowski, 1877)
Tachysphex julliani Kohl, 1883
Tachysphex mediterraneus Kohl, 1883
Tachysphex nitidior Beaumont, 1940
Tachysphex obscuripennis (Schenck, 1857)
Tachysphex panzeri (Vander Linden, 1829)
Tachysphex pompiliformis (Panzer, 1805)
Tachysphex psammobius (Kohl, 1880)
Tachysphex pseudopanzeri Beaumont, 1955
Tachysphex tarsinus (Lepeletier, 1845)
Tachysphex unicolor (Panzer, 1809)
Prosopigastra punctatissima Costa, 1867

PALARINI

Palarus variegatus Fabricius, 1781

MISCOPHINI

Solierella compedita (Piccioli, 1869)
Solierella pisonoides (Saunders, 1873)
Miscophus verhoeffi Andrade, 1952

TRYPOXYLINI

Pison atrum (Spinola, 1808)
Trypoxylon attenuatum Smith, 1851
Trypoxylon figulus (Linnaeus, 1758)
Trypoxylon minus Beaumont, 1945
Trypoxylon scutatum Chevrier, 1867

CRABRONINAE

OXYBELINI

Oxybelus mucronatus (Fabricius, 1793)

- Oxybelus quattuordecimnotatus* Jurine, 1807
Oxybelus spectabilis Gerstaecker, 1867
Oxybelus variegatus Wesmael, 1852
Oxybelus victor Lepeletier, 1845

CRABRONINI

- Lindenius ibericus* Kohl, 1905
Lindenius mesopleuralis (Morawitz, 1890)
Lindenius pygmaeus (Rossi, 1794)
Crossocerus megacephalus (Rossi, 1790)
Crossocerus quadrimaculatus (Fabricius, 1793)
Crossocerus tarsatus (Shuckard, 1837)
Tracheliodes quinquenotatus (Jurine, 1807)
Ectemnius cavifrons Thomson, 1870
Ectemnius continuus (Fabricius, 1804)
Ectemnius dives (Lepeletier et Brullé, 1834)
Ectemnius fossorius (Linnaeus, 1758)
Ectemnius hypsae (De Stefani, 1894)
Ectemnius massiliensis (Kohl, 1883)
Lestica clypeata (Schreber, 1759)

NYSSONINAE

NYSSONINI

- Nysson konowi* Mercet, 1909
Nysson maculosus (Gmelin, 1790)
Nysson parietalis Mercet, 1909
Nysson trimaculatus (Rossi, 1790)

GORYTINI

- Argogorytes fargeii* (Schuckard, 1837)
Harpactus elegans (Lepeletier, 1832)
Harpactus formosus (Jurine, 1807)
Gorytes sulcifrons (Costa, 1869)

STIZINI

- Stizus hispanicus* Mocsaryi, 1883
Stizus ruficornis (Forster, 1771)
Bembecinus tridens (Fabricius, 1781)

BEMBICINI

- Bembix bidentata* (Vander Linden, 1829)
Bembix merceti Parker, 1929
Bembix oculata Panzer, 1801

Bembix rostrata (Linnaeus, 1758)

Bembix sinuata Panzer, 1804

Bembix tarsata Latreille, 1809

Bembix zonata Klug, 1835

PHILANTHINAE

PHILANTHINI

Philanthus dufourii Lucas, 1848

Philanthus pulchellus Spinola, 1842

Philanthus triangulum (Fabricius, 1775)

CERCERINI

Cerceris arenaria (Linnaeus, 1758)

Cerceris bicincta Klug, 1835

Cerceris bupresticida Dufour, 1841

Cerceris interrupta peninsularis Mercet, 1903

Cerceris quadricincta (Panzer, 1799)

Cerceris rybyensis (Linnaeus, 1771)

Cerceris sabulosa (Panzer, 1799)

Cerceris specularis Costa, 1869

5. ESTUDIO FAUNÍSTICO

Tras el estudio del material colectado se han identificado un total de 104 especies y subespecies pertenecientes a las siguientes subfamilias: Sphecinae, Pemphredoninae, Astatinae, Larrinae, Crabroninae, Nyssoninae y Philanthinae (sensu BOHART y MENKE, 1976).

Para cada una de las especies se mencionan los siguientes datos:

- *Distribución*: tanto mundial como en la península Ibérica.
- *Material estudiado*: representándose con una «m» y una «h» los machos y hembras, respectivamente.
- *Biología*: se mencionan tanto los datos de vegetación y tipo de terreno obtenidos durante el presente estudio como los ya anteriormente conocidos, citando, en el caso de que sean numerosos, la fuente más reciente en la que aparecen recopilados. Asimismo, se incluyen los datos obtenidos sobre comportamiento nidificador y presas capturadas, realizándose un breve comentario al respecto.

En la parte gráfica, se representa la distribución en la península Ibérica de aquellas especies cuya distribución es más restringida.

Los datos anteriores, tanto de distribución como de biología, se han obtenido revisando los siguientes trabajos: ASÍS (1990), ASÍS y JIMÉNEZ (1987, 1988), BEAUMONT (1962), CEBALLOS (1956, 1959, 1964), CISCAR GÓMEZ (1980), EIROA y NOVOA (1985), ERLANDSSON (1974), GARCÍA (1990), GAYUBO (1981, 1982a, b, c, d, 1983a, b, 1984a, b, 1985a, b, c, d, 1986, 1987), GAYUBO, ASÍS y TORMOS (1990a, b), GAYUBO y HERAS (1986), GAYUBO y MINGO (1988), GAYUBO, PORTILLO y ZABALLOS (1987), GAYUBO y RUEDA (1992), GAYUBO y SANZA (1986), GAYUBO y TORMOS (1984, 1986), LECLERCQ (1960, 1971), MINGO (1964, 1966, 1967), MINGO y GAYUBO (1984a, b, 1986), SÁNCHEZ (1991), SUÁREZ (1959, 1969), TORMOS y JIMÉNEZ (1985) y TORREGROSA (1991).

La distribución de cada especie —en la Península y Baleares— se proporciona a nivel provincial, utilizándose las siguientes abreviaturas: VI (Álava), AB (Albacete), A (Alicante), AL (Almería), O (Asturias), AV (Ávila), BA (Badajoz), B (Barcelona), BU (Burgos), CC (Cáceres), CA (Cádiz), S (Cantabria), CS (Castellón), CR (Ciudad Real), CO (Córdoba), C (Coruña, La), CU (Cuenca), GE (Gerona), GR (Granada), GU (Guadalajara), SS (Guipúzcoa), H (Huelva), HU (Huesca), J (Jaén), LE (León), L (Lérida), LU (Lugo), M (Madrid), MA (Málaga), MU (Murcia), NA (Navarra), OR (Orense), P (Palencia), PO (Pontevedra), LO (Rioja, La), SA (Salamanca), SG (Segovia), SE (Sevilla), SO (Soria), T (Tarragona), TE (Teruel), TO (Toledo), V (Valencia), VA (Valladolid), BI (Vizcaya), ZA (Zamora), Z (Zaragoza). Baleares: PM (Palma de Mallorca), IB (Ibiza).

SPHECINAE

SCELIPHRINI

Género *Sceliphron* Klug, 1801

Sceliphron destillatorium (Illiger, 1807)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de la Región Paleártica.

—España: A, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, GR, HU, L, M, MA, MU, OR, P, PM, PO, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 1m, 1h; Ossa de Montiel, 17-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos:

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Sceliphron madraspatanum tubifex (Latreille, 1809)**DISTRIBUCIÓN (Mapa 2):**

—Sur de Europa, suroeste de Rusia y norte de África e Irán.

—España: A, AL, CA, M, MA, TO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Isso, 7-VII-91, 3m, 1h; Puerto (El), 29-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 3m, 1h. Poaceae: *Arundo donax* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Sceliphron spirifex (Linnaeus, 1758)**DISTRIBUCIÓN:**

—Sur de Europa, suroeste de Asia, África, Islas Canarias e Islas de Cabo Verde.

—España: A, AB, AL, BA, BU, CA, CC, CR, CS, GE, GR, IU, J, LO, M, MA, MU, P, PM, SA, SG, SO, T, TO, U, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1h; Isso, 7-VIII-91, 2m; Munera, 17-VIII-91, 1h; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 2h; Roda (La), 17-VIII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 2h, *Foeniculum vulgare* 2m, 2h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

SPHECINI**Género *Sphex* Linnaeus, 1758***Sphex pruinus* Germar, 1817**DISTRIBUCIÓN (Mapa 3):**

—Área mediterránea y suroeste de Rusia.

—España: A, AL, CR, CO, CS, J, M, MU, TO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Recueja (La), 2-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m.

b) Datos anteriores.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre*; Lamiaceae: *Mentha silvestris*, *Mentha* sp.

—Terreno: pedregoso.

Sphex rufocinctus Brullé, 1832**DISTRIBUCIÓN:**

—Sur de Europa y sur de Asia.

—España: A, AV, B, BA, BI, BU, CA, CC, CR, CS, CU, GE, GR, HU, J, LO, LU, M, MU, O, OR, P, PO, S, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Isso, 7-VIII-91, 2m; Rala, 29-VII-91, 1h; Yeste, 8-VIII-91, 4m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 4m; Asteraceae: *Echinops ritro* 1h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 2m.

—Terreno: arenoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Isodontia* Patton, 1881*Isodontia splendidula* (Costa, 1858)**DISTRIBUCIÓN (Mapa 4):**

—Norte y este del área mediterránea.

—España: B, CS, HU, J, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Mesones, 9-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m.

b) Datos anteriores:

—Vegetación: Asteraceae: *Centaurea aspera*.

—Terreno: arcilloso-pedregoso.

Género *Palmodes* Kohl, 1890*Palmodes occitanicus ibericus* (Roth, 1963)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 5):

—Península Ibérica.

—España: AV, CU, M, SA, SG, TE, V, VA, Z.

La cita de Mesones es hasta el momento la más meridional de la especie en la península Ibérica.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m; Fuensanta, 18-VII-91, 2m; Mesones, 9-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

b) Datos anteriores.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre*, *Thapsia villosa*; Asteraceae: *Centaurea aspera*.

—Terreno: arenoso.

Género *Prionyx* Vander Linden, 1827*Prionyx kirbii* (Vander Linden, 1827)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa, norte de África y sur del Asia Paleártica.

—España: A, AV, B, BA, BI, BU, CA, CC, CR, CS, GR, HU, M, MU, O, P, PO, SA, SG, SO, T, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 17-VIII-91, 2h; Alatoz, 18-VII-91, 1h; Donal (La), 8-VIII-91, 3h; Fuensanta, 18-VII-91, 1h; Graya, 8-VIII-91, 4h; Isso, 17-VIII-91, 4m, 5h; Mesones, 9-VIII-91, 2m, 1h; Munera, 17-VIII-91, 1h; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 2h; Paúles, 8-VIII-91, 2h; Roda (La), 17-VIII-91, 2h; Yeste, 8-VIII-91, 4h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 2h, *Foeniculum vulgare* 2m, 7h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

—Terreno: arcilloso-arenoso 2h; arenoso 4m, 10 h; arenoso-pedregoso 2h.

—Comportamiento nidificador

En La Donal se localizó un nido de *Prionyx kirbii* situado en terreno arenoso, horizontal y desprovisto de vegetación. El nido presentaba la estructura típica de los nidos de esta especie, con una corta galería (4.5 cm) prácticamente vertical, al final de la cual se disponía la celda, de 4.5 cm de longitud. En esta celda se encontraron tres presas y el huevo del himenóptero. Asimismo, en Yeste se

capturó una hembra con su presa. La identidad de estas presas es la siguiente:

Acrididae

Dociostaurus hispanicus (Bolívar): 1h.

Catantopidae

Calliptamus barbarus barbarus (Costa): 1m.

Pezzotetix giornae (Rossi): 1m, 1h.

Aunque el número característico de presas por celda en el género suele ser de 1 (BOHART y MENKE, 1976), se habían encontrado en *P. kirbii* celdas con 1 y 2 presas (BERLAND, 1925; FERTON, 1902; GRANDI, 1934, 1954), y recientemente se había citado la presencia de 3 presas en las celdas de algunos nidos (ASÍS, 1990), confirmándose, en el nido estudiado en La Donal, una cierta plasticidad en esta pauta. En cuanto a las presas capturadas, ni *Dociostaurus hispanicus* ni *Pezzotetix giornae* se habían citado hasta el momento como presas.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Prionyx nudatus (Kohl, 1885)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 6):

—Área mediterránea hasta Irán y Afganistán.

—España: A, AL, GR, M, SE, TE, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 7-VIII-91, 1h; Graya, 8-VIII-91, 1m, 3h; Paúles, 8-VIII-91, 1m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 1m, 3h; arenoso-pedregoso, 1m, 1h.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Prionyx subfuscatus (Dahlbom, 1845)

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea, suroeste de Asia, India y China.

—España: A, AL, AV, BA, CA, CR, CU, GE, GR, J, M, MU, O, PM, PO, S, SE, SG, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Graya, 8-VIII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 2h.

b) Datos anteriores.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre*; Rutaceae: *Ruta montana*.

AMMOPHILINI

Género *Podalonia* Fernald, 1927*Podalonia hirsuta* (Scopoli, 1763)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa, Mongolia y norte de China.

—España: A, AV, B, BA, BU, CC, CR, CS, CU, GR, H, HU, J, L, LE, LO, M, MA, NA, O, OR, P, PM, PO, S, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 7-VIII-91, 1h; Alpera, 15-VII-91, 2h; Recueja (La), 21-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha pulegium* 1h.

—Terreno: pedregoso 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Podalonia tydei senilis (Dahlbom, 1843)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa y Asia.

—España: A, AL, B, BI, BU, C, CA, CC, CO, CR, CS, GR, H, HU, L, LO, LU, M, MA, MU, O, P, PM, PO, S, SA, SG, SO, T, TO, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 1h; Alpera, 15-VII-91, 1h; Carcelén, 18-VIII-91, 1h; Graya, 8-VIII-91, 1h; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 2h; Recueja (La), 21-VIII-91, 1m, 3h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 2h; Lamiaceae: *Mentha pulegium* 1m, 3h.

—Terreno: arcilloso-arenoso 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Ammophila* Kirby, 1798*Ammophila heydeni* Dahlbom, 1845

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, CS, GE, GR, GU, HU, LO, M, P, PO, SA, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1m; Bonete, 15-VII-91, 1m; Donal (La), 8-VIII-91, 3h; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Higuera, 12-VII-91, 2m; Yeste, 8-VIII-91, 5h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 4h.

—Terreno: arenoso 4h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Ammophila hungarica Mocsary, 1883**DISTRIBUCIÓN (Mapa 7):**

—Sur de Europa, suroeste de Rusia, Irán.

—España: AV, CO, CR, GR, GU, LO, M, MA, SA.

MATERIAL ESTUDIADO:

lso, 7-VIII-91, 2h; Rala, 29-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1m.

Ammophila laevicollis André, 1886**DISTRIBUCIÓN:**

—Península Ibérica y sur de Francia.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CO, CR, CS, GR, M, MU, P, PO, SA, SG, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 2m; Recueja (La), 21-VIII-91, 2h; Yesares (Los), 21-VIII-91, 3h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 3h; Lamiaceae: *Mentha pulegium* 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Ammophila sabulosa (Linnaeus, 1758)**DISTRIBUCIÓN:**

—Eurasia.

—España: A, AL, AV, B, BI, BU, C, CC, CS, GE, GR, HU, L, LO, M, O, OR, P, PO, SA, SG, SO, SS, TE, TO, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 3h; Graya, 8-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso-pedregoso 3h; arenoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

PEMPHREDONINAE**PSENINI**

Género *Mimumesa* Malloch, 1933

Mimumesa unicolor (Vander Linden, 1829)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa, Asia menor, sudeste de Siberia.

—España: A, B, BU, C, CA, CO, CS, GE, HU, M, O, P, PM, SA, SG, SO, TO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Casas de Villora, 14-VII-91, 2h; Higuera, 12-VII-91, 1h; Felipa (La), 18-VII-91, 2m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 1m, 1h; Salicaceae: *Populus tremula* 1h; Simaroubaceae: *Ailanthus altissima* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Psenulus* Kohl, 1896

Psenulus pallipes (Panzer, 1798)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa, norte de África, Siria y Siberia.

—España: AL, AV, B, BU, GE, GR, HU, M, MU, OR, P, PM, SA, T, TO, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

PEMPHREDONINI

Género *Diodontus* Curtis 1834*Diodontus hyalipennis* Kohl, 1892

DISTRIBUCIÓN:

—Europa.

—España: A, AL, AV, BU, CA, CS, CC, CR, CU, GR, M, MA, SA, SG, SO, TO, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Valdeganga, 2-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Poaceae: *Arundo donax* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Diodontus minutus (Fabricius, 1793)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CR, CS, CU, GE, GR, H, HU, IB, M, MU, P, PM, PO, S, SA, SE, SG, SO, SS, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 2m; Alatoz, 18-VII-91, 1m; Alborea, 7-VIII-91, 1m; Carcelén, 18-VII-91, 1m; Fuente Álamo, 15-VII-91, 1m; Jardín (El), 9-VIII-91, 1h; Mesones, 9-VIII-91, 2h; Valdeganga, 2-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Juglandiaceae: *Juglans regia* 2m; Poaceae: *Arundo donax*, 3m; Rosaceae: *Rubus* sp. 1m.

—Terreno: arenoso 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Pemphredon* Latreille, 1796*Pemphredon lethifera* (Shuckard, 1837) (Lámina 1)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Holártica.

—España: A, AB, AL, AV, B, BI, BU, C, CA, CC, CO, CR, CS, GE, GR, GU, HU, IB, J, LO, LU, M, MA, O, P, PM, S, SA, SE, SG, SO, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m; Alborea, 7-VIII-91, 6m, 8h; Almansa, 15-VII-91, 1m; Arroyofrío, 29-VII-91, 3h; 27-IX-91, 2h; Carcelén, 18-VII-91, 1m, 2h; Fuensanta, 18-VII-91, 1h; Roda (La), 17-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1m; Rosaceae: *Rubus* sp. 4h; Salicaceae: *Populus nigra* 1m; *Populus* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Passaloecus* Schuckard, 1837

Passaloecus gracilis (Curtis, 1834)**DISTRIBUCIÓN:**

—Oeste de Europa y U.S.A.

—España: A, AL, AV, B, CC, CO, GU, M, P, PM, TO, SA, SO, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alpera, 15-VII-91, 1m; Fuente Álamo, 15-VII-91, 1m; Valdeganga, 2-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Juglandiaceae: *Juglans regia* 1m; Pinaceae: *Pinus halepensis* 1m; Poaceae: *Arundo donax* 1h; Rosaceae: *Rubus* sp. 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Passaloecus singularis Dahlbom, 1844**DISTRIBUCIÓN (Mapa 8):**

—Europa y noroeste de U.S.A.

—España: A, AL, AV, B, CC, CS, CO, GU, M, SA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m, 4h; Alborea, 7-VIII-91, 2h; Arroyofrío, 29-VII-91, 1m; Fuensanta, 18-VII-91, 1h; Higuera, 12-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 3h; Salicaceae: *Populus* sp. 1m.

—Terreno: arcilloso 1h.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Género *Spilomena* Schuckard, 1838*Spilomena mocsaryi* Kohl, 1898

DISTRIBUCIÓN (Mapa 9):

—Hungría, Checoslovaquia, Islas Baleares y Península Ibérica.

—España: AV, B, CC, M, PM, S, SA, SO, SS, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h.

ASTATINAE

ASTATINI

Género *Astata* Latreille, 1796*Astata apostata* Mercet, 1910

DISTRIBUCIÓN (Mapa 10):

—España: A, AL, AV, CR, M, PO, SA, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 2m, 2h; Mercadillos, 14-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Asteraceae: *Echinops ritro* Im.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Astata boops (Schranck, 1871)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BA, BU, CA, CC, CS, GE, HU, M, MA, MU, P, SA, SO, SG, TE, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m; Jardín (El), 9-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso-arenoso 1m.

h) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Astata costae costa, 1867

DISTRIBUCIÓN (Mapa 11):

—Norte de África y sur de Europa.

—España: A, AL, AV, BU, CA, CC, CO, CS, M, SA, SO, TE, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alpera, 15-VII-91, 3m; Fuensanta, 18-VII-91, 1h; Recueja (La), 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha pulegium* 1m.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Género *Dryudella* Spinola, 1843

Dryudella bifasciata (Schulthess, 1926) (Mapa 45):

DISTRIBUCIÓN:

—Norte de África (desde Marruecos hasta Egipto) e Islas Canarias.

—Primera cita para Europa.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1m, 1h.

Dryudella tricolor (Vander Linden, 1829)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa y oeste de Asia.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, CS, M, P, PM, SA, SG, SO, TE, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 2m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

LARRINAE**LARRINI**

Género *Liris* Fabricius, 1804

Liris atratus (Spinola, 1805)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 12):

—Área mediterránea, Oriente medio, Islas Canarias y Cabo Verde.

—España: A, CS, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Roda (La), 17-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1h.

b) Datos anteriores.

—Vegetación: Asteraceae: *Dittrichia viscosa*, *Laurea conifera*; Euphorbiaceae: *Euphorbia peplis*.

—Terreno: arcilloso, pedregoso.

Género *Tachytes* Panzer, 1806

Tachytes freygessneri Kohl, 1881

DISTRIBUCIÓN (Mapa 13):

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, CC, CR, GE, GR, M, MA, TE, TO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Mesones, 9-VIII-91, 2m; Isso, 7-VIII-91, 6m; Recueja, 2-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 1m; *Foeniculum vulgare* 6m.

—Terreno: arenoso 2m.

Género *Tachysphex* Kohl, 1883*Tachysphex consocius* Kohl, 1892

DISTRIBUCIÓN:

—África y área mediterránea.

—España: A, AL, BU, CA, CC, CS, GE, IB, J, M, MA, SA, SG, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Jardín (El), 9-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-arcilloso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex fugax (Radoszkowski, 1877)

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea, Islas Canarias, Región Etiópica y suroeste de Rusia.

—España: A, AL, B, BU, CA, CC, GR, J, M, MA, NA, P, PM, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Donal (La), 8-VIII-91, 3m; Valdeganga, 2-VIII-91, 3m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 6m, 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex fulvitaris (Costa, 1867)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AV, B, BA, BU, CA, CC, CR, CU, GR, HU, J, L, M, P, PO, SA, SG, SO, T, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m; Fuensanta, 18-VII-91, 1m, 1h; Munera, 17-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex grandii Beaumont, 1965

DISTRIBUCIÓN (Mapa 14):

—Sur de Europa, Egipto y oeste de Asia.

—España: AV, BU, CA, CC, CR, P, TO, SA, SO, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m.

Tachysphex incertus (Radoszkowski, 1877)**DISTRIBUCIÓN:**

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BA, BU, CA, CC, CR, CU, GE, GR, H, HU, J, M, MA, MU, NA, P, SA, SE, SG, TE, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Mesones, 9-VIII-91, 1h; Puerto de Torres, 2-VIII-91, 2m; Recueja (La), 2-VIII-91, 3m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso 3m; arenoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex julliani Kohl, 1883**DISTRIBUCIÓN:**

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CR, CS, CU, GR, J, MA, P, SA, SG, SO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 1m; Donal, 8-VIII-91, 1m; Isso, 7-VIII-91, 1m; Jardín (El), 9-VIII-91, 1m; Puente de Torres, 2-VIII-91, 1m; Yeste, 8-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso 2m; arcilloso-arenoso 1m, 1h; arenoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ 1991.

Tachysphex mediterraneus Kohl, 1883**DISTRIBUCIÓN (Mapa 15):**

—Área mediterránea, suroeste de Rusia e Irán.

—España: A, B, BU, C, CA, CR, CS, GR, M, P, SA, SG, SO, PO, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Donal (La), 8-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex nitidior Beaumont, 1940**DISTRIBUCIÓN:**

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, BU, CA, CC, GR, J, HU, M, MA, MU, SA, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 1h; Puente de Torres, 2-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso 1h; arenoso-pedregoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex obscuripennis (Schenck, 1857)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 16):

—Europa y Turquía.

—España: B, P, SG, SO, T, V.

La cita de Paúles es hasta el momento la más meridional de la especie en la península Ibérica.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m; Paúles, 8-VIII-91, 1m; Puente de Torres, 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1m.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver GARCÍA (1990).

Tachysphex panzeri (Vander Linden, 1829)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa, noroeste de África y oeste de Rusia.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, CU, GE, GR, HU, J, L, M, MA, MU, NA, P, SA, SE, SG, SO, TE, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 8m; Fábrica Riópar, 9-VIII-91, 1m; Mesones, 9-VIII-91, 3m; Paúles, 8-VIII-91, 1m; Puerto de Torres, 2-VIII-91, 1m, 2h; Valdeganga, 2-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1h; Ranunculaceae: *Clematis vitalba* 1h.

—Terreno: arcilloso 1m, 1h; arcilloso-arenoso 8m; arenoso 3m; arenoso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex pompiliformis (Panzer, 1805)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, GE, HU, L, M, P, SA, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 3m; Higuera, 12-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-pedregoso 3m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex psammobius (Kohl, 1880)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 17):

—Europa, suroeste de Rusia y Siberia.

—España: AV, CC, CR, M, SA, SG, SO.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alpera, 15-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex pseudopanzeri Beaumont, 1955

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa y Marruecos.

—España: A, AL, AV, BA, BU, CA, CC, CR, CS, GE, GR, H, J, M, MA, PO, SA, SE, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 3m; Fuensanta, 18-VII-91, 2m; Graya, 8-VIII-91, 1m, 1h; Iso, 7-VIII-91, 2h; Mesones, 9-VIII-91, 2m, 1h; Paúles, 8-VIII-91, 1m; Puente de Torres, 2-VIII-91, 6m; Recueja (La), 7-VIII-91, 2m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 2h.

—Terreno: arcilloso 8m, 1h; arcilloso-arenoso 3m; arenoso 3m, 2h; arenoso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Tachysphex tarsinus (Lepeletier, 1845)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de la Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, GE, GR, H, MA, P, PM, SA, SE, SG, SO, TO, V, Z.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 7-VIII-91, 2m; Bonete, 15-VII-91, 5m; Fábrica de Riópar, 7-VIII-91, 1h; 9-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Tachysphex unicolor (Panzer, 1809)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AV, BA, BU, CA, CC, CR, CS, M, P, SA, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alpera, 15-VII-91, 2m; Arroyofrío, 29-VII-91, 1m; Fuensanta, 18-VII-91, 2m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arcilloso-pedregoso 2m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Prosopigastra* Costa, 1867

Prosopigastra punctatissima Costa, 1867

DISTRIBUCIÓN (Mapa 18):

—Suroeste de Europa y norte de África.

—España: A, AL, AV, BU, CA, CC, CR, M, P, SA, SG, SO, TO, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Jardín (El), 9-VIII-91, 2m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-arcilloso 2m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

PALARINI

Género *Palarus* Latreille, 1802

Palarus variegatus Fabricius, 1781

DISTRIBUCIÓN (Mapa 19):

—Europa, oeste de Asia y China.

—España: A, B, BU, CO, CS, L, M, NA, TE, TO, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Graya, 8-VIII-91, 1h; Yeste, 8-VIII-91, 2m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 2m, 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

MISCOPHINI

Género *Solierella* Spinola, 1851

Solierella compedita (Piccioli, 1869)

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, M, P, SA, SG, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 1h; Alborea, 7-VIII-91, 3h; Arroyofrío, 27-IX-91, 3m; Bonete, 15-VII-91, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 1m; Felipa (La), 18-VII-91, 1h; Higuera, 12-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Poaceae: *Arundo donax* 1h; Rosaceae: *Rubus* sp. 1h; Simaroubaceae: *Ailanthus altissima* 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Solierella pisonoides (Saunders, 1873)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 20):

—Área mediterránea.

—España: AV, BA, CA, CR, M, SA, TO, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1h.

Género *Miscophus* Jurine, 1807*Miscophus eatoni* Saunders, 1903

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea e Islas Canarias.

—España: A, AV, BU, CA, CC, CR, GE, IB, M, MU, P, SA, SG, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1m, 1h.

Miscophus verhoeffi Andrade, 1952

DISTRIBUCIÓN (Mapa 21):

—Península Ibérica y Francia.

—España: A, BU, CA, CR, M, P, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Donal, La, 8-VIII-91, 4m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 4m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

TRYPOXYLINI

Género *Pison* Jurine, 1808*Pison atrum* (Spinola, 1808)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 22):

—Europa.

—España: A, B, BU, CA, GR, M, MU, P, SA, SG, SO, TO, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Trypoxylon* Latreille, 1796*Trypoxylon attenuatum* Smith, 1851

DISTRIBUCIÓN:

—Eurasia.

—España: A, AL, AV; B, BU, CA, CC, CR, CS, IB, M, O, P, PM, PO, SA, SG, SO, SS, T, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 2m; Alatoz, 18-VII-91, 1m, 1h; Alborea, 7-VIII-91, 1m, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 2m, 1h; Higuera, 12-VII-91, 1h; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 1m, 2h; Puerto (El), 29-VII-91, 1h; Recueja (La), 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1m, 2h; Lamiaceae: *Mentha pulegium* 1m; Poaceae: *Arundo donax* 3m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Trypoxylon figulus (Linnaeus, 1758)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Holártica.

—España: A, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, GE, GR, HU, L, LO, M, O, P, PM, SA, SE, SG, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 12-VII-91, 4m; 14-VII-91, 1m; Alatoz, 18-VII-91, 4m; Alborea, 7-VIII-91, 2m, 2h; Arroyofrío, 29-VII-91, 4m, 1h; Bonete, 15-VII-91, 1m, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 3m; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Fuente Álamo, 15-VII-91, 1m, 2h; Higuera, 12-VII-91, 4m, 3h; Isso, 7-VIII-91, 1m; Mercadillos, 14-VII-91, 1m; Mizquitillas, 14-VII-91, 1m; Montealegre del Castillo, 15-VII-91, 2m, 1h; Pozo-Cañada, 19-VII-91, 2m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Euphorbiaceae: *Euphorbia* sp. 1h; Juglandiaceae: *Juglans regia* 4m; Poaceae: *Arundo donax* 1m; Rosaceae: *Rubus* sp. 8m, 2h; Salicaceae: *Populus alba* 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Trypoxylon minus Beaumont, 1945

DISTRIBUCIÓN (Mapa 23):

—Región Paleártica.

—España: BU, GE, HU, P, SA, SO.

La cita de Higuera es hasta el momento la más meridional de la península Ibérica.

MATERIAL ESTUDIADO:

Higueruela, 12-VII-91, 1m.

Trypoxylon scutatum Chevrier, 1867

DISTRIBUCIÓN:

—Europa.

—España: A, AL, AV, B, BA, BU, CA, CR, CS, M, P, PM, SA, SG, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Agramón, 7-VIII-91, 1m; Alborea, 7-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Poaceae: *Arundo donax* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

CRABRONINAE**OXYBELINI**

Género *Oxybelus* Latreille, 1796

Oxybelus mucronatus (Fabricius, 1793)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur y centro de Europa y norte de África.

—España: A, AL, AV, B, BI, BU, CA, CC, CO, CR, CS, GE, GR, GU, HU, IB, LO, M, MA, ML, O, P, PM, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m, 1h; Fábrica Riópar, 9-VIII-91, 2m, 1h; Higueruela, 12-VII-91, 1h; Puerto (El), 29-VII-91, 6m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

—Terreno: arcilloso 2m; arenoso 2m, pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Oxybelus quattuordecimnotatus Jurine, 1807

DISTRIBUCIÓN:

—Centro y sur de Europa, norte de África y suroeste de Rusia.

—España: A, AB, AL, B, BU, CA, CC, CR, GE, GR, GU, LO, M, MA, MU, O, P, PO, S, SA, SE, SG, SO, SS, T, TE, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 5m; Alborea, 7-VIII-91, 4m; Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Fábrica Riópar, 9-VIII-91, 2m; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Valdeganga, 21-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h; Euphorbiaceae: *Euphorbia* sp. 1h.

—Terreno: arcilloso 2m; arcilloso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Oxybelus spectabilis Gerstaecker, 1867

DISTRIBUCIÓN:

—Sureste de Europa y noroeste de África.

—España: AV, B, BU, CA, CC, CR, GR, M, O, SA, SG, SO, TO, V, VA, Z.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 2h; Fuensanta, 18-VII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Oxybelus variegatus Wesmael, 1852

DISTRIBUCIÓN:

—Centro y sur de Europa.

—España: A, AB, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, CU, GR, J, M, MA, P, SA, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Rala, 29-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Oxybelus victor Lepeletier, 1845

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AB, AL, AV, B, BI, BU, CA, CC, CU, GE, M, O, P, PM, S, SA, SG, SO, SS, TO, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Recueja (La), 2-VIII-91, 1m; Yesares (Los), 21-VIII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1h; *Foeniculum vulgare* 1h; Lamia-
ceae: *Mentha* sp. 1m.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

CRABRONINI

Género *Lindenius* Lepeletier et Brullé, 1834*Lindenius ibericus* Kohl, 1905

DISTRIBUCIÓN (Mapa 24):

—Península Ibérica y sur de Francia.

—España: A, AV, B, BA, BU, CR, M, NA, P, SA, SO, TO, VA, VI, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 2h.

Lindenius mesopleuralis (Morawitz, 1890)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 25):

—Italia, Francia y España.

—España: A, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 3m; Carcelén, 18-VII-91, 6h.

Lindenius pygmaeus (Rossi, 1794)

DISTRIBUCIÓN:

—Península Ibérica, Italia y sur de Francia.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, GE, M, P, PO, SA, SG, SO, TO, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 1m.

Género *Crossocerus* Lepeletier et Brullé, 1834*Crossocerus megacephalus* (Rossi, 1790)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 26):

—Región Paleártica.

—España: A, B, BA, CC, GE, M, SA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1m.

Crossocerus quadrimaculatus (Fabricius, 1793)**DISTRIBUCIÓN (Mapa 27):**

—Este de la Región Paleártica hasta Siberia.

—España: A, AV, B, CC, GE, J, M, OR, PO, SA, SO, TO, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m; Carcelén, 18-VII-91, 1h; Fuente Álamo, 15-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Juglandiaceae: *Juglans regia* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Crossocerus tarsatus (Shuckard, 1837)**DISTRIBUCIÓN (Mapa 28):**

—Europa.

—España: A, AV, B, BU, CA, GE, M, SA, SO, TO.

MATERIAL ESTUDIADO:

Higueruela, 12-VII-91, 1m; Montealegre del Castillo, 15-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Tracheliodes* Morawitz, 1866*Tracheliodes quinquenotatus* (Jurine, 1807)**DISTRIBUCIÓN:**

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CO, CR, CS, CU, GE, GR, M, MA, P, PM, PO, SA, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 2m, 3h.

Género *Ectemnius* Dahlbom, 1845*Ectemnius cavifrons* Thomson, 1870**DISTRIBUCIÓN (Mapa 29):**

—Región Paleártica.



—España: A, B, CC, GE, GR, HU, SA, NA, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Juglandiaceae: *Juglans regia* 1m.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Ectemnius continuus (Fabricius, 1804)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Holártica.

—España: A, AB, AL, AV, B, BI, BU, CA, CC, CO, CR, CS, CU, GE, GR, HU, L, LE, LU, M, MA, NA, O, P, PM, S, SA, TE, TO, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m; Fuensanta, 15-VII-91, 2h; 18-VII-91, 1h; Higuera, 12-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Ectemnius dives (Lepelletier et Brullé, 1834)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Holártica.

—España: AV, B, BU, CC, GE, L, LO, NA, O, P, S, SA, SG, T, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m, 1h; Alborea, 7-VIII-91, 1m; Alpera, 15-VII-91, 1m; Arroyofrío, 29-VII-91, 2h; Carcelén, 18-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 1m; Yesares (Los), 21-VIII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 2h; *Foeniculum vulgare* 1h; Euphorbiaceae: *Euphorbia* sp. 1m; Juglandiaceae: *Juglans regia* 2h.

b) Datos anteriores: ver GAYUBO y RUEDA (1992).

Ectemnius fossorius (Linnaeus, 1758)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 30):

—Europa, Rusia.

—España: CU, GE, V.

La cita de Arroyofrío es hasta el momento la más meridional de la especie en nuestra península.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 1h.

Ectemnius hypsae (De Stefani, 1894) (Lámina 2)

DISTRIBUCIÓN:

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, CA, CC, CO, CR, CS, CU, GE, GR, GU, HU, IB, J, LO, M, MA, MU, P, PM, SA, SE, TO, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 7-VIII-91, 1h; Arroyofrío, 29-VII-91, 1h; Casas de Villora, 14-VII-91, 1h; Carcelén, 18-VII-91, 2m; Fuensanta, 18-VII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Ectemnius massiliensis (Kohl, 1883)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 31):

—España, Francia y Argelia.

—España: AV, B, BU, CC, CR, GE, L, SO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 7-VIII-91, 2m.

Género *Lestica* Bilberg, 1820*Lestica clypeata* (Schreber, 1759)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa y Oriente medio.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, CS, GE, GU, HU, L, LE, LO, M, MA, NA, OR, P, S, SA, SE, SG, SO, SS, T, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h; Recueja (La), 21-VIII-91, 5m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apíaceae: *Foeniculum vulgare* 1m; Lamiaceae: *Mentha pulegium* 2m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

NYSSONINAE

NYSSONINI

Género *Nysson* Latreille, 1802

Nysson konowi Mercet, 1909

DISTRIBUCIÓN (Mapa 32):

—Península Ibérica.

—España: AV, B, BU, CC, M, SA, SO.

La cita de Arroyofrío es hasta el momento la más meridional de la especie en la península Ibérica.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 10-VII-91, 1m.

Nysson maculosus (Gmelin, 1790)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 33):

—Región Paleártica.

—España: B, BU, GE, HU, SA, SE, SG, SO.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1m.

Nysson parietalis Mercet, 1909

DISTRIBUCIÓN (Mapa 34):

—Península Ibérica.

—España: CA, M, SO, TO.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h.

Nysson trimaculatus (Rossi, 1790)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 35):

—Europa.

—España: B, LE, GE, SA, SO.

La cita de Fuensanta es hasta la actualidad la más meridional de la especie en la península Ibérica.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1h.

GORYTINI

Género *Argogorytes* Ashmead, 1899

Argogorytes fargeii (Schuckard, 1837)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 36):

—Eurasia.

—España: A, AV, B, BU, CC, GR, P, SA, TO, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alpera, 15-VII-91, 1m; Carcelén, 18-VII-91, 1m.

Género *Harpactus* Shuckard, 1837

Harpactus elegans (Lepeletier, 1832)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 37):

—Europa y Oriente medio.

—España: A, AV, BU, CA, CS, M, PM, SA, SE, SO, TO, V, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 2m; Fuensanta, 18-VII-91, 1h.

Harpactus formosus (Jurine, 1807)

DISTRIBUCIÓN (Mapa 38):

—Europa y Turquía.

—España: A, AV, CA, CC, CR, SA, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 2m; Yesares (Los), 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Género *Gorytes* Latreille, 1804

Gorytes sulcifrons (Costa, 1869)

DISTRIBUCIÓN:

—Este y sur de Europa y suroeste de Rusia.

—España: A, AV, B, BU, CC, CR, GE, GR, HU, M, P, SA, SG, SO, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 3m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Juglandiaceae: *Juglans regia* 2m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

STIZINI**Género *Stizus* Latreille, 1802**

Stizus hispanicus Mocsaryi, 1883

DISTRIBUCIÓN (Mapa 39):

—Área mediterránea.

—España: AL, AV, B, CA, CC, GE, GR, M, SA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuensanta, 18-VII-91, 1h.

Stizus ruficornis (Forster, 1771) (Lámina 3)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa, Oriente medio y oeste de Rusia.

—España: A, AL, AV, B, CA, CC, CR, GE, GR, L, M, MA, SA, SG, T, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 1m; Mesones, 9-VIII-91, 2m; Yeste, 8-VIII-91, 3m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 1m; Lamiaceae: *Mentha* sp. 5m, 1h.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Género *Bembecinus* Costa, 1859

Bembecinus tridens (Fabricius, 1781)

DISTRIBUCIÓN:

—Eurasia.

—España: A, AL, AV, B, BI, BU, CA, CR, CS, GE, GR, HU, IB, M, NA, O, PM, PO, SA, SE, SG, SO, TE, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Graya, 8-VIII-91, 5m, 2h; Mesones, 9-VIII-91, 1h; Yesares (Los), 21-VIII-91, 1h; Yeste, 8-VIII-91, 3h.

BIOLOGÍA:**a) Datos obtenidos.**

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 5m, 2h, *Eryngium maritimum* 1h.

—Terreno: arenoso 4h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).**BEMBICINI****Género *Bembix* Fabricius, 1775*****Bembix bidentata* (Vander Linden, 1829)****DISTRIBUCIÓN:**

—Eurasia.

—España: A, AL, AV, B, BU, C, CA, CC, CR, CS, J, M, MA, NA, SA, SG, SO, TE, TO, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Donal, La, 8-VIII-91, 1h; Mesones, 9-VIII-91, 2m; Paúles, 8-VIII-91, 2m.

BIOLOGÍA:**a) Datos obtenidos.**

—Vegetación: Asteraceae: *Cirsium* sp. 1m.

—Terreno: arenoso 2m, 1h; arenoso-pedregoso 1m.

Bembix merceti* Parker, 1929*DISTRIBUCIÓN (Mapa 40):**

—España: A, AV, AL, B, BU, GR, M, SA, SG, SO, TE, TO, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

—Fuensanta, 18-VII-91, 1h.

Bembix oculata* Panzer, 1801*DISTRIBUCIÓN:**

—Área mediterránea.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CR, CS, GE, GR, HU, IB, M, MA, MU, O, PM, SA, SG, SO, SS, T, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Graya, 8-VIII-91, 1h; Isso, 7-VIII-91, 1h; Mesones, 9-VIII-91, 1m; Roda (La), 17-VIII-91, 1h; Valdeganga, 2-VIII-91, 2m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m, 1h; Ranunculaceae: *Clematis vitalba* 1h.

—Terreno: arenoso 2m, 1h.

—*Comportamiento nidificador.*

En la localidad de Graya se encontró un nido de *Bembix oculata* en una zona arenosa, horizontal, desprovista de vegetación. El nido presentaba una longitud de 29.1 cm y la celda se encontraba a 15.5 cm de profundidad. Del interior de la celda se extrajeron 7 presas y la larva inmadura del himenóptero. Las presas obtenidas fueron las siguientes:

Calliphoridae

Pollenia sp.: 1h.*Stomorhina lunata* (Fabricius): 1h.

Rhinophoridae

Stevenia deceptor (Loew): 4h.

Sarcophagidae

Senotainia tricuspis (Meigen): 1h.

Asimismo, otro nido de esta especie fue localizado en Valdeganga. De este nido se extrajeron 8 presas, todas ellas pertenecientes a la familia Calliphoridae:

Chrysomya albiceps (Wiedemann)*Lucilia sericata* (Meigen): 3m, 4h.

Hasta el momento, de entre las presas extraídas de los nidos sólo se habían citado como presas de *B. oculata* las del género *Pollenia* y *Lucilia sericata*, constituyendo las restantes nuevas combinaciones depredador/presa.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Bembix rostrata (Linnaeus, 1758)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: AV, B, BU, CA, CS, GE, GR, HU, M, MA, OR, PO, SG, SO, TE, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Graya, 8-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Terreno: arenoso 1h.

b) Datos anteriores: ver GARCÍA (1990).

Bembix sinuata Panzer, 1804

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa.

—España: A, AV, BU, CA, CR, CS, GE, GR, L, M, NA, SA, SG, SO, T, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 1m, 3h; Mesones, 9-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 1m, 3h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Bembix tarsata Latreille, 1809

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa y suroeste de Rusia.

—España: A, AL, AV, B, BU, C, CC, GR, HU, M, OR, P, PO, SA, SG, SO, TE, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h.

Bembix zonata Klug, 1835 (Lámina 4)

DISTRIBUCIÓN:

—Sur de Europa.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CS, GR, M, MA, MU, OR, SA, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Donal, La, 8-VIII-91, 1h; Graya, 7-VIII-91, 1h; 8-VIII-91, 1m, 3h; Mesones, 9-VIII-91, 2m, 1h; Paúles, 8-VIII-91, 1m; Recueja, 2-VIII-91, 2h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 3h.

—Terreno: arenoso 2m, 4h; arenoso-pedregoso 1m.

—*Comportamiento nidificador.*

En la localidad de Graya se localizó un nido de esta especie sobre suelo arenoso, ligeramente inclinado y provisto de vegetación rastrera. El nido tenía una longitud de 28.5 cm, y la celda, cuyas dimensiones eran 30 × 15 × 15 mm, se encontraba situada a 17.5 cm de profundidad. De su interior se extrajeron 6 presas, así como una larva madura. Las presas eran las siguientes:

Calliphoridae

Chrysomya albiceps (Wiedemann): 1m.

Lucilia sericata (Meigen): 1m.

Sarcophagidae

Senotainia tricuspis (Meigen): 1h.

Tachinidae

Lydella grisescens (Robineau-Desvoidy): 1m, 2h.

La biología de esta especie es prácticamente desconocida, ya que tan sólo ASÍS (1990) y BERNARD (1934) habían dado a conocer algunas de sus presas. Todas las estudiadas en este trabajo se citan por primera vez para *B. zonata*.
b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

PHILANTHINAE

PHILANTHINI

Género *Philanthus* Fabricius, 1790

Philanthus dufourii Lucas, 1848

DISTRIBUCIÓN (Mapa 41):

—España y noroeste de África.

—España: A, AV, B, BU, CA, CR, M, P, SA, SG, TO, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Rosaceae: *Rubus* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Philanthus pulchellus Spinola, 1842

DISTRIBUCIÓN:

—Suroeste de Europa.

—España: A, AL, B, BU, CA, CR, CS, GR, M, MA, P, SE, SG, SO, TO, V, VA, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fuente Álamo, 15-VII-91, 2h; Munera, 17-VIII-91, 1m; Puente de Torres, 2I-VIII-91, 2m, 3h; Puerto (El), 29-VII-91, 1h; Recueja (La), 2-VIII-91, 1h; Roda (La), 17-VIII-91, 2m; Valdeganga, 2-VIII-91, 1h; Yesares (Los), 2I-VIII-91, 4m, 1h; Yeste, 8-VIII-91, 7h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h; *Eryngium maritimum* 8m, 5h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m, 10h; Poaceae: *Festuca* sp. 1h.

—Terreno: arenoso 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Philanthus triangulum (Fabricius, 1775)

DISTRIBUCIÓN:

—Europa.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, CS, GE, GR, HU, J, LU, M, MA, O, P, PO, S, SA, SE, SG, SO, T, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 1m; Carcelén, 18-VII-91, 1m; Jardín (El), 9-VIII-91, 2m; Isso, 7-VII-91, 1m; Ossa de Montiel, 17-VIII-91, 2m, 2h; Mesones, 9-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1m, 1h; *Eryngium campestre* 1m; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1m, 1h; Poaceae: *Typha angustifolia* 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

CERCERINI

Género *Cerceris* Latreille, 1802*Cerceris arenaria* (Linnaeus, 1758)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CR, GE, GR, H, HU, L, M, P, SA, SG, SO, T, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Munera, 17-VIII-91, 2m; Valdeganga, 21-VIII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 2m.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Cerceris bicincta Klug, 1835

DISTRIBUCIÓN (Mapa 42):

—Sur de Europa, norte de África, Afganistán y Mongolia.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CO, GR, HU, M, SA, SG, V.

MATERIAL ESTUDIADO:

Valdeganga, 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Foeniculum vulgare* 1m.

b) Datos anteriores: Apiaceae: *Ferulago brachyloba*, *Foeniculum vulgare*, *Thapsia villosa*; Lamiaceae: *Mentha rotundifolia*.

Cerceris bupresticida Dufour, 1841

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, GE, GR, GU, HU, M, SA, SE, SG, TO, V, VA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Fábrica de Riópar, 9-VIII-91, 1h; Puente de Torres, 21-VIII-91, 1m; Valdeganga, 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1m; *Foeniculum vulgare* 1m; Lamiaceae: *Mentha* sp. 1h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Cerceris interrupta peninsularis Mercet, 1903

DISTRIBUCIÓN (Mapa 43):

—Península Ibérica y suroeste de Francia.

—España: A, AL, AV, BU, CC, M, P, PO, SA, SG, SO, TE, V, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Arroyofrío, 29-VII-91, 1m; Ossa de Montiel, 17-VII-91, 1m; 17-VIII-91, 1m; Yesares (Los), 21-VIII-91, 1m.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium maritimum* 1m; *Foeniculum vulgare* 2m.

—Terreno: arcilloso-pedregoso 1m.

b) Datos anteriores: ver TORREGROSA (1991).

Cerceris quadricincta (Panzer, 1799)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, GE, GR, H, J, L, LO, M, P, PM, SA, SE, SG, T, TE, TO, V, VA, VI, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Bonete, 15-VII-91, 3h; Carcelén, 18-VII-91, 1h; Puerto (El), 29-VII-91, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 3h; Lamiaceae: *Mentha* sp. 2h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Cerceris rybyensis (Linnaeus, 1771)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BI, BU, CA, CC, CO, CR, GE, GR, HU, IB, LE, LO, M, O, P, PO, S, SA, SE, SG, SO, TE, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Carcelén, 18-VII-91, 1h; Fuensanta, 18-VII-91, 1h.

Cerceris sabulosa (Panzer, 1799)

DISTRIBUCIÓN:

—Región Paleártica.

—España: A, AL, AV, B, BU, CA, CC, CO, CR, CS, GE, GR, GU, HU, L, LO, M, MA, MU, NA, P, PO, SA, SE, SG, SO, T, TE, TO, V, VA, Z, ZA.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alborea, 18-VII-91, 1m; Bonete, 15-VII-91, 2m; Fábrica de Riópar, 9-VIII-91, 1m, 2h; Isso, 7-VIII-91, 4m, 4h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 2m; *Foeniculum vulgare* 4m; Lamia-
ceae: *Mentha* sp. 1m, 6h.

b) Datos anteriores: ver SÁNCHEZ (1991).

Cerceris specularis Costa, 1869

DISTRIBUCIÓN (Mapa 44):

—Área mediterránea.

—España: A, AV, B, BU, C, CA, CR, M, SA, SE, SG, V, Z.

MATERIAL ESTUDIADO:

Alatoz, 18-VII-91, 1m; Bonete, 15-VII-91, 1m, 1h.

BIOLOGÍA:

a) Datos obtenidos.

—Vegetación: Apiaceae: *Eryngium campestre* 1m, 1h.

b) Datos anteriores: ver GAYUBO y RUEDA (1992).

6. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

MATERIAL ESTUDIADO

En el presente trabajo se han colectado un total de 608 ejemplares, que se incluyen en 7 subfamilias, 39 géneros y 104 especies, distribuidas de la siguiente manera:

<u>SUBFAMILIA</u>	<u>N.º GÉNEROS</u>	<u>N.º ESPECIES</u>	<u>N.º EJEMPLARES</u>
Sphecinae	7	16	116
Pemphredoninae	6	8	59
Astatinae	2	5	16
Larrinae	9	27	187
Crabroninae	6	19	92
Nyssoninae	7	18	67
Philanthinae	2	11	71
TOTAL	39	104	608

Los géneros mejor representados son:

<i>Tachysphex</i>	15 especies
<i>Cerceris</i>	8 especies
<i>Bembix</i>	7 especies
<i>Ectemnius</i>	6 especies

Las especies más capturadas han sido *Trypoxylon figulus* (7.1.% de las capturas), *Prionyx kirbii* (5.6% de las capturas), *Pemphredon lethifera* (4.3% de las capturas) y *Philanthus pulchellus* (4.1% de las capturas).

ZOOGEOGRAFÍA

Según los resultados obtenidos, la fauna esfecidológica de la provincia de Albacete presenta como elementos predominantes los mediterráneos en sentido amplio (mediterráneos occidentales, etiópico-mediterráneos e ibérico-mauritánicos) (42%), seguidos de los paleárticos y euroasiáticos (18% cada uno) y de los euroatlánticos (10%); los ibéricos y holárticos (6% cada uno) son los más escasos.

La especie *Dryudella bifasciata* se cita por primera vez para Europa, habiéndose capturado hasta el momento en el norte de África e Islas Canarias.

También se consideran interesantes las citas de *Liris atratus*, *Lindenius mesopleuralis* y *Ectemnius fossorius*, dada la escasa amplitud de su distribución en la península Ibérica.

A excepción de *Sceliphron spirifex*, todas las restantes especies estudiadas se citan por primera vez para la provincia de Albacete, ampliándose notablemente la distribución para la península de algunas de ellas.

BIOLOGÍA

Se han recolectado 244 ejemplares (40.1%) sobre diferentes plantas y 150 ejemplares (24.7%) en el suelo, en distintos tipos de terreno.

De los 244 ejemplares capturados sobre plantas, 182 (74.6%) se colectaron en flores o inflorescencias, mientras que 62 (25.4%) se capturaron entre el follaje:

<u>FAMILIA</u>	<u>N.º EJEMPLARES</u>	<u>PORCENTAJE¹</u>
Apiaceae	110	45.2%
Lamiaceae	64	26.2%
Rosaceae	26	10.7%
Poaceae	15	6.2%
Juglandiaceae	13	5.3%
Salicaceae	5	2.0%
Asteraceae	3	1.2%
Euphorbiaceae	3	1.2%
Ranunculaceae	2	0.8%
Simaroubaceae	2	0.8%
Pinaceae	1	0.4%

Al considerar separadamente para cada subfamilia, los ejemplares capturados sobre flores o entre el follaje, se observa que los Sphecinae, Nyssoninae y Philanthinae son eminentemente florícolas, mientras que por el contrario los Pemphredoninae abundan sobre todo entre el follaje:

	<u>SOBRE FLORES</u>	<u>ENTRE FOLLAJE</u>
Sphecinae	52	1
Pemphredoninae	2	25
Astatinae	3	—
Larrinae	18	24
Crabroninae	15	7
Nyssoninae	30	2
Philanthinae	61	4

Los ejemplares capturados en el suelo se distribuyeron, según el tipo de terreno, de la siguiente forma:

<u>TIPO TERRENO</u>	<u>N.º EJEMPLARES</u>	<u>PORCENTAJE²</u>
arenoso	76	50.7%
arcilloso	24	16.0%
arenoso-arcilloso	23	15.3%
arenoso-pedregoso	18	12.0%
arcilloso-pedregoso	6	4.0%
pedregoso	3	2.0%

¹ El porcentaje está calculado sobre el total de plantas.

² El porcentaje está calculado sobre el total de capturas realizadas en el suelo.

Considerando, separadamente para cada una de las subfamilias, las capturas llevadas a cabo tanto sobre plantas como en los diferentes tipos de suelo, se aprecia que los Pemphredoninae y Philanthinae son capturados predominantemente en las plantas, mientras que los Larrinae se recolectan en mayor proporción en el suelo:

	<u>PLANTAS</u>	<u>TERRENO</u>
Sphecinae	53	40
Pemphredoninae	27	3
Astatinae	3	2
Larrinae	42	75
Crabroninae	22	9
Nissoninae	32	19
Philanthinae	65	2

En cuanto a los resultados obtenidos sobre el comportamiento nidificador, a continuación se relacionan las especies de insectos citadas por primera vez como presas de diversos esfécidos:

Prionyx kirbii: *Doclostaurus hispanicus* (Orthoptera: Acrididae) y *Pezzotetix giornae* (Orthoptera: Catantopidae).

Bembix oculata: *Chrysomya albiceps*, *Stomorphina lunata* (Diptera: Calliphoridae); *Stevenia deceptoria* (Diptera: Rhinophoridae) y *Senotainia tricuspis* (Diptera: Sarcophagidae).

Bembix zonata: *Chrysomya albiceps*, *Lucilia sericata* (Diptera: Calliphoridae); *Senotainia tricuspis* (Diptera: Sarcophagidae) y *Lydella grisescens* (Diptera: Tachinidae).

7. RESUMEN

Se citan 104 especies de esfécidos de las cuales 103 constituyen nueva cita para la provincia de Albacete. *Dryudella bifasciata* se cita por primera vez en Europa.

Se amplían los conocimientos sobre la biología de la mayoría de especies en lo que se refiere a tipo de terreno y plantas frecuentadas por los imagos. Se aportan datos inéditos sobre el comportamiento nidificador de *Prionyx kirbii*, *Bembix oculata* y *Bembix zonata*.

AGRADECIMIENTOS

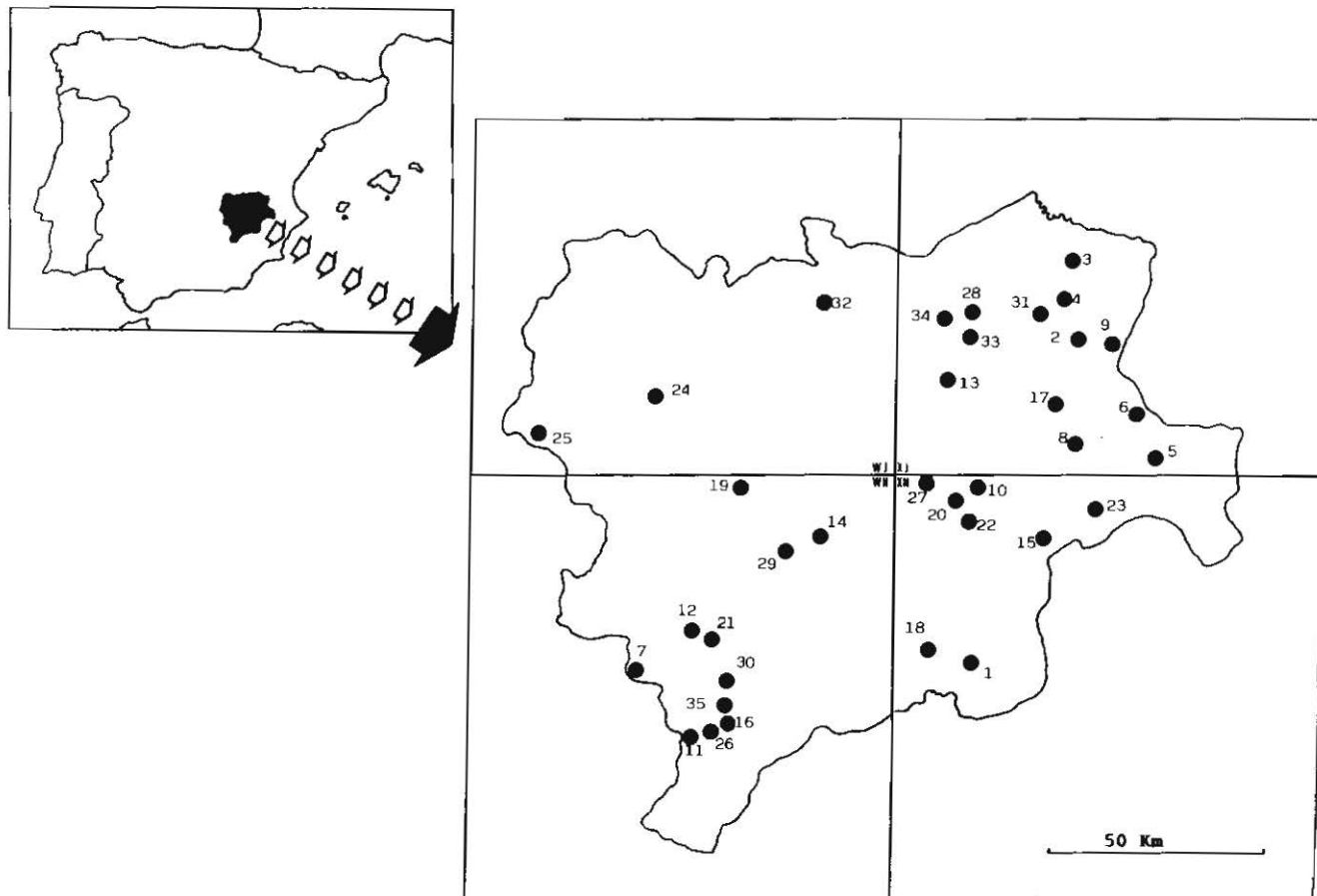
Queremos expresar nuestro agradecimiento a los siguientes investigadores por la identificación de las presas de esfécidos: S. Andersen, Diptera: Tachinidae (Zoologisk Museum, Copenhagen, DINAMARCA); V. Llorente, Orthoptera (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid); T. Pape, Diptera: Rhinophoridae, Sarcophagidae (Zoologisk Museum, Copenhagen, DINAMARCA) y K. Rognes, Diptera: Calliphoridae (Hafsrfsjord, NORUEGA).

8. BIBLIOGRAFÍA

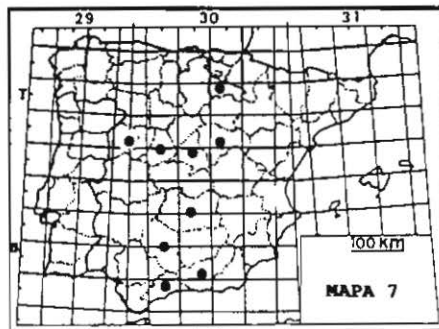
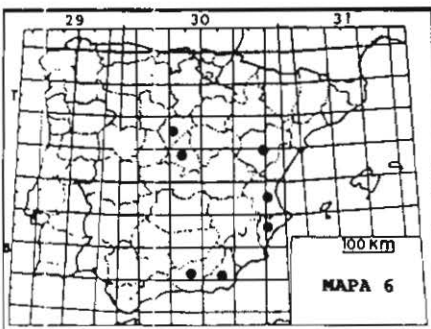
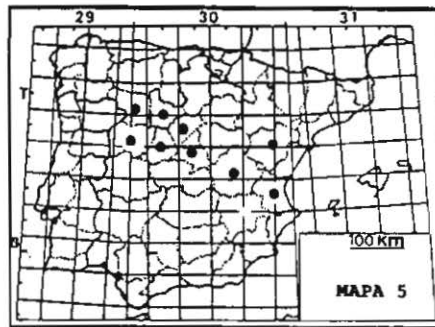
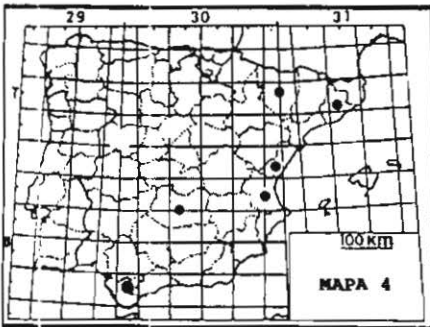
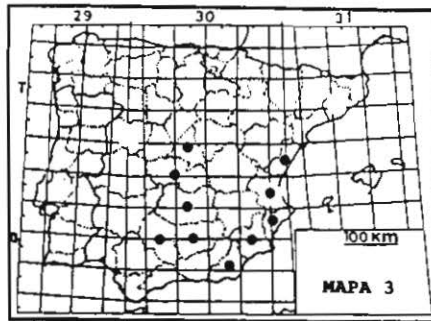
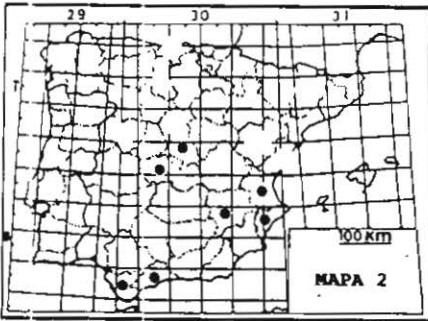
- ASÍS, J. D. 1990. *Biología de esfécidos ibéricos (Hymenoptera: Sphecidae)*. Tesis Doctoral inédita. Universitat de València. 380 pág.
- ASÍS, J. D., JIMÉNEZ, R. 1987. Contribución al conocimiento de las esfecidofauna de la provincia de Castellón I. Sphecinae, Pemphredoninae, Astatinae y Crabroninae (Hym. Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 11: 19-29.
- ASÍS, J. D., JIMÉNEZ, R. 1988. Contribución al conocimiento de la esfecidofauna de la provincia de Castellón II. Larrinae, Nyssoninae y Philanthinae (Hym. Sphecidae). *Bol. asoc. esp. Entomol.*, 12: 269-279.
- BEAUMONT, J. de. 1962. Contribution a l'étude des Sphecidae d'Espagne. (Hymenoptera). *Eos*, 38 (1): 17-40.
- BEAUMONT, J. de. 1964. *Insecta Helvetica, Fauna III. Hym.: Sphecidae*. Societé Entomologique Suisse, Laussane. 168 pág.
- BERLAND, L. 1925. *Faune de France 10. Hyménoptères vespiformes I*. Fédération Française des Sociétés de Sciences Naturelles. Office Central de Faunistique, Paris. 363 pág.
- BOHART, R. M., MENKE, A. S. 1976. *Sphecid wasps of the world. A generic revision*. University of California Press, Berkeley. 695 pág.
- CEBALLOS, G. 1956. *Catálogo de los himenópteros de España*. Trabajos del Instituto Español de Entomología (C.S.I.C.) Madrid. 554 pág.
- CEBALLOS, G. 1959. Primer suplemento al Catálogo de los himenópteros de España. *Eos*, 35: 215-242.
- CEBALLOS, G. 1964. Segundo suplemento al Catálogo de los himenópteros de España. *Eos*, 40: 44-97.
- CISCAR GÓMEZ, P. 1980. Contribución al inventario de los Sphecidae (Hymenoptera) de la fauna asturiana. *Bol. Cienc. Nat. I.D.E.A.*, 26: 193-199.
- EIROA, M. E., NOVOA, F. 1985. La entomofauna de las dunas de la playa de Barra (Cangas, Pontevedra) I: Hymenoptera Aculeata. *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 9: 15-30.
- ERLANDSSON, S. 1974. Hymenoptera Aculeata from the european parts of the mediterranean countries. *Eos*, 48: 11-93.
- FERTON, C. 1902. Notes détachées sur l'instinct des hyménoptères mellifères et ravisseurs. 2ème ser. *Ann. Soc. Entomol. Fr.*, 71: 56-101.
- GARCÍA, J. 1990. *Esfécidos de la provincia de Soria (Hymenoptera: Sphecidae)*. Tesis de Licenciatura inédita. Universidad de Salamanca. 124 pág.
- GAYUBO, S. F. 1981. Himenópteros superiores de la Sierra de Béjar: Sphecidae II. Ampulicinae, Sphecinae y Pemphredoninae (Hym.). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 4 (1980): 131-149.

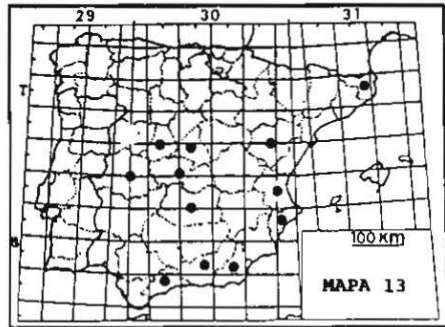
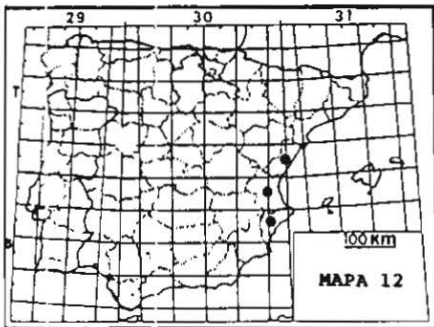
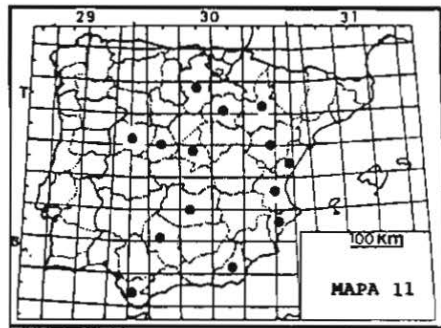
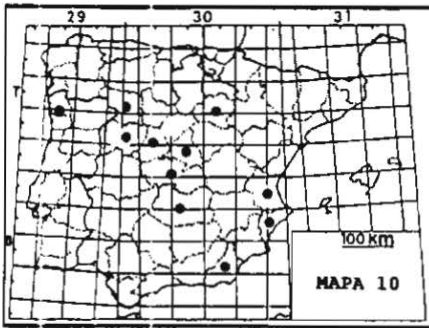
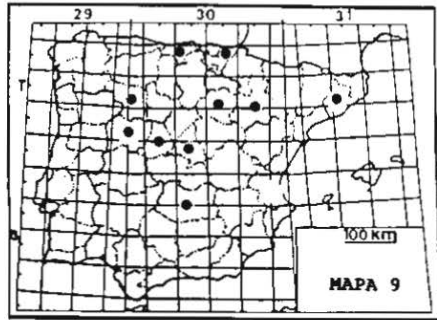
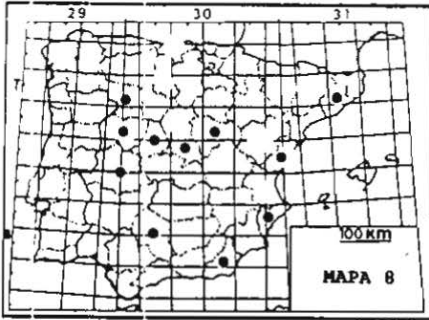
- GAYUBO, S. F. 1982a. Himenópteros superiores de la Sierra de Béjar: Sphecidae III. Astatinae y Larrinae (Hym.). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 5 (1981): 93-115.
- GAYUBO, S. F. 1982b. Himenópteros superiores de la Sierra de Béjar: Sphecidae IV. Crabroninae, Nyssoninae y Philanthinae. *Graellsia*, 38: 37-63.
- GAYUBO, S. F. 1982c. Primera contribución al conocimiento de la esfecidofauna de la provincia de Cádiz (Hym.: Sphecidae). *Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat. (Secc. Biol.)*, 79 (1981): 241-258.
- GAYUBO, S. F. 1982d. Segunda contribución al conocimiento de la esfecidofauna de Cádiz (Hym.: Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 6 (1): 101-112.
- GAYUBO, S. F. 1983a. Contribución al conocimiento de los esfécidos de la provincia de Salamanca I. Ampulicinae y Sphecinae (Hym.: Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 6 (2): 225-235.
- GAYUBO, S. F. 1983b. Contribución al conocimiento de los esfécidos de la provincia de Salamanca IV. Nyssoninae y Philanthinae (Hym.: Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 7: 231-242.
- GAYUBO, S. F. 1984a. Contribución al conocimiento de los esfécidos de la provincia de Salamanca III. Astatinae, Larrinae y Crabroninae (Hym.: Sphecidae). *Graellsia*, 40: 81-97.
- GAYUBO, S. F. 1984b. Contribución al conocimiento de los esfécidos de la provincia de Salamanca II. Pemphredoninae (Hym.: Sphecidae). *Misc. Zool.*, 8: 165-169.
- GAYUBO, S. F. 1985a. La colección de himenópteros aculeados del C.R.I.D.A. 05 (Valladolid) I. Sphecidae «pro parte» (Hymenoptera). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 9: 165-174.
- GAYUBO, S. F. 1985b. Fauna esfecidológica de la provincia de Zamora I. Sphecinae, Pemphredoninae, Astatinae y Larrinae (Hym.: Sphecidae). *An. Biol.*, 7 (Biol. Anim.), 2: 27-35.
- GAYUBO, S. F. 1985c. Fauna esfecidológica de la provincia de Zamora II. Crabroninae, Nyssoninae y Philanthinae (Hym.: Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 10: 113-126.
- GAYUBO, S. F. 1985d. Notas sobre la esfecidofauna andaluza (Hym.: Sphecidae). *Trab. Monogr. Dep. Zool. Univ. Granada (N.S.)*, 7 (2) (1984): 31-44.
- GAYUBO, S. F. 1986. Fauna esfecidológica de la provincia de Ciudad Real II. Crabroninae, Nyssoninae y Philanthinae (Hym.: Sphecidae). *Bol. Asoc. esp. Entomol.*, 10: 59-70.
- GAYUBO, S. F. 1987. Fauna esfecidológica de la provincia de Ciudad Real I. Sphecinae, Pemphredoninae, Astatinae y Larrinae (Hym.: Sphecidae). *Graellsia*, 42 (1986): 103-119.
- GAYUBO, S. F., ASÍS, J. D., TORMOS, J. 1990a. Nuevos datos sobre la esfecidofauna ibérica II. (Hymenoptera, Sphecidae). *Eos*, 65 (2): 7-21.
- GAYUBO, S. F., ASÍS, J. D., TORMOS, J. 1990b. Nuevos datos sobre la esfecidofauna ibérica (Hymenoptera, Sphecidae) III. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 58: 73-82.
- GAYUBO, S. F., HERAS, C. 1986. *Esfecidofauna de las áreas de Cuéllar y Segovia (provincias de Segovia y Valladolid) (Hym.: Sphecidae)*. Acta Salmanticensis. Seric Varia n.º 78. Ed. Univ. Salamanca, Salamanca. 106 pág.
- GAYUBO, S. F., MINGO, E. 1988. Sphecidae de España. IV. Larrinae (Hym.). *Eos*, 64: 73-90.
- GAYUBO, S. F., PORTILLO, M., ZABALLOS, J. P. 1987. Estudio faunístico de la provincia de Badajoz I. Sierras meridionales. Insecta: Hymenoptera (Sphecidae), Diptera (Asilidae y Tabanidae) y Coleoptera (Caraboidea). *Alytes*, 5: 161-216.
- GAYUBO, S. F., RUEDA, A. 1992. *Estudio sobre los esfécidos de la provincia de Palencia (Hymenoptera, Sphecidae)*. Ed. Diputación de Palencia, Palencia. 116 pág.
- GAYUBO, S. F., SANZA, F. 1986. *Esfecidofauna de la margen derecha de la Cuenca Alta del Duero (Hym.: Sphecidae)*. Acta Salmanticensis. Ed. Univ. Salamanca, Salamanca. 115 pág.
- GAYUBO, S. F., TORMOS, J. 1984. *Nuevas aportaciones al conocimiento de la esfecidofauna valenciana. Serie Hymenoptera. cuaderno 1. Familia Sphecidae (1)*. Fundación Entomológica «Juan de Torres Sala», Valencia. 29 pág.
- GAYUBO, S. F., TORMOS, J. 1986. *Notas sobre la esfecidofauna de la provincia de Castellón de la Plana (Hym., Sphecidae)*. Serie Hymenoptera, cuaderno 3. Familia Sphecidae (3). Fundación Entomológica «Juan de Torres Sala», Valencia. 22 pág.
- GRANDI, G. 1934. Contributi alla conoscenza biologica e morfologica degli imenotteri melliferi e predatori XII. *Bol. Lab. Entomol. R. Ist. Sup. Agr. Bologna*, 4: 18-72.

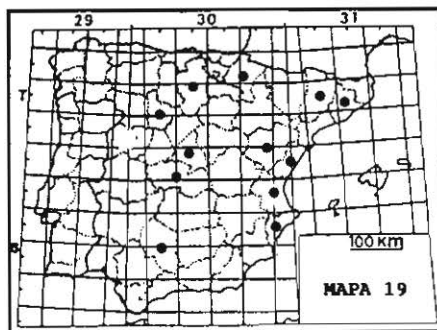
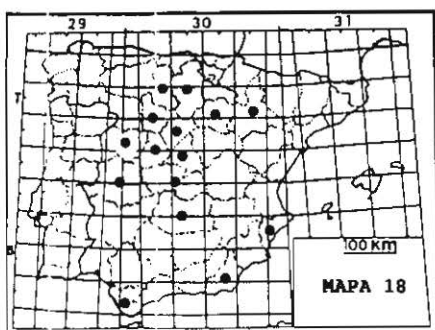
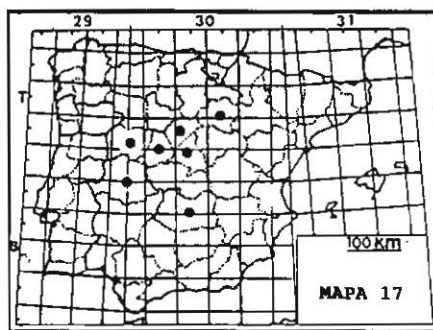
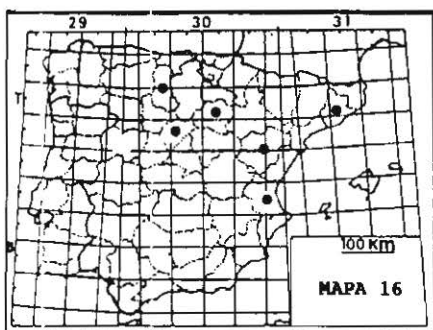
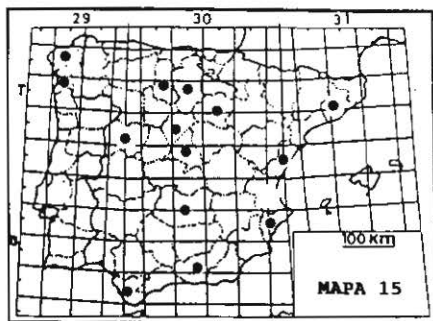
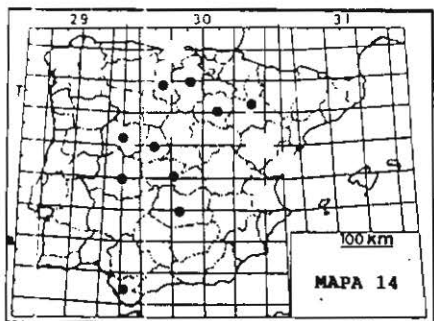
- GRANDI, G. 1954. Contributi alla conoscenza degli imenotteri aculeati XXVI. *Bol. Ist. Entomol. Univ. Bologna*, 20: 81-255.
- LECLERCQ, J. 1960. Crabroniens d'Espagne appartenant aux genres *Crabro*, *Lindenius*, et *Entomognathus* (Hym.: Crabroninae). *Eos*, 36 (4): 417-426.
- LECLERCQ, J. 1971. *Crossocerus toledensis* n. sp. et autres crabroniens de la Peninsule Ibérique. *Eos*, 46: 211-228.
- MINGO, E. 1964. Los Psenini de España (Hym.). *Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat. (Biol.)*, 62: 155-173.
- MINGO, E. 1966. Los Oxybelini de la Península Ibérica. *Graellsia*, 22: 57-123.
- MINGO, E. 1967. Adición a los Psenini de España (Hym.: Sphecidae). *Graellsia*, 23: 81-92.
- MINGO, E., GAYUBO, S. F. 1984a. Sphecidae de España I. Ampulicinae y Sphecinae (Hymenoptera). *Eos*, 59 (1983): 137-164.
- MINGO, E., GAYUBO, S. F. 1984b. Sphecidae de España II. Pemphredoninae (Hymenoptera). *Graellsia*, 40: 99-117.
- MINGO, E., GAYUBO, S. F. 1986. Sphecidae de España III. Astatinae (Hym.). *Actas VIII jornadas A.e.E.*, 1003-1011.
- PEINADO, M., RIVAS MARTÍNEZ, S. (eds.). 1987. *La vegetación de España*. Ed. Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares. 544 pág.
- PULAWSKI, W. J. 1956. Les espèces européennes du genre *Astata* Latreille (Hym.: Sphecidae). *Pol. Pismo Entomol.*, 15: 33-71.
- PULAWSKI, W. J. 1971. *Les Tachysphex de la région paléarctique occidentale et centrale*. (Hym.: Sphecidae). *Zklad. Zool. Syst., Polskiej Akad. Nauk, Wroclaw*. 464 pág.
- PULAWSKI, W. J. 1984. The status of *Trypoxylon figulus* (Linnaeus, 1758), *medium* de Beaumont, 1945, and *minus* de Beaumont, 1945. (Hym.: Sphecidae). *Proc. Calif. Acad. Soc.*, 43 (10): 123-140.
- PULAWSKI, W. J. 1985. *Harpactus* Shuckard, 1837, the valid name for the genus currently called *Dienoplus* Fox, 1894 (Hym.: Sphecidae). *Syst. Entomol.*, 10: 59-63.
- SÁNCHEZ, G. F. 1991. *Contribución al estudio de los esfécidos del norte de Toledo y sur de Madrid (Hymenoptera: Sphecidae)*. Tesis de Licenciatura inédita. Universidad Complutense de Madrid. 142 pág.
- SUÁREZ, F. J. 1959. Esfécidos de la provincia de Almería (Hym.). *Arch. inst. Acl. Almería*, 8: 51-56.
- SUÁREZ, F. J. 1969. Esfécidos de la provincia de Almería (Hym.: Sphecidae). *Arch. Inst. Acl. Almería*, 14: 25-37.
- TORMOS, J., JIMÉNEZ, R. 1985. Contribución al conocimiento de la esfécidofauna de la provincia de Alicante (Hym.: Sphecidae). *Mediterranea Ser. Biol.*, 8: 29-45.
- TORREGROSA, S. G. 1991. *Esfécidos de la provincia de Alicante (Hymenoptera: Sphecidae)*. Tesis de Licenciatura inédita. Universidad de Salamanca. 89 pág.

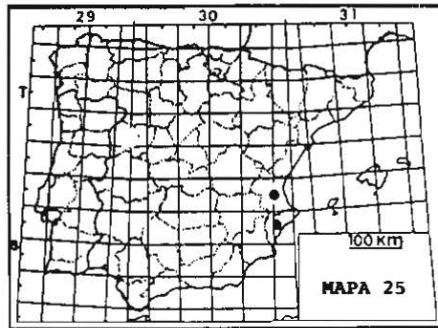
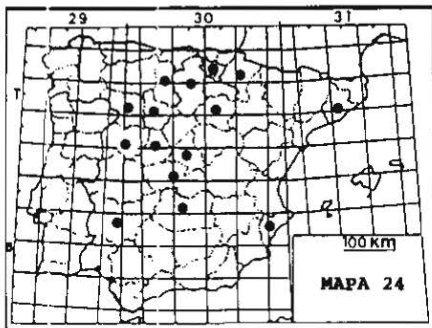
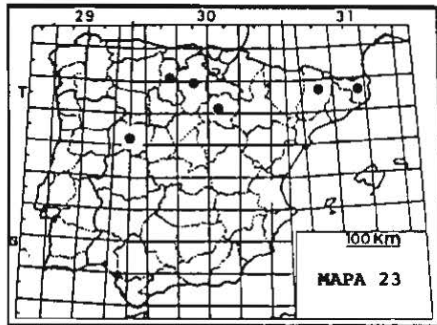
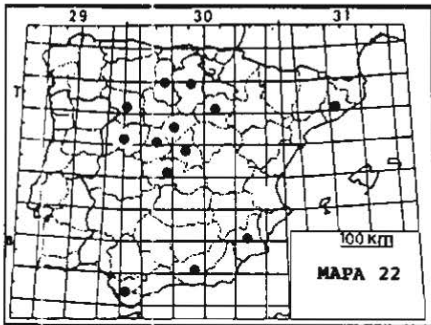
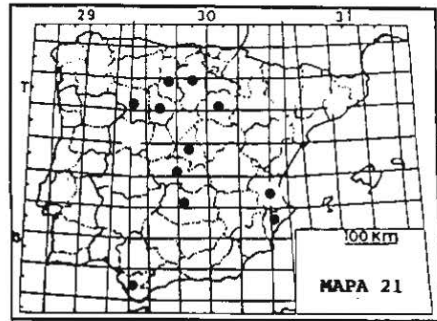
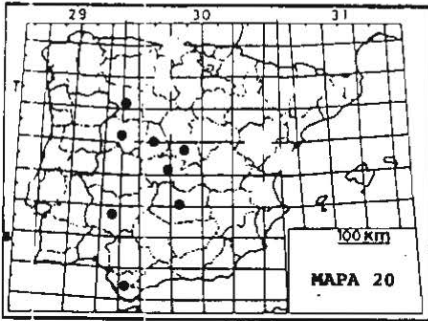


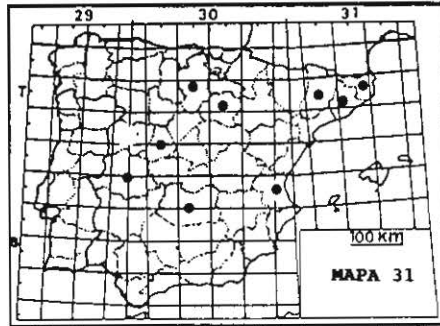
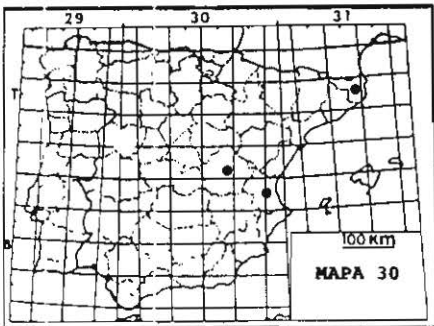
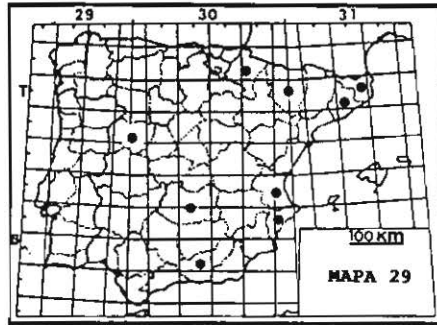
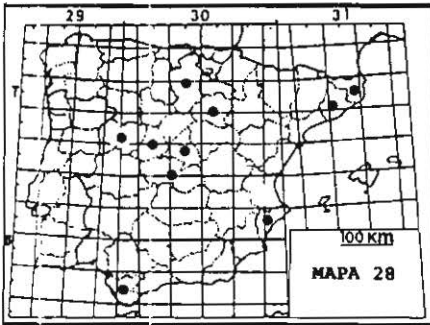
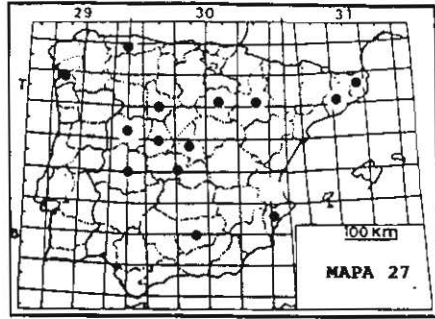
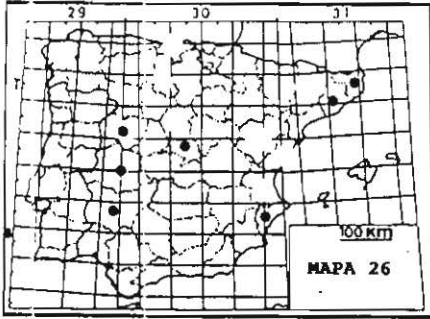
Mapa 1: Situación de la provincia de Albacete en la península Ibérica y emplazamiento de las localidades muestreadas.

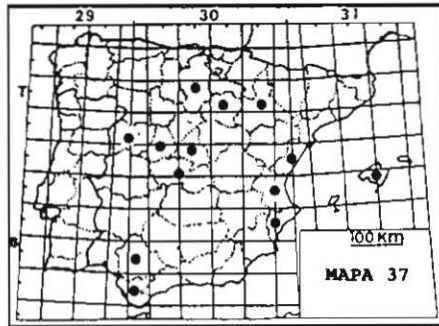
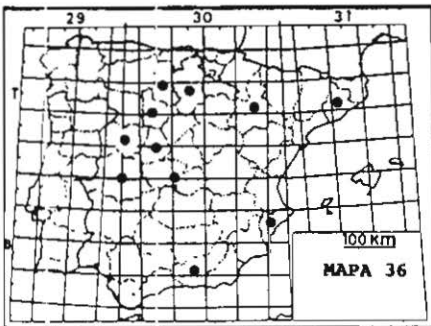
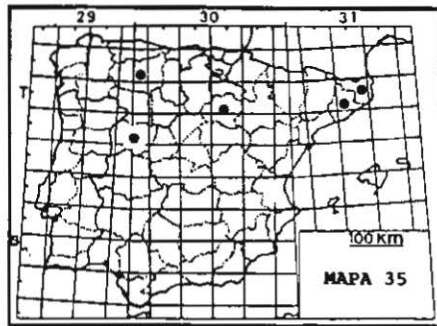
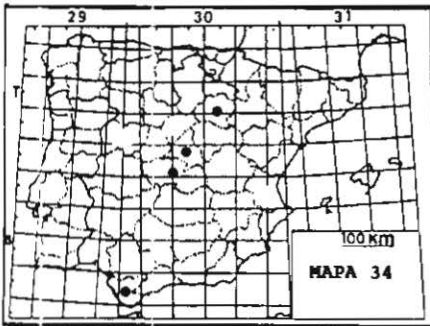
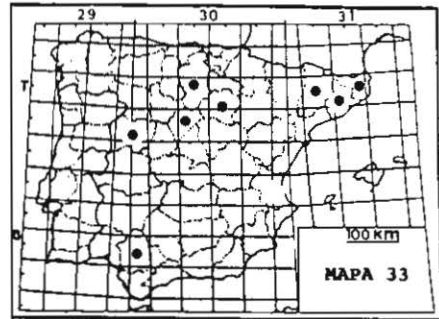
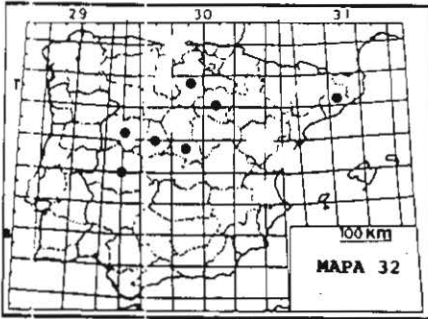


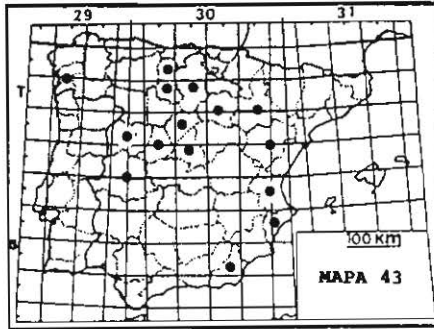
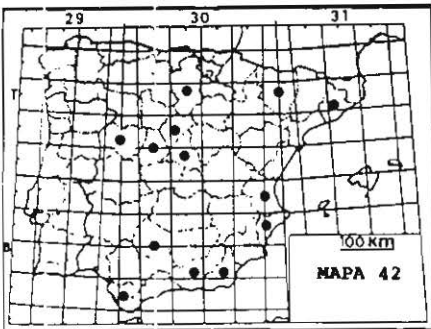
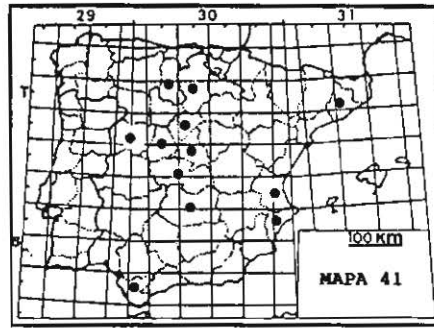
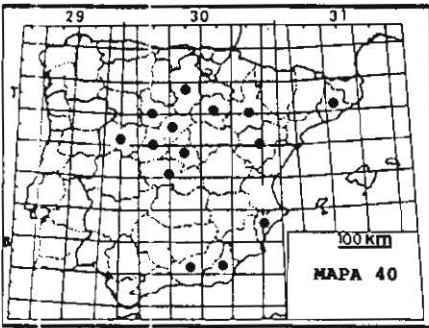
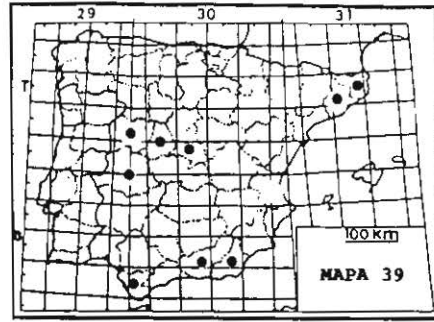
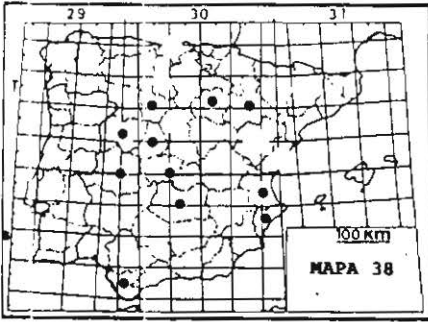


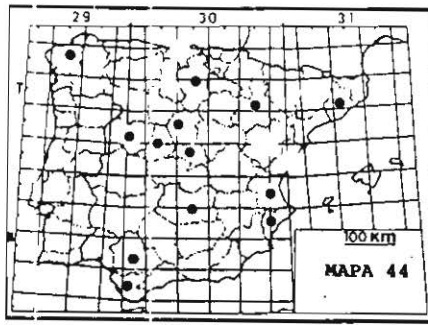




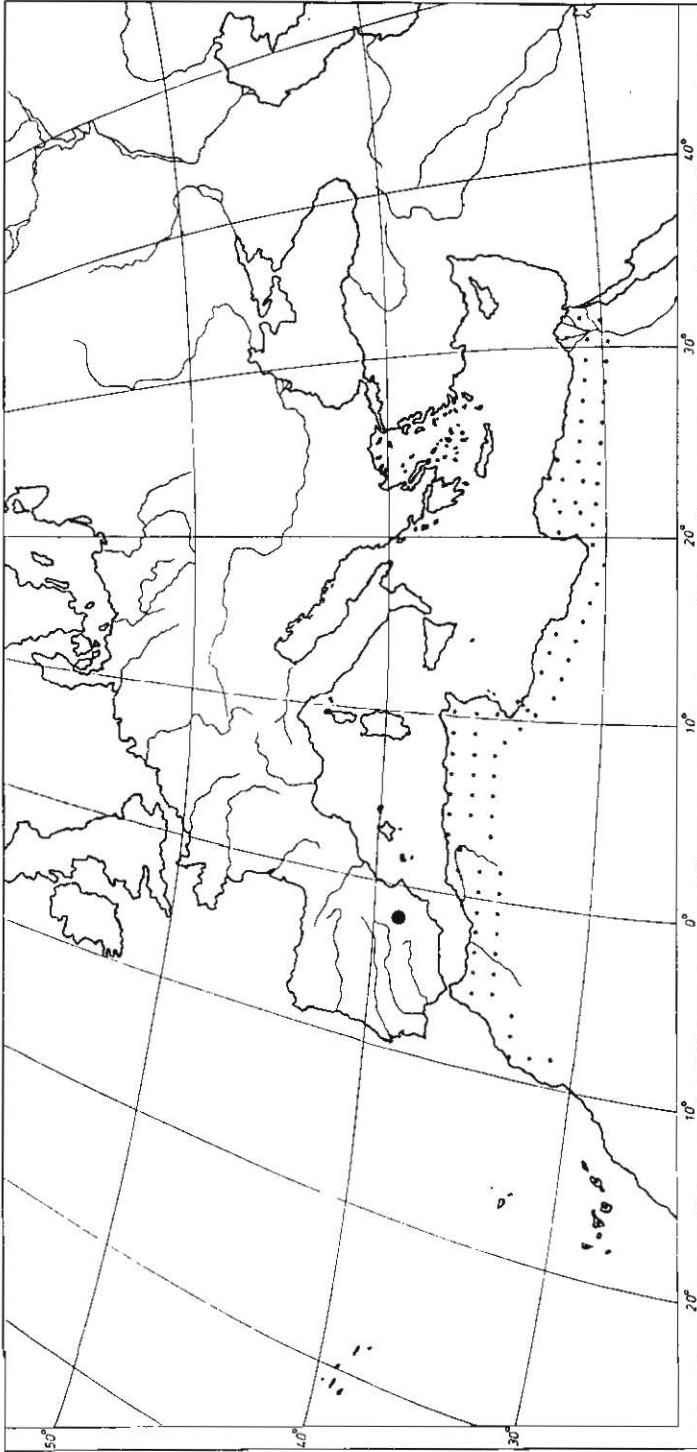








Mapas 2-44: Distribución en la península Ibérica de: *Sceliphron madraspatanum tubifex* (2); *Sphex pruinosus* (3); *Isodontia splendidula* (4); *Palmodes occitanicus ibericus* (5); *Prionyx nudatus* (6); *Ammophila hungarica* (7); *Passaloecus singularis* (8); *Spilomena mocsaryi* (9); *Astata apostata* (10); *Astata costae* (11); *Liris atratus* (12); *Tachytes freygessneri* (13); *Tachysphex grandii* (14); *Tachysphex mediterraneus* (15); *Tachysphex obscuripennis* (16); *Tachysphex psammobius* (17); *Prosopigastra punctatissima* (18); *Palarus variegatus* (19); *Solierella pisonoides* (20); *Miscophus verhoeffi* (21); *Pison atrum* (22); *Trypoxylon minus* (23); *Lindenius ibericus* (24); *Lindenius mesopleuralis* (25); *Crossocerus megacephalus* (26); *Crossocerus quadrimaculatus* (27); *Crossocerus tarsatus* (28); *Ectemnius cavifrons* (29); *Ectemnius fossorius* (30); *Ectemnius massiliensis* (31); *Nysson konowi* (32); *Nysson maculosus* (33); *Nysson parietalis* (34); *Nysson trimaculatus* (35); *Argogorytes fargeii* (36); *Harpactus elegans* (37); *Harpactus formosus* (38); *Stizus hispanicus* (39); *Bembix merceti* (40); *Philanthus dufourii* (41); *Cerceris bicincta* (42); *Cerceris interrupta peninsularis* (43); *Cerceris specularis* (44).



Mapa 45: Distribución mundial de *Dryadella bifasciata*.



Fot. 1: Corte longitudinal de un nido de *Pemphredon lethifera*, establecido en un tallo de *Allanthus altissima*, mostrando las diferentes celdas, así como las larvas maduras y restos de presas (homópteros).



Fot. 2: Corte longitudinal de un nido de *Trypoxylon figulus*, establecido en un tallo de *Phragmites australis*, con los capullos del himenóptero.



Fot. 3: Corte longitudinal de un nido de *Ectemnius hypsae* establecido en un tallo de médula blanda, mostrando el contenido de las celdas.



Fot. 4: Hembra de *Stizus ruficornis* aportando una presa (ortóptero) al nido.



Fot. 5: Hembra de *Bembix zonata* excavando su nido.



Fot. 6: Hembra de *Bembix zonata* aportando una presa (diptero) al nido.

LAS COMUNIDADES DE NEURÓPTEROS DE LA PROVINCIA DE ALBACETE (INSECTA: NEUROPTEROIDEA)

Por F. MARÍN

Departamento de Biología Animal
Universidad de Alcalá de Henares

INTRODUCCIÓN

El nivel de conocimiento de las comunidades de neurópteros ibéricos es, en la actualidad, bastante escaso, a pesar del gran interés que presentan este grupo de insectos como predadores de pequeños artrópodos, tales como áfidos, cóccidos, aletrúcidos, etc., cuyas poblaciones constituyen plagas en muchos medios forestales y agrícolas, y sobre las cuales ejercen un importante papel de control biológico.

Varios factores han contribuido al insuficiente estudio de las comunidades de neurópteros ibéricos. Por un lado, la existencia hasta hace pocos años de una laguna importante en el conocimiento de la fauna neuropterológica existente en la Península Ibérica implicó la inversión de un mayor esfuerzo en el estudio extensivo de dicha fauna en diferentes regiones ibéricas, determinándose en muchos casos las preferencias de las especies de neurópteros por un determinado sustrato vegetal y, por tanto, por un cierto tipo de hábitar (referencias en MEINANDER, 1990; MARÍN & MONSERRAT, 1989, 1990, 1991; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1990). De esta forma se establecieron las bases para el estudio de la ecología de los neurópteros ibéricos, posibilitando la realización de trabajos encaminados a establecer las relaciones entre estos insectos y el medio en que viven.

Por otro lado, los bajos niveles poblacionales que, en general, presentan las especies de neurópteros impiden en ciertas ocasiones la obtención de conclusiones claras sobre los diferentes aspectos de su biología y autoecología. Por este motivo, el estudio de sus comunidades se ve limitado en muchas ocasiones, ya que es necesario realizar un esfuerzo considerable en la obtención de los datos, que nos permita poder realizar análisis concluyentes.

A pesar de estas limitaciones, algunos trabajos han sido realizados sobre determinados aspectos de las comunidades de neurópteros en ciertos biotopos ibéricos. Así, CAMPOS & RAMOS (1983) realizan un estudio de la composición faunística y la estacionalidad de los *Chrysopidae* en un olivar granadino, contribuyendo en gran medida al conocimiento de dicha comunidad, en vistas a la

posible aplicación de las poblaciones en la lucha biológica. MARÍN & MONSERRAT (1987), en un medio forestal natural, realizan un estudio detallado de la composición faunística, estacionalidad y especificidad de sustrato vegetal de los neurópteros en un encinar alcarreño, definiendo por primera vez la comunidad de neurópteros en un medio natural ibérico. Asimismo, MARÍN & MONSERRAT (1991) estudiando las comunidades de neurópteros de los hayedos meridionales ibéricos, definen la composición, estructura y estacionalidad de dichas comunidades, obteniendo interesantes conclusiones sobre dichos aspectos comunitarios en estos medios forestales relictos.

En lo referente a la provincia de Albacete, hasta ahora no había sido realizado un estudio detallado de las comunidades de neurópteros que pueblan sus ecosistemas naturales, limitándose el conocimiento de estos insectos en la provincia a citas faunísticas dadas por diversos autores, así como al estudio extensivo de carácter faunístico realizado por MARÍN & MONSERRAT (en prensa) en base al material capturado durante el año 1990 en una serie de biotopos representativos de diferentes medios naturales albacetenses.

Este trabajo continúa, por tanto, con la línea de investigación iniciada en los últimos años por el autor sobre el estudio de las comunidades de neurópteros ibéricos, estudiando la composición faunística, la estructura y la estacionalidad de las comunidades que habitan en diferentes ecosistemas naturales de la provincia de Albacete, que son representativos de la diversidad fitosociológica existente en la misma. Asimismo, se intentan determinar los factores ambientales que influyen sobre los aspectos comunitarios ya mencionados.

ÁREA DE ESTUDIO

La provincia de Albacete, con una extensión de 14.862 km², se encuentra situada al sureste de la submeseta sur, limitando a la región manchega en su zona oriental y meridional. En general, presenta una orografía poco accidentada, ya que la mayor parte del territorio provincial está ocupado por la gran llanura manchega; en la zona suroccidental, esta llanura da paso a las sierras Subbéticas, siendo las más representativas las de Cabras y Taibilla (2.081 m), Alcaraz (Pico Almenara, 1.797 m), Calar del Mundo (1.631 m) y Lagos (Pico Tragoncillo, 1.559 m).

La hidrología provincial presenta una cierta complejidad, ya que el territorio está surcado por cuatro cuencas fluviales diferentes, dos atlánticas, las del Guadiana y Guadalquivir, y dos mediterráneas, las del Júcar y Segura; además, en la llanura manchega existen diversas cuencas de carácter endorreico. La divisoria de aguas entre las vertientes atlántica y mediterránea la constituyen las sierras suroccidentales y la llanura del Campo de Montiel.

Corológicamente, la provincia de Albacete pertenece a la Región Mediterránea, caracterizada por un período más o menos prolongado de aridez. De las ocho provincias biogeográficas mediterráneas reconocidas en la Península Ibérica (RIVAS-MARTÍNEZ & COL., 1987), cinco están presentes en la zona estudiada, y según ALCARAZ ARIZA & SÁNCHEZ GÓMEZ (1988) son:

—Provincia Valenciano-Catalano-Provenzal, representada por su sector Setabense, que ocupa de manera marginal la zona oriental limítrofe con Valencia.

—Provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega, representada por el sector Manchego, que ocupa la gran llanura manchega.

—Provincia Murciano-Almeriense, reducida al sector Murciano, que ocupa las zonas más térmicas de la comarca de Hellín, limítrofes con Murcia.

—Provincia Luso-Extremadurese, que se reduce al sector Mariánico-Monchiquense, presente de forma testimonial en la Sierra del Relumbrar, en la zona occidental.

—Provincia Bética, representada por su sector Subbético, ocupa las sierras Subbéticas de la zona suroccidental del territorio estudiado.

Cada una de las regiones fitogeográficas indicadas viene determinada por la existencia de un paisaje vegetal cualitativamente diferente al de otras regiones próximas, como consecuencia de la existencia de diversos factores (climáticos, edáficos, químicos, etc.) que condicionan la aparición de unas u otras comunidades vegetales. Sin duda alguna, entre los factores indicados son los climáticos los que más inciden sobre la existencia de las comunidades vegetales en una zona determinada. En base a estas peculiaridades climáticas, la Fitosociología define una serie de **pisos bioclimáticos** que en las áreas mediterráneas ibéricas son cinco (RIVAS-MARTÍNEZ, 1987), denominados termomediterráneo, mesomediterráneo, supramediterráneo, oromediterráneo y crioromediterráneo. A su vez, en los pisos bioclimáticos es posible reconocer una serie de niveles u horizontes, que suelen poner de manifiesto cambios menores en el paisaje vegetal, denominados: superior, medio e inferior.

Para la diferenciación de los pisos bioclimáticos y sus niveles se suele definir una serie de límites en función del denominado índice de termicidad (I; RIVAS-MARTÍNEZ & COL., 1984), que resulta de la suma en décimas de grado centígrado de la temperatura media anual (T), temperatura media de las mínimas del mes más frío (m), y temperatura media de las máximas del mes más frío (M). Según VALDÉS & HERRANZ (1989), los siguientes intervalos determinan los pisos bioclimáticos más extendidos en la provincia de Albacete y sus tres niveles u horizontes:

<u>PISO BIOCLIMÁTICO</u>	<u>NIVEL</u>	<u>INTERVALO DE I</u>
supramediterráneo	superior	70 - 114
	medio	114 - 157
	inferior	157 - 200
mesomediterráneo	superior	200 - 254
	medio	254 - 307
	inferior	307 - 360

Si las temperaturas son esenciales para la delimitación de los pisos bioclimáticos, las precipitaciones son responsables de cambios importantes de la estructura de la vegetación en el seno de un piso. Por esta razón, se han establecido una serie de intervalos de precipitación (P) u **ombroclimas**, en el seno de los cuales existe una homogeneidad vegetal.

De los intervalos ombroclimáticos reconocidos en España, en Albacete se detectan los siguientes, cada uno con sus horizontes o niveles correspondientes (VALDÉS & HERRANZ, 1989):

OMBROCLIMA	NIVEL	INTERVALO DE P
húmedo		1000 - 1600 mm
subhúmedo	superior	1000 - 867 mm
	medio	867 - 733 mm
	inferior	733 - 600 mm
seco	superior	600 - 517 mm
	medio	517 - 433 mm
	inferior	433 - 350 mm
semiárido	superior	350 - 300 mm
	medio	300 - 250 mm
	inferior	250 - 200 mm

Una vez determinados los factores fundamentales que condicionan la existencia de un determinado tipo de vegetación en una zona determinada, reseñaremos someramente las series de vegetación consideradas en este estudio.

Con respecto a las series de vegetación climatófilas (influidas esencialmente por factores climáticos), de las siete series indicadas por VALDÉS & HERRANZ (1989) para la provincia, se han considerado en este estudio las siguientes:

—*Bupleuro rigidi* - *Querceto rotundifoliae* S. Encinares típicos del sector Manchego, localizados entre los 700-1100 m. Los sabinares de *J. thurifera* mezclados con encinas de la comarca Ossa de Montiel-El Bonillo-El Ballestero se adscriben también a esta serie, perteneciendo a la subasociación *thuriferetosum*.

—*Paeonio coriaceae* - *Querceto rotundifoliae* S. Encinares béticos, de los que existen algunos retazos en ciertas zonas del sector Subbético, entre 1100-1200 m.

—*Daphno latifoliae* - *Acereto granatensis* S. Quejigares béticos bien representados en la Sierra de Alcaraz, entre los 1200-1600 m.

Con respecto a las series edafófilas (influidas por factores de humedad y otros de tipo edáfico), ha sido considerada la siguiente:

—Geoserie riparia de los suelos arcillosos ricos en bases. En realidad se trata de un grupo de series edafófilas que coexisten en los márgenes de los ríos cuando los suelos próximos a ellos son arcillosos o calizos, y que presentan una gradación sucesional en función del aumento en la humedad del suelo. Entre ellas destacan la serie del olmo (*Aro italici* - *Ulmeto minoris* S.), que ocupa las

zonas más alejadas del río, la serie del chopo (*Rubio tinctoriae* - *Populeto albae* S.), localizada más próxima al cauce fluvial con suelos más húmedos; y por último, la serie del sauce (*Saliceto triandro* - *fragilis* S.), que sustituye a la anterior hacia el interior del río.

Los ecosistemas naturales de la provincia están, en general, muy degradados, por ello, buena parte de la superficie provincial está ocupada por etapas subseriales. En ciertas zonas, se ha procedido a repoblar con pino carrasco (*P. halepensis*), que constituye bosquetes en zonas térmicas alternando con los enclaves, aunque aparece también en las exposiciones más cálidas de las montañas en lugares ocupados antaño por quejigares.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para la obtención de los datos se muestrearon 11 localidades de la provincia, representativas de las principales series de vegetación existentes en la misma. En dichas localidades había sido realizado previamente, durante el año 1990, un estudio de su fauna neuropterológica, dando como resultado una gran riqueza específica en neurópteros (MARÍN & MONSERRAT, en prensa).

Cada localidad fue visitada mensualmente, durante los meses de Abril a Octubre del año 1991, ambos inclusive, periodo más favorable para el desarrollo de las diferentes poblaciones de neurópteros.

En la tabla I se relacionan las localidades elegidas como puntos de muestreo, anotándose diversos datos que las caracterizan, tales como el tipo de biotopo, la altitud aproximada, las coordenadas UTM, el piso bioclimático, el ombroclima y la serie de vegetación, con el propósito de definir por completo las características de las mismas. Para la determinación del piso bioclimático y el ombroclima se ha utilizado el mapa de Bioclimas y Ombroclimas elaborado por VALDÉS & HERRANZ (1989). La definición de las series de vegetación se ha realizado de acuerdo con RIVAS-MARTÍNEZ & COL (1987).

Con el propósito de uniformizar, en la medida de lo posible, la obtención de los datos, la recogida de las muestras se realizó estableciendo una unidad de esfuerzo determinada, que fue diferente en función del medio en el que normalmente las especies de neurópteros se desarrollan.

En el caso de las especies cuyos imagos pueblan el medio arbóreo o arbustivo, es decir, aquellas que presentan actividad de vuelo preferentemente crepuscular o nocturna y pasan el día a cubierto en la vegetación, la unidad de esfuerzo establecida fue de 25 «golpes de manga» sobre cada una de las especies arbóreas o arbustivas dominantes de cada comunidad vegetal existente en cada localidad de muestreo considerada.

Por otro lado, en el caso de las especies de neurópteros cuyos imagos

pueblan el medio herbáceo, es decir, aquellas con actividad de vuelo diurna y las que, siendo nocturnas, se encuentran durante el día entre la vegetación herbácea, se estableció una unidad de esfuerzo de 20 minutos de muestreo sobre este tipo de vegetación en cada localidad considerada. Este muestreo fue realizado no sólo en las localidades donde únicamente existía vegetación herbácea, sino también en otras localidades con vegetación arbórea o arbustiva cuya fisonomía permitía un muestreo de estas características. En cualquier caso, las localidades en que se utilizó este método de captura se encuentran marcadas en la tabla I mediante un asterisco.

Para complementar los datos obtenidos con el material coleccionado en estado adulto, se recogió material en estado larvario, que fue llevado al laboratorio para su cultivo, obteniéndose posteriormente los imagos en condiciones de laboratorio.

En la tabla II se relaciona el catálogo de especies capturadas y se anota su abundancia en cada uno de los biotopos estudiados.

Teniendo en cuenta las bajas densidades poblacionales que han presentado las especies de neurópteros en los biotopos estudiados (tabla II), se ha estimado conveniente considerar, a la hora de analizar los datos de este trabajo, aquellos otros obtenidos en el estudio faunístico llevado a cabo por MARÍN & MONSERRAT (en prensa) durante el año 1990 en las localidades consideradas (tabla III), máxime cuando la metodología utilizada en la captura de los ejemplares en ambos años fue la misma. Estos datos han sido utilizados de distinta manera según el aspecto a estudiar en la comunidad, lo que será comentado al comienzo del apartado correspondiente. La no inclusión de dichos datos merma notablemente la información a analizar, sobre todo teniendo en cuenta que el número de especies capturadas y la abundancia de éstas durante el año 1990 fue superior al 1991 (tablas II y III).

BIOTIPO	CODIGO	NOMBRE	ALTITUD	U.T.M.	PISO BIOCлимático	UMBRACIEMA	SERIE DE VEGETACION
Escudo-1	E-1	Sotofuente	800 m	305W1920	Mesoméd. superior	Seco medio	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i>
Escudo-2	E-2	Haya-Gonzalo	800 m	305W1940	Mesoméd. superior	Seco inferior	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i>
*Escudo-3	E-3	La Ebra	1.100 m	305W1980	Mesoméd. superior	Subhúmedo, medio	<i>Prunus cistaceae</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i> sub. <i>fragrans</i>
*Santur-1	S-1	El Ballester	900 m	305W1957	Mesoméd. superior	Seco medio	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i> sub. <i>laevis</i>
*Santur-2	S-2	El Buelto	900 m	305W1910	Mesoméd. superior	Seco medio	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i> sub. <i>laevis</i>
Pinar-1	P-1	Pinar de San Pedro	900 m	305W1900	Mesoméd. superior	Seco inferior	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i>
Pinar-2	P-2	Lucia	1.300 m	305W1940	Subhumed. inferior	Subhúmedo inferior	<i>Bupleium laetifolium</i> - <i>Acacia gummata</i>
Riposte-1	R-1	Aldea del Juncal	500 m	305W1930	Mesoméd. superior	Seco inferior	<i>Samolus repens</i> - <i>monandriifolia</i>
Riposte-2	R-2	Chocor	1.000 m	305W1907	Mesoméd. superior	Subhúmedo inferior	<i>Bupleium laetifolium</i> - <i>Acacia gummata</i>
*Pinar-1	PA-1	Monera	800 m	305W1822	Mesoméd. superior	Seco medio	<i>Bupleium rigidum</i> - <i>Quercus robur</i> - <i>monandriifolia</i>
*Pinar-2	PA-2	Pinar de Barranco	1.000 m	305W1817	Subhumed. inferior	Subhúmedo inferior	<i>Bupleium laetifolium</i> - <i>Acacia gummata</i>

Tabla 1. Relación de localidades muestreadas, con su nombre, altitud, coordenadas UTM, piso bioclimático, umbraciema y serie de vegetación presente.

*Localidades en las que se muestro la vegetación herbácea

	E-1	F-2	E-3	S-1	S-2	P-1	F-1	R-1	R-2	PA-1	PA-2	TOT.
RAPHIDOPTERA Hübnerich												
RAPHIDIIDAE Latreille												
1. <i>Raphidia caudifera</i> (Vielde)				1			2					3
PLANIPENNIA Hübnerich												
MYRMELEONTIDAE Latreille												
2. <i>Myrmeleontia tripunctata</i> (Fallén)									9			9
3. <i>Myrmeleontia appendiculata</i> (Latreille)					1				4			5
4. <i>Neuroleon nemorosus</i> (Borlhaussen)					2							2
5. <i>Neuroleon arcuatus</i> (Nees)		1										1
6. <i>Credens lagdamensis</i> (Viltnr.)					2							2
ASCALAPHIDAE Rambur												
7. <i>Ascalaphodes longicornis</i> (Linnaeus)											1	1
8. <i>Ascalaphodes barbutus</i> (Charpentier)											1	1
9. <i>Ascalaphodes barbuti</i> (Barbut)											3	3
10. <i>Delajacanthophylla dunnii</i> Nees					1				2			3
NEPHOPTERIDAE Burmeister												
11. <i>Nesoptera myosini</i> (Heger)					2							2
DILIIDAE Nees												
12. <i>Dilar diluviana</i> Nees							1					1
MANTISPIDAE Latreille												
13. <i>Mantispia apruta</i> (Poda)					1							1
HEMEROBIIDAE Latreille												
14. <i>Zyphronochilus elegans</i> (Stephens)					1							1
15. <i>Zyphronochilus poronius</i> (Rambur)					2				1			3
CHRYSOPIDAE Sébastien												
16. <i>Chrysopa viridana</i> Schmitzer	2		2									4
17. <i>Chrysopa regalis</i> Navás							1					1
18. <i>Mallada prasinus</i> (Burmeister)		11	8	13					1			33
19. <i>Mallada venusta</i> (Rambur)									1			1
20. <i>Mallada streptus</i> (Rambur)	1		1						3			5
21. <i>Mallada grandis</i> (Pieris)									1			1
22. <i>Mallada ptoem</i> (McLachlan)			2	1								3
23. <i>Mallada thersites</i> (Pavée)			2	1		2						5
24. <i>Chrysoperla caryocera</i> (Stephens)	11	8		8	2	7	1		9	1		47
25. <i>Chrysoperla mediterranea</i> (Höllder)						6	1					7
26. <i>Ctenochrysa basalis</i> (Höllder)			3	1	1	1						6
CONIOPTERYGIDAE Burmeister												
27. <i>Coniopteryx levis</i> Kapteck								1				1
28. <i>Coniopteryx maculosa</i> Melander					2	10						12
29. <i>Coniopteryx berica</i> Mönning	1	2	4	2								9
30. <i>Helocentrus parvulus</i> Oshan	1		1									2
31. <i>Coniopteryx parthena</i> (Navás & Menni)						6	1					7
32. <i>Coniopteryx borealis</i> Tjeder					5				11			16
33. <i>Coniopteryx zörgi</i> Mönning					6							6
34. <i>Coniopteryx kaszabi</i> Miklartian				1								1
35. <i>Coniopteryx paderi</i> Kimura									12	18		30
36. <i>Coniopteryx sinensis</i> Miklartian				2								2
37. <i>Zesothra elegandifrons</i> (Baptista)									1	2		3
38. <i>Mesochorusidius pallida</i> (Wesmehler)					5	10						15
TOTAL EJ.	22	29	21	24	34	21	12	46	35	15	5	227
TOTAL ESP.	3	7	8	13	10	0	5	9	4	7	3	38

Tabla II: Relación de las especies capturadas y su abundancia en cada uno de los biotopos considerados, correspondientes al año 1994. Se anotan el total de ejemplares capturados de cada especie, así como el total de ejemplares y especies capturados por biotopo.

	E-1	E-2	E-3	S-1	S-2	P-1	P-2	R-1	R-2	PA-1	PA-2	TOT.
RAPHIDOPTERA Handtrich												
RAPHIDIIDAE Latreille												
1. <i>Raphidia cavellana</i> (Navás)			1									1
PLANTIENNIA Handtrich												
MYRMELEONTIDAE Latreille												
2. <i>Myrmeleolaria trigonaria</i> (Pallas)					1					1		2
3. <i>Myrmeleolaria appendiculata</i> (Latreille)			2	8						6	1	17
4. <i>Coelion bipunctatus</i> (Villers)			4	3	7					2		16
ASCALAPHIDAE Rambur												
5. <i>Libellula isoterus</i> (Charpentier)			1								1	2
6. <i>Libellula barthelemyi</i> (Rambur)			2	1							4	12
7. <i>Delagrèstaphylla dawsoni</i> Navás										1		1
HEMICOPTERIDAE Burmeister												
8. <i>Neuroptera bipuncta</i> (Hagen)					10							10
DIARIDAE Newman												
9. <i>Dilar pumilus</i> Navás					1							1
MANTISPIDAE Leach												
10. <i>Mantispa tymanis</i> (Forsk)					1							1
HEMEROBIIDAE Latreille												
11. <i>Zygodobolia elegans</i> (Stephens)			1	1		1						4
12. <i>Zygodobolia pygmaea</i> (Rambur)		2		2								5
13. <i>Zygodobolia fuscescens</i> (Waltengruber)							1					1
14. <i>Hemerobius subulular</i> Fähræus							1					1
15. <i>Hemerobius nigra</i> Stephens							1					1
CHRYSOPEIDAE Schneider												
16. <i>Dolerophya italica</i> (Rosa)						1						1
17. <i>Chrysopa rufidana</i> Schneider		3		6								12
18. <i>Chrysopa regalis</i> Navás							2					2
19. <i>Mallada pratorum</i> (Burmeister)		11		4		2		4				20
20. <i>Mallada genei</i> (Rambur)			1		1	7						9
21. <i>Mallada javitana</i> (Daxner)		2				7						9
22. <i>Mallada pumila</i> (McLachlan)						1						1
23. <i>Mallada subulularis</i> (Navás)								3				3
24. <i>Mallada bicolor</i> (Navás)						1						1
25. <i>Mallada nigriventris</i> (Navás)						1						1
26. <i>Chrysoperla rufipes</i> (Stephens)		11	2	1	2		14	3				33
27. <i>Chrysoperla matricariae</i> (Hagen)							4					4
28. <i>Chrysoperla hirticornis</i> (Doherty)		1										1
CONIOPTERYGIDAE Burmeister												
29. <i>Alisaropteryx agnata</i> Klapper							1					1
30. <i>Alisaropteryx maculata</i> Meunier					1							1
31. <i>Alisaropteryx aberti</i> Meunier		11	13	1	2		1					34
32. <i>Metacoelus pseudohirtus</i> Ulmer				1								1
33. <i>Coniopteryx parthenis</i> (Navás & Martínez)						13	2					16
34. <i>Coniopteryx borvadi</i> Tjeder			1		2			16				19
35. <i>Coniopteryx eximia</i> Meunier					16	6						22
36. <i>Coniopteryx hirticornis</i> McLachlan		10										12
37. <i>Coniopteryx dravida</i> Roscoe					1							1
38. <i>Coniopteryx galeni</i> Kinnaird								10	2			12
39. <i>Coniopteryx leinax</i> Aspöck & Aspöck					1							1
40. <i>Coniopteryx altissima</i> Meunier												1
41. <i>Coniopteryx fulvipes</i> Aspöck								1				1
42. <i>Samolabis corymbifera</i> (Stephens)			1									1
43. <i>Samolabis pseudosaccharis</i> Meunier					1							1
44. <i>Metacoelus pilula</i> (Willyerd)					1	20						27
45. <i>Coniopteryx pseudohirtus</i> (Ulmer)							1	1				2
TOTAL EL	83	35	24	51	47	32	26	56	2	10	2	266
TOTAL SPP	9	7	12	15	8	9	9	7	3	4	3	43

Tabla III. Relación de las especies capturadas y su abundancia en cada uno de los biotopos estudiados, correspondientes al año 1990. Se anotan el total de ejemplares colectados por especie, así como el total de ejemplares y especies colectados por biotopo.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

A continuación se exponen los resultados obtenidos, una vez realizados los análisis correspondientes, que son desglosados en función de los diferentes aspectos a estudiar en las comunidades de neurópteros consideradas; composición faunística, estructura, estacionalidad y composición biogeográfica.

Asimismo, se aportan nuevas conclusiones sobre dichos aspectos, aunque, en algunos casos, las bajas densidades poblacionales que presentan la mayoría de las especies de neurópteros impiden obtener resultados muy concluyentes.

COMPOSICIÓN FAUNÍSTICA

Para el estudio de la composición faunística de las comunidades de neurópteros de Albacete, se han agrupado los datos obtenidos correspondientes a los años 1990 y 1991 (tabla IV), para así poder ofrecer una visión más fidedigna de este aspecto comunitario en los diferentes biotopos a estudiar.

Asimismo, considerando que se ha establecido una doble metodología para la obtención de los datos en función de la biología particular que presentan las diferentes poblaciones de neurópteros, se han analizado por separado los datos obtenidos de las especies asociadas principalmente al medio arbóreo o arbustivo y los datos correspondientes a las especies asociadas preferentemente al medio herbáceo.

1. COMPOSICIÓN DE LAS COMUNIDADES CORRESPONDIENTES AL MEDIO ARBÓREO O ARBUSTIVO

En la tabla V se recogen los valores de densidad de cada especie de neuróptero (n° de ejemplares / n° de muestras) en cada uno de los biotopos estudiados, correspondientes a las capturas realizadas en medio arbóreo o arbustivo. Para evitar posibles desviaciones de la preferencia real por uno u otro biotopo y debido a la fenología particular de cada especie, el cálculo de la densidad se realizó teniendo en cuenta sólo las muestras en que fueron recogidos ejemplares de cada especie en cuestión.

Los datos de dicha tabla fueron utilizados para realizar un análisis de cluster de las especies de neurópteros en función de la densidad que presentan en cada uno de los biotopos considerados; asimismo, se realizó un análisis de cluster de dichos biotopos en función de su fauna de neurópteros acompañante. Para ello, se utilizó el programa P1M del paquete estadístico BMDP (DIXON, 1983), utilizando como medida de similitud entre las variables (especies de neurópteros/biotopos) el «valor absoluto de correlación» y como medida de agrupamiento de los clusters la «distancia media».

Los resultados de estos análisis se muestran en los dendrogramas de las fig. 1 y 2.

El análisis realizado ha dado como resultado la existencia de una serie de grupos de especies bien definidos (fig. 1), que pueden adscribirse fácilmente a un determinado biotopo. Dichos grupos los comentaremos a continuación.

—Grupo A: constituido en general por especies colectadas mayoritariamente en los pinares de *Pinus halepensis*. Este grupo se divide a su vez en varios subgrupos, en función de la fauna que caracteriza a cada biotopo considerado dentro de este tipo de medios.

Un primer subgrupo A1, lo constituyen especies características del biotopo pinar-2, entre las cuales cabe destacar a *S. fuscescens*, *A. loewii*, *H. nitidulus* y *H. stigma*, especies íntimamente asociadas a bosques de pinos en la Península Ibérica (MONSERRAT, 1986; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; MONSERRAT & MARÍN, 1992; etc.). *R. castellana*, por el contrario, parece estar ligada a distintos tipos de biotopo, tanto de frondosas como de coníferas (DÍAZ-ARANDA & COL., 1986; MARÍN & MONSERRAT, 1987; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; etc.), razón por la cual también ha sido encontrada en otros biotopos provinciales, aunque con menores densidades poblacionales (tabla V). Por último, dentro de este subgrupo se encuentran *C. carnea* y *M. flavifrons*, especies que presentan una amplitud de biotopo mayor que las anteriores, lo que parece ser habitual en los medios ibéricos (MONSERRAT, 1985A; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1989; etc.).

Un subgrupo A2, está formado por especies que caracterizan el biotopo pinar-1, de características bioclimáticas más térmicas y xéricas que el biotopo anterior. En este subgrupo nos encontramos, por un lado, a *D. dissimilis* e *I. itálica*, especies que presentan densidades poblacionales muy reducidas, habiendo sido colectadas únicamente en este biotopo, no pudiendo concluir una asociación clara con el mismo, probablemente debido a lo peculiar de su biología larvaria, bastante independiente de la vegetación (ASPÖCK & COL., 1980). Por otro lado se encuentra *M. genei*, especie eminentemente termófila que ha sido colectada en biotopos de diferentes características, pero con preferencia por el biotopo en cuestión, habiendo sido capturada frecuentemente en este tipo de biotopo en la Península Ibérica (MONSERRAT, 1984; etc.). Por otro lado, se encuentran *C. regalis*, *C. mediterranea* y *C. parthenia*, especies colectadas exclusivamente en los biotopos de *P. halepensis*; *C. regalis* ha sido colectada en muy baja densidad poblacional, por lo que su asociación a este tipo de biotopos en la provincia está poco definida, aunque ha sido citada preferentemente asociada a coníferas (MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1989; etc.), en el caso de *C. mediterranea* y *C. parthenia*, dicha asociación suele ser habitual, ya que son especies que caracterizan la fauna neuropterológica de estos biotopos en la Península Ibérica (MONSERRAT, 1985A; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1989; MONSERRAT & MARÍN, 1992; etc.).

Por último, el subgrupo A3 presenta una mezcla de especies que caracterizan tanto al pinar-1 como al encinar-2. La existencia de este subgrupo no es accidental, sino que es consecuencia de la gran similitud faunística y florística existente entre estos dos biotopos, ya que, aunque presentan una vegetación dominante diferente, ambos pertenecen al piso de vegetación del encinar manchego, conservándose en el pinar residuos de la vegetación potencial original característica del encinar. *N. arenarius* es la especie con menor amplitud de hábitat del subgrupo, habiéndose colectado sólo en este biotopo y con muy baja densidad poblacional, características que habitualmente presenta en los medios ibéricos (MONSERRAT, 1985B; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; etc.). Por el contrario, *S. elegans*, *M. picteti* y *M. ibericus* presentan mayores valores de AH (tabla V), habiendo sido colectadas en varios biotopos con características bioclimáticas muy similares (tabla I).

—Grupo B: se constituye con especies asociadas en su mayoría a los biotopos de ribera. En este grupo se diferencian dos subgrupos en función de la fauna que caracteriza a cada biotopo.

Un subgrupo B1 está constituido por especies características del biotopo ribera-1. Probablemente la presencia en este subgrupo de especies como *M. venosus*, *C. loipetsederi*, *M. granadensis* y *M. subcubitalis*, sea accidental, ya que han sido colectadas únicamente en este biotopo y en densidades poblacionales muy bajas (tabla V); además, el tipo de biotopo no es el que suelen habitar dichas especies en los hábitats ibéricos (MONSERRAT, 1985A; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988B; etc.). Con respecto a *C. borealis*, esta especie presenta una cierta euricidad (AH = 2,12), como suele ser habitual en la Península Ibérica (MONSERRAT & MARÍN, 1992), habiéndose colectado en biotopos diversos, aunque con una densidad muy elevada en el biotopo ribera-1, siendo un componente fundamental de su fauna neuropterológica (tabla V). Por último, *C. psociformis* ha sido colectada en densidades poblacionales muy reducidas en biotopos tan diversos como el pinar-2 y la ribera-1, caracterizados por la existencia de unos valores relativamente elevados de humedad ambiental (tabla I), lo cual no ha resultado extraño ya que parece asociarse en esta zona de la Península Ibérica a biotopos con estas características ambientales (MONSERRAT, 1984).

El subgrupo B2 está definido por especies asociadas principalmente al biotopo ribera-2. *C. tjederi* se ha encontrado asociada muy claramente a este tipo de biotopos, como viene siendo habitual en ella en los medios ibéricos (MONSERRAT & MARÍN, 1992). En el caso de *S. aleyrodiformis*, ha sido colectada en bajas densidades poblacionales en diferentes biotopos, aunque principalmente en los biotopos de ribera, corroborando así el carácter eurico que presenta generalmente en la Península Ibérica (MONSERRAT & MARÍN, 1992).

—Grupo C: este grupo lo constituyen especies colectadas mayoritariamente en los sabinares. Como en los grupos anteriores, existe una diferenciación en subgrupos en función de la fauna característica de cada biotopo. El subgrupo C1 está constituido por especies que caracterizan el biotopo sabinar-2, mientras

que el subgrupo C2 se constituye con especies características del biotopo sabinar-1.

Dentro del subgrupo C1, *N. nemauslensis*, *M. styriaca* y *D. pumilus* han sido colectadas en niveles poblacionales muy reducidos, por lo tanto no podemos definir una clara asociación a este tipo de medios. Por el contrario, en el caso de *A. maculata* y *H. pallida* sí puede concluirse una íntima asociación a este tipo de biotopos, de cuya fauna son componentes habitualmente característicos en estos bosques ibéricos (MONSERRAT & MARÍN, 1992).

En el subgrupo C2, la mayoría de las especies han sido colectadas en baja densidad poblacional, por lo que poco puede concluirse sobre sus preferencias. Por el contrario, los niveles poblacionales detectados en *C. ezequi*, permiten su adscripción clara a este tipo de biotopos en la provincia, habida cuenta de que suele ser una especie característica de la fauna que habita los sabinares ibéricos (MONSERRAT & MARÍN, 1992).

—Grupo D: lo constituyen especies colectadas fundamentalmente en los encinares, en concreto en los biotopos encinar-1 y encinar-3. Estas especies suelen ser componentes habituales, y muy característicos, algunos de ellos (*S. pygmaeus*, *M. prasinus*, *C. haematica*, *A. iberica*, etc.), de la fauna neuropterológica que habita los encinares ibéricos (MARÍN & MONSERRAT, 1987; MONSERRAT & MARÍN, 1992; etc.).

Los resultados obtenidos en cuanto a la similitud de las especies de neurópteros en función de sus preferencias por los biotopos estudiados, presentan una correspondencia con las similitudes obtenidas entre los biotopos en función de la fauna de neurópteros que presentan. En este sentido, en la fig. 2 se representan las relaciones entre los biotopos estudiados, observándose la existencia de grupos definidos con mayor o menor similitud en función de su fauna neuropterológica.

Un grupo A lo constituyen los encinares, con la excepción del encinar-2, que se agrupan con una similitud muy elevada (mayor al 80%), lo que indica una composición faunística muy particular de este tipo de biotopos.

El grupo B está formado por los pinares, aunque aquí también se incluye el encinar-2, asociado con el pinar-1, dada la gran similitud faunística existente entre ambos, que ya ha sido estudiada. Al contrario que en el grupo anterior, las similitudes existentes en este grupo de biotopos es francamente reducida (menor al 40%), lo que indica una importante diversificación en su composición faunística, consecuencia muy probablemente de la diferencia en sus características bioclimáticas y fitosociológicas (tabla I).

El grupo C lo forman los sabinares, que como ocurre en el grupo anterior, presentan similitudes faunísticas relativamente bajas (inferiores al 50%), que implican un grado importante de variabilidad en la composición faunística de los biotopos en cuestión. En este caso, el factor que determina dicha variación corresponde a las características fitosociológicas de los biotopos estudiados.

	E-1	E-2	E-3	S-1	S-2	P-1	P-2	R-1	R-2	PA-1	PA-2	TOT.
RAPHIDOPTERA Hordtberg												
RAPHIDIIDAE Latreille												
1. <i>Raphide castaneola</i> (Navás)			1	1			1					4
PLANIPENNIA Hordtberg												
SCYRMELEONIDAE Linné												
2. <i>Scyrmelionis nigricornis</i> (Pallas)					1					10		11
3. <i>Scyrmelionis apicalis</i> (Latreille)			2	8	2					10	2	24
4. <i>Neorionis crassicornis</i> (Bocklén)					1							1
5. <i>Neorionis armata</i> (Navás)		1										1
6. <i>Scyrmelionis apicalis</i> (Latreille)			4	3	8					2		17
ASCALAPHIDAE Rambur												
7. <i>Ascalaphus longicornis</i> (Latreille)											2	2
8. <i>Ascalaphus incertus</i> (Günther)			1								3	4
9. <i>Ascalaphus ramburi</i> (Rambur)			2	2							7	11
10. <i>Delphacostiphula clausi</i> Navás					1					3		4
NEMOPTERIDAE Burmeister												
11. <i>Nemoptera bipuncta</i> (Hilleb.)					12							12
DILARIDAE Newm.												
12. <i>Dilara strabus</i> Navás						1						1
13. <i>Dilara pumila</i> Navás					1							1
MANTISPIDAE Leach												
14. <i>Mantispa styriaca</i> (Follis)					2							2
HEMEROPTERIDAE Linné												
15. <i>Hemerobius nigricornis</i> (Stephens)		2		2								4
16. <i>Hemerobius pygmaeus</i> (Rambur)	1		1	1				1				4
17. <i>Hemerobius lucorum</i> (Walderheim)								1				1
18. <i>Hemerobius albidus</i> (Follis)								1				1
19. <i>Hemerobius nigricornis</i> (Stephens)								1				1
CHRYSOPTERIDAE Sélys												
20. <i>Chrysopa lucida</i> (Rott.)						1						1
21. <i>Chrysopa lucida</i> Sélys			4									4
22. <i>Chrysopa regalis</i> Navás							2					2
23. <i>Mallada praeterea</i> (Stephens)	11	11	12	13		2		8	1			46
24. <i>Mallada lucida</i> (Rambur)								1				1
25. <i>Mallada pumila</i> (Rambur)		1		1								2
26. <i>Mallada lucida</i> (Rambur)	1		1				1	1				4
27. <i>Mallada praeterea</i> (Stephens)								1				1
28. <i>Mallada pumila</i> (Rambur)		1		1								2
29. <i>Mallada lucida</i> (Rambur)								1				1
30. <i>Mallada lucida</i> (Rambur)		3		2								5
31. <i>Mallada lucida</i> (Rambur)				1								1
32. <i>Chrysopa lucida</i> (Rambur)	22	8	7	10	2	3	15	8	1			72
33. <i>Chrysopa lucida</i> (Rambur)						10	3					13
34. <i>Chrysopa lucida</i> (Rambur)	1	1	1	1	1							5
CONOPTERYGIDAE Burmeister												
35. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)				10			2					12
36. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)				4	11							15
37. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)	24	24	4			1						49
38. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)	1		2									3
39. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)				2		18	8					27
40. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)		1		21				4				26
41. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)					1							1
42. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)	11		1	1								13
43. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)												1
44. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)				1				25	18			43
45. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)												1
46. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)	1		1									2
47. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)												1
48. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)			1	1					3			5
49. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)					13							13
50. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)						8						8
51. <i>Conopteryx lucida</i> (Rambur)							1	1				2

Tabla IV: Relación de las especies capturadas y su abundancia en cada uno de los biotopos estudiados, durante los años considerados.

	E-1	E-2	E-3	S-1	S-2	F-1	F-2	B-1	B-2	PA-1	PA-2	Ed	AH
<i>Epilobia cuneata</i>				1			2					4	284
<i>Neurichia saxatilis</i>												4	1
<i>Neurichia arenaria</i>		1										3	1
<i>Dieris caryocata</i>						1						1	1
<i>Dieris psyllis</i>						1						1	1
<i>Metilpa styxion</i>												1	1
<i>Zymphonitis clypeus</i>		2		1		1						4	166
<i>Zymphonitis pygmaea</i>	2		1,5	2				1				4,2	3,71
<i>Zymphonitis lacustris</i>							1					1	1
<i>Wasmannia sindialis</i>							1					1	1
<i>Wasmannia stipula</i>							1					1	1
<i>Chrysopa italica</i>						1						1	1
<i>Chrysopa viduata</i>	3,5		1,8									5,1	3,75
<i>Chrysopa rufipes</i>						1						2	2
<i>Meloida prostrata</i>	8,8	2,3	4,7	8,3		2		1,4				12,1	8,5
<i>Meloida ruficollis</i>								3				1	1
<i>Meloida gemi</i>		1		1		1						3	127
<i>Meloida lac(Pois)</i>	1		1					1				4	8
<i>Meloida granulata</i>								1				1	1
<i>Meloida glaci</i>		2		1								4	186
<i>Meloida subobovata</i>								1				1	1
<i>Meloida ibérica</i>		1,5		1		2,25						5,75	1,91
<i>Meloida atarcti</i>												1	1
<i>Chrysopa compta</i>	8,8	4	3	1,82		1,56	3,93	1,28				14,3	7,68
<i>Chrysopa melanostoma</i>							2,5	1				3,5	3,61
<i>Cassida lignosa</i>	1	1	1	1	1							5	5
<i>Alysipteryx levis</i>												1	1
<i>Alysipteryx melanocephala</i>				2,2	3,64							3,88	1,88
<i>Alysipteryx ibérica</i>	4	2,21	2	1								11,33	3,68
<i>Haliplus pseudoclausa</i>												1	1
<i>Coleoptera parvipes</i>						4,5	2,25					6,75	1,8
<i>Coleoptera borealis</i>				1,75				6,5				7,46	2,12
<i>Coleoptera scopii</i>				4,1								6,2	1,7
<i>Coleoptera haemorrhoidalis</i>	3		1									5	1,47
<i>Coleoptera abnormis</i>				1								1	1
<i>Coleoptera deflexi</i>								3,3	4,1			8	1,36
<i>Coleoptera laevigata</i>												1	1
<i>Coleoptera submarginata</i>	1											1	1
<i>Coleoptera submarginata</i>								4				1	1
<i>Coleoptera submarginata</i>								1	2			4	1,66
<i>Neotriplax pallida</i>				1								1	1
<i>Neotriplax pallida</i>				3,5	5,1							1,7	1,8
<i>Cassida parvicollis</i>								1	1			2	2

Tabla V: Densidad de las especies capturadas, correspondientes a medios arbóreos o arbustivos, en cada uno de los biotopos estudiados. Se incluyen también sus valores de amplitud de biotopo para cada especie: (AH) y el sumatorio de las densidades.

Por último, existe un grupo D que se constituye con los biotopos de ribera, con una similitud faunística superior al 50%, lo que indica la existencia de una fauna de neuropteros bastante definida.

En conclusión, cada comunidad vegetal estudiada está caracterizada por la existencia de una fauna neuropterológica original, existiendo variaciones más o menos acusadas de la composición faunística en función de las características locales (bioclimáticas, fitosociológicas, etc.) del biotopo considerado.

2 COMPOSICIÓN DE LAS COMUNIDADES CORRESPONDIENTES AL MEDIO HERBÁCEO

En la tabla VI se recogen los valores de densidad ($n.^{\circ}$ ej. / $n.^{\circ}$ muestras) de cada especie de neuroptero en cada uno de los biotopos estudiados, correspondientes a las capturas realizadas en el medio herbáceo. Para el cálculo de la densidad sólo se tuvieron en cuenta las muestras en que fueron recogidos ejemplares de la especie en cuestión.

Los datos de dicha tabla fueron utilizados para realizar sendos análisis de cluster, uno de especies de neuropteros y otro de biotopos, de igual manera a como se realizó con los datos correspondientes a las capturas en medio arbóreo o arbustivo.

Los resultados de estos análisis se muestran en los dendrogramas de las fig. 3 y 4.

En la fig. 3 el análisis realizado ha dado como resultado la existencia de dos grupos definidos de especies, que pueden adscribirse fácilmente a un determinado biotopo.

Un grupo A está constituido por especies colectadas mayoritariamente en biotopos donde la vegetación potencial es el encinar manchego (*Bupleuro rigidi-Querceto rotundifoliae*), que se manifiesta en su forma óptima (encinar-3), en su variante con *J. thurifera* (sabinar-1 y sabinar-2), o en su etapa subserial más avanzada (pastizal 1). Estos biotopos constituyen, por tanto, manifestaciones diferentes de la serie de vegetación indicada, por lo que las características ambientales (bioclimáticas, edáficas, etc.) son parecidas en todos ellos, permitiendo la existencia de una fauna neuropterológica muy similar a nivel del medio herbáceo.

En este grupo nos encontramos, por un lado, a *M. trigrammus* y *D. dusmetii*, especies que se encuentran asociadas principalmente al biotopo pastizal-1, carente de vegetación arbórea o arbustiva. *M. trigrammus* suele encontrarse asociada a este tipo de biotopos en la Península Ibérica (MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; etc.). Respecto a *D. dusmetii*, se trata de una especie poco citada en la bibliografía, cuya biología y autoecología es poco conocida (ASPOCK & COL., 1980).

Por otro lado, dentro de este grupo se encuentran *M. appendiculatus* y *C. lugdunensis*, especies que presentan mayor amplitud de biotopo, habiendo sido colectadas principalmente en biotopos arbóreos o arbustivos (encinar-3,

sabinar-1 y sabinar-2). Ambas especies suelen ser componentes casi exclusivos de la fauna neuropterológica característica del medio herbáceo de este tipo de biotopos en la Península Ibérica (MARÍN & MONSERRAT, 1987; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; MARÍN & MONSERRAT, 1990; etc.).

El grupo B lo forman especies asociadas principalmente al biotopo denominado pastizal-2, perteneciendo todas al género *Libelloides*. Este género está constituido por especies que habitan en biotopos soleados con una cierta humedad atmosférica (DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; etc.), por lo cual su presencia en éste como en otros biotopos con ombroclima subhúmedo donde algunas han sido también halladas, como *L. ictericus* y *L. baeticus* en el encinar-3, no ha resultado sorprendente.

Por último, existe una especie, *N. bipennis*, que no se asocia a ninguno de los grupos mencionados, debido a que ha sido colectada únicamente en el biotopo sabinar-2, al que caracteriza muy específicamente. Esta especie suele estar asociada en la Península Ibérica a biotopos soleados, con suelos pobres y escasa vegetación arbórea (DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A; etc.), similares al indicado anteriormente.

Como ocurrió con las especies de neurópteros del medio arbóreo o arbustivo, en las especies asociadas al medio herbáceo encontramos una correspondencia, menos definida que en el caso anterior, entre los resultados obtenidos de la similitud de dichas especies en función de sus preferencias por los biotopos estudiados y las similitudes de estos biotopos en función de la fauna de neurópteros que presentan.

En la fig. 4 se representan las relaciones entre los biotopos estudiados. Se muestra la existencia de dos grupos de biotopos en función de su fauna neuropterológica acompañante:

—un grupo A, formado por biotopos donde la vegetación potencial la constituye el encinar manchego (*Bupleuro rigidi - Querceto rotundifoliae*). Por un lado se asocian el encinar-3 y el sabinar-1, con una similitud elevada (casi un 70%), que presentan una fauna muy similar (tabla VI); con una similitud muy inferior (40%) se agrupa el pastizal-1, debido a la existencia en dicho biotopo de *D. dusmeti*, que le hace presentar unas características muy especiales a nivel faunístico.

—un grupo B, constituido por dos biotopos de características fitosociológicas muy diferentes, el sabinar-2 y el pastizal-2, que se agrupan con una similitud intermedia (superior al 50%), debido a que presentan independientemente una fauna de neurópteros muy original. En el caso del sabinar-2 dicha fauna se caracteriza por la presencia de *D. dusmeti* y *N. bipennis*, mientras que en el pastizal-2 las especies del género *Libelloides* son los componentes principales de su fauna neuropterológica.

En conclusión, los resultados obtenidos acerca de la composición de las comunidades de neurópteros asociadas al medio herbáceo no muestran, como

en el caso de las comunidades asociadas al medio arbóreo o arbustivo, una diferenciación tan clara en cuanto a sus preferencias por un cierto tipo de biotopo, muy al contrario, parecen indicar una cierta uniformidad en la composición faunística, sólo interrumpida por la existencia de unas condiciones bioclimáticas muy particulares en ciertos biotopos

	E-1	E-2	E-3	S-1	S-2	P-1	P-2	R-1	R-2	PA-1	PA-2	Ed	AH
<i>Myrmica ruginodis</i>					1					2,5		3,5	1,9
<i>M. ruginodis</i> <i>agrippinensis</i>			2	4	1,5					3,5	1	11,83	3,96
<i>Crematogaster lignicola</i>			4	1	1					1		12	3,79
<i>Lasius anglicus</i>											1	1	1
<i>Lasius niger</i>			1								4,5	2,5	1,9
<i>Lasius niger</i>			3,5	1							3,5	8	2,1
<i>Delocoryphus fulvipes</i>					1					1,5		2,5	1,9
<i>Nemopoda signata</i>					4							4	1

Tabla VI: Densidad de las especies capturadas, correspondientes al medio herbáceo, en cada uno de los biotopos estudiados. Se incluyen también los valores de amplitud de biotopo para cada especie (AH) y el sumatorio de las densidades.

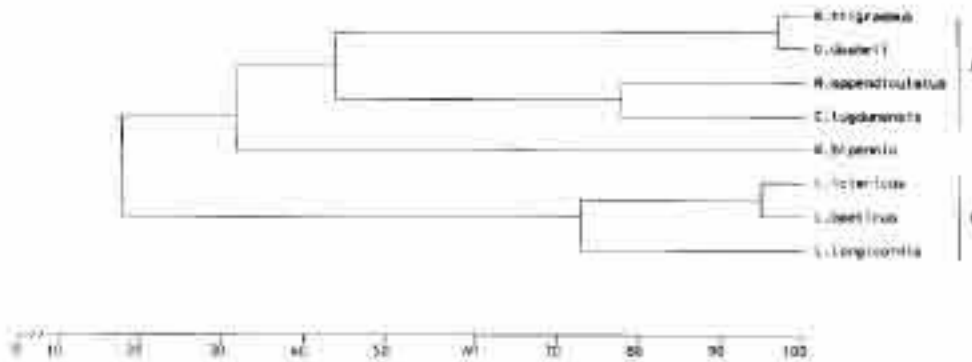


Fig. 3: Dendrograma de similitud cuantitativa de las especies de neurópteros (medio herbáceo) en función de su densidad en los diferentes biotopos estudiados.

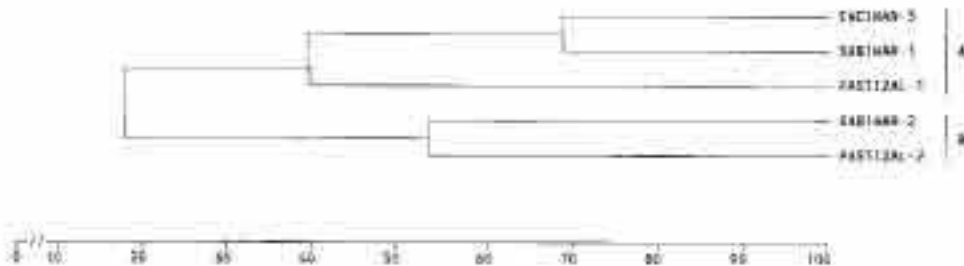


Fig. 4: Dendrograma de similitud cuantitativa de los biotopos estudiados en función de la densidad de neurópteros (medio herbáceo) que presentan.

ESTRUCTURA DE LAS COMUNIDADES

En este apartado se exponen los resultados del análisis de la estructura de las comunidades de neurópteros que habitan los biotopos considerados, utilizando, de la misma forma que al analizar la composición faunística, el conjunto de datos obtenidos durante los años 1990 y 1991 (tabla IV). Asimismo, se han analizado por separado los datos obtenidos de las especies que se asocian principalmente al medio arbóreo o arbustivo y los datos correspondientes a las especies asociadas preferentemente al medio herbáceo.

Para realizar dicho análisis se han manejado una serie de parámetros utilizados normalmente para la definición sintética de las comunidades de insectos. Estos parámetros son:

—Abundancia (A): número total de ejemplares colectados en cada comunidad.

—Densidad (d): relación del número total de ejemplares por las muestras realizadas.

—Riqueza específica (S): número de especies de la comunidad.

—Amplitud de hábitat media (AH): calculada para cada biotopo a partir de las amplitudes de biotopo de cada especie (ver tablas V y VI), según la fórmula de SIMPSON (1949):

$$AH = 1 / \sum p_i^2$$

donde « p_i » es la proporción de individuos en cada una de las clases, calculada en este caso a partir de la suma de densidades de cada especie.

—Dominancia (D): relación entre la suma de las abundancias de las dos especies más abundantes en cada comunidad y el total de individuos colectados, según lo indicado por McNAUGHTON & WOLFF (1970).

Los resultados obtenidos mediante la utilización de estos parámetros se agrupan, separadamente en función del tipo de comunidad estudiada (medio arbóreo o arbustivo y medio herbáceo), en las tablas VII y VIII.

1. ESTRUCTURA DE LAS COMUNIDADES CORRESPONDIENTES AL MEDIO ARBÓREO O ARBUSTIVO

Con respecto a las comunidades de neurópteros asociados al medio arbóreo o arbustivo, se observa que los valores de la densidad son variables (dependiendo de la comunidad estudiada (tabla VII); así, los extremos en cuanto a estos valores vienen dados por los sabinares, el biotopo ribera-1 y el encinar-1, con densidades por encima de 4,5, y el encinar-3 con un valor de 2,5. El resto de biotopos mantiene valores de densidad intermedios, inferiores a 4 ejemplares por muestra realizada. En cualquier caso, los valores obtenidos de este parámetro están muy por debajo de los obtenidos por MARÍN & MONSERRAT (1991) en diversos hayedos del Sistema Central Ibérico.

En cuanto a la riqueza específica (S), destaca el elevado valor obtenido en

el sabinar-1, donde se contabilizan un total de 18 especies colectadas; este elevado valor se debe al enriquecimiento que presenta este biotopo con táxones típicos del encinar. Los valores mínimos de este parámetro han sido hallados en el biotopo ribera-2 ($R = 4$), probablemente debido al reducido número de muestras que fue posible obtener en él, así como en el sabinar-2 ($R = 8$), biotopo con unas características faunísticas muy originales. El resto de los biotopos estudiados presentan valores intermedios entre los anteriormente mencionados, que oscilan entre 10 y 12 especies colectadas por biotopo. MARÍN & MONSERRAT (1991) obtienen valores muy inferiores de este parámetro en los hayedos meridionales ibéricos.

Otro parámetro definitorio de la estructura de la comunidad es la amplitud de hábitat media (AH), que pone de manifiesto el carácter «generalista» o «especialista» de las especies que constituyen una comunidad. Por lo general, no se encuentran variaciones muy acusadas de este parámetro entre los biotopos considerados, sin embargo se observa que los bosques de coníferas y los bosques de ribera (exceptuando el biotopo ribera-2), presentan una fauna neuropterológica más original, compuesta por especies restringidas a muy pocos o un sólo biotopo (bajos valores de AH) (tabla VII). Por otro lado, los encinares presentan una fauna menos selectiva (altos valores de AH), ya que sus comunidades de neurópteros están compuestas, en líneas generales, por especies con facilidad para colonizar biotopos diferentes, aunque muestren una cierta preferencia por este tipo de bosque en la zona estudiada. Hay que destacar el elevado valor que este parámetro presenta en el biotopo ribera-2 ($AH = 4,32$); dicho biotopo presenta unas características fisionómicas y fitosociológicas muy originales, que permiten el desarrollo de una comunidad de neurópteros constituida por especies poco selectivas, que encuentran en él un refugio frente a la menor humedad del entorno circundante.

El último parámetro medido, la dominancia (D), pone de manifiesto un aspecto de gran interés en la comunidad, como es la contribución numérica de determinadas especies al total de los efectivos de una comunidad dada. Según los resultados obtenidos, los bosques de ribera y el sabinar-2 son los biotopos con una estructura más dominante de sus comunidades (tabla VII), con valores de dominancia muy similares a los obtenidos en los bosques de hayas del Sistema Central por MARÍN & MONSERRAT (1991). El sabinar-1 por el contrario es el que ofrece el menor valor de dominancia de los biotopos estudiados ($D = 0,56$). El resto de los biotopos presentan valores intermedios de dominancia, que oscilan entre 0,5 y 0,7, presentando una distribución muy uniforme en el número de efectivos de las especies que componen sus comunidades.

La existencia de una estructura dominante en una comunidad implica que una o dos de las especies que la constituyen contribuyen de manera notable al conjunto de sus efectivos. Esta circunstancia se pretende ilustrar en la fig. 5, donde se ha representado la contribución porcentual (en base a las densidades) a cada comunidad de sus especies más representativas. En dicha figura se observa

como las comunidades más dominantes se caracterizan por poseer, generalmente, una o dos especies que dominan porcentualmente sobre las demás especies de la comunidad; en el caso de las comunidades de ribera existe una dominancia elevada de la especie *C. tjederi*, compartida en la ribera-1 con *C. borealis*; en el sabinar-2, son dos especies, *H. pallida* y *A. maculata*, las que dominan en la comunidad. En las comunidades con valores intermedios de dominancia, como las de encinares y pinares, existe una distribución uniforme en la contribución porcentual de las especies que las conforman, no existiendo especies propiamente dominantes en las mismas. Por último, la comunidad menos dominante de las estudiadas es la perteneciente al sabinar-1, biotopo que como ya hemos mencionado presenta unas características vegetales muy particulares, existiendo en el mismo una fauna neuropterológica mezcla de la existente en los encinares y sabinarres puros; por esta razón, las contribuciones porcentuales de las especies de dicha comunidad, a nivel global, no permiten el dominio de una o unas especies concretas.

	E-1	E-2	E-3	S-1	S-2	P-1	P-2	R-1	R-2
A	83	55	40	93	60	53	36	110	25
M	18	18	16	18	11	15	11	22	7
d	4,72	3,05	2,5	5,16	5,45	3,53	3,27	5	3,16
S	10	10	22	18	8	13	11	12	4
AH	5,65	3,52	3,08	3,77	2,55	2,88	2,28	3,76	4,32
D	0,54	0,63	0,5	0,36	0,78	0,52	0,68	0,74	0,90

Tabla VIII. Valores de los parámetros definitorios de la estructura de las comunidades (medio arbóreo o arbustivo) en cada uno de los biotopos estudiados. Para las abreviaturas ver texto

2. ESTRUCTURA DE LAS COMUNIDADES CORRESPONDIENTES AL MEDIO HERBÁCEO

En la tabla VIII se representan los valores obtenidos de los parámetros definitorios de la estructura de las comunidades de neuropteros asociados al medio herbáceo.

Con respecto a la densidad, se observa que los valores obtenidos son muy inferiores a los registrados en el caso de las comunidades de neuropteros del medio arbóreo o arbustivo. Las comunidades donde dicho valor es más elevado son las correspondientes al sabinar-2 y pastizal-1, mientras que en las comunidades del encinar-3, sabinar-1 y pastizal-2 la densidad apenas llega a 1,5 ejemplares por muestra.

La riqueza específica presenta valores similares en las comunidades estudiadas, destacando la comunidad del sabinar-2 por presentar el valor máximo

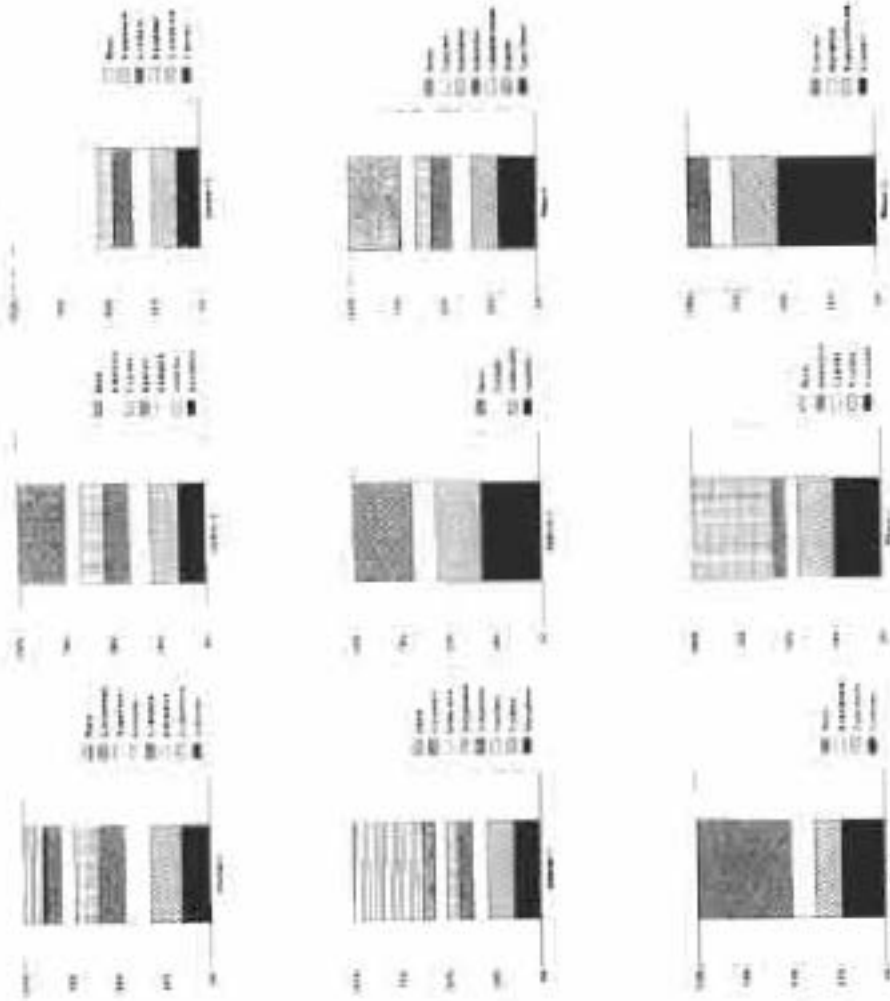


Fig. 4. Gráfico de barras representativo del porcentaje (en base a las óximizadas) con el que las especies más representativas contribuyen a la estructura de 40 comunidades (orden alfabético o alfabético).

(R = 5) y la comunidad del sabinar-1 que ostenta el menor número de especies capturadas (R = 3).

En cuanto a la amplitud de hábitat media (AH), no se encuentran, como ocurría en las comunidades de neurópteros arbóreos o arbustivos, variaciones muy acusadas de este parámetro entre las comunidades consideradas (tabla VIII). Sin embargo, se observa que las comunidades que habitan el sabinar-2 y pastizal-2 presentan una fauna neuropterológica más original, compuesta por especies que se desarrollan en muy pocos o un sólo biotopo (con bajos valores de AH). Por otro lado, las comunidades pertenecientes al encinar-3, sabinar-1 y pastizal-1 presentan una fauna menos selectiva (mayores valores de AH), integrada generalmente por especies con capacidad para colonizar biotopos diferentes.

Por último, con respecto a la dominancia, un primer dato a puntualizar es la existencia de elevados valores de este parámetro en las comunidades que habitan los diferentes biotopos estudiados (tabla VIII). En la figura 6 se ha representado la contribución porcentual (en base a las densidades) a cada comunidad de sus especies más representativas. En dicha figura se observa claramente la estructura dominante de las diferentes comunidades estudiadas, existiendo en la mayoría de los casos dos especies que suponen casi el 75% del total de efectivos de la comunidad: este porcentaje es superado en el caso de la comunidad del sabinar-1, debido a los elevados valores de densidad que presentan *M. appendiculatus* y *C. lugdunensis*. Por otro lado, hay que destacar la distribución más o menos uniforme en la contribución porcentual de las especies que componen las diferentes comunidades: sin embargo, en algunas comunidades, como las del sabinar-2 y el pastizal-2, se diferencia muy claramente una especie dominante sobre el resto de las que integran la comunidad, en el primer caso *N. bipennis* mientras que en el segundo es *L. baeticus* la especie que desempeña este papel.

	E-1	S-1	S-2	PA-1	PA-2
A	14	12	26	25	12
M	11	11	11	10	10
d	1,27	1,69	2,36	2,50	1,20
s	4	3	3	4	4
AH	3,03	3,41	2,86	2,83	2,34
D	0,78	0,91	0,77	0,80	0,65

Tabla VIII: Valores de los parámetros definitorios de la estructura de las comunidades (medio físico) en cada uno de los biotopos estudiados. Para las abreviaturas ver texto.

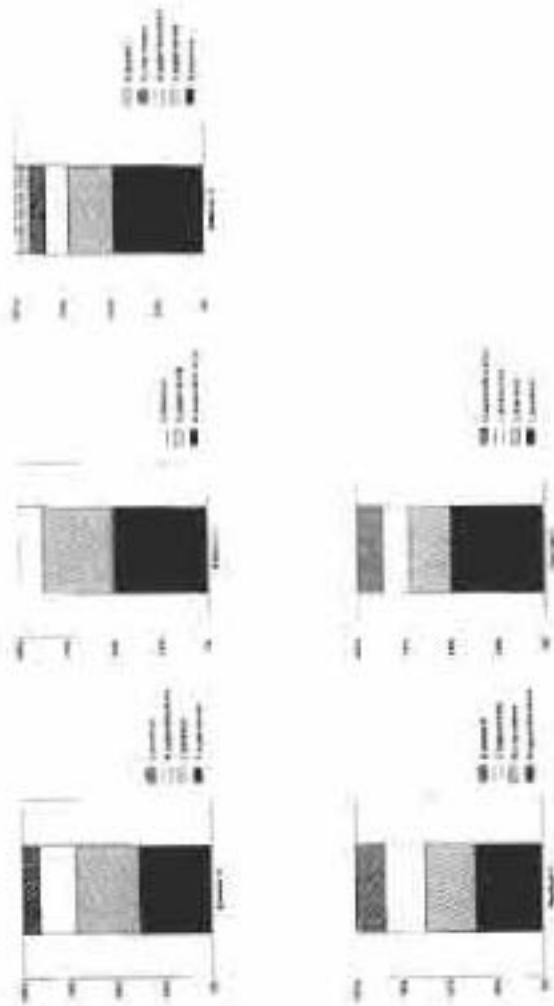


Fig. 6: Gráfico de barras representativo del porcentaje (en base a las densidades) con el que las especies de neuróspicos contribuyen a la estructura de su comunidad (medio herbáceo).

ESTACIONALIDAD

En este apartado se realiza un estudio de las fluctuaciones estacionales de las comunidades de neurópteros presentes en los diferentes biotopos estudiados, así como un somero análisis de la fenología de las especies más abundantes y representativas de las mismas. Asimismo, en ambos casos, se intenta encontrar las causas, bien relacionadas con el medio en el que viven o inherentes a cada especie en concreto, que pueden provocar los patrones de distribución estacional detectados.

En este apartado únicamente han sido considerados los datos obtenidos durante el año 1991 (tablas IX a XX), debido al mayor número de muestras obtenidas a lo largo de dicho año, que abarcaron las diferentes estaciones en las cuales se desarrollan las poblaciones de neurópteros preferentemente (primavera, verano y otoño). El análisis de dichos datos nos permite obtener una visión más amplia de las variaciones estacionales que presentan las comunidades consideradas.

1. EVOLUCIÓN ESTACIONAL EN EL NÚMERO TOTAL DE ESPECIES Y EJEMPLARES

En las figuras 7 y 8 se ha representado la evolución estacional del número total de especies capturadas en el conjunto del área de estudio, así como su densidad (n° total de ejemplares / n° de muestras) como medida de su abundancia, tanto en lo que respecta a las comunidades de neurópteros del medio arbóreo o arbustivo (tablas IX a XIV) como aquellas del medio herbáceo (tablas XV a XX). Asimismo, se ha representado la variación estacional de ambos parámetros, correspondiente a las familias de neurópteros más representativas en cada tipo de comunidad, tanto por su abundancia, como por su riqueza específica. Estos datos nos permitirán ahondar aún más en las posibles causas de las fluctuaciones estacionales de cada comunidad, debido a las particularidades fenológicas que presentan las diferentes familias consideradas.

Respecto a las comunidades de neurópteros del medio arbóreo o arbustivo (fig. 7), la evolución estacional en el número de especies muestra la existencia de un periodo de mayor actividad de éstas, durante los meses de junio, julio y agosto, en los que se ha colectado una media de 15 especies por mes, sin que existan máximos claramente marcados de actividad en dicho periodo (fig. 7). Durante los meses previos existe un aumento, bastante acusado, en el número de especies presentes, mientras que en el mes de septiembre se produce un descenso gradual en el número de especies colectadas. Este patrón estacional es consecuencia del comportamiento estacional que presentan las familias *Chrysopidae* y *Coniopterygidae* en el conjunto de biotopos estudiados, con una mayor presencia de especies durante los meses estivales (fig. 7), y muestra la existencia de una relación directa entre la riqueza específica y las características térmicas del

medio, alcanzándose los mayores niveles en el número de especies colectadas durante los meses de junio, julio y agosto, con mayor temperatura media mensual (fig. 9).

En lo que concierne a la evolución estacional de la abundancia (densidad) en las comunidades de neurópteros del medio arbóreo o arbustivo (fig. 7), se observa, de la misma forma que en la evolución anual del número de especies, la existencia de un período de mayor actividad de imagos durante los meses de junio, julio y agosto, aunque en este caso existen máximos poblacionales más definidos que en el caso del número de especies. Así, se alcanza un máximo secundario de abundancia en el mes de junio, al que sigue una ligera disminución en el mes de julio, alcanzando posteriormente el máximo poblacional anual en el mes de agosto. Este último máximo es consecuencia de los elevados valores de densidad que presenta durante este mes la familia **Coniopterygidae** en el conjunto de los biotopos estudiados (fig. 7), sobre todo, como veremos posteriormente, debido a una mayor actividad que en ciertos biotopos presentan los imagos pertenecientes a especies tales como *A. maculata*, *A. iberica* y *H. pallida*. Durante los meses previos y posteriores a la existencia de los máximos mencionados, el crecimiento y disminución de los niveles poblacionales de este parámetro se produce gradualmente, sin variaciones acusadas. En cualquier caso, se pone de manifiesto, al igual que ocurría con la evolución estacional de la riqueza específica, la necesidad de unos elevados valores de temperatura ambiental (fig. 9) para la existencia de altas densidades poblacionales en las comunidades de neurópteros asociados al medio arbóreo o arbustivo, circunstancia que ha sido puesta de manifiesto por el autor en varias ocasiones en otros biotopos de la Península Ibérica (MARÍN & MONSERRAT, 1987, 1991).

Con respecto a las comunidades de neurópteros asociadas al medio herbáceo, la representación de la evolución estacional del número de especies muestra la existencia de un máximo muy acusado en la época estival, en concreto en el mes de julio, en el que presentan actividad como imagos la mayor parte de las especies que forman parte de estas comunidades, principalmente las pertenecientes a las familias **Myrmeleontidae** y **Ascalaphidae** (tablas XVII a XX) (fig. 8). Previa y posteriormente a la existencia de dicho máximo el número de especies es muy reducido.

En lo que concierne a la abundancia (fig. 8), la gráfica muestra un patrón estacional muy similar al obtenido para el número de especies, es decir, existe un máximo de abundancia de neurópteros durante la época estival, que se distribuye entre los meses de julio y agosto, aunque con una ligera disminución en los niveles poblacionales en este último mes. Este máximo en la densidad poblacional se debe principalmente a los máximos relativos que las poblaciones de **Myrmeleontidae** y **Ascalaphidae** presentan en el conjunto de los biotopos estudiados (fig. 8). En el caso de los mirmeleontidos, su actividad en relación con la densidad poblacional alcanza un máximo definido en el mes de agosto, siendo la única familia presente en el mes de septiembre (tabla XVII); por el contrario, los ascaláfidos circunscriben su actividad como imagos al mes de julio.

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1	1		3	3	6	4	5
E-2		3	8	5	6	8	
E-3		1	1	3	8	4	1
S-1		1	20	8	20	4	1
S-2			2	4	23	1	1
P-1		3	1	4	3	7	3
P-2		1	3	1	1	5	1
R-1	3	11	5	8	6	7	
R-2			15	2	3		
TOTAL	4	22	58	38	76	40	12
Nº MUESTRAS	10	16	16	13	13	13	10
DENSIDAD	0,4	1,37	3,61	2,92	5,84	3,07	1,2

Tabla IX: Abundancia de los neuropteros recolectados en el medio arbóreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1	1		2	2	1	2	1
E-2		1	3	3	3	3	
E-3		1	1	3	3	2	1
S-1		1	0	3	6	2	1
S-2			3	3	3	1	1
P-1		1	1	3	2	2	2
P-2		1	2	1	1	1	1
R-1	2	2	4	3	3	1	
R-2			3	1	2		
TOTAL	2	6	16	15	15	8	3

Tabla X: Número de especies de neuropteros colectadas en el medio arbóreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1	1		3	2		3	5
E-2		3	2	4	4	8	
E-3		3	1	1	2	4	1
S-1			12	5	3	3	1
S-2				1		1	1
P-1				3	1	7	3
P-2		1					1
R-1	2		4	4	5		
R-2			1		1		
TOTAL	3	7	28	20	16	26	12
Nº MUESTRAS	10	16	16	13	13	13	10
DENSIDAD	0,3	0,43	1,75	1,53	1,23	2	1,2

Tabla XI: Abundancia de los crisopidos colectados en el muestreo arbóreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1	1		2	1		1	1
E-2		1	2	2	1	3	
E-3		1	1	1	1	2	1
S-1			3	2	3	1	1
S-2				1		1	1
P-1				2	1	2	2
P-2		1					1
R-1	1		1	2	4		
R-2			1		1		
TOTAL	1	2	6	6	6	5	3

Tabla XII: Número de especies de crisopidos colectadas en el muestreo arbóreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1				1	6	1	
E-2			1		1		
E-3				2	6		
S-1		1	4	3	17	1	
S-2			2	2	22		
P-1		3	1		2		
P-2			1	1	1	5	
R-1	1	11	1	4		7	
R-2			14	2	2		
TOTAL	1	15	24	15	57	14	
Nº MUESTRAS	10	16	16	13	13	13	
DENSIDAD	0,1	0,93	1,5	1,15	4,38	1,07	

Tabla XIII: Abundancia de los coniopterigidios colectados en el medio arboreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JU	JL	AG	S	O
E-1				1	1	1	
E-2			1		1		
E-3				2	2		
S-1		1	3	1	3	1	
S-2			2	1	2		
P-1		1	1		1		
P-2			1	1	1	1	
R-1	1	2	1	1		1	
R-2			2	1	1		
TOTAL	1	4	7	6	7	3	

Tabla XIV: Número de especies de coniopterigidios colectadas en el medio arboreo o arbustivo en cada uno de los biotopos considerados.

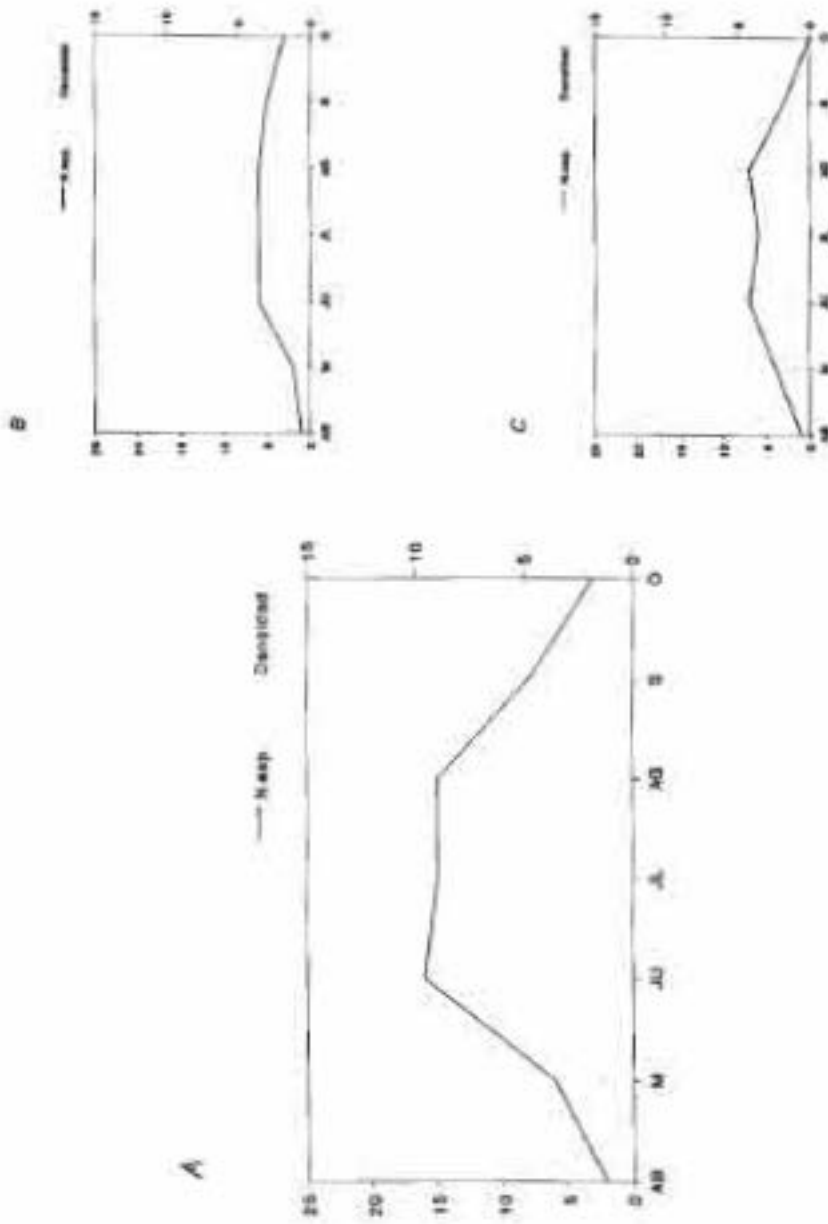


Fig. 4. Evolución estacional del número de especies y su abundancia (densidad) en el conjunto de los biotopos estudiados, correspondiente a las comunidades arbóreas o arbustivas, se representan independientemente los datos correspondientes al conjunto de los neurópteros (A), y las familias Chrysopidae (B) y Contopterygidae (C).

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2			3	3	2		
PA-1				5	8	2	
PA-2				5			
TOTAL			3	13	10	2	
Nº MUESTRAS			5	5	5	5	
DENSIDAD			0,6	2,6	2	0,4	

Tabla XV: Abundancia de los neurópteros colectados en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2			2	3	1		
PA-1				2	2	1	
PA-2				3			
TOTAL			2	7	2	1	

Tabla XVI: Número de especies de neurópteros colectadas en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2			1	2	2		
PA-1				3	8	2	
PA-2							
TOTAL			1	5	10	2	
Nº MUESTRAS			5	5	5	5	
DENSIDAD			0,2	1	2	0,4	

Tabla XVII: Abundancia de los myrmecónidos colectados en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2			1	2	1		
PA-1				1	2	1	
PA-2							
TOTAL			1	3	2	1	

Tabla XVIII: Número de especies de myrmecónidos colectadas en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2				1			
PA-1				2			
PA-2				5			
TOTAL				8			
Nº MUESTRAS				5			
DENSIDAD				1,6			

Tabla XIX: Abundancia de los ascáridos colectados en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O
S-2				1			
PA-1				1			
PA-2				3			
TOTAL				4			

Tabla XX: Número de especies de ascáridos colectadas en el medio herbáceo en cada uno de los biotopos considerados.

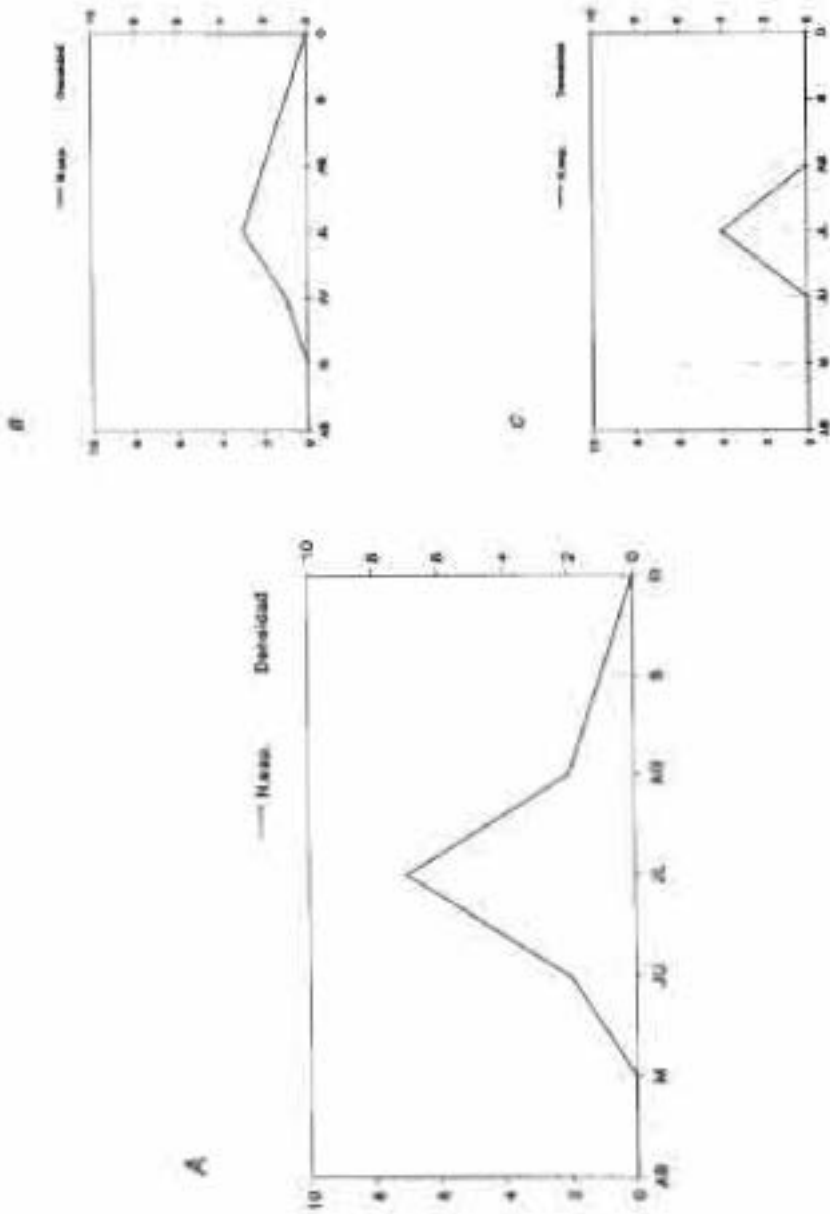


Fig. B: Evolución estacional del número de especies y su abundancia (densidad) en el conjunto de los biotopos estudiados, correspondiente a las comunidades brisáceas. Se representan independientemente los datos correspondientes al conjunto de los neuropteros (A), y a las familias Myrmecoclenidae (B) y Ascalaphidae (C).

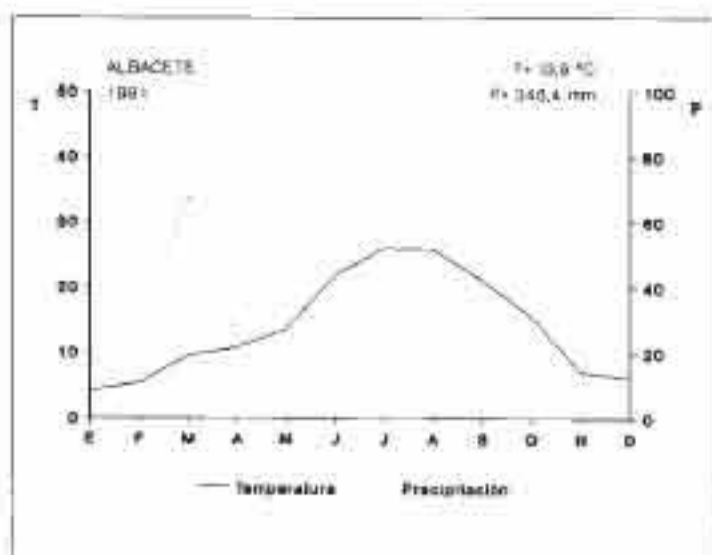


Fig. 9: Gráfico termopluviométrico de los datos meteorológicos registrados en la estación meteorológica de Albacete, durante el año estudiado. En la zona superior derecha se anota la temperatura media anual (T) y la precipitación anual (P).

En cualquier caso, los patrones estacionales de la riqueza específica y la densidad en las comunidades de neurópteros asociadas al medio herbáceo nos muestran, si los comparamos con la evolución de los factores climáticos (temperatura y precipitación) durante el año estudiado (fig. 9), que dichos parámetros evolucionan estacionalmente en relación directa con la temperatura del medio, aumentando conforme lo hace ésta. Esta estrecha relación es consecuencia de la gran influencia que la temperatura ejerce sobre diversos factores del desarrollo de este grupo de neurópteros (GREEN, 1955; PLETT, 1964; MATSURA & COL., 1991; etc.).

2. EVOLUCIÓN ESTACIONAL EN EL NÚMERO TOTAL DE ESPECIES Y EJEMPLARES EN LOS DIFERENTES BIOTOPOS

Aunque el análisis global de las fluctuaciones anuales en el número de especies y ejemplares muestra claramente la tendencia a un patrón general de distribución estacional de las comunidades de neurópteros, resulta interesante estudiar las mismas fluctuaciones en biotopos de diferentes características, que se encuentran sometidos, a priori, a unas condiciones microclimáticas distintas. En este caso, los resultados obtenidos deberían ser claramente indicativos de los patrones estacionales de las comunidades en los biotopos estudiados, sin embargo; dados los bajos valores obtenidos en cuanto al número de especies y la abundancia en muchos biotopos, sólo podemos limitarnos en estos casos a plantear supuestos sobre las posibles causas de dichas fluctuaciones.

A este respecto, en las figs. 10 y 11 se representa la variación anual del número de especies colectadas, así como la abundancia (expresada en este caso como número de ejemplares), en los diferentes biotopos estudiados, diferenciadas en función del medio considerado (arbóreo o arbustivo y herbáceo) (tablas XXI a XXXI).

En relación con la fluctuación estacional del número de especies, las comunidades de neurópteros asociadas al medio arbóreo o arbustivo presentan variaciones de este parámetro por lo general poco acusadas entre los biotopos estudiados (fig. 10), existiendo en la mayoría una mayor presencia de especies en la época de mayor temperatura ambiental, sin máximos bien definidos. La comunidad del sabinar-1 es la única que, en cierta medida, difiere del patrón estacional indicado, ya que la evolución anual del número de especies presenta dos máximos, uno de mayor entidad en junio y otro menos importante en agosto, con una inflexión acusada en el mes de julio, en el cual sólo se mantienen presentes ciertas especies polivoltinas (*M. prasinus*, *C. carnea* y *C. borealis*) (fig. 10).

Con respecto a la evolución estacional de la abundancia en las comunidades de neurópteros arbóreos o arbustivos (fig. 10), se observa, a pesar del reducido número de ejemplares colectado en muchos biotopos, un seguimiento del patrón general establecido para el conjunto de las comunidades (fig. 7), es decir, existen mayores valores del parámetro en cuestión generalmente en la época del año con valores más elevados de temperatura media (fig. 9), no existiendo fluctuaciones muy acusadas del parámetro considerado en la mayoría de los biotopos. Sólo en los sabinares y en los biotopos de ribera se ponen de manifiesto ciertas variaciones a considerar. Así, la comunidad del sabinar-1 presenta una evolución estacional en la abundancia similar a la que presentaba en el número de especies, es decir, dos máximos acusados de abundancia de similar magnitud, uno en junio y otro en agosto, con una inflexión acusada en el mes de julio; por lo tanto, parece deducirse que este patrón estacional es consecuencia de la alternancia estacional en la ocupación del nicho por parte de ciertas especies que componen la comunidad, ya que mientras el máximo de abundancia de junio es debido a la dominancia de *M. prasinus* (tabla XXIV), especie altamente hidrófila, que suele desarrollarse en la región mediterránea preferentemente durante la primavera y principios del verano (MONSERRAT, 1977; MARÍN & MONSERRAT, 1987; etc.), en el máximo de agosto la elevada abundancia se debe a especies que caracterizan a este tipo de biotopo (*A. maculata*, *C. ezequi* y *H. pallida*) y que presentan unas preferencias altamente termófilas. Por otro lado, la comunidad del sabinar-2 únicamente presenta un máximo acusado de abundancia en el mes de agosto, como consecuencia de la dominancia que presentan ciertas especies muy definitorias de la comunidad neuropterológica de este tipo de biotopo (*A. maculata* y *H. pallida*) (tabla XXV). Por último, respecto a las comunidades que habitan en los biotopos de ribera, se detectan máximos más o menos acusados de abundancia en el mes de mayo (en el biotopo ribera-1) y en el mes de junio (en el biotopo ribera-2), como consecuencia de la gran abundancia que

presenta la especie dominante en ambas comunidades, *C. tjederi*, durante la primavera y principio del verano (tabla XXIX).

En la fig. 11 se han representado las fluctuaciones estacionales observadas en las comunidades de neurópteros correspondientes a los medios herbáceos, con respecto tanto al número de especies como a la abundancia de las mismas. La evolución del número de especies en estas comunidades muestra, a pesar del reducido número colectado de las mismas, el comportamiento indicado para el conjunto de las comunidades de los medios herbáceos (fig. 8), es decir, la existencia de un máximo de actividad de especies que se manifiesta generalmente en el mes de julio. En el pastizal-1 este pico máximo abarca también el mes de agosto debido a la importante presencia de especies altamente termófilas como *M. trigrammus* y *M. appendiculatus* (tabla XXX).

Con respecto a la abundancia en las comunidades de neurópteros del medio herbáceo (fig. 11), la evolución estacional es muy similar a la obtenida en el número de especies, existiendo un máximo de actividad de imagos durante los meses estivales. En el caso de la comunidad del pastizal-1, compuesta principalmente por especies pertenecientes a la familia **Myrmeleontidae**, de mayores requerimientos xéricos, el máximo se alcanza en el mes de agosto, mientras que en la comunidad del pastizal-2, compuesta exclusivamente por especies de la familia **Ascalaphidae**, menos xéricas que las anteriores, el máximo se produce en el mes de julio. Por otro lado, la comunidad correspondiente al sabinar-2 no presenta un máximo definido, ya que el reducido número de ejemplares colectados en dicho biotopo no permite detectar una mayor actividad estacional.

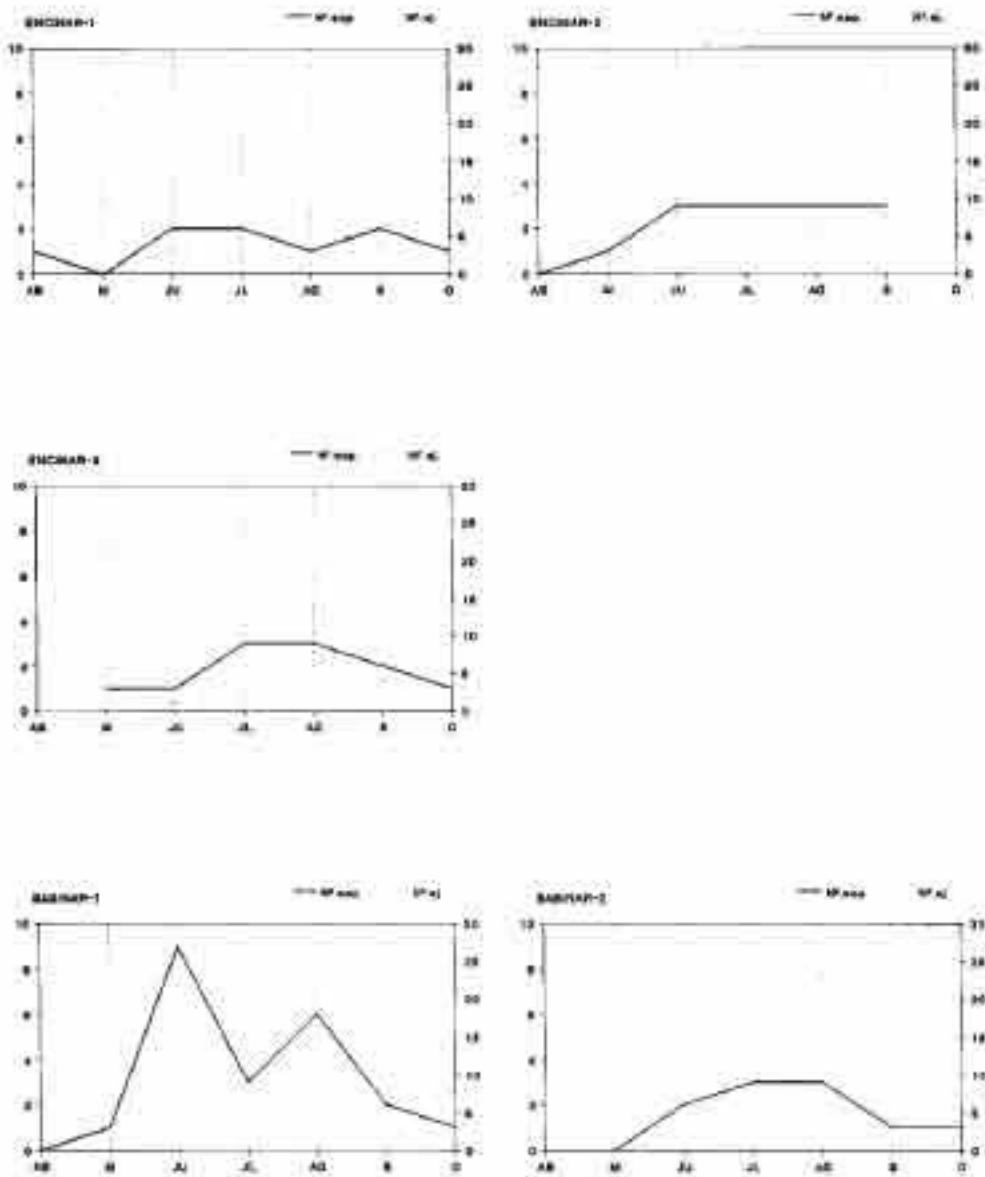


Fig. 10: Evolución estacional del número de especies y de ejemplares en cada uno de los hábitats estudiados, correspondiente a las comunidades arbóreas o arbustivas.

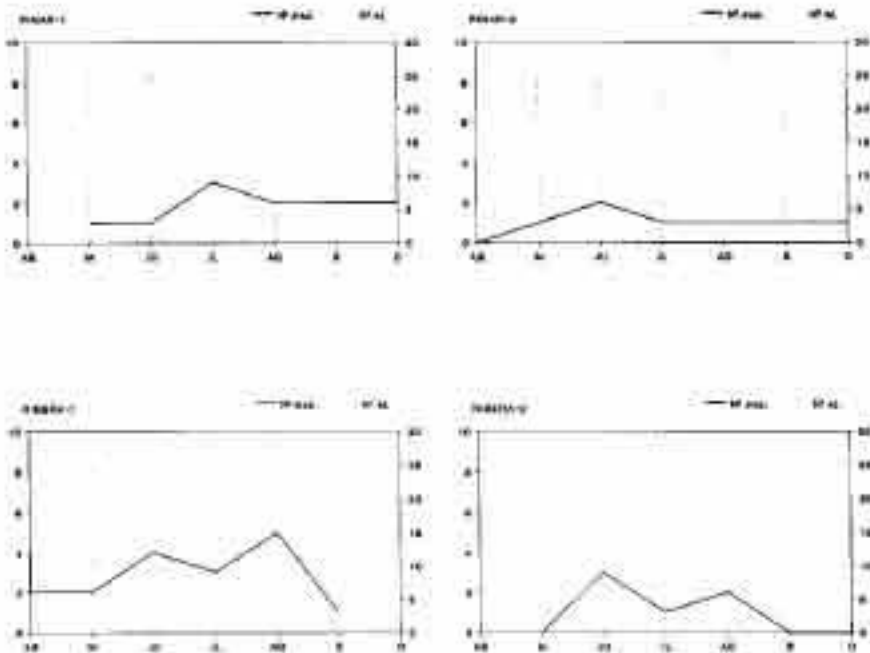


Fig. 10 (Continuación): Evolución estacional del número de especies y de ejemplares en cada uno de los biotopos estudiados, correspondiente a las comunidades arbóreas o arbustivas.

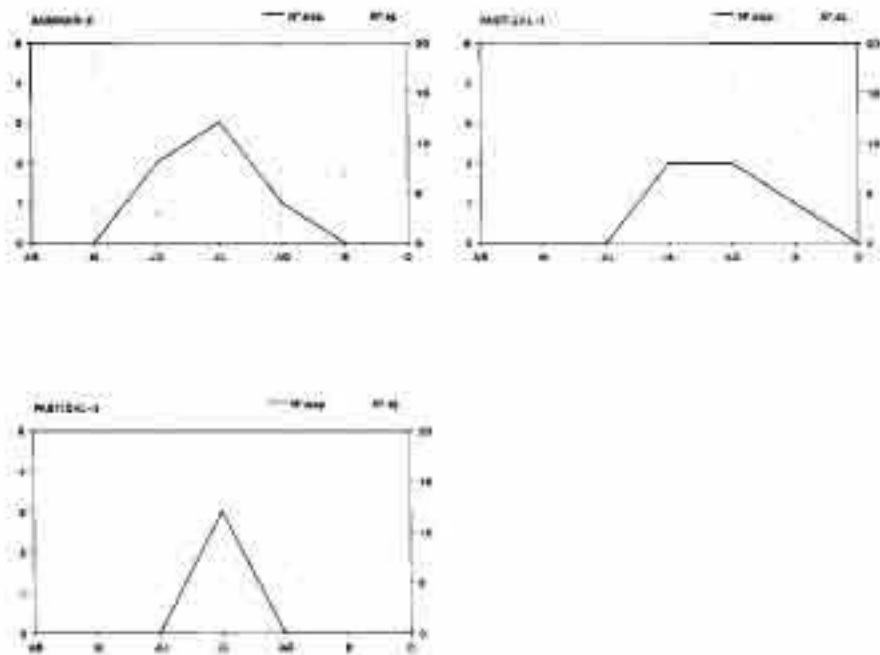


Fig. 11: Evolución estacional del número de especies y de ejemplares en cada uno de los biotopos estudiados, correspondiente a las comunidades herbáceas.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>C. viridata</i>			2					2
<i>M. longicauda</i>			1					1
<i>C. canina</i>	1			2		1	1	5
<i>A. ibérica</i>					4	1		5
<i>H. pseudohirsuta</i>				1				1

Tabla XXI: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Encinar-1.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>N. ruficornis</i>				1				1
<i>M. pumilio</i>		1	4	3	1			9
<i>M. pictus</i>						2		2
<i>M. thersites</i>			1					1
<i>C. canina</i>				1		3		4
<i>C. haerlii</i>						1		1
<i>A. ibérica</i>			1		1			2

Tabla XXII: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Encinar-2.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>C. viridata</i>			1	1				2
<i>M. pumilio</i>		2			1	1		4
<i>M. longicauda</i>							1	1
<i>C. haerlii</i>						1		1
<i>A. ibérica</i>					1			1
<i>H. pseudohirsuta</i>				1				1
<i>C. haerlii</i>				1				1
<i>C. castaneata</i>					2			2

Tabla XXIII: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Encinar-3.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>H. ruficornis</i>			1					1
<i>S. elegans</i>			1					1
<i>N. ruficornis</i>			2					2
<i>M. pumilio</i>			10	3	1			14
<i>M. pictus</i>			1					1
<i>M. thersites</i>			1					1
<i>C. canina</i>			1	1	1	1	1	5
<i>C. haerlii</i>				1				1
<i>A. ruficornis</i>			1		1			2
<i>A. ibérica</i>			1			1		2
<i>C. haerlii</i>			1	1				2
<i>C. ruficornis</i>		1			1			2
<i>H. pallida</i>					1			1

Tabla XXIV: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Sabinar-1.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>M. appendiculata</i>				1	2			3
<i>S. maculata</i>					1			1
<i>C. Agdistis</i>			1	1				2
<i>D. albatell</i>				1				1
<i>N. hiberna</i>			2					2
<i>M. sexta</i>				1				1
<i>C. caryae</i>				1			1	2
<i>C. borealis</i>						1		1
<i>A. maculata</i>			1		9			10
<i>E. pallida</i>			1	2	12			15

Tabla XXV: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Sabina-2.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>D. albatell</i>				1				1
<i>C. ergata</i>				1				1
<i>M. hiberna</i>				1				1
<i>C. caryae</i>						4	1	5
<i>C. mediorivata</i>					1	1	2	4
<i>C. partellus</i>		1	1		2			4

Tabla XXVI: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Pinar-1.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>R. castaneus</i>				1				1
<i>C. caryae</i>		1					1	2
<i>C. mediorivata</i>								1
<i>A. lineata</i>				1				1
<i>C. partellus</i>				1	4	2		7

Tabla XXVII: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Pinar-2.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>S. pygmaea</i>					1			1
<i>M. sexta</i>				2	2			4
<i>M. sexta</i>			1					1
<i>M. floricornis</i>			1	1	1			3
<i>M. grandior</i>					1			1
<i>C. caryae</i>	2				1			3
<i>C. borealis</i>	1	1				1		3
<i>C. quatuor</i>				1				1
<i>E. alcyoniformis</i>		1						1

Tabla XXVIII: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Ribera-1.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>M. sexta</i>			1					1
<i>C. caryae</i>					1			1
<i>C. quatuor</i>			12	1	2			15
<i>E. alcyoniformis</i>			1					1

Tabla XXIX: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Ribera-2.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>M. trigrammus</i>				1	2	2		5
<i>M. appendiculatus</i>				1	1			2
<i>D. lugdunensis</i>				1				1

Tabla XXX: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Pastral-1.

	AB	M	JN	JL	AG	S	O	TOTAL
<i>L. longicornis</i>				1				1
<i>L. vicinus</i>				1				1
<i>L. bursarius</i>				1				1

Tabla XXXI: Número de ejemplares de cada especie colectadas en cada uno de los meses muestrados en el biotopo Pastral-2.

3. FENOLOGÍA DE LAS ESPECIES MÁS ABUNDANTES

En los apartados anteriores se estudiaba la estacionalidad de las especies de neurópteros en su conjunto y en cada uno de los biotopos estudiados. Sin embargo, no se había abordado un estudio detallado de la fenología de cada especie en el que se pusiera de manifiesto el período en el cual presenta actividad como imago.

En este apartado, por tanto, se exponen los resultados obtenidos acerca de la fenología de las 16 especies de neurópteros recogidas en mayor cantidad (tabla XXXII), sobre las que se puede realizar un análisis más detallado. La fenología de estas especies ha sido representada agrupando las gráficas pertenecientes a las especies que pertenecen a una misma familia (fig. 12 a 16).

* Familia Myrmeleontidae

En la fig. 12 se ha representado la distribución estacional de las tres especies más abundantes de esta familia en la zona estudiada (*M. trigrammus*, *M. appendiculatus* y *C. lugdunensis*) (tabla XXXII).

M. trigrammus y *M. appendiculatus* presentan una fenología claramente monovoltina (fig. 12), caracterizada por el desarrollo de una única generación anual de imagos, alcanzándose el máximo de abundancia estacional en el mes de agosto, aunque de manera mucho más acusada en la última especie mencionada. Este comportamiento estacional es similar, en el caso de *M. appendiculatus*, al encontrado en otros biotopos de la península Ibérica (MONSERRAT, 1977).

Con respecto a *C. lugdunensis* (fig. 12), el reducido número de ejemplares colectados no permite obtener conclusiones claras sobre su fenología, aunque sí puede intuirse su carácter monovoltino (MONSERRAT, 1977) y su aparición estacional anterior a la presencia de *M. appendiculatus*, existiendo muy probablemente una alternancia estacional en la ocupación del nicho por parte de ambas

especies, como ha sido indicado en repetidas ocasiones por diversos autores (MONSERRAT, 1985A; MONSERRAT & DÍAZ-ARANDA, 1987; etc.).

En definitiva, la fenología de las tres especies es muy similar, mostrando claramente el monovoltinismo y la termofilia que habitualmente las caracterizan en nuestras latitudes.

* Familia Ascalaphidae

En las gráficas de la fig. 13 se ilustra el patrón fenológico de *L. baeticus* y *D. dusmeti*, especies de las cuales se ha capturado un reducido número de ejemplares imagos, aunque son las más abundantes de las colectadas pertenecientes a esta familia (tabla XXXII).

L. baeticus muestra en su evolución estacional una fenología claramente monovoltina (fig. 13), habiéndose colectado ejemplares imagos únicamente en el mes de julio, es decir, al comienzo de la época estival. Esta especie presenta un comportamiento estacional muy similar al que ha manifestado en otros biotopos ibéricos (MARÍN & MONSERRAT, 1987).

Con respecto a *D. dusmeti* (fig. 13), se trata de una especie de biología muy poco conocida, cuya evolución estacional en el área de estudio es similar a la de la especie anterior, aunque, como ya se indicó en el apartado correspondiente, ha sido colectada en medios más térmicos que ésta. La representación gráfica muestra una fenología típicamente monovoltina, habiéndose capturado ejemplares sólo en el mes de julio, por lo tanto su presencia como imago se circunscribe al comienzo de la época estival.

* Familia Nemopteridae

En la fig. 14 se ha representado la evolución estacional del número de ejemplares pertenecientes a *N. bipennis*, única especie colectada de esta familia en la zona estudiada (tabla XXXII). A pesar del escaso número de imagos colectados, se pone de manifiesto claramente la fenología monovoltina de esta especie en el área estudiada, habiendo sido colectada únicamente durante la época primavera, como viene siendo habitual en los biotopos ibéricos donde ha sido capturada (MONSERRAT, 1985A y B; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A, C y D; etc.).

* Familia Chrysopidae

Las gráficas de la fig. 15 muestran los patrones estacionales que las cuatro especies más abundantes de esta familia presentan en el conjunto de los biotopos estudiados (tabla XXXII).

M. prasinus presenta un patrón estacional claramente polivoltino (fig. 15), es decir, caracterizado por el desarrollo de varias generaciones anuales de imagos, difíciles de contabilizar dado el carácter global de la representación gráfica

realizada, aunque con toda seguridad como mínimo existen dos (MONSERRAT, 1977). Estudios realizados en zonas relativamente próximas de la Península Ibérica inducen a creer que el número de generaciones que presente la especie en el área de estudio pueda ser cuatro o cinco (MARÍN & MONSERRAT, 1987). La representación gráfica de la evolución estacional de la abundancia muestra la existencia de dos picos máximos de actividad como imago, uno más acusado al final de la época primaveral (junio) y otro en plena época estival (agosto), con un sesgo entre ambos en el mes de julio; de esta manera, se manifiesta nuevamente la preferencia de esta especie por la época primaveral, en la cual la existencia de valores moderadamente elevados de temperatura ambiental, unidos a una humedad atmosférica relativamente importante permiten un mayor desarrollo de sus poblaciones. Este comportamiento estacional es similar, en líneas generales, al observado por MONSERRAT (1977) y MARÍN & MONSERRAT (1987) en zonas cercanas al área de estudio.

Al contrario que la especie anterior, *M. ibericus* parece presentar un patrón fenológico eminentemente monovoltino (fig. 15), con la presencia de una única generación anual de imagos que se manifiesta al final de la primavera y principios de la época estival. ASPÖCK & COL (1980) indican para esta especie dos o tres generaciones anuales de imagos, número que obviamente no llega a alcanzar en la zona estudiada. Su evolución estacional pone de manifiesto su actividad únicamente durante los meses de junio y julio, con un mayor número de ejemplares en el primer mes indicado. Se trata, por lo tanto, de una especie que, al igual que *M. prasinus*, se desarrolla preferentemente durante la época primaveral.

La representación gráfica de la evolución estacional de *C. curvex* muestra, sin lugar a dudas, su fenología claramente polivoltina (fig. 15); a menudo puesta de manifiesto por numerosos autores (NEUMARK, 1952; CANARI, 1979; PANTALEONI, 1982; etc.). En esta especie es difícil contabilizar, al igual que ocurría con *M. prasinus*, el número de generaciones anuales de imagos, dado el carácter global de la representación gráfica realizada, sin embargo en base a ésta la especie presenta con toda seguridad un número mínimo de dos generaciones anuales, aunque muy posiblemente sea mayor; así, MARÍN & MONSERRAT (1987) indican para esta especie en zonas próximas al área estudiada, cinco generaciones anuales de imagos. Su evolución estacional muestra una presencia muy temprana de imagos durante el mes de abril, consecuencia de la aparición de ejemplares invernantes procedentes de la última generación anual de imagos del año anterior, hecho ya observado por diversos autores (MARÍN & MONSERRAT, 1987; HONECK, 1977; SZENTKIRALYI, 1983; etc.). A continuación existe un lapso de tiempo en el que no existe actividad como imago (meses de mayo y junio), al que sigue un incremento acusado en el mes de julio, en el que se alcanza un máximo secundario de abundancia; en el mes de agosto existe una disminución muy definida en el número de imagos capturados, seguida de un acusado aumento en el mes de septiembre, en el que se alcanza el máximo de abundancia anual, y al que

sigue una presencia todavía importante de ejemplares en el mes de octubre. En cualquier caso, la evolución estacional de esta especie sigue en líneas generales los patrones estacionales detectados por MONSERRAT (1977) y MARÍN & MONSERRAT (1987) en zonas cercanas, con gráficas estacionales que muestran oscilaciones continuas de los niveles poblacionales a lo largo del año estudiado.

Con respecto a la otra especie del género *Chrysoperla* presente en la zona de estudio, *C. mediterranea*, la representación de su fenología no permite definir con mucha claridad el número de generaciones anuales que presenta (fig. 15), sin embargo, parece tratarse de una especie bivoltina, con la aparición de una generación de imagos durante la primavera y otra al final de la época estival y comienzo de la otoñal. Su evolución estacional muestra una mínima presencia de imagos durante el mes de mayo, probablemente debida al desarrollo de ejemplares resultantes de la actividad reproductora de los imagos de la generación estivo-otoñal, destacando a continuación la ausencia casi absoluta de ejemplares durante la época de mayor xericidad ambiental, y alcanzando el máximo estacional en el mes de septiembre (fig. 9).

* Familia Coniopterygidae

En la fig. 16 se han representado las gráficas estacionales de las seis especies más abundantes de coniopterigidos en la zona de estudio (tabla XXXII).

A. iberica presenta una fenología claramente bivoltina (fig. 16), es decir, existen dos generaciones anuales de imagos, una durante la primavera y otra a mediados del verano. Muy probablemente, éste sea el número de generaciones que presente en los medios ibéricos (ASPOCK & COL., 1980; MARÍN & MONSERRAT, 1987, etc.). Su evolución estacional muestra la existencia de dos máximos de abundancia, uno de reducidas dimensiones en el mes de junio y otro de mayor importancia en el mes de agosto, no habiéndose capturado durante el mes de julio ejemplar alguno perteneciente a esta especie.

La evolución estacional de *A. maculata* es muy similar a la de la especie anterior (fig. 16), siguiendo la línea general de las especies pertenecientes al género *Aleuropteryx* (ASPOCK & COL., 1980). El patrón fenológico indica la existencia de dos generaciones anuales de imagos, una primaveral y otra estival, de muy desigual importancia numérica. Existe un máximo de escasa importancia en el mes de junio, al que le sigue una ausencia total de ejemplares en el mes de julio, para alcanzar el máximo anual muy acusado en el mes de agosto.

Si comparamos las gráficas estacionales de estas dos especies con la representación de la evolución estacional de la temperatura y la precipitación (fig. 9), puede observarse que la explosión en los valores de abundancia de ambas especies se producen en la época del año con mayores valores de temperatura, factor que favorece en gran medida el desarrollo de las poblaciones de este grupo de coniopterigidos.

C. parthenia presenta una fenología también bivoltina (fig. 16), diferenciándose al menos dos generaciones anuales de imagos, una durante la prima-

vera y otra durante el verano. ASPÖCK & COL. (1980) ya habían indicado dos o tres generaciones para esta especie. Su evolución estacional muestra la existencia de dos máximos de abundancia, el primero de pequeña dimensión en el mes de mayo y el segundo con un número de ejemplares ligeramente superior al anterior en el mes de septiembre. En el mes de julio no fue capturado ejemplar alguno perteneciente a esta especie. El comportamiento estacional muestra, si lo comparamos con la gráfica de la evolución estacional de precipitación y temperatura (fig. 9), que esta especie se desarrolla preferentemente en las épocas del año donde el equilibrio entre la humedad atmosférica y la temperatura del medio proporciona unos niveles de xericidad ambiental bastante reducidos.

Respecto a *C. borealis*, la representación fenológica indica que posiblemente la especie pase por el desarrollo de dos o tres generaciones anuales de imagos (fig. 16), la primera durante la primavera, la segunda a finales de primavera y principios del verano, y la tercera al final de la época estival. Dicho número es acorde con los datos conocidos sobre la fenología de la especie (ASPÖCK & COL., 1980; PANTALEONI, 1984; etc.). La actividad estacional de esta especie es muy diferente a la registrada por otros autores (PANTALEONI, 1984; etc.) y se extiende desde el mes de abril al de julio sin interrupción, existiendo dos máximos poco definidos en los meses de mayo y julio; en el mes de agosto no fue capturado ejemplar alguno de la especie, alcanzándose a continuación en el mes de septiembre el máximo anual de abundancia de imagos.

En lo que concierne a *C. tjederi*, su evolución estacional es muy uniforme (fig. 16) y no nos permite determinar con plena fiabilidad el voltinismo de la especie, aunque es muy posible, dada la amplitud del período de aparición de la misma, que el número de generaciones anuales de imagos sea de dos o tres. En cualquier caso, por primera vez se representa gráficamente su evolución estacional, habiéndose limitado anteriormente diversos autores a aportar sólo datos estacionales puntuales de la misma (ASPÖCK & COL., 1980; MONSERRAT, 1980, 1982, 1985A; DÍAZ-ARANDA & COL., 1986; MARÍN & MONSERRAT, 1989; etc.). La representación gráfica muestra como la especie se encuentra presente de una manera continuada durante el período mayo-agosto, habiéndose colectado un mayor número de imagos en la época primaveral, en la que se alcanza el máximo estacional en el mes de junio (fig. 16). Sin lugar a dudas se trata de una especie que se desarrolla preferentemente durante la época primaveral, en la cual los valores de xericidad ambiental son mínimos, extendiendo su actividad durante el verano gracias a los elevados valores de humedad ambiental que conservan los biotopos de ribera, donde, como ya se indicó en el apartado correspondiente, encuentra su óptimo desarrollo.

Por último, la representación gráfica de la evolución estacional de *H. pallida* indica que esta especie presenta una fenología, en principio, de carácter monovoltino, es decir, caracterizada por la aparición de una generación anual de imagos, aunque es posible que el número de generaciones sea superior (fig. 16). En cualquier caso, en este estudio se representa por primera vez su evolución

estacional, existiendo únicamente en la bibliografía datos estacionales puntuales (ASPÖCK & COL., 1980; MONSERRAT, 1985A, DÍAZ-ARANDA & COL., 1986; DÍAZ-ARANDA & MONSERRAT, 1988A y C; MARÍN & MONSERRAT, 1990, etc.), como en el caso de la especie anterior. Su actividad estacional se extiende durante los meses de junio, julio y agosto, existiendo una extraordinaria actividad de imagos en este último mes, en el que se alcanza el máximo de abundancia estacional. Sin lugar a dudas, se trata de una especie que se encuentra perfectamente adaptada a una actividad eminentemente estival, desarrollándose prioritariamente en la época de mayor xericidad ambiental.

	AB	M	JN	JL	AG	S.	O	TOTAL
<i>N. canillana</i>			5					5
<i>M. ingrammii</i>				3	4	2		9
<i>M. appendiculata</i>				1	7			8
<i>N. novaezelandiae</i>					1			1
<i>N. arenaria</i>				1				1
<i>C. eglandensis</i>			1	1				2
<i>L. longicornis</i>				1				1
<i>L. interius</i>				1				1
<i>L. baricis</i>				3				3
<i>D. alatum</i>				5				5
<i>N. bipuncta</i>			2					2
<i>D. dactyloides</i>				1				1
<i>M. nyctica</i>				1				1
<i>S. elegans</i>			2					2
<i>S. pygmaea</i>			2		1			3
<i>C. undans</i>				1				1
<i>C. regalis</i>				1				1
<i>M. parvius</i>		6	17	5	9	3		40
<i>M. castaneus</i>			1					1
<i>M. laevis</i>			2	1	1		1	5
<i>M. granulicollis</i>					1			1
<i>M. pictus</i>			1			3		4
<i>M. thersites</i>			4	2				6
<i>C. ramosus</i>	2			10	8	25	9	46
<i>C. mediterranea</i>		6			1	7	2	17
<i>C. hirtus</i>					1	3		4
<i>A. larvalis</i>				1				1
<i>A. maculata</i>			7		15			22
<i>A. thersites</i>			2		11	12		25
<i>H. pseudobates</i>				11				11
<i>C. parthenia</i>		1	1		1	5		8
<i>C. borealis</i>	1	1	2	1		3		8
<i>C. tegeus</i>		1			4			5
<i>C. hispanica</i>				3				3
<i>C. pedis</i>		8	11	6	2			27
<i>C. catalensis</i>					1			1
<i>S. alvaredoi</i>			3					3
<i>H. pallida</i>			1	2	19			22
TOTAL	4	22	61	31	86	42	12	278

Tabla XXXII: Número de ejemplares de cada especie colectados en cada uno de los meses muestrados en el conjunto de los biotopos. Se anotan también el número total colectado por especie, así como el total de ejemplares colectados por mes.

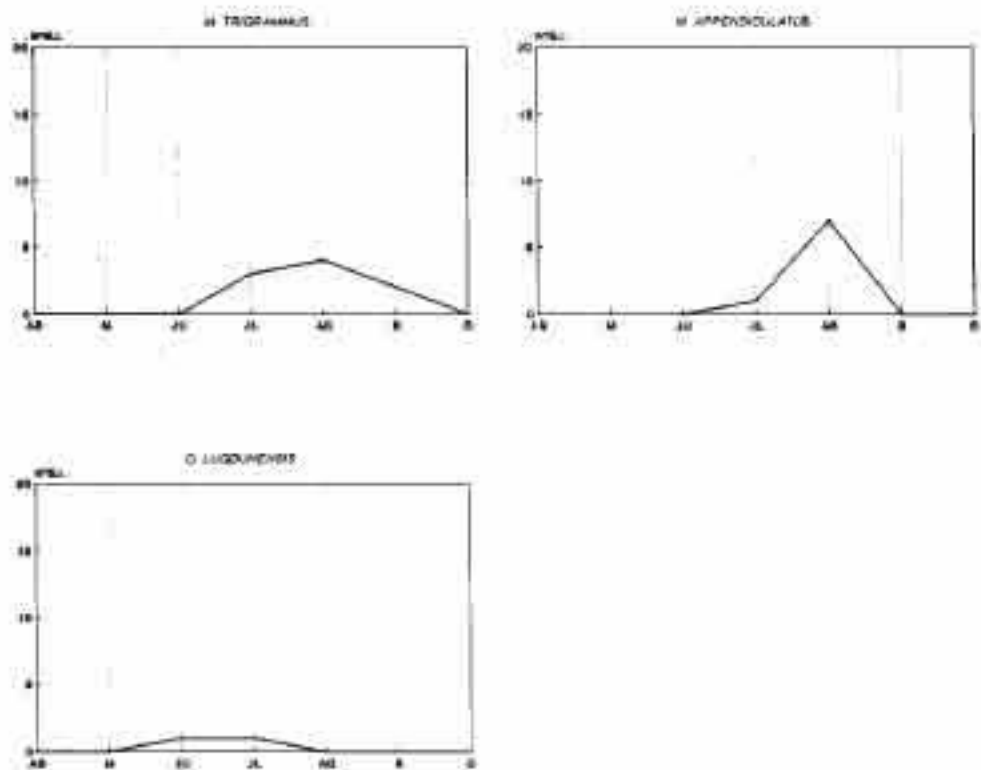


Fig. 12: Fenología de las tres especies más abundantes de la familia Myrmecotidae en el conjunto de los biotopos estudiados.

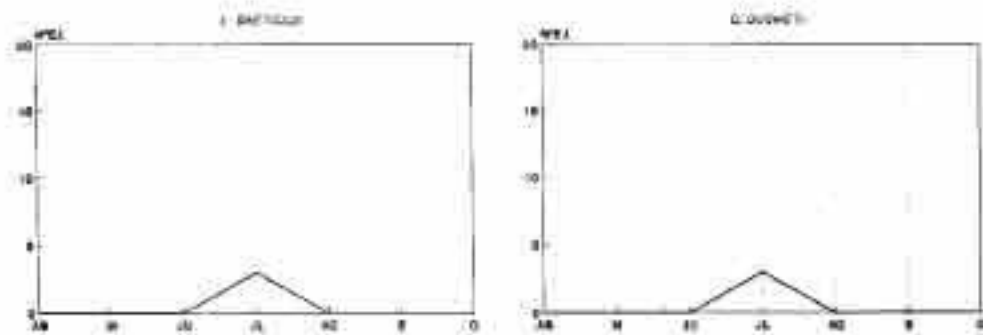


Fig. 13: Fenología de las dos especies más abundantes de la familia Ascalaphidae en el conjunto de los biotopos estudiados.

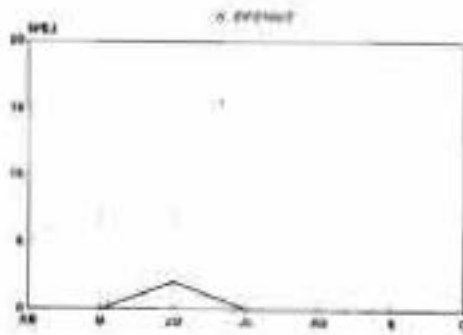


Fig. 14: Fenología de *N. bipennis*, única especie presente de la familia Neuropteridae en el conjunto de los biotopos estudiados.

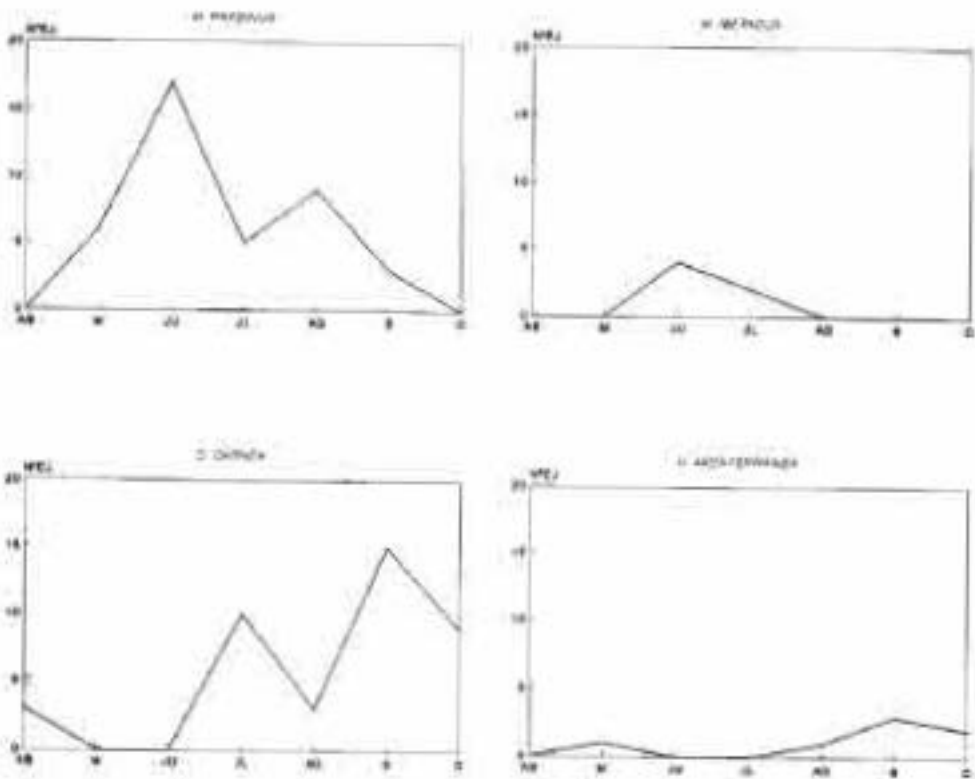


Fig. 15: Fenología de las cuatro especies más abundantes de la familia Chrysopidae en el conjunto de los biotopos estudiados.

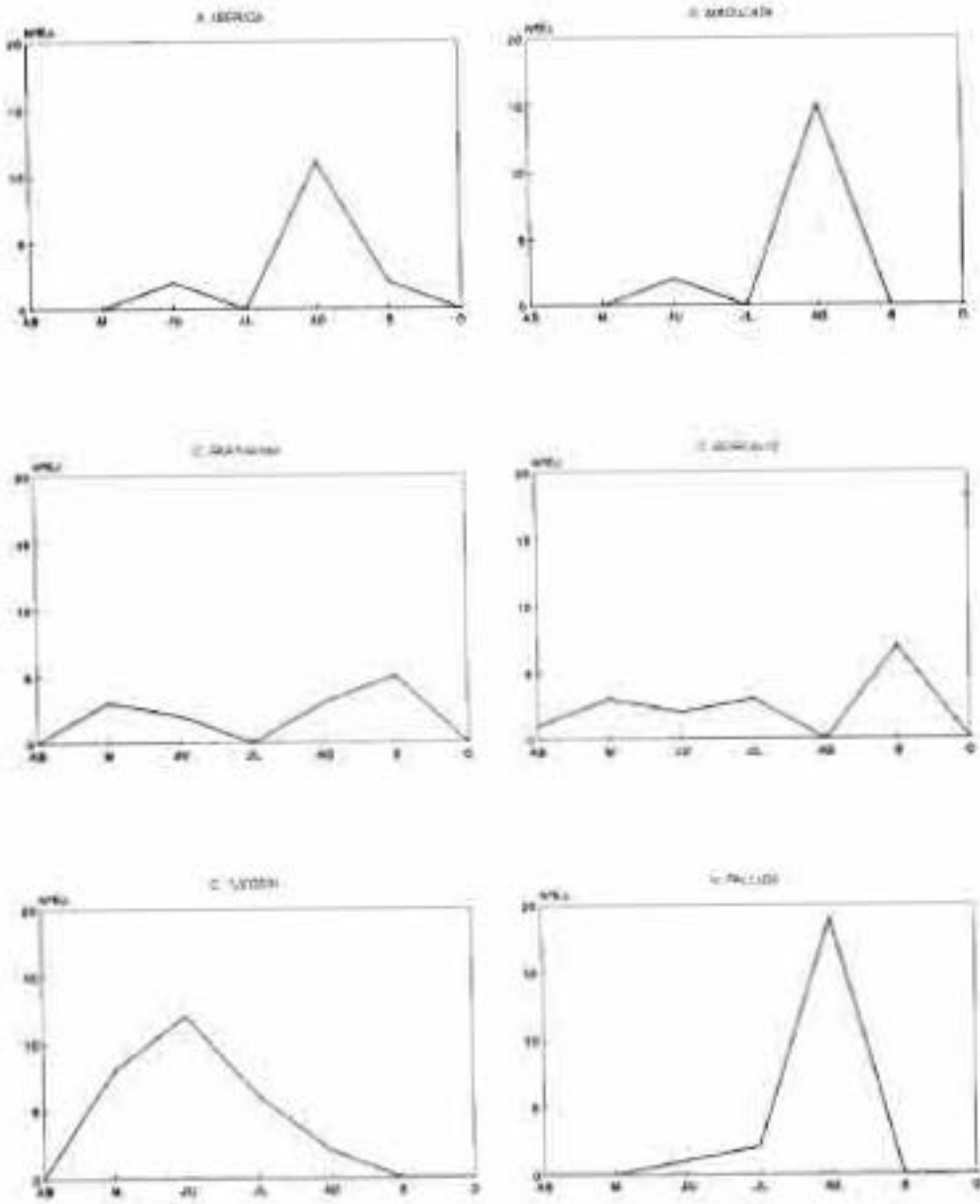


Fig. 16: Fenología de las seis especies más abundantes de la familia Coniopterygidae en el conjunto de los biotopos urbanos.

COMPOSICIÓN BIOGEOGRÁFICA

Cuando tratamos de realizar un análisis sobre la composición biogeográfica de la fauna neuropterológica de una región determinada, nos encontramos con la carencia de datos en un número elevado de especies, bien por tratarse de especies escasamente colectadas, y por tanto poco citadas en la bibliografía, con lo que su distribución puede resultar dispersa y de difícil adjudicación, o bien porque se trata de especies que poseen una distribución conocida que puede variar con el aporte de nuevas citas.

A pesar de estas limitaciones, en este apartado se realiza un análisis biogeográfico de las comunidades de neurópteros de los biotopos considerados en este trabajo. Se pretende con ello delimitar zonas biogeográficamente diferentes desde el punto de vista neuropterológico, y comparar los resultados con las unidades biogeográficas reconocidas para el paisaje vegetal en la provincia (ALCARAZ ARIZA & SÁNCHEZ GÓMEZ, 1988).

En la tabla IV-I se anotan el número de especies colectadas en cada biotopo, así como su proporción relativa, pertenecientes a cada una de los tipos de distribución biogeográfica usualmente asignadas a las especies de neurópteros ibéricos. En base a estos datos se ha procedido a realizar un análisis de clusters de variables, en este caso los biotopos estudiados, en función de la composición biogeográfica que presentan. Para ello se utiliza nuevamente el programa P1M del paquete estadístico BMDP, fijando como medida de similitud entre las variables el «valor absoluto de correlación» y como medida de agrupamiento de los clusters la «distancia media».

En el dendrograma de la fig. 17 se muestran los resultados obtenidos, definiéndose dos grupos de biotopos en función de su composición biogeográfica neuropterológica. Asimismo, para ilustrar más claramente dicha composición en cada biotopo, y analizar así con más detalle las similitudes entre los diferentes biotopos, se ha representado gráficamente en la fig. 18 la composición porcentual de las diferentes categorías biogeográficas en cada biotopo estudiado. Los grupos obtenidos en el dendrograma son los siguientes:

—un grupo A, constituido por los biotopos que presentan una composición biogeográfica donde dominan los elementos de amplia distribución, en concreto los de carácter paleártico que presentan un porcentaje superior o igual al 50%, destacando sobre todo los elementos paleárticos occidentales. En este grupo hay que hacer mención especial a la composición biogeográfica que presenta el biotopo Pinar-2 (fig. 18), con una proporción de elementos de carácter mediterráneo muy reducida (9,09%), así como una presencia importante de elementos holárticos (18,18%), lo que era de esperar dadas las características bioclimáticas del biotopo en cuestión, de menor termicidad y mayor humedad que el resto de los biotopos de este grupo (Tabla 1).

—un grupo B, constituido por biotopos con una composición biogeográfica caracterizada por el dominio de elementos de carácter mediterráneo (holo-

mediterráneos, mediterráneos occidentales y atlantomediterráneos). Este grupo está formado a su vez por dos subgrupos, 1 y 2, en función de la proporción relativa que presentan los elementos de dicha categoría biogeográfica (fig. 2). En el caso de los biotopos del subgrupo B1, la proporción de elementos mediterráneos es muy elevada, superándose el 55% del total de elementos componentes de las comunidades, mientras que en el subgrupo B2 se reduce apreciablemente dicha proporción, no llegando a alcanzarse el porcentaje indicado, con la excepción del biotopo Pastizal-1 que se agrupa aquí debido a la proporción relativa de elementos holomediterráneos que presenta.

Por último, el biotopo Ribera-2 presenta unas características muy peculiares en cuanto a su composición biogeográfica, ya que, a pesar de presentar un claro dominio de elementos paleárticos (50%), en él sólo se han detectado además elementos de otras dos categorías (cosmopolita y holomediterránea), por lo que su adscripción a alguno de los grupos mencionados es dificultosa.

En conclusión, los resultados obtenidos no permiten delimitar zonas biogeográficas en la provincia de Albacete en función de su fauna neuropterológica, y, por tanto, impiden la comparación de la composición biogeográfica neuropterológica con las unidades biogeográficas reconocidas para el paisaje vegetal provincial (ALCARAZ ARIZA & SÁNCHEZ GÓMEZ, 1988). Sin duda alguna, la homogeneidad bioclimática existente en gran parte del territorio provincial, ocupado mayoritariamente por un piso bioclimático mesomediterráneo y un ombroclima seco o semiárido (VALDÉS & HERRANZ, 1989) (tabla I), impide una diferenciación clara de zonas con condiciones macroclimáticas diversas, en las que se pudiese desarrollar una fauna neuropterológica particular en cuanto a su composición biogeográfica. En este caso, las condiciones microclimáticas de los biotopos estudiados serán las que determinen la variación más o menos acusada en la composición biogeográfica neuropterológica que presentan dichos biotopos.

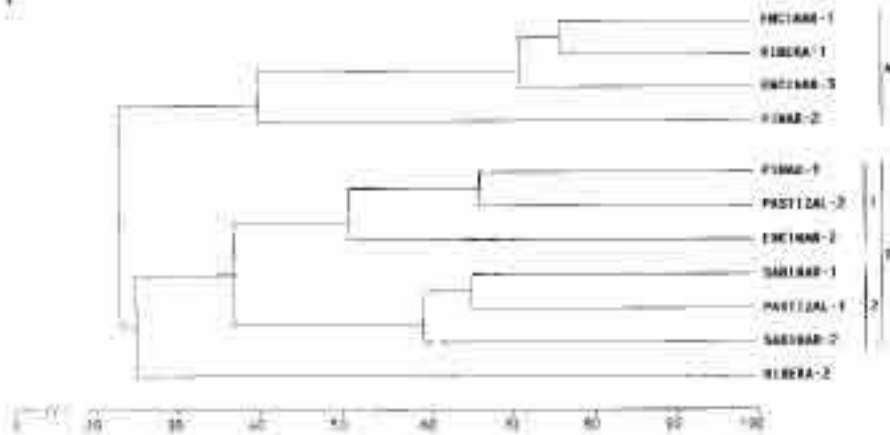


Fig. 17: Dendrograma de similitud cuantitativa de los biotopos estudiados en función de la composición biogeográfica de su fauna neuropterológica.

	E-1		E-2		E-3		E-4		E-5		F-1		F-2		E-1		E-2		Fb-1		Fb-2		TOTAL	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
COSMOPOLITA	1	10	1	10	1	6,25	1	6,76	1	4,76	1	8,33	1	9,09	1	8,33	1	25					1	1,96
HOLARTICA													2	18,18	1	8,33							2	3,92
PALEARCTICA	1	10	1	10	2	12,5	3	14,28	1	7,69	2	16,66	2	18,18	2	16,66	2	50	1	25			3	9,0
PALEARCTICA OCCIDENTAL	4	40	1	10	4	25	6	19,04	1	7,69			3	27,27	3	25							8	13,68
PALEARCTICA MERIDIONAL	2	20			2	12,5			1	7,69					1	8,33							3	9,0
EUROPEA			1	10			1	6,76			1	8,33											1	1,96
HOLOMEDITERRANEA	1	10	3	30	2	12,5	4	19,04	3	13,07	2	16,66			2	16,66	1	25	1	25	1	25	9	17,64
MEDITERRANEA OCCIDENTAL			1	10	2	12,5	4	19,04	3	13,07	3	8,33			1	8,33			2	50	1	25	7	13,72
ATLANTOMEDITERRANEA	1	10	2	20	1	6,25	2	9,52			3	25	3	9,09	1	8,33							1	1,96
IBERICA					3	12,5	2	8,33	3	13,07	2	16,66	2	18,18									1	1,96
																							7	13,72

Tabla XXXIII. Número de especies (N.º) pertenecientes a las categorías biogeográficas indicadas, que se han colectado en cada biotopo estudiado. Se indica también la proporción relativa (%).

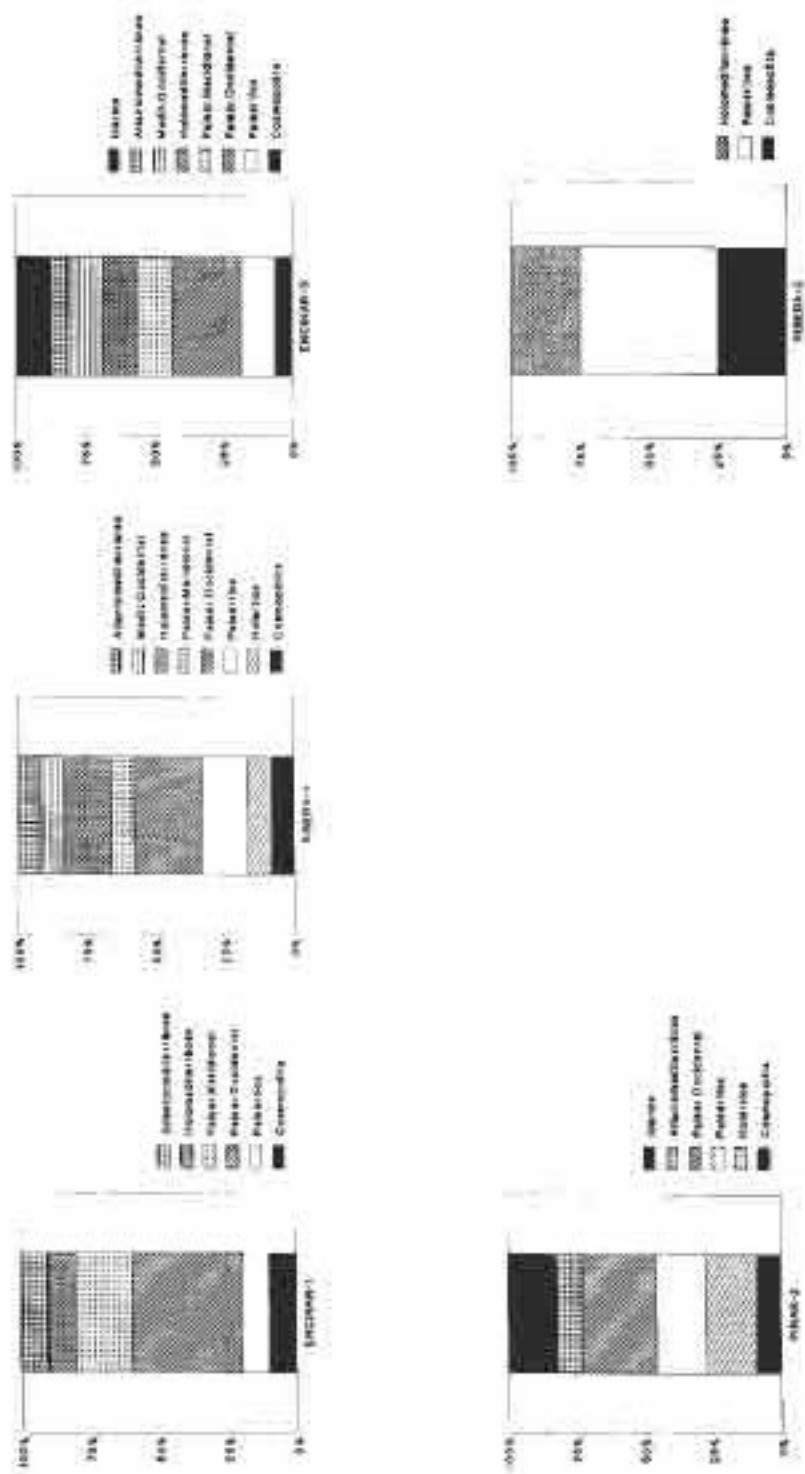


Fig. 18: Representación gráfica de la composición porcentual de las diferentes categorías biogeográficas en cada biotopo estudiado

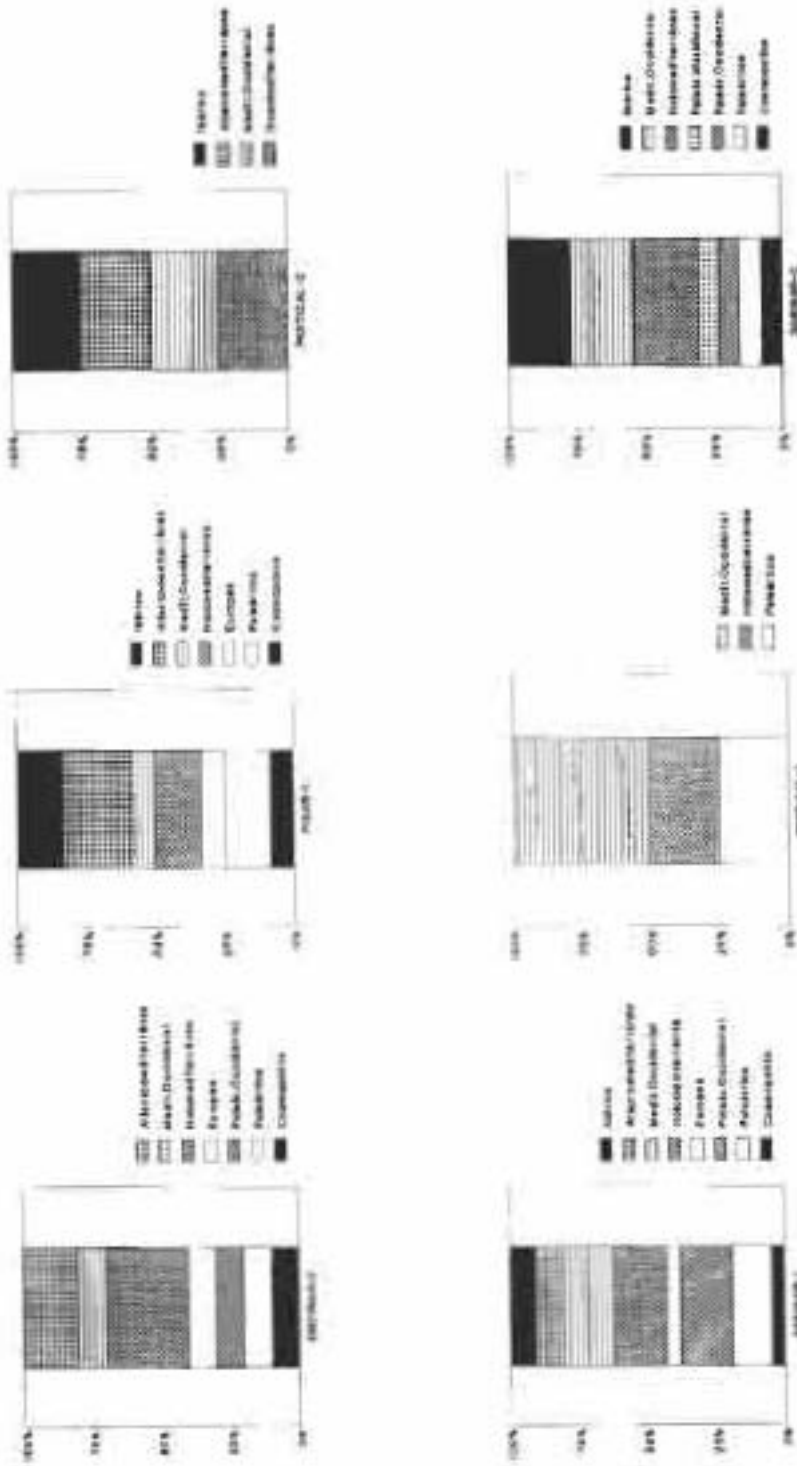


FIG. 18 (Continuación). Representación gráfica de la composición porcentual de las diferentes categorías biogeográficas en cada tiempo estudiado.

BIBLIOGRAFÍA

- ALCARAZ ARIZA, F. J. & SÁNCHEZ GÓMEZ, P. 1988. El paisaje vegetal de la provincia de Albacete. *Al-Basit*, 24: 1-44.
- ASPÖCK, H., ASPÖCK, U. & HÖLZEL, H. 1980. *Die Neuropteren Europas*. Goecke and Evers, Krefeld, vol. 1: 495 pp., vol. 2: 555 pp.
- CAMPOS, M. & RAMOS, F. 1983. Crisópidos (*Neuroptera*) capturados en un olivar del sur de España. *Neur. Int.* 11 (4): 219-227.
- CANARD, M. 1979. *Chrysopidae (Neuroptera) récoltés dans les oliveraies en Grèce*. *Biol. Gall. Hell.* 6: 237-242.
- DÍAZ-ARANDA, I. M. & MONSERRAT, V. J. 1988A. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Teruel (*Insecta, Neuropteroides*). *Bol. Asoc. esp. Entom.*, 12: 215-231.
- DÍAZ-ARANDA, I. M. & MONSERRAT, V. J. 1988B. Estadios larvarios de los neurópteros ibéricos. IV. *Mallada grandemis* (Pictet, 1865) (Planipennia: Chrysopidae). *Neur. Int.*, 5 (2): 111-119.
- DÍAZ-ARANDA, I. M. & MONSERRAT, V. J. 1988C. Contribución al conocimiento de los Neurópteros de Granada (*Insecta, Neuropteroides*). *Actas III Congreso Ibérico Entomología*, 211-228.
- DÍAZ-ARANDA, I. M. & MONSERRAT, V. J. 1988D. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Jaén (*Insecta, Neuropteroides*). *Bol. Asoc. esp. Entom.*, 12: 111-123.
- DÍAZ-ARANDA, I. M., MONSERRAT, V. J. & MARÍN, F. 1986. Composición biogeográfica de los neurópteros de Guadalajara (*Insecta, Neuropteroides: Planipennia*). *Actas VIII Jornadas Asoc. esp. Entom.*, pp. 1121-1130. Sevilla.
- DIXON, W. J. (ed.). 1983. *BMDP Statistical Software*. Univ. California Press, Berkeley. 734 p.
- GREEN, G. W. 1955. Temperature relations of ant-lion larvae (*Neuroptera, Myrmeleontidae*). *Can. Entomol.*, 87: 441-459.
- HONECK, A. 1977. The life cycle of *Chrysopa carnea* Steph. (*Neuroptera*) in Central Europe. *Acta ent. bohemoslov.*, 74: 60-62.
- LEVINS, R. 1968. *Evolution in changing environments*. Princeton Univ. Press, Princeton, 120 p.
- MARÍN, F. & MONSERRAT, V. J. 1987. Los neurópteros del encinar ibérico (*Insecta, Neuropteroides*). *Bol. Sem. Veg. Plagas*, 13: 347-359.
- MARÍN, F. & MONSERRAT, V. J. 1989. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Cantabria (*Insecta, Neuropteroides*). *Bol. Asoc. esp. Entom.*, 13: 287-298.
- MARÍN, F. & MONSERRAT, V. J. 1990. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Soría (*Insecta, Neuropteroides*). *Bol. Asoc. esp. Entom.*, 14: 219-230.
- MARÍN, F. & MONSERRAT, V. J. 1991. The community of *Neuropteroides* from Iberian southern-beechwoods. En: *Behaviour and Impact of Aphidophaga*, pp. 187-198. Folgar, I., Chambers, B. J., Dixon, A. F. G. & Hodek, I (eds.). SPB Academic Publishing by, The Hague, The Netherlands.
- MARÍN, F. & MONSERRAT, V. J. En prensa. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Albacete (*Insecta, Neuropteroides*). *Actas I Jornadas Medio Natur. Albacete*.
- MATSURA, T., SATOMI, T. & FUJIMAKI, K. 1991. Control of the Life Cycle in a Univoltine Antlion, *Myrmeleon bore* (*Neuroptera*). *Jpn. J. Ent.*, 59 (2): 275-287.
- MCAUGHTON, S. J. & WOLFF, L. L. (1970). Dominance and the niche in ecological systems. *Science*, 167 (3915): 131-139.
- MEINANDER, M. 1990. The *Coniopterygidae* (*Neuroptera, Planipennia*). A check-list of the species of the world, descriptions of new species and other new data. *Acta Zool. Fenn.*, 189: 1-95.
- MONSERRAT, V. J. 1977. Neuroptera (Planipennia) de la Sierra del Guadarrama. *Trabajos Cátedra Entom., Fac. Biología, Univ. Complutense Madrid*, 202 pp.
- MONSERRAT, V. J. 1978. Contribución al conocimiento de los Neurópteros de Toledo (*Neuroptera, Planipennia*). *Graellia*, 54: 177-193.
- MONSERRAT, V. J. 1982. Contribución al conocimiento de los Neurópteros de Cáceres (*Neuroptera, Planipennia*). *Graellia*, 58: 67-84.

- MONSERRAT, V. J. 1984A. Estudios larvarios de los neurópteros ibéricos, III: *Anisochrysa genizi* (Neur., Plan., Chrysopidae). *Neur. Int.*, 3 (1): 13-21.
- MONSERRAT, V. J. 1984B. Contribución al conocimiento de los neurópteros de Alicante (Neur., Planipennia). *Medic. Ser. Biol.*, 7: 91-116.
- MONSERRAT, V. J. 1985A. Contribución al conocimiento de los neurópteros (Neuroptera: Planipennia) de Murcia. *Anal. Biol.*, 5 (Biol. Anim.), 1: 81-94.
- MONSERRAT, V. J. 1985B. Nuevos datos sobre los Myrmeleontidae ibéricos. (Neur., Plan., Myrmeleontidae, Ascalaptidae, Nematoparidae). *Bolet. soc. port. Entom.*, 2: 475-490.
- MONSERRAT, V. J. 1986. Sinopsis de los hemeróbidos de la Península Ibérica (Neuroptera, Planipennia, Hemerobidae). *Actas VIII Jorn. Asoc. esp. Entom.*, pp: 1200-1225. Sevilla.
- MONSERRAT, V. J. & DÍAZ-ARANDA, L. M. 1987. Contribución al conocimiento de los neurópteros (Neur., Raphidioptera, Planipennia) de Cuenca. *Bolet. Asoc. esp. Entom.*, 11: 171-189.
- MONSERRAT, V. J. & DÍAZ-ARANDA, L. M. 1989. Nuevos datos sobre los crisopidos ibéricos (Neuroptera, Planipennia: Chrysopidae). *Bolet. Asoc. esp. Entom.*, 13: 251-267.
- MONSERRAT, V. J. & DÍAZ-ARANDA, L. M. 1990. Nuevos datos sobre los coliopterigidos ibéricos (Neuroptera: Coliopterigidae). *Neur. Int.*, 6 (1): 39-49.
- MONSERRAT, V. J. & MARÍN, F. En prensa. Substrate specificity of Iberian *Coniopterygidae* (Insecta: Planipennia). Current Research in Neuropterology. Proceedings of the Fourth International Symposium on Neuropterology. Bagnères-de-Luchon, France, 1991. Canard, M., Aspöck, H. & Mansel, M. W. (Eds.), Toulouse, France.
- NEUMARK, S. 1952. *Chrysopa carnea* Steph. and its enemies in Israel. *Hanukh*, 1: 1-127.
- PANTALEONI, R. A. 1982. Neuroptera Planipennia del comprensorio delle Valli di Comacchio: indagine ecologica. *Bolet. Inst. Ent. Univ. Bologna*, 37: 61-74.
- PANTALEONI, R. A. 1984. Neuropteri Planipennia del comprensorio delle Valli di Comacchio: le incursionazioni del *Quercetum ilicis* e del *Populus nigra pyramidata*. *Bolet. Ist. Entom. Univ. Bologna*, 39: 61-74.
- PLETT, A. 1964. Einige Versuche zum Beretangverhalten und Trichterbau des Aneisenlöwen *Euroleon nostris* Fourc. (Myrmeleontidae). *Zool. Anz.*, 173: 202-209.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. 1987. Nociones sobre fitosociología, biogeografía y bioclimatología. En: *La Vegetación de España*. Peinado Lopez, M. & Rivas-Martínez, S. (eds.). Universidad de Alcalá de Henares. 544 pp.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S., DÍAZ, T. E., FERNÁNDEZ-PIETO, J. A., LUGU, J. & PENAS, A. 1984. La vegetación de la alta montaña cantábrica. Los Picos de Europa. Ed. Leonetas.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S., GANDULLO-GUTIÉRREZ, J. M., ALJUE-ANDRADE, J. I., MONTERO DE BURGOS, J. I. & GONZÁLEZ REBOLLAR, J. I. 1987. Memoria del mapa de series de vegetación de España. I.C.O.N.A. Madrid. 268 pp.
- SIMPSON, E. M. 1949. Measurement of diversity. *Nature*, 163: 688.
- SZENTKIRALYI, F. 1985. Analysis of light trap catches of green and brown lacewings (Neuropteroidea: Planipennia, Chrysopidae, Hemerobidae) in Hungary. *Fyű. SZÉC*, 10: 177-180.
- VALDÉS-FRANZI, A. & HERRANZ-SANZ, J. M. 1985. Matorrales de la provincia de Albacete: espartales, omerales y tomillares. *Pub. Inst. Est. Albacetenses, Serie I, Ensayos Históricos y Científicos*, 43: 1-72.

F. M.