



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

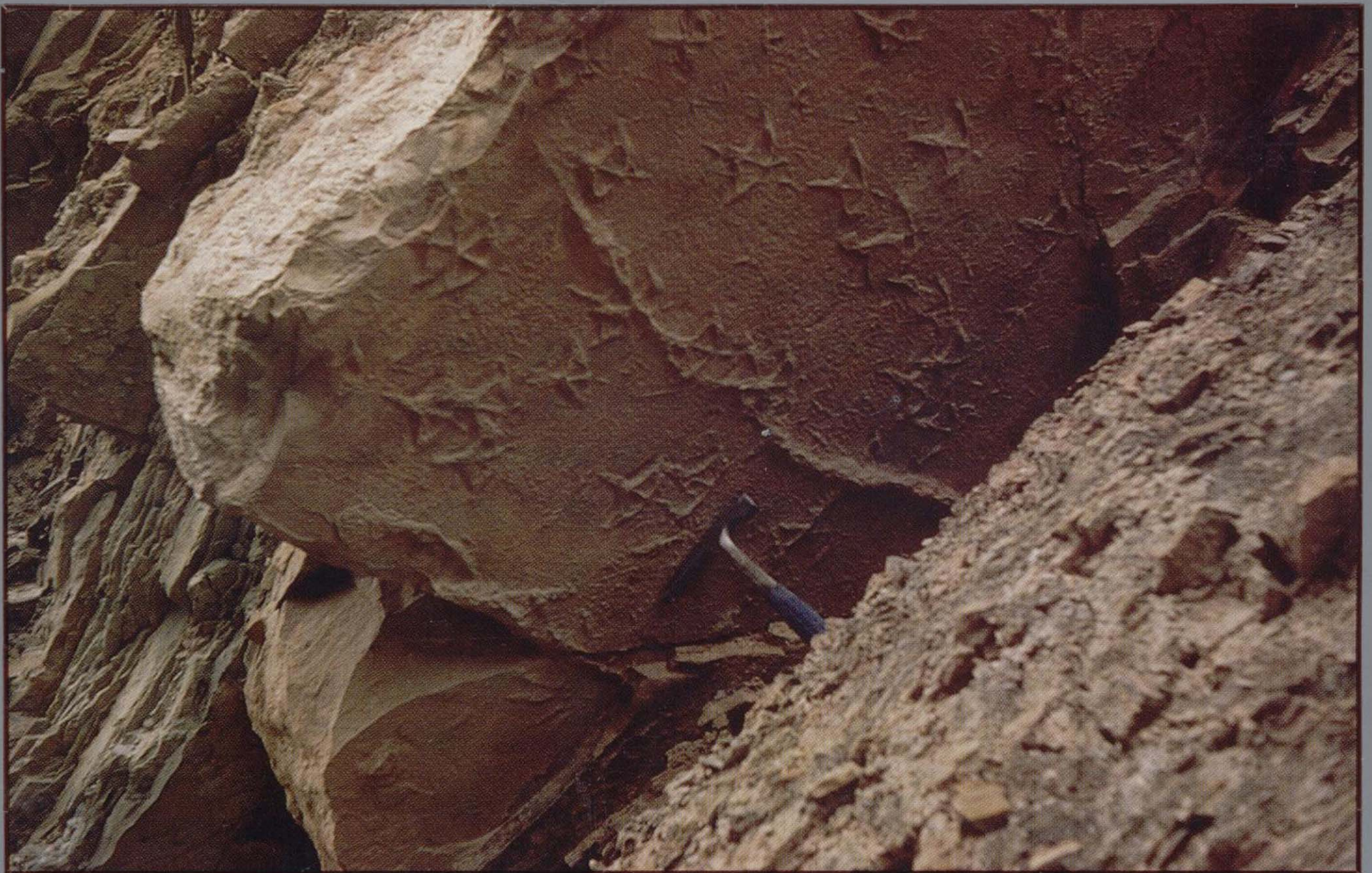
geológico

y minero

VOLUMEN 103

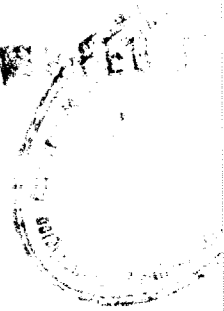
Septiembre - Octubre 1992

NUMERO 5



Volumen 103
Número 5
Septiembre - Octubre 1992

boletín geológico y minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Geología	J. E. GOMEZ PALLEROLA: Nota sobre los tiburones hybodontos de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)	3
	M. MARTIN AGUADO: Origen del torno del Tajo en Toledo	34
	G. LOPEZ: Paleontología y Bioestratigrafía de los Inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana. Parte IV: Estudio sistemático del subgénero Cordiceramus Seitz y Bioestratigrafía	57
Minería	A. MIRAS y E. GALAN: Distribución, características generales y aplicaciones de la Barita del suroeste español (Badajoz y Sevilla)	113
Aguas subterráneas	A. NAVARRO ALVARGONZALEZ: Miniprogramas (II). Programas simples para modelado de acuíferos	121
	P. NIETO: Los acuíferos y las aguas residuales urbanas: La infiltración controlada	134
Ingeniería geoambiental	J. C. ARRANZ GONZALEZ y M.ª N. HIDALGO CASTRO: Observaciones sobre la colonización vegetal en taludes excavados de carretera en la Comunidad Autónoma de Madrid	141
Geoquímica	J. RODRIGUEZ, R. FORT y M. BUSTILLO: Evolución geoquímica de la salmuera de la laguna de Alcahozo, Pedro Muñoz (Ciudad Real)	155
Información	M. J. LISO, A. LA IGLESIA y M. A. RODRIGUEZ: Sobre la caracterización mineralógica de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz)	172
	Noticias y Notas bibliográficas	176

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.

Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE PORTADA

Base de un estrato arenoso. Huellas de pisadas de aves. Cerca de Sangüesa, Pirineo Central

(Foto: Luis M.ª Ríos.)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

ISSN 0366 - 0176

NIPO 241 - 92 - 004 - 1

Imprenta Ideal, S. A. - Chile, 27 - Telef. 359 57 55 - 28016-MADRID

Nota sobre los tiburones hybodontos de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).

Por J. E. GOMEZ PALLEROLA (*)

RESUMEN

Se aportan nuevos datos sobre la anatomía de siete ejemplares fragmentarios de tiburones hybodontos (uno de ellos inédito) y un diente aislado del Cretácico Inferior del Montsec (Medio lacustre). Por la morfología de la dentición, se atribuyen a *Hybodus* sp., *Lissodus palustris* n. sp. y *Lissodus* sp., los ejemplares en los que ésta es visible.

Dada la similitud anatómica entre los géneros *Hybodus* y *Lissodus*, se consideran como Hybodontidae gen. et sp. indet., los ejemplares en los que no se aprecia la dentición, condición fundamental para diferenciar ambos géneros.

Palabras clave: Selachii, Hybodontidae, Descripción, Medio lacustre, Cretácico Inferior, Montsec, España.

ABSTRACT

New document about anatomy of seven fragments of hybodont sharks (one of them unpublished) and one isolated tooth from the Lower Cretaceous of Montsec (Lacustrine environment) are described.

Because of their dentition, they are ascribed to *Hybodus* sp., *Lissodus palustris* n. sp. and *Lissodus* sp., when it is apparent.

Due to the anatomic similitude between *Hybodus* and *Lissodus*, they are classified as Hybodontidae gen. et sp. indet., when the dentition are not apparent, essential condition for their identification.

Key words: Selachii, Hybodontidae, Description, Lacustrine environment, Lower Cretaceous, Montsec, Spain.

INTRODUCCION

Los tiburones hybodontos: *Hybodus*, *Lissodus* (= *Lonchidion*), *Asteracanthus* (= *Strophodus*) y *Acrodus*, fueron los predominantes durante el Mesozoico.

En el Carbonífero Inferior aparecen *Tristychius* y *Onychoselache*, que pueden ser unidos por algunos caracteres (MAISEY, 1984) con *Hybodus*, *Palaeospinax* y los elasmobranquios modernos. DUFFIN (1981a y 1981b, p. 296) establece que los géneros *Lissodus* BROUGH, 1935 y *Lonchidion* ESTES, 1964 son sinónimos.

Dos son hasta la fecha los géneros pertenecientes a tiburones hybodontos aparecidos en el ya

(*) C/. Taquígrafo Martí, 5, 2.ª A. 25008 Lérida.

cimiento lacustre de la Pedrera de Meià (Montsec): *Hybodus* y *Lissodus* (GOMEZ PALLEROLA, 1985 y 1988).

Hybodus aparece durante el Mesozoico en facies marinas y dulceacuícolas.

Lissodus, cuyo origen es probablemente pre-Carbonífero, se encuentra en facies marinas y dulceacuícolas, aunque su habitat tiende a ser dulceacuícola durante el Triásico y el Cretácico, posiblemente debido a la competencia con varios grupos de actinopterigios marinos (DUFFIN, 1985).

Al finalizar el Cretácico, los tiburones hybodontos se extinguieron, únicamente *Asteracanthus* podría haber llegado hasta el Paleoceno (TATE, 1894; CHAPMAN & PRITCHARD, 1904).

ANTECEDENTES HISTORICOS

AGASSIZ (1837) coloca *Hybodus* en el taxón «Hybodontes», junto con *Cladodus*, *Diplodus* y *Sphenonchus*. Estos «Hybodontes» fueron divididos en dos grupos según la morfología de sus dientes.

Un grupo comprendía *Hybodus* y *Cladodus*, los cuales tienen los dientes con cúspides puntiaguadas, careciendo de una cavidad pulpar principal. El otro grupo comprendía *Diplodus* y *Sphenonchus*, con las cúspides colocadas de modo diferente y con una cavidad pulpar supuestamente presente.

GLIKMAN (1964) propone una radical reclasificación de seláceos y los divide en dos infraclases: Orthodonta y Osteodonta, basándose en la estructura histológica de los dientes.

La corona de los Orthodonta consiste en orthodentina y la de los Osteodonta en osteodentina circundada por «Pallial dentina». Así, *Hybodus* y *Cladodus* corresponden a Osteodonta y *Sphenonchus* y *Diplodus* a Orthodonta.

Sphenonchus estaba establecido no sobre dientes, sino sobre espinas cefálicas (espinas «*Sphenonchus*») de un tiburón con dientes tipo *Hybodus* (CHARLESWORTH, 1845; DAY, 1864; FRAAS, 1889).

Así pues, los taxones *Hybodus* y *Sphenonchus* establecidos por AGASSIZ (1837) son sinónimos y *Sphenonchus* no es un género válido. (Véase MAISEY, 1982.)

El género *Hybodus* se conoce principalmente por dientes y espinas aislados, aunque en algunos casos se han localizado ejemplares más completos: *Hybodus hauffianus* (FRAAS, 1889, 1896; BROWN, 1900; JAEKEL, 1906; KOKEN, 1907), *H. fraasi* (BROWN, 1900; MAISEY, 1986), *H. delabechi* (CHARLESWORTH, 1839; DAY, 1864; WOODWARD, 1889a, 1889b), *H. basanus* (EGERTON, 1845; WOODWARD, 1889a, 1916, 1919; MAISEY, 1983), *H. cassangensis* (TEIXEIRA, 1954, 1956, 1978).

BROUGH (1935) crea el nuevo género *Lissodus* a base de material articulado procedente de la famosa Serie Beafort Superior (Triásico) de la Cuenca Karroo, cerca de Bekker's Kraal en Sudáfrica (donde la Serie Karroo es dulceacuícola).

Previamente BROOM (1909) había considerado este género como *Hybodus*. Durante muchos

años *Lissodus* fue considerado como un género monotípico.

ESTES (1964) crea el género *Lonchidion* a partir de dientes y fragmentos de espinas de la fauna dulceacuícola de la Formación Lance del Cretácico Superior del este de Wyoming.

Este autor (p. 12) comenta que algunos de los dientes de *Lissodus africanus*, figurados por BROUGH (1935), son muy similares en pequeñez de tamaño y en desarrollo del proceso anterior con los de *Lonchidion*.

PATTERSON (1966) da a conocer diversas especies de *Lonchidion* procedentes de facies dulceacuícolas del Wealdense del sur de Gran Bretaña. Este autor (p. 331) considera que según la clasificación de GLIKMAN (1964), la estructura de los dientes de *Lonchidion* y *Lissodus* pueden ser colocados en la infraclase Orthodonta, presumiblemente en los Polyacrodonti, aunque la alternancia regular de los dientes en series adyacentes, como ocurre en *Lissodus* y en alguna especie de *Lonchidion*, no es un carácter de los Polyacrodonti según la clasificación de GLIKMAN.

Tanto ESTES (1964) como PATTERSON (1966) habían remarcado la similitud de ciertos dientes de hybodontos con los de *Lonchidion*. DUFFIN (1981a, 1981b, p. 296), a raíz de la comparación de varias especies de hybodontos del Carbonífero Inferior hasta el Cretácico Superior, llega a la conclusión de que *Lonchidion* y *Lissodus* son congénicos.

Otras especies fueron descritas en el Triásico Superior de Texas (MURRY, 1981), Campaniense Superior de New Jersey (CAPETTA & CASE, 1975), Albiense de Texas (SLAUGHTER, 1971; THURMOND, 1970, 1972, 1974; MEYER, 1970) y HERMAN (1973, 1977) en el Campaniense de Bélgica.

Así pues, establecida la sinonimia de *Lonchidion* y *Lissodus*, este último género goza de prioridad (DUFFIN, 1981b; MURRY, 1981), siendo el primero un sinónimo Junior.

ESTES & SANCHIZ (1982) identifican *Lonchidion* en facies probablemente dulceacuícolas (carófitas asociadas) del Barremiense-Aptiense de Galve (Teruel), en este yacimiento también aparece *Hybodus* (*H. parvidens*).

DUFFIN (1985) efectúa una revisión de todo el material conocido de *Lissodus*, incluyendo dentro de este género, especies que anteriormente estaban colocadas en otros géneros (*Acrodus*, *Paleobates*, *Polyacrodus*, *Thectodus* e *Hybodus*).

GOMEZ PALLEROLA (1985, 1988) da a conocer por vez primera en el yacimiento de la Pedrera de Meià dos ejemplares articulados de *Lonchidion*, junto a varios dientes de *Hybodus* y otros hybodontos de género impreciso.

DUFFIN (1989) hace una recopilación de todos los dientes de *Lissodus* conocidos.

GOMEZ PALLEROLA (1990, p. 32) indica que no existe una garantía total de que el ejemplar MGB 505 a-b, del Museo de Geología de Barcelona, y el holotipo de *Hybodus woodwardi* VIDAL, 1915 corresponda al género *Hybodus*, debido al conocimiento parcial de este fósil. Al mismo tiempo señala que la especie *woodwardi* fue establecida sin compararla con otras especies de *Hybodus*.

POYATO y WENZ (1990, p. 301) consideran la presencia de *Hybodus* en las calizas litográficas del Montsec como vestigial. En el mismo trabajo no incluyen *Lonchidion* ni *Paleoxyris* dentro de la ictiofauna del yacimiento por considerar su identificación dudosa.

MATERIAL FOSIL

El material fósil recogido en las calizas litográficas del Montsec, perteneciente a tiburones hybodontos, se eleva a siete ejemplares fragmentarios y un diente aislado.

Todos los ejemplares presentados en esta nota proceden del yacimiento del Berriasiense Superior - Valanginiense (Neocomiense) de la Pedrera de Meià, no habiéndose encontrado por el momento en el yacimiento de La Cabrúa (a unos 4 kilómetros de distancia hacia el este), donde también aparece ictiofauna, ningún representante de los Hybodontidae.

Los fósiles incluidos en este trabajo fueron anteriormente descritos por el autor: GOMEZ PALLEROLA, 1985 (ejemplares 1, 3, 4, 7) y GOMEZ PALLEROLA, 1988 (ejemplares 2, 5). El fósil 6 es inédito y el 3 fue descrito por VIDAL, 1915.

Todos los ejemplares incluidos en esta nota pertenecen a la colección GOMEZ PALLEROLA (Lérida), salvo el fósil MGB 505 a-b, que pertenece al Museo de Geología de Barcelona.

Los tiburones hybodontos conocidos (incluyendo el inédito) de las calizas litográficas del Montsec, quedan, según mi criterio, establecidos del modo siguiente:

Familia Hybodontidae

Hybodus sp. Ejemplares 1 y 2
? *Hybodus woodwardi*. Ejemplar 3
Lissodus palustris n. sp. Ejemplar 4
Lissodus sp. Ejemplares 5 y 6
Gen. et sp. indet. Ejemplares 7 y 8

Clase Selachii

Orden Hybodontiformes MAISEY, 1975

Los tiburones Hybodontiformes presentes durante el Mesozoico son los siguientes: *Hybodus*, *Lissodus*, *Acrodus*, *Asteracanthus*, *Polyacrodus* e *Hylaeobatis* (estos dos últimos con menor difusión que los cuatro anteriores).

SCHAEFFER & PATTERSON (1984, p. 78) incluyen dentro de este Orden a *Bdelloodus*.

Doratodus (SCHMID, 1861) fue incluido en los hybodontos (SEILACHER, 1943; ROMER, 1966, y BLOT, 1969). DUFFIN (1981a, p. 298) comenta que los dientes de *Doratodus* tienen una afinidad problemática y basándose en la ultraestructura esmaltada, coloca este género (con signo de interrogación precediendo al Orden) dentro de los Hybodontiformes.

Familia Hybodontidae OWEN, 1846

La familia Hybodontidae posee las siguientes características (BROUGH, 1935):

1. Cuerpo fusiforme de aspecto normal y aletas de tamaño moderado.
2. Aleta anal situada muy hacia atrás.
3. Aletas pectorales tribasales (pro-meso y metapterigio).
4. Dientes siempre separados, nunca unidos.

5. Las dos aletas dorsales diferentes, la primera con una espina colocada con un ángulo bajo y estando fuera del cartílago radial, la segunda teniendo la espina con un ángulo alto y poseyendo una hilera de cartílagos radiales.
6. Espinas dorsales ornamentadas con series de estrías longitudinales, llevando series de dentículos en su parte posterior.
7. Mandíbulas macizas, suspensión mandibular probablemente amfistílica o primitiva hiostílica.
8. Espinas cefálicas usualmente *Sphenonchus* presentes en los machos.

El género *Hylaeobatis* SMITH WOODWARD, 1916 fue incluido en la familia Ptychodontidae, PATTERSON (1966, pp. 340-345), comenta que esta familia estaba probablemente derivada del género *Lonchidion* (*Lissodus*), basándose en que *Ptychodus* también posee una especialización en los dientes anteriores y aparente ausencia de espinas. STEWART (1980) opina que *Ptychodus* es un neoseláceo, ya que posee los centros vertebrales calcificados y es muy improbable que se derive de *Lissodus* o de ningún otro Hybodontiforme del Cretácico. *Hylaeobatis* y *Ptychodus* son filogenéticamente muy distintos de *Lissodus*.

SCHAEFFER & PATTERSON (1984, p. 78) colocan *Hylaeobatis* dentro de la familia Hybodontidae.

Género *Hybodus* AGASSIZ, 1837

Especie tipo *Hybodus reticulatus* AGASSIZ, 1837

Diagnosis

Hybodus es un tiburón primitivo que posee detrás de las órbitas de los ojos un extenso proceso postorbital, presencia en los machos de espinas cefálicas situadas en la parte posterior del cráneo (zona supratemporal). Dientes multicúspides dispuestos en hileras, los simfisales con la cúspide principal más desarrollada que los laterales. Aletas pectorales tribasales con pro, meso y metapterigio articulándose con el escapulocoracoides. Aletas pélvicas, con el cinturón pélvico formando una barra puboisquiádica continua. Los machos con «Clasper cartilage» o mi-

xipteripio (órgano fecundador). Aleta dorsal posterior con un complemento de radiales calcificadas ausente en la anterior, ambas aletas precedidas por espinas guarnecidas con dentículos (usualmente dos pares) en la pared posterior de su parte exerta. Esqueleto axial con el notocordio «persistente», aparentemente no comprimido. «Shagreen» formado por multitud de dentículos con una ancha base circular y una corona comprimida lateralmente y estriada verticalmente, las escamas son variables según la posición del cuerpo que ocupan. Línea lateral formada por escamas modificadas.

Distribución

El género *Hybodus* tiene una amplia difusión mundial, principalmente en facies marinas del Jurásico y Cretácico.

Se ha localizado en el Sinemuriense y Wealdense de Gran Bretaña, en el Sinemuriense, Toarciense y Bajociense del norte de Europa. En el Sinemuriense y Bajociense de Italia, en el Jurásico Superior y el Bajociense del norte y centro de Africa, en el Bathoniense de Wyoming, en diversos yacimientos de Asia.

También aparece *Hybodus* en facies no marinas del Wealdense de Gran Bretaña y del Jurásico Medio de China.

En España se ha localizado en el Muschelkalk del Valle del Congost, en Centelles (Osona), a 40 kilómetros al NE de Barcelona, en el Cretácico Inferior de Ortigosa de Cameros (La Rioja) y de Galve (Teruel).

Hybodus sp.

1985 *Hybodus* sp.—GOMEZ PALLEROLA, p. 376, figs. 5-6.

1988 *Hybodus* sp.—GOMEZ PALLEROLA, p. 749, figs. 1A, 1B, fots. 1-4.

Material

Ejemplar 1

Diente suelto del que sólo es visible la corona y que consta de impresión y contraimpresión.

Ejemplar 2

Fragmento craneal conteniendo dientes y escamas. Ambos ejemplares se encuentran en la colección personal del autor.

Descripción

Ejemplar 1

Corona en perspectiva labial de 9 mm. de anchura y 3 mm. de altura en la cúspide principal. Consta de cinco cúspides con carenas verticales (quedando entre dos carenas una estría).

La cúspide más pequeña de la derecha posee cinco carenas verticales curvadas hacia el apex y hacia la base que no se tocan en todo su recorrido, ni se bifurcan ni forman anastomosis entre ellas.

La cúspide contigua es más elevada y tiene seis carenas con la misma disposición que las de la cúspide anterior.

La cúspide principal (central en este caso) posee unas trece o catorce carenas, siendo la tercera contando desde la derecha la que más se acerca a la base de la cuarta, pero sin llegar a tocarla. Igualmente en el lado izquierdo de la cúspide principal las tres primeras carenas están muy próximas entre sí.

La cúspide contigua a la principal (lado izquierdo), tiene siete u ocho carenas que tampoco se tocan y finalmente en la cúspide más pequeña del lado izquierdo, sólo se ven dos carenas (aunque dicha cúspide se encuentra recubierta parcialmente de caliza).

Ejemplar 2

Los dientes contenidos en este ejemplar (fragmentado en varios trozos, son de igual estructura que el anteriormente descrito (ejemplar 1). Se encuentran igualmente en perspectiva labial, no hay ninguno enteramente completo, pero existen cuatro o cinco casi enteros, además de varias impresiones de otros que han saltado.

Los dientes simfisales (destinados a prender), poseen la corona con cinco cúspides, la principal mucho más elevada y curvada que las otras dos que llevan respectivamente a cada lado. Los dientes posteriores (destinados a masticar), tienen

la cúspide principal más baja, teniendo aspecto molariforme. Todas las coronas poseen carenas y estrías idénticas a las del ejemplar 1.

La raíz es típicamente hybodontóide, CASIER (1947a), en todos los dientes la raíz está moderadamente comprimida, se observa en alguna de ellas un resalte horizontal que va del extremo izquierdo al derecho de la parte superior (próxima a la corona), dicho resalte se encuentra elevado sobre la raíz, quedando la parte inferior de la misma más hundida. Al igual que la corona, la raíz es también cóncava. Posee numerosos «foramina» irregulares en su distribución.

Juntamente con/los dientes, se han conservado en este ejemplar numerosas escamas placoides, las que presentamos en esta nota pertenecen pues a las proximidades de la zona bucal. Dichas escamas son las típicas de *Hybodus* (figs. 1, 2) ligeramente curvadas con una base plana (o levemente cóncava o convexa), con varios canales basales. La base consta de una capa celular de osteodentina, y de orthodentina en la corona.

Esta acaba en un ápex más o menos puntiagudo. La corona posee varias carenas que convergen en el ápex. Junto a la base de la corona (cuello), hay unos canales característicos («Neck canals»).

Figura 1.—Escamas de la zona bucal de *Hybodus* asociación natural.

Ejemplar 2.

Fragmento craneal conteniendo dientes y escamas. Ambos ejemplares se encuentran en la colección personal del autor.

Descripción

Ejemplar 1

Corona en perspectiva labial de 9 mm. de anchura y 3 mm. de altura en la cúspide principal. Consta de cinco cúspides con carenas verticales (quedando entre dos carenas una estría).

La cúspide más pequeña de la derecha posee cinco carenas verticales curvadas hacia el apex y hacia la base que no se tocan en todo su recorrido, ni se bifurcan ni forman anastomosis entre ellas.

La cúspide contigua es más elevada y tiene seis carenas con la misma disposición que las de la cúspide anterior.

La cúspide principal (central en este caso) posee unas trece o catorce carenas, siendo la tercera contando desde la derecha la que más se acerca a la base de la cuarta, pero sin llegar a tocarla. Igualmente en el lado izquierdo de la cúspide principal las tres primeras carenas están muy próximas entre sí.

La cúspide contigua a la principal (lado izquierdo), tiene siete u ocho carenas que tampoco se tocan y finalmente en la cúspide más pequeña del lado izquierdo, sólo se ven dos carenas (aunque dicha cúspide se encuentra recubierta parcialmente de caliza).

Ejemplar 2

Los dientes contenidos en este ejemplar (fragmentado en varios trozos, son de igual estructura que el anteriormente descrito (ejemplar 1). Se encuentran igualmente en perspectiva labial, no hay ninguno enteramente completo, pero existen cuatro o cinco casi enteros, además de varias impresiones de otros que han saltado.

Los dientes simfisales (destinados a prender), poseen la corona con cinco cúspides, la principal mucho más elevada y curvada que las otras dos que llevan respectivamente a cada lado. Los dientes posteriores (destinados a masticar), tienen

la cúspide principal más baja, teniendo aspecto molariforme. Todas las coronas poseen carenas y estrías idénticas a las del ejemplar 1.

La raíz es típicamente hybodontoide, CASIER (1947a), en todos los dientes la raíz está moderadamente comprimida, se observa en alguna de ellas un resalte horizontal que va del extremo izquierdo al derecho de la parte superior (próxima a la corona), dicho resalte se encuentra elevado sobre la raíz, quedando la parte inferior de la misma más hundida. Al igual que la corona, la raíz es también cóncava. Posee numerosos «foramina» irregulares en su distribución.

Juntamente con los dientes, se han conservado en este ejemplar numerosas escamas placoides, las que presentamos en esta nota pertenecen pues a las proximidades de la zona bucal. Dichas escamas son las típicas de *Hybodus* (figs. 1, 2) ligeramente curvadas con una base plana (o levemente cóncava o convexa), con varios canales basales. La base consta de una capa celular de osteodentina, y de orthodentina en la corona.

Esta acaba en un ápex más o menos puntiagudo. La corona posee varias carenas que convergen en el ápex. Junto a la base de la corona (cuello), hay unos canales característicos («Neck canals»).

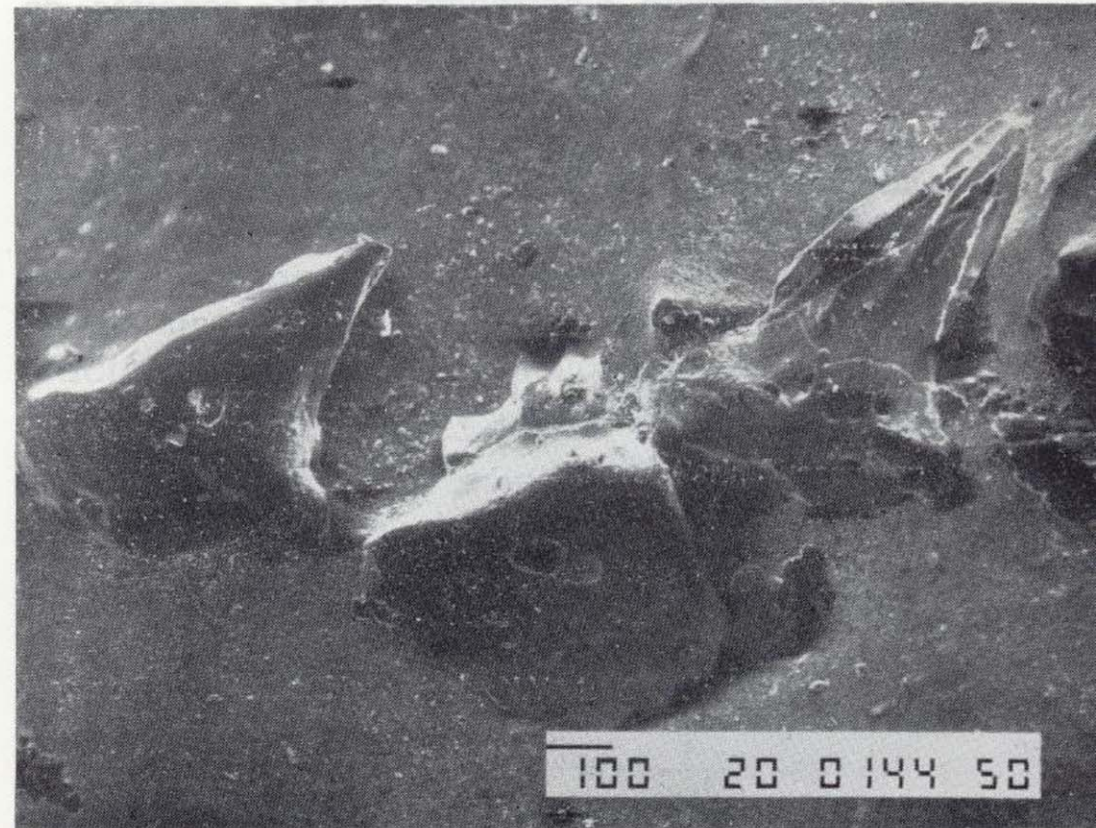


Figura 1.—Escamas de la zona bucal de *Hybodus* sp. en asociación natural.

El tamaño de las escamas es en general inferior a 1 mm.

Discusión

Existen numerosas especies de *Hybodus* creadas a partir de dientes sueltos. PATTERSON (1966, p. 311), señala que la creación de nuevas especies de tiburones hybodontos basada en uno o dos dientes aislados es extremadamente arriesgada.

Los dientes de *Hybodus* de la Pedrera de Meià, son distintos de *H. basanus*, *H. ensis*, *H. brevis-costatus*, *H. parvidens* y *H. fraasi* por la diferente distribución de las estrías de la corona.

En todos los tiburones modernos, la raíz de los dientes está penetrada por agujeritos y canales especializados para llevar fibras nerviosas y venas hacia el interior del diente. En la mayoría de Hybodontidos mesozoicos faltan estos agujeros especializados («specialized foramina») (PATTERSON, 1966). Sin embargo, esta estructura está presente en *Polyacrodus* spp. (JOHNSON, 1981) e *Hybodus* spp. y en algunas otras formas. MAISEY (1975), sugiere que la ausencia de «specialized foramina», puede ser una condición primitiva.

Al igual que *Acrodus*, *Hybodus*, posee en la corona una ultraestructura esmaltada que vista con el microscopio electrónico (SEM), consiste en una delgada capa cristalizada («single crystallite enameloid») —SCE—, REIF (1973), con una orientación preferente hacia el ápex, aunque esto sólo sucede en la punta de la corona de la cúspide principal, ya que más abajo, esta orientación puede variar. Esta disposición está presente en varios tiburones paleozoicos y su presencia en *Hybodus* es probablemente primitiva (MAISEY, 1986).

En estructura histológica, la corona de los dientes de *Hybodus* está recubierta por una delgada lámina de esmalte, conteniendo finas fibrilas en la parte basal.

La osteodentina es en la corona densa con muchos canales vasculares delgados. La raíz es mucho más esponjosa.

Hybodus sp. del Montsec, posee una estructura histológica típica de *Hybodus*. No hemos podido observar la SCE en la punta de la cúspide prin-

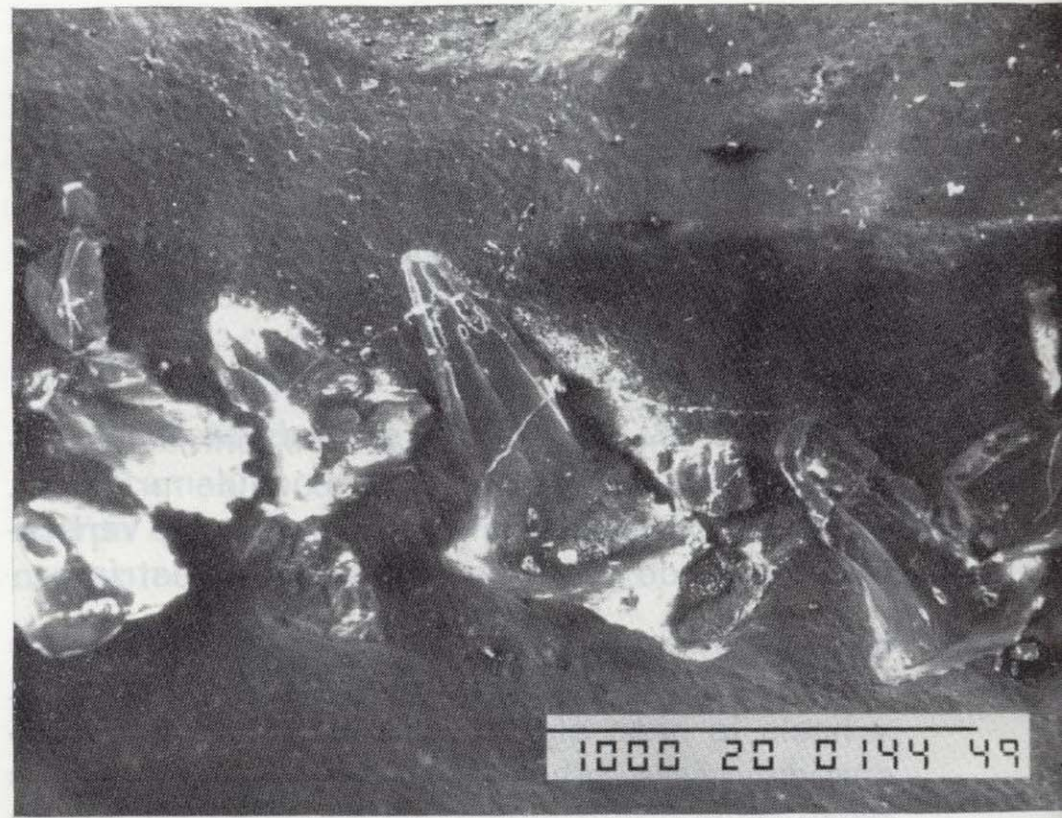


Figura 2.—Escamas de la zona bucal de *Hybodus* sp. en asociación natural.

cipal, por encontrarse la mayoría de dichas cúspides truncadas.

Respecto a la escamación («Shagreen»), la curvatura de la forma de las escamas depende de la zona que ocupen en el cuerpo, siendo en la mayor parte del mismo curvadas posteriormente. Sin embargo, en las aletas se encuentran orientadas y curvadas hacia el borde posterior de las mismas. Una orientación comparable tienen los elasmobranchios modernos, lo cual evidencia un significado hidrodinámico en el pez (REIF, 1982; REIF y DINKELACKER, 1982. BROWN (1900), ya había notado que las escamas de las aletas eran cónicas y puntiagudas. Lamentablemente no podemos hacer comparaciones con otras zonas del cuerpo, por estar limitada su conservación a la zona bucal.

¿ *Hybodus woodwardi* VIDAL, 1915 (figs. 3-5).

1915 *Hybodus woodwardi* VIDAL, pp. 34-39, figs. 34-39, figs. 4, 5, 6, lám. II.

1981 *Hybodus woodwardi* VIDAL, LACASA, p. 112.

Material

Ejemplar 3. MGB 505 a-b (Holotipo de *Hybodus*

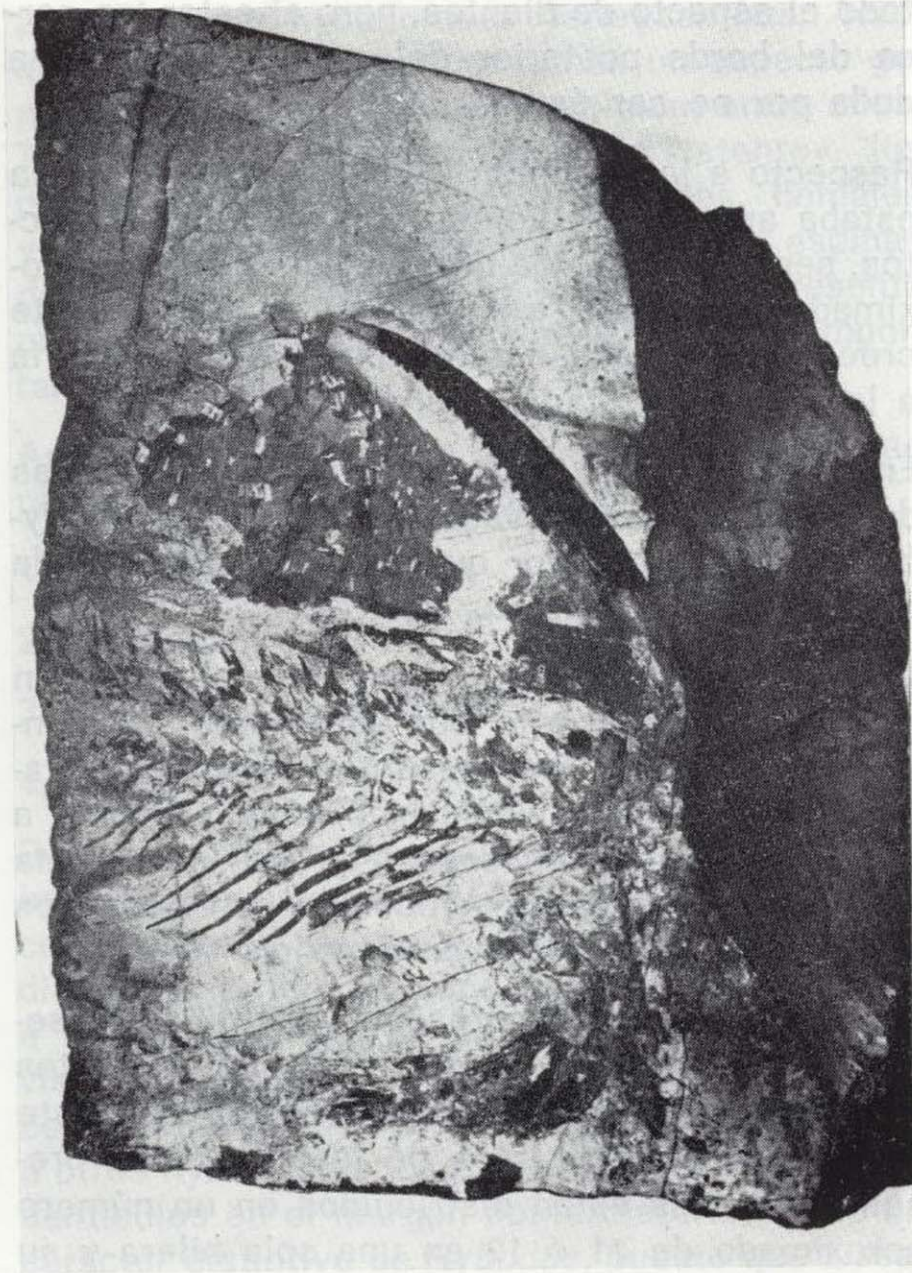


Figura 3.—Fragmento de la parte anterior de *?Hybodus woodwardi*.

woodwardi). Consta de un fragmento que comprende la parte posterior del cráneo, primera aleta dorsal, costillas, aleta pectoral y los arcos neurales y hemales (impresión y contraimpresión).

Descripción

Este fragmento tiene una longitud de unos 200 mm. En la parte posterior del cráneo se ve una porción curvada que parece corresponder a la parte posterior de la órbita del ojo. Detrás del ojo y un poco más abajo de él, se encuentran tres impresiones de posibles coronas en perspectiva oclusal, verticales, dispuestas en hilera y paralelas y de un tamaño aproximado de 1,8 mm., la más larga, que recuerdan las coronas de los dientes de *Lissodus*. La preservación de

estas tres impresiones (ya que casi han saltado en su totalidad), es muy deficiente.

En el esqueleto axial no se observan vértebras calcificadas. El notocordio es «persistente», las apófisis transversas y los arcos neurales y he-

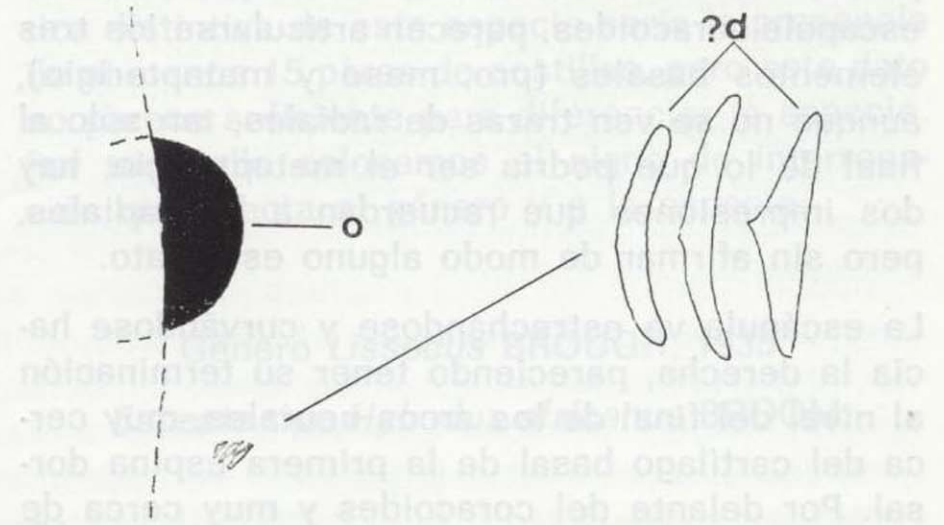


Figura 4.—Porción posterior del ojo y dientes? de *?Hybodus woodwardi*.

males están calcificados. Algunas de las neurales son bífidas en su extremo distal, no apreciándose bien si hay interdorsales intercaladas. Los arcos hemales no se ven con claridad.

Las costillas son largas y delgadas, la más larga de las cuales mide 50 mm. El número de costillas parece estar en 15 pares como mínimo. La línea lateral se aprecia claramente, pasando sobre el tercio proximal de las costillas.

El número de escamas es, según VIDAL (1915), de 12 a 16 por milímetro cuadrado. Estas poseen

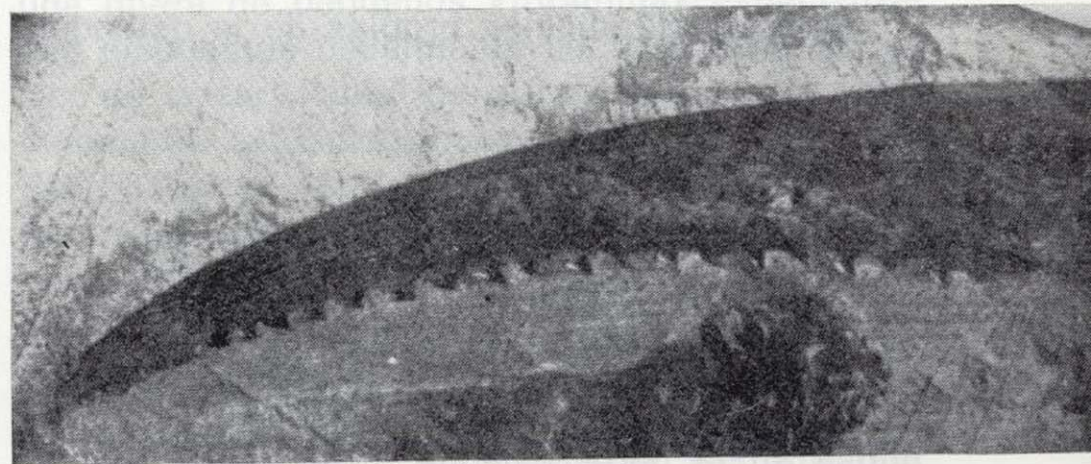


Figura 5.—Detalle de la porción exerta de la espina dorsal anterior de *?Hybodus woodwardi*.

una corona cónica curvada posteriormente y acabando en una punta muy afilada.

La aleta pectoral se distingue muy mal. El escápulo-coracoides es estrecho y alargado y se encuentra colocado verticalmente. No distinguimos la fusión ventral de las barras de la escápula y el coracoides. En el tercio proximal del escapulo-coracoides, parecen articularse los tres elementos basales (pro, meso y metapterigio), aunque no se ven trazas de radiales, tan sólo al final de lo que podría ser el metapterigio, hay dos impresiones que recuerdan a las radiales, pero sin afirmar de modo alguno este dato.

La escápula va estrechándose y curvándose hacia la derecha, pareciendo tener su terminación al nivel del final de los arcos neurales, muy cerca del cartilago basal de la primera espina dorsal. Por delante del coracoides y muy cerca de él, se distingue una serie de impresiones acutiformes (11 ó 12), que quizá sean los extremos de las radiales de la otra aleta pectoral, aunque se aprecia tan mal esta zona que damos este dato tan sólo como hipotético.

En la aleta dorsal, se diferencian los radios dérmicos que se extienden inmediatamente detrás de la espina. El cartilago basal es de aspecto más o menos triangular, similar al de los demás hybodontos.

La primera espina dorsal se encuentra muy bien conservada, tiene una longitud de 95 mm. y una anchura máxima de 10 mm.

La espina es alargada y curvada posteriormente, posee una sola hilera visible de pequeños dentículos en el margen posterolateral. Los dentículos comienzan a partir de la mitad de su longitud total, llegando hasta el extremo. La superficie de la espina está recorrida por varias estrías y aristas longitudinales propias de la osteodentina.

Discusión

VIDAL (1915), atribuyó este ejemplar (basándose principalmente en la estructura de la espina de la primera aleta dorsal) al género *Hybodus*. Este autor (p. 37), comenta: Existe una línea sinuosa en la parte baja de la aleta pectoral izquierda y que va acompañada de una serie irregular de pequeñas impresiones acutiformes con

todo el aspecto de dientes, pero al estar tan cerca del borde posterior del cráneo, da lugar a duda por no ser éste el sitio de la boca.

Respecto a la dentición (p. 39), señala: La boca estaba armada de dientes cónicos, agudos, rectos, separados uno de otro por un intervalo aproximadamente igual a su grueso, lo cual permite creer que si llevaban dentículos laterales, habría a lo más uno a cada lado del central.

En otro párrafo (p. 38), señala: El ser las coronas de estos dientes elevadas, recuerda las de *Hybodus basanus*, mejor que las de forma abatida de *H. fraasi*, *H. obtusus* y otros.

LACASA (1981, p. 112), hace una observación respecto a lo descrito por aquel autor, comentando que quizás los presuntos dientes se traten en realidad de escamas placoides debido a que su configuración consta de una sola punta y los dientes bucales acrodontos son polígonos con uno central de mayor tamaño.

En mi opinión, las impresiones acutiformes señaladas por VIDAL, no corresponden a dientes ni escamas placoides. La zona señalada por este autor está muy apartada de la boca y los presuntos dientes están distribuidos en un número aproximado de 11 ó 12 en una sola hilera y su estructura (carecen de dentina), no es la de un diente. De modo hipotético sugerimos que dichas impresiones podrían ser los extremos terminales de las radiales de la otra aleta pectoral, las cuales son acutiformes y separadas unas de otras por un tamaño igual a su grosor, aunque esta opinión debe tomarse como una mera sugerencia y no como una afirmación. Respecto a que se trate de escamas placoides, tampoco estamos de acuerdo porque dichas escamas son mucho más pequeñas que estas impresiones.

VIDAL (p. 37), indica que las costillas tienen la configuración típica de *Hybodus*.

El número de costillas de este ejemplar es de al menos 15 pares, superior a *H. cassangensis* (11), a *H. hauffianus* (11 ó 12) y a *H. fraasi* (posiblemente 12).

La escamación presenta según este autor multitud de pequeños dentículos en un número aproximado de 12 a 16 por milímetro cuadrado. El tamaño de la punta es a veces igual al resto de la corona.

Los tiburones hybodontos: *Asteracanthus*, *Acrodus*, *Hybodus* y *Lissodus*, tienen un aspecto general muy similar (salvo la dentición) entre ellos. Todos tienen el notocordio «persistente», los procesos transversos, arcos neurales, hemales y costillas, aletas pectorales, dorsales y espinas de parecida estructura. El «Shagreen» presenta ciertas diferencias y en la dentición hay importantes diferencias.

Así pues el fragmento descrito por VIDAL se puede resumir en cuatro puntos principales.

1. Dentición.
2. Costillas.
3. Primera espina dorsal.
4. Escamación.

Respecto al primer punto, se observa que las impresiones acutiformes descritas por este autor como dientes, no corresponden a dientes. Los dientes estarían situados en la parte posterior e inferior del ojo, en un número de 3 coronas visibles, paralelas y dispuestas en hilera. Las costillas, largas y flexuosas, pueden pertenecer a otros hybodontos. La primera espina dorsal con dentículos en el margen posterolateral, no es un carácter distintivo de *Hybodus*, puesto que *Lissodus* y *Acrodus* poseen la estructura de las espinas idéntica, siendo imposible el distinguir unas de otras cuando se encuentran sueltas. La escamación de este ejemplar puede igualmente corresponder a otros hybodontos.

En resumen, asignar este fósil al género *Hybodus* carece de ningún fundamento válido.

Existen en cambio dos hipótesis para asignar este ejemplar al género *Lissodus*:

- A) Presencia de un escápulo-coracoides estrecho y alargado, llegando hasta la base de la primera espina dorsal.
- B) Posible existencia de tres dientes en perspectiva oclusal de tamaño y forma similar a los de *Lissodus*.

Una tercera hipótesis accesoria sería la estructura de la escamación, que en este ejemplar es similar a la de *Lissodus* sp. del Montsec.

Hybodus sp. (MAISEY, 1982), tiene el escapulo-coracoides algo más corto, llegando la escápula al inicio de las costillas, por debajo del inicio

de la primera espina dorsal. Así, pues, es probable que este ejemplar corresponda al género *Lissodus* y no a *Hybodus*.

La especie *woodwardi* carece de ninguna diagnosis válida, puesto que no se conoce con detalle su dentición y no puede hacerse comparaciones con otras especies. La única característica distintiva de esta especie sería la presencia de al menos 15 pares de costillas, pero este dato no parece suficiente para diferenciar la especie. Por todo ello colocamos el signo de interrogación que afecta al género y a la especie.

Género *Lissodus* BROUGH, 1935

Especie tipo *Hybodus africanus* BROOM

Diagnosis

Tiburón hybodonto con boca subterminal en algunas especies. Dientes pequeños o medianamente grandes con las coronas bajas. Posee una protuberancia labial («labial peg») que puede ser pequeña o bien desarrollada. La cresta oclusal es recia o moderada. La corona posee una sencilla cúspide central poco elevada, usualmente con cúspides laterales muy bajas. Cúspides muy pequeñas («cusplets») accesorias desarrolladas en algunas especies. Un acanalado longitudinal puede estar presente en el brazuelo de la corona («crown shoulders»). Los márgenes laterales están inclinados en declive hacia la zona donde se unen la corona y la raíz. La raíz es hybodontode con simples y largos «foramina» vasculares con organización «anaulacorhize» (CASIER, 1947 a-c). Cavidad pulpar longitudinal y central situada hacia arriba del interior del diente, al nivel de la conjunción corona-raíz. Presencia de una hilera de pequeños «foramina» especializados dispuestos usualmente sobre la parte superior de la cara labial de la raíz. La raíz está lingualmente extendida (convexa), pero no desarrollada hasta un toro. La adherencia de la corona-raíz, está concentrada en la cara inferior labial de la corona. Una espesa capa esmaltada en ultraestructura microscópica («single crystallite layer») presente encima de la corona y labialmente espesa. Los dientes están colocados en hileras adyacentes y superpuestas. Las potentes facetas oclusales indican un régimen alimenticio durófago.

Espinas cefálicas (sólo en los machos) del tipo normal de hybodontos con morfología «Sphenonchus» presente. Columna vertebral sin trazas de calcificaciones vertebrales, notocordio «persistente», con arcos pericondriales neurales calcificados y con costillas y arcos hemales. Aletas dorsales con una espina respectivamente en su parte delantera, ambas con dentículos en la pared posterior de su parte exserta, la primera espina más inclinada que la segunda. Sendas placas cartilagosas en la base de las dorsales (contiguas a la espina), de aspecto triangular, la segunda con un complemento de varias radiales ausentes en la primera.

Aletas pectorales con un largo escápulo-coracoides con articulación tribasal (pro, meso y metapterigio). Aletas pélvicas con un cartílago alargado con el órgano fecundador en el mixipterigio («Clasper cartilage») de los machos (fig. 6).

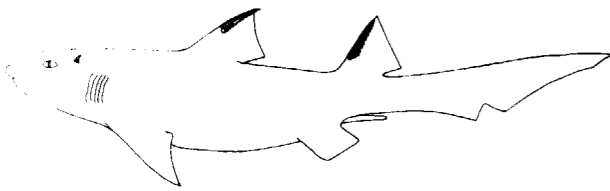


Figura 6.—Reconstrucción esquemática de *Lissodus* basada en BROUGH (1935) y observaciones personales.

La diagnosis que acabo de dar ha sido elaborada siguiendo a BROUGH (1935), DUFFIN (1985) y observaciones personales.

Distribución

La distribución de *Lissodus*, es muy amplia, habiéndose localizado en numerosas partes del mundo:

Carbonífero Inferior de Inglaterra, Carbonífero Superior de Kansas, Pérmico Inferior de Texas, Triásico Inferior de Sudáfrica y Spitsbergen (Noruega), Triásico Superior de Texas y sudoeste de Alemania, Keuper a Liásico del noroeste de Europa, Jurásico Medio de Inglaterra, Jurásico Superior a Cretácico Inferior de Inglaterra; Cretácico Inferior de Inglaterra, Lituania, Texas y Galve (Teruel), Cretácico Superior de Oregón, New Jersey y Wyoming.

Lissodus palustris n. sp. (Figs. 7 y 8)

1985 *Lonchidion* sp. GOMEZ PALLEROLA, pp. 377-379, fig. 4, fot. 7.

1988 *Lonchidion* sp. GOMEZ PALLEROLA, pp. 750-755, fotos 8, 9 y 10; fig. 6.

Derivatio nominis: *palustris* hace referencia a la facies lacustre donde vivía este hybodontos.

Material

Ejemplar 4

Fragmento de la parte anterior en norma ventral que comprende el cráneo, dientes y aletas pectorales. Colección personal del autor.

Diagnosis

Lissodus, con boca sub-terminal. Dientes de tamaño pequeño (inferiores a los 2 mm.). Cúspide central de la corona elevada en los dientes anteriores y más baja en los posteriores. Protuberancia labial («labial peg») de moderada a grande con una o dos muescas profundas en su superficie. Presencia de varias cúspides muy pequeñas («cusplets») dispuestas longitudinalmente en la cara superior de la corona. Arista longitudinal que va desde cerca del vértice izquierdo de la corona, pasando por la protuberancia labial y llegando cerca del vértice derecho de la corona. Cresta oclusal generalmente lisa o muy levemente dentada. Ausencia de estriaciones verticales en la corona. Raíz con ausencia de «foramina» especializada, o a lo más muy escasa y poco diferenciada. «Foramina» vasculares grandes y alargados verticalmente. Aletas pectorales largas, tribasales articuladas en un largo escápulo-coracoides. El propterigio con una radial, el mesopterigio con cuatro radiales y el metapterigio con unas ocho.

Descripción

Este fragmento tiene una longitud de 100 mm. y una anchura de 98 mm. La longitud total estimada es de unos 350 mm.

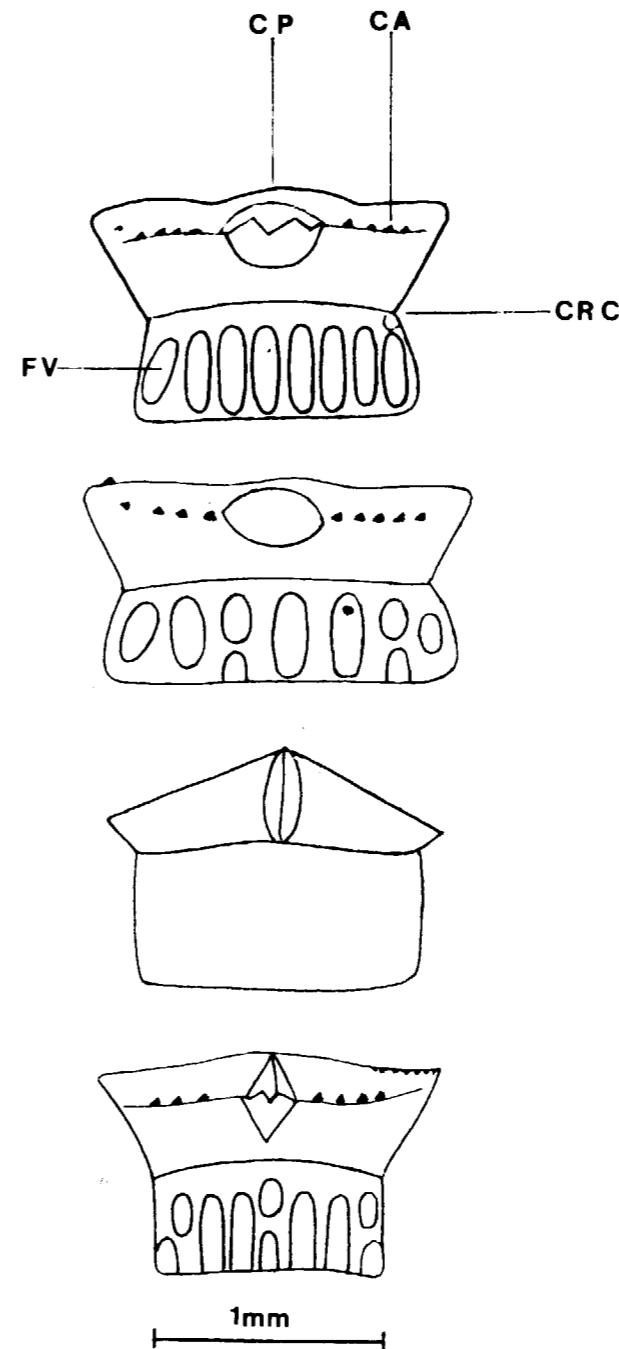


Figura 7.—Dientes en perspectiva labial de *Lissodus palustris* n. sp.

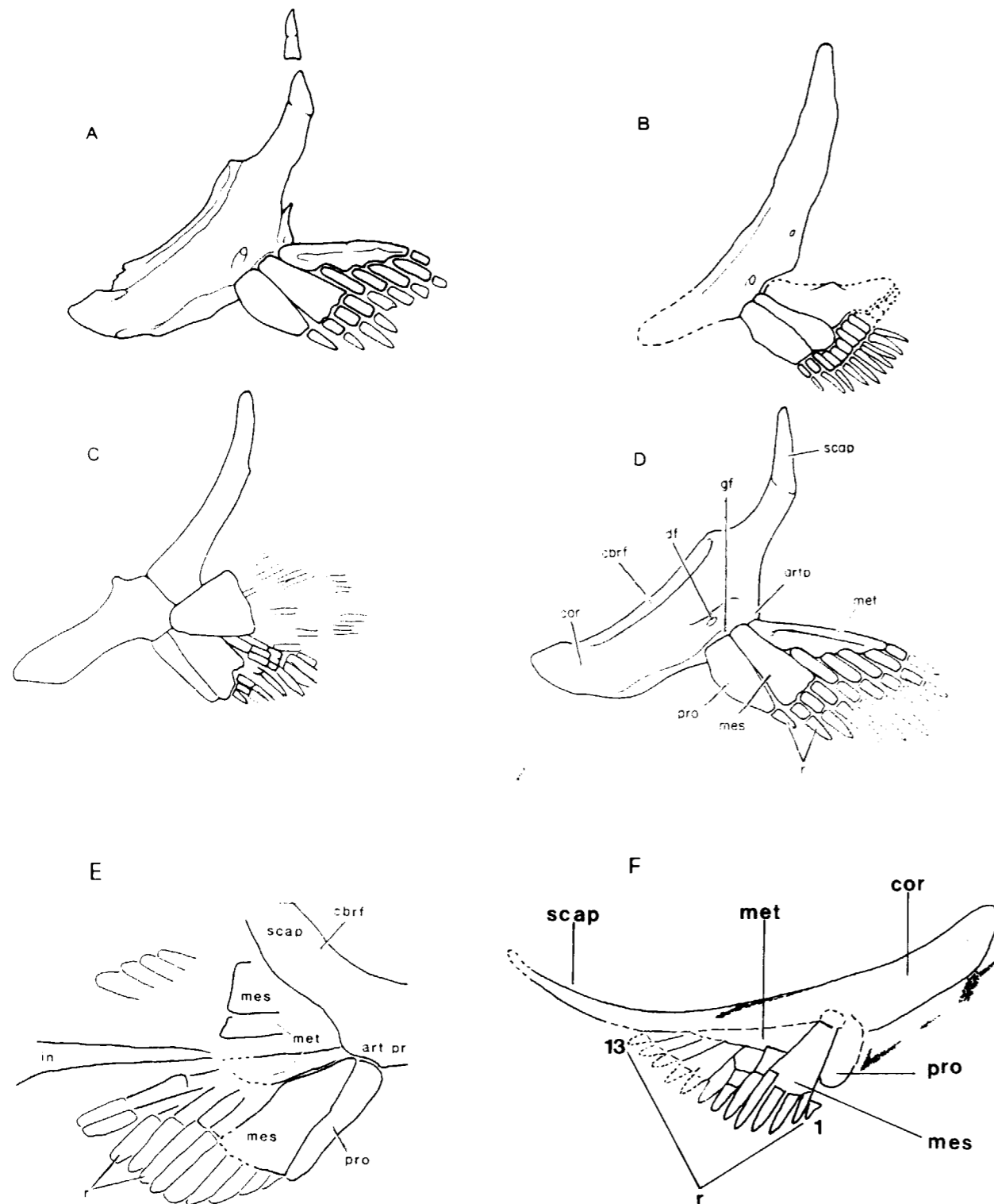
- CA: Cúspides accesorias.
- CP: Cúspide principal.
- CRC: Conjunción corona - raíz.
- FV: Foramina vascular.

El cráneo tiene un contorno de triángulo equilátero y aparece por su cara ventral, mide 33 mm. de longitud y 30 mm. de anchura. Se distingue bastante mal, ya que la mayoría de cartílagos han saltado dejando sólo su impresión.

En la parte derecha se ve una porción del cartílago de Meckel y probablemente una parte del Ceratohial. La zona correspondiente al basiial tampoco se ve muy clara. Lo más destacable del cráneo es la dentición. Algunos dientes están totalmente completos (corona y raíz) y se presentan en su mayoría en perspectiva labial. Todos los dientes son de morfología similar. Estos se encuentran dentro y fuera del cráneo, algunos a cierta distancia (a 25 mm. el más alejado). Según la terminología de DUFFIN (1985), los dientes de este ejemplar poseen las siguientes características: Cúspide principal de la corona poco elevada en los dientes posteriores y más elevada en los anteriores. Cúspides laterales muy bajas. Cresta oclusal normalmente lisa o con pequeñas muescas en la misma (sólo observables en algún diente), no pudiendo asegurar si son características del diente o quizás producidas en la extracción del fósil.

No se observan estriaciones verticales dispersas en la corona. Existe una arista longitudinal en la cara superior de la corona (brazuelo). Hay una serie de cúspide minúsculas («cusplets») en la cara superior de la corona, no pudiendo asegurar totalmente si estas cúspides también se encuentran sobre la protuberancia labial. Esta es de moderada a grande y posee una o dos muescas bastante profundas en su superficie. No se observa apoyo labial de la raíz. La arista longitudinal que recorre el brazuelo de la corona, no llega a alcanzar los vértices izquierdo y derecho, quedando ligeramente más abajo de ellos. La unión de la raíz con la corona está bien marcada y curvada ligeramente formando un arco. El ángulo que forma la arista ascendente de la raíz con la arista ascendente de la corona es variable según los dientes. Debajo de la conjunción corona-raíz no se observan generalmente «foramina» especializados.

La raíz está cubierta por «foramina» vasculares muy grandes y alargados verticalmente de forma más o menos paralela. El espacio que hay entre el final de los «foramina» vasculares y el comienzo de la corona es bastante grande, no lo



grando distinguir ninguna hilera de «foramina» especializada en el mismo. Sólo observamos dos dientes en perspectiva oclusal, pero se ven bastante mal, por lo que no damos detalles de los mismos.

En el esqueleto apendicular, la aleta pectoral derecha se distingue mucho mejor que la izquierda y consta de un escapulo-coracoides alargado y curvado de 55 mm. de longitud. En él se aprecian los tres elementos basales: pro, maso y metapterigio. Al propterigio le corresponde una radial, al mesopterigio cuatro y al metapterigio unas ocho. Las radiales están ligeramente separadas unas de otras. En la parte superior del mesopterigio se encuentra una zona de caliza sin ninguna impresión de tejido, que podría corresponder a una fosa glenoide. No se aprecia la existencia de ningún foramen del nervio diazonal (en comparación anatómica con *Hybodus*, que sí posee dicho foramen), aunque existe en nuestro fósil una zona sin impresión en el lugar en que *Hybodus* lo posee.

El proceso de articulación de los tres elementos basales se tendría que realizar de manera perpendicular al escapulo-coracoides, como sucede en el modelo regular de los hybodontos.

En nuestro ejemplar, la articulación de estos tres elementos se realiza en la misma dirección del coracoides.

La posición de estos tres elementos en la misma dirección del escapulo-coracoides, podría ser debida a la gran movilidad de la aleta pectoral, que abierta totalmente, sería perpendicular a aquél y plegada, estaría en la misma dirección.

En la aleta pectoral izquierda, sólo se diferencian las radiales, los radios dérmicos y el escapulo-coracoides fuera del lugar que le corresponde, ya que está situado en posición vertical y por delante de las radiales.

El «Shagreen» ha dejado su impresión en varias zonas del fósil, son pequeños dentículos que en la zona de las aletas pectorales se encuentran orientados con el ápex de la corona, dirigido hacia el borde posterior de las mismas. Las escamas tienen un tamaño aproximado de 0,2 ó 0,3 mm. También se aprecian dos arcos neurales de longitud mediana y bastante separados uno de otro. En la zona hemal parece existir un arco pero su presencia no se distingue claramente.

Discusión

Se conocen 22 especies distintas del género *Lissodus* (DUFFIN, 1989). *Lissodus palustris* n. sp., posee dos características principales:

1. Presencia de pequeñísimas cúspides («cusplets») distribuidas a lo largo de la cara labial superior de la corona.
2. Raíz con «foramina» vascular muy grande, alargada verticalmente y más o menos paralela.

Únicamente *Lissodus pustulatus* (PATTERSON, 1966), posee las «cusplets» con características similares. Las diferencias con esta especie están en la ubicación más elevada de la protuberancia labial en *L. palustris*, y con muescas. Presencia de una arista longitudinal en éste y principal-

Figura 8.—Aletas pectorales de hybodontos:

- A: *Hybodus cassangensis*
 B: *H. hauffianus*
 C: *H. fraasi*
 D: *H. cassangensis*
 E: *H. fraasi* (ambas aletas)
 F: *Lissodus palustris* n. sp.

(A, B, C y D, tomado de J. G. MAISEY, 1982.)
 (E, tomado de J. G. MAISEY, 1986.)

- art pr : Proceso articular.
 cbrf : Fosa coracobraquial.
 cor : Coracoides.
 df : Foramen diazonal.
 gf : Fosa glenoide.
 mes : Mesopterigio.
 met : Metapterigio.
 pro : Propterigio.
 scap : Escápula.

mente en la totalmente distinta estructura de la raíz, como puede apreciarse en PATTERSON (1966, p. 318, fig. 19); DUFFIN (1985, p. 111, fig. 5-C) y DUFFIN (1989, p. 84, fig. L).

L. palustris n. sp., se distingue de todas las restantes especies por la posesión de las mencionadas cúspides accesorias y por la diferente estructura de la raíz, como puede comprobarse en el gráfico sobre las especies de *Lissodus* conocidas que adjunto en el presente trabajo (figs. 9 y 10).

Las aletas pectorales son del tipo hybodontóide, aunque el escapulo-coracoides es más estrecho y alargado que en *Hybodus*. BROUGH (1935, fig. 1), da una reproducción de la parte central de *Lissodus africanus* que coincide plenamente con los dos escapulo-coracoides de las aletas pectorales de *L. palustris* n. sp.

GOMEZ PALLEROLA (1985, p. 279), señala dos hipótesis respecto al escapulo-coracoides:

1. Que se trate de la escápula.
2. Que se trate de una espina pectoral.

La estructura de osteodentina que recubre las espinas está ausente en la pretendida espina. Las espinas pectorales son lisas y anteceden a las aletas. No se conoce su presencia en *Hybodus*. LUND (1970), señala una posible espina pectoral en *Hybodus allegheniensis*. MAISEY (1982, p. 34), indica que la presencia de la pretendida espina es altamente improbable. En esta nota, apoyamos nuevamente la hipótesis 1, es decir, que la posible espina es el escapulo-coracoides. MAISEY (1986, p. 9, fig. 5-A), señala que *Hybodus fraasi* posee, al igual que los tiburones modernos, una profunda incisura alargada y situada precisamente detrás del metapterigio.

Esta incisura coincide con el lugar donde la escápula ha saltado dejando su impresión en hueco, alargada y hundida.

No obstante, nosotros consideramos esta zona alargada y hundida como la huella de la escápula que ha saltado.

Lissodus sp.
(Figs. 11 y 12)

1988 *Lonchidion* sp. GOMEZ PALLEROLA,
pp. 750-755, figs. 2, 3 y 4, fotos 5, 6 y 7.

Material

Ejemplar 5

Fragmento de la parte anterior en norma lateral que incluye el cráneo, dientes y restos de la aleta pectoral (impresión y contraimpresión). Colección personal del autor.

Descripción

Este fósil tiene una longitud de 110 mm. y su tamaño total estimado está alrededor de los 250 mm. El cráneo mide unos 35 mm. de longitud y se encuentra en perspectiva lateral. En una de sus caras aparece la mandíbula superior con numerosos dientes, mientras que en la otra se aprecia la inferior con algunos dientes. Estos (de una longitud aproximada de 1 mm.), se encuentran mayoritariamente en perspectiva oclusal, algunos guardando cierto orden en filas adyacentes.

La boca es sub-terminal, llegando los dientes hasta prácticamente el extremo del palatoc cuadrado y del cartílago de Meckel; los simfisales llegan más adelante de los orbitales.

En algunos dientes, la cúspide principal no está situada exactamente en el centro de la corona; esta cúspide puede resultar poco o muy elevada. Los dientes anteriores tienen la cúspide principal más elevada que los posteriores, aunque estos últimos se distinguen bastante mal. Las cúspides principales de los dientes de la mandíbula superior están orientadas hacia abajo, y los de la mandíbula inferior hacia arriba (aunque están un poco desplazados, originariamente debían estar colocados verticalmente sobre la boca y las facetas triturantes eran las triangulares de la corona). Las coronas son aparentemente lisas (aunque por su conservación deficiente no se descarta la presencia de cúspides accesorias). Existe un diente en perspectiva probablemente labial en el que se ve la corona y la raíz; su tamaño es de 1 mm. de longitud y 0,6 mm. de altura.

La corona posee la cúspide central menos elevada que la cúspide lateral izquierda y se encuentra aproximadamente a la misma altura que la cúspide lateral derecha.

Al ser la corona translúcida, se observan numerosos túbulos en disposición radiada e inclinada hacia la raíz. Esta es de igual altura que la corona, pero en ella se distinguen los «foramina» bastante mal; este diente fue figurado por el autor GOMEZ PALLEROLA (1985, fig. 3-1).

La mayor parte del neurocráneo no queda comprendido en este fósil, ya que sólo se conserva hasta esta zona. Asimismo, no se puede apreciar bien el proceso postorbital, situado inmediatamente detrás de las órbitas, ni el proceso ectetmoide, ubicado delante de la órbita del ojo. Las mandíbulas parecen poseer cartílagos labiales. Existe en la parte posterior del palatoc cuadrado una cresta que podría corresponder al reborde del cuadrado («quadrate flange»), debajo del cual se encuentra muy marcado el foso aductor.

En el esqueleto apendicular se ve un largo y estrecho escapulo-coracoides que arranca (el coracoides) de la parte inferior y anterior del cuerpo (a una distancia aproximada de 14 mm. del final del cráneo), en el tercio distal de su recorrido (escápula), se produce un estrechamiento y una ligera curvatura hacia la izquierda. La longitud total del escapulo-coracoides es de unos 43 mm.

Restos de la aleta pectoral se observan fuera del cuerpo del pez, aunque la disposición de los radios dérmicos parece indicar que la aleta se encuentra girada respecto de su posición original.

En el esqueleto axial se aprecian los arcos neurales y hemales, siendo éstos de recorrido tortuoso, largos y estrechos. El «Shangreen» es también visible en varias zonas del cuerpo y coincide con el que se aprecia en *L. palustris* n. sp.

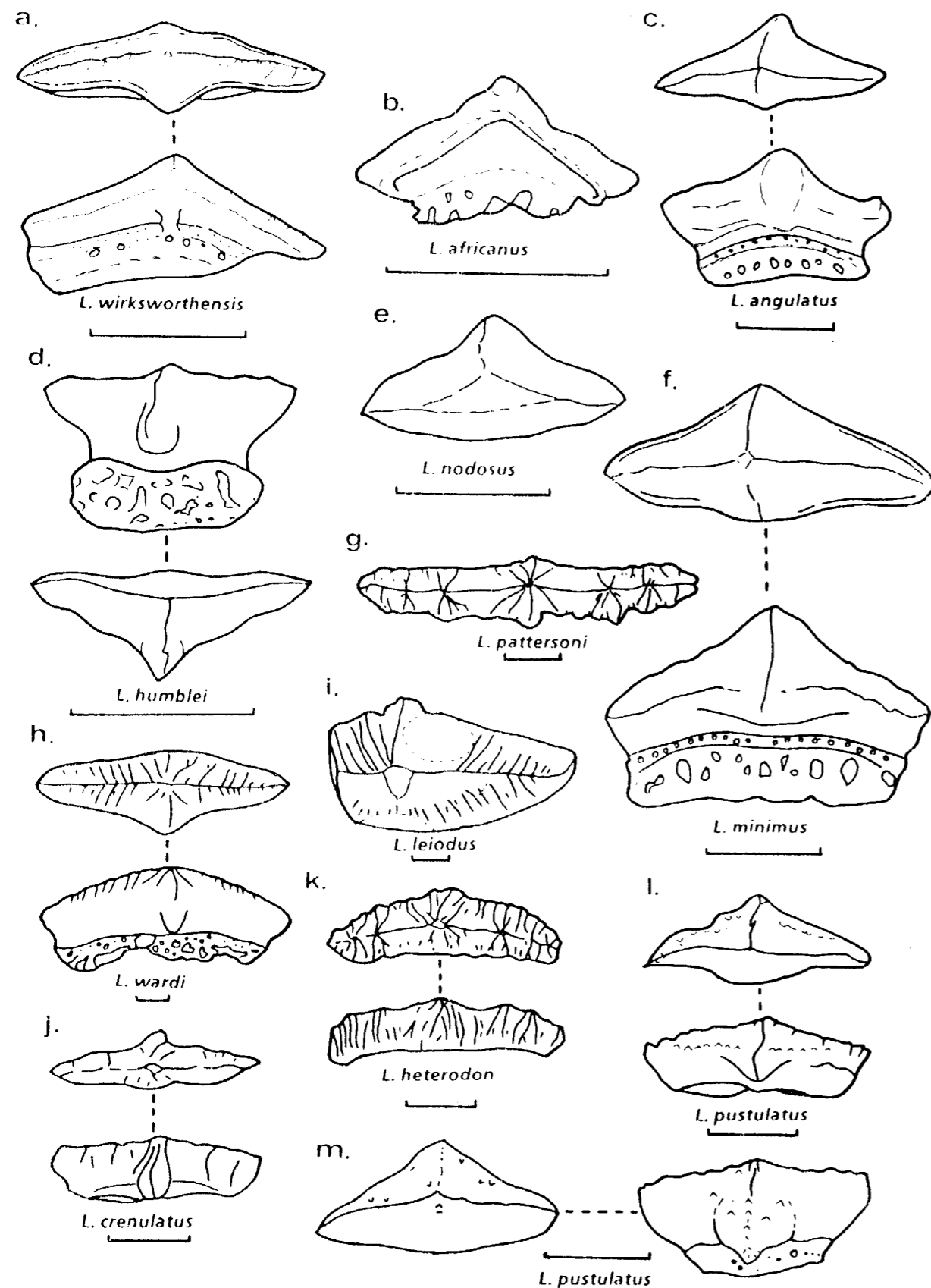
Discusión

Este ejemplar posee en líneas generales el cráneo similar a *Hybodus*, la situación de los orbitales, la constitución del palatoc cuadrado y del cartílago de Meckel, la existencia del reborde del cuadrado, la presencia del foso aductor, y la

ubicación sub-terminal de la boca. En cambio la dentición presenta notables diferencias, la principal es la presencia del «labial peg» en los dientes de *Lissodus*, y la carencia de esta protuberancia en *Hybodus* y los otros Hybodontiformes, otra diferencia importante es la diferencia de altura entre los dientes de *Lissodus* y los dientes de los hybodontiformes, siendo mucho más baja en el primero. La conservación de los dientes de este ejemplar es más deficiente que la de los dientes de *L. palustris* n. sp. Aunque la morfología de la corona y la raíz coincide aproximadamente con *L. palustris* n. sp. y que quizá corresponda este ejemplar a la misma especie, nos inclinamos a considerar este fósil como *Lissodus* sp., por no tener una garantía total.

GOMEZ PALLEROLA (1988, fig. 2, fot. 7) colocaba como una probable espina pectoral que antecede a la aleta, lo que seguramente se trata del escapulo-coracoides, que es muy largo, estrecho y curvado en su extremo, mucho más largo y estrecho que en *Hybodus*.

BROUGH (1935, p. 37, fig. 1) da una reproducción esquemática de la parte central de *Lissodus africanus* (fig. 13) en la que se aprecia el escapulo-coracoides alargado estrecho y curvado posteriormente hacia adelante (contrariamente a las espinas que están curvadas hacia atrás), llegando a tocar la base de la primera espina dorsal. En nuestro fósil, el final de la escápula se encuentra a 2 mm. de distancia de donde se acaba la piedra que lo contiene, pero en este espacio de 2 mm. no aparece la base de la primera espina dorsal. Este mismo autor da una restauración del cuerpo de «*Ctenacanthus*» *costellatus* (Pl III), donde también la escápula toca a la base de la primera espina dorsal. En cambio en la restauración de *Hybodus* sp., MAISEY (1982, figura 17), el coracoides es ancho y la escápula se encuentra a bastante distancia de la base de la primera espina dorsal. La estructura del escapulo-coracoides es de naturaleza cartilaginosa y no posee osteodentina propia de las espinas. Lo interpretado como radios cartilaginosos (GOMEZ PALLEROLA, 1988, fig. 2) corresponde probablemente a los extremos de los arcos neurales. Respecto a la inserción de los tres elementos basales (pro, meso y metapterigio) con el escapulo-coracoides (que se produce verticalmente al mismo), parece que se realiza cerca de la base



del coracoides, pero está tan mal conservada esta zona que no hay una garantía total de que esta estimación sea correcta.

Lissodus sp.
(Figs. 14-16)

Material

Ejemplar 6

Fragmento de la parte anterior con dientes, esca-mas, arcos neurales y hemales. Colección personal del autor.

Descripción

Fragmento inédito de 115 mm. de longitud y 87 mm. de anchura que comprende la parte posterior del cráneo, donde se distinguen dos dientes, cuyas dimensiones son las siguientes:

Diente A: 2,8 mm. de longitud y 1,5 mm. de altura.

Diente B: 3,2 mm. de longitud y 0,9 mm. de altura.

El diente A ha saltado parcialmente quedando sólo en relieve la mitad izquierda de la corona y en hueco la mitad derecha. Tanto en la parte izquierda como en la derecha, no se aprecia ningún tipo de estría en la corona. Esta tiene la cúspide central ligeramente más elevada.

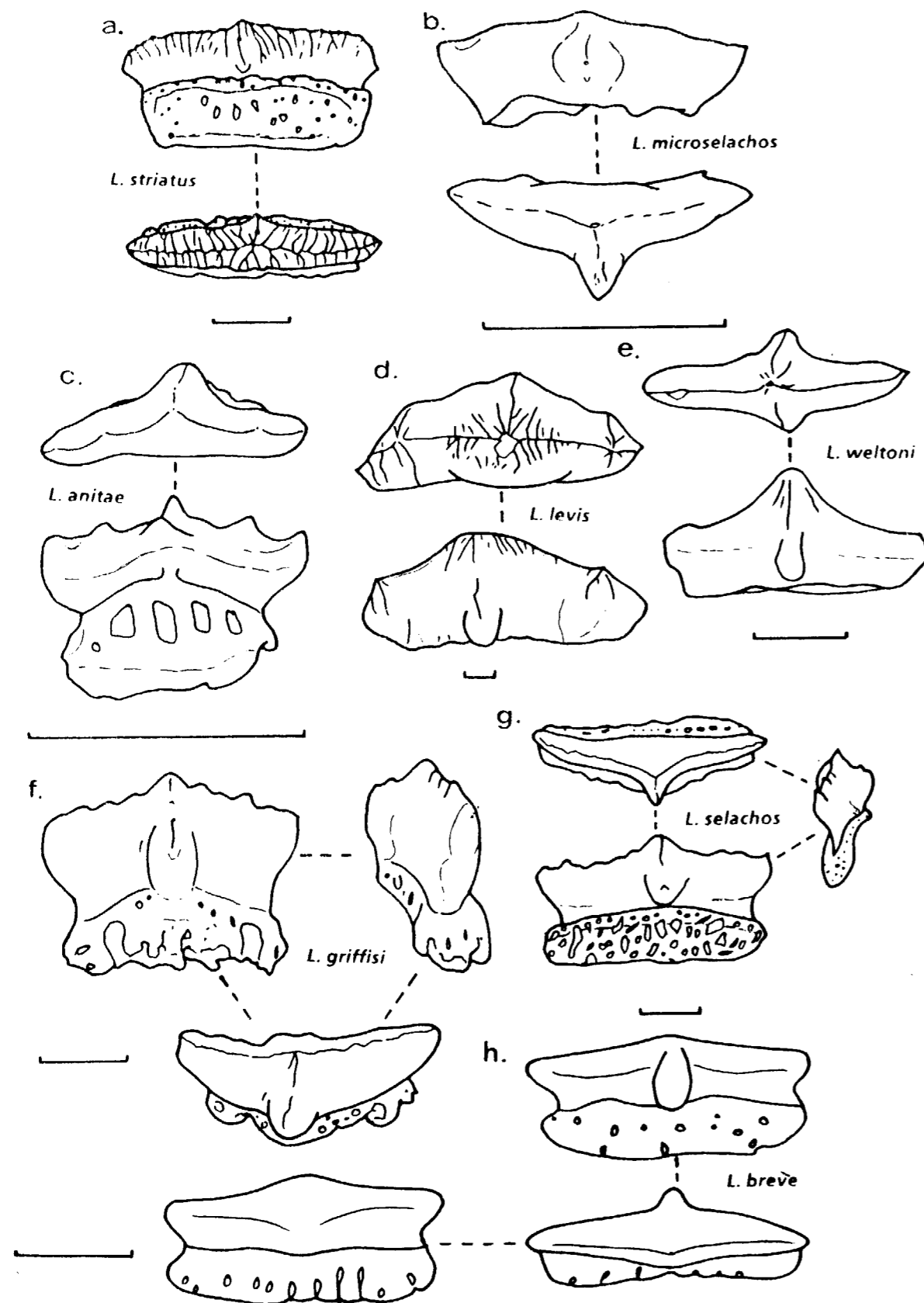
La raíz es pequeña y de tamaño inferior a la mitad de la altura de la corona. El diente B se encuentra en perspectiva oclusal y está seccionado longitudinalmente, por lo que no se observa bien la corona.

Son visibles en este ejemplar tres probables arcos neurales, el más largo de los cuales mide algo más de 20 mm. de longitud, lo que nos da idea de que la talla del pez era grande.

En la parte posterior del fósil existe un probable fragmento del escapulo-coracoides, con una anchura máxima de 9 mm. Respecto a las esca-mas, la zona en la que éstas son más visibles corresponde a la parte anterior del pez, a un re-

Figura 9.—Dientes de especies del tiburón hybodont *Lissodus* del Carbonífero y Mesozoico. (Tomado de C. J. DUFFIN, 1983.)

- a) *Lissodus wirksworthensis* DUFFIN (BM(N) P.60740, holotipo, Carbonífero Inferior de Steeplehouse Quarry, Derbyshire) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985).
- b) ?Diente izquierdo superior de *Lissodus africanus* (BROOM) (BM(NH) P.17531, Scythiense, Triásico Inferior de Becker's Kraal, Orange Free State, Sudáfrica) en perspectiva basal (según DUFFIN, 1985).
- c) *Lissodus angulatus* (STENSIO) (Sp/22, Institute of Zoology, Wroclaw University, Polonia; Scythiense Inferior, Triásico Inferior del sur de Spitsbergen) en perspectivas labial y oclusal (según BIRKENMAJER & JERZMANSKA, 1979).
- d) *Lissodus humblei* (MURRY) (SMU-SMP 67593, holotipo, en perspectiva labial, SMU-SMP 66593 en perspectiva oclusal; Carniense Superior, Triásico Superior de Crosby County, Texas, USA; según MURRY, 1981).
- e) *Lissodus nodosus* (SEILACHER) (SMNS 50211; Noriense, Triásico Superior del sur de Alemania) en perspectiva oclusal.
- f) *Lissodus minimus* (AGASSIZ) (BM CD54; Retiense, Triásico Superior de Holwell, Somerset) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985).
- g) *Lissodus pattersoni* DUFFIN (BM(NH) P.60706, Bathoniense, Jurásico Medio de Watton Cliff, Dorset) en perspectiva oclusal (según DUFFIN, 1985).
- h) *Lissodus wardi* DUFFIN (BM(NH) P.58701, Holotipo; Bathoniense, Jurásico Medio de Watton Cliff, Dorset) en perspectivas labial y oclusal (según DUFFIN, 1985).
- i) *Lissodus leiodus* (WOODWARD) (BM(NH) P.5874; Bathoniense, Jurásico Medio de Minchinhampton, Gloucestershire) en perspectiva oclusal según DUFFIN, 1985).
- j) *Lissodus crenulatus* (PATTERSON) (BM(NH) P.47060, holotipo, Wealdense, Cretácico Inferior de Paddockhurst Park, Sussex) en perspectivas oclusal y labial (según PATTERSON, 1966).
- k) *Lissodus heterodon* (PATTERSON) (BM(NH) P.47188, holotipo, procede del Ryazaniense, Cretácico Inferior de Friar Waddon, Dorset) en perspectivas oclusal y labial (según PATTERSON, 1966).
- l) *Lissodus pustulatus* (PATTERSON) (BM(NH) P.47085, holotipo, procedente del Wealdense, Cretácico Inferior de Sandown Bay, Isla de Wight) en perspectivas oclusal y labial (según PATTERSON, 1966).
- m) *Lissodus pustulatus* (PATTERSON) (BM(NH) P.60728, procedente de Black Bed, Wealdense, Cretácico Inferior de Brixton Chine, Isla de Wight) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985). Escala: 1 mm. en todos los dientes.



pliegue redondeado que no podemos precisar si corresponde al cuerpo o a alguna aleta, dada la mala conservación del ejemplar.

El «shagreen» está formado por multitud de dentículos colocados a distancia el uno del otro inferior a 1 mm. Las escamas tienen una longitud aproximada ligeramente inferior a los 0,5 mm.

Los dentículos presentan una cierta orientación y son ligeramente distintos a los de *Hybodus* sp. del mismo yacimiento. Las escamas de este fósil (en el repliegue antes mencionado) poseen la base más irregular y ancha que las de *Hybodus*, las carenas parecen estar menos marcadas, pero la diferencia principal consiste en que a partir de la mitad de la corona (o pedicelo) hacia el apex, hay un notable estrechamiento, acabando éste de forma puntiaguda, mientras que las escamas de *Hybodus* sp. del Montsec se van estrechando de forma gradual.

Discusión

Los dientes de este ejemplar son más grandes en tamaño que los de *Lissodus palustris* n. sp. y los del ejemplar 5 (*Lissodus* sp.) del yacimiento. El estado de conservación de los mismos no permite hacer comparaciones. Por la longitud y grosor de los arcos neurales y el gran tamaño del posible escapulo-coracoides, este ejemplar podría poseer una longitud considerable.

Hybodontidae gen. et sp. indet.
(Fig. 17)

1985 *Hybodus* sp.—GOMEZ PALLEROLA, p. 373.

Material

Ejemplar 7

Fragmento de la parte media que contiene una porción de la segunda espina dorsal y arcos neurales y hemales (impresión y contraimpresión).

Figura 10.—Dientes de especies del tiburón hybodonto *Lissodus* del Cretácico. (Tomado de C. J. DUFFIN, 1989.)

- Lissodus striatus* (PATTERSON) (BM(NH) P.47103, holotipo, procedente de Weald Clay of Henfield, Sussex), en perspectivas oclusal y labial (según PATTERSON, 1966).
- Lissodus microselachos* (ESTES & SANCHIZ) (MPT/I.G./5.240 (1982), holotipo procedente del Barremiense-Aptiense de Galve, Teruel, España) en perspectivas labial y oclusal (según ESTES & SANCHIZ, 1982).
- Lissodus anitae* (THURMOND) (SMU-SMP 62144, holotipo, procedente del Albiense de Butler Farm, Wise County, Texas, USA) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985).
- Lissodus levis* (WOODWARD) (BM(NH) P.11b, sintipo procedente de Gault Clay, Albiense de Folkestone, Kent) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985).
- Lissodus weltoni* DUFFIN 1985 (BM(NH) P.60772, holotipo procedente del Cenomaniense de Suplee, Crook County, Oregon, USA) en perspectivas oclusal y labial (según DUFFIN, 1985).
- Lissodus griffisi* CASE (AMNH 12006, holotipo procedente de la Formación Masaverde, Campaniense Superior de Washakie County, Wyoming, USA) en perspectivas labial, lateral y oclusal (según CASE, 1987).
- Lissodus selachos* (ESTES) (UC 53897, holotipo procedente de la Formación Type Lance, Maestrichtiense del este de Wyoming, USA) en perspectivas oclusal, lateral y labial (según ESTES, 1964).
- Lissodus breve* (PATTERSON) (BM(NH) P.47024, holotipo procedente del Wealdense de Paddockhurst Park, Sussex) en perspectiva labial (según PATTERSON, 1966). Escala: 1 mm. en todos.

ABREVIATURAS

AMNH — American Museum of Natural History, Central Park West at 79th Street, New York, N.Y. 10024, USA.

BM — Bath Geology Museum, 18 Queen Square, Bath, Avon.

BM (NH) — Department of Palaeontology, British Museum (Natural History), Cromwell Road, South Kensington, London SW7.

MPT/I.G. — Museo Provincial, Plaza de Fray Anselmo Polanco, s/n. 44001 Teruel, España.

SMNS — Staatliches Museum für Naturkunde in Stuttgart, Rosenstein 1, Stuttgart, West Germany.

SMU-SMP — Shuler Museum of Palaeontology, Southern Methodist University, Dallas, Texas, USA.

UC — University of California at Berkeley, California, USA.

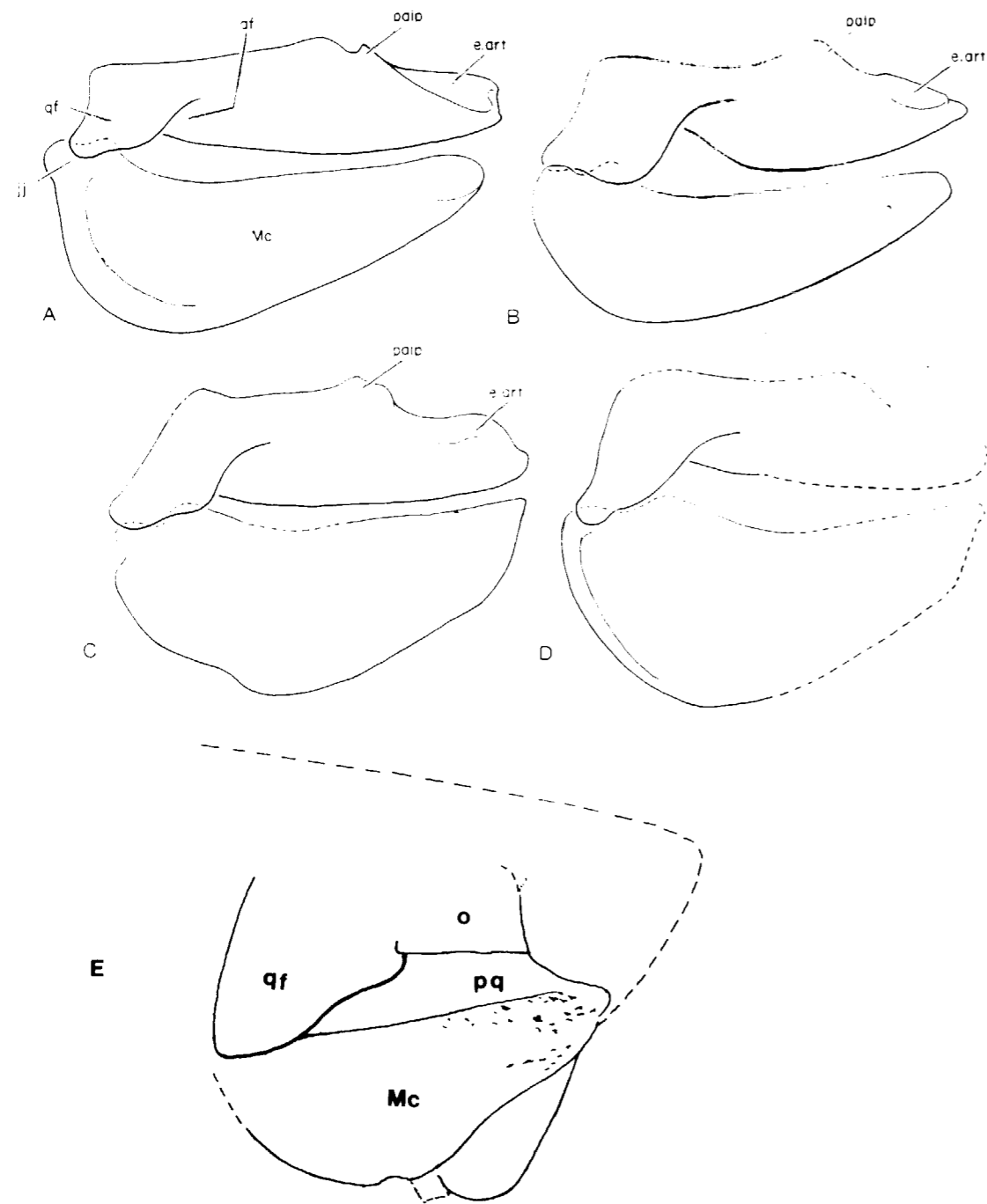


Figura 11.—Mandíbulas en perspectiva lateral, cara derecha de hybodontos:

- | | | |
|--|-------|----------------------------|
| A: <i>Hybodus basanus</i> | af | : Foso aductor. |
| B: <i>H. hauffianus</i> | e art | : Articulación etmoide. |
| C: <i>Acrodus</i> sp. | jj | : Juntura de la mandíbula. |
| D: <i>Acrodus ? nobilis</i> | Mc | : Cartílago de Meckel. |
| E: <i>Lissodus</i> sp. | palp | : Proceso palatino. |
| (A, B, C y D. tomado de J. G. MAISEY, 1982.) | qf | : Reborde del cuadrado. |

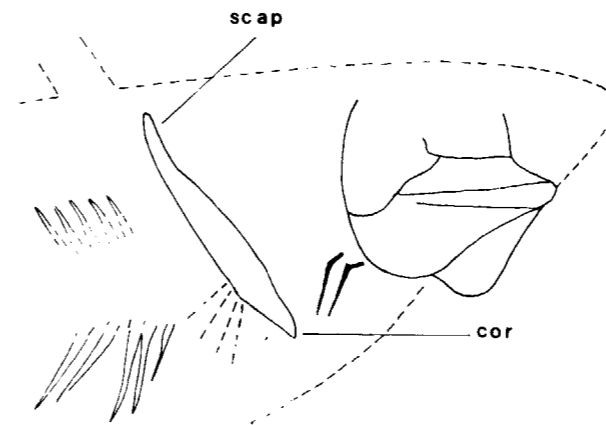


Figura 12.—Cráneo y parte anterior de *Lissodus* sp.

- | | |
|------|---------------|
| cor | : Coracoides. |
| scap | : Escápula. |

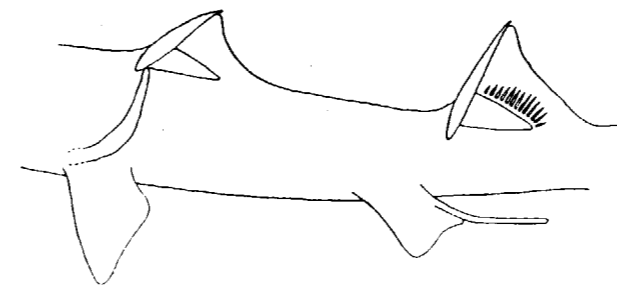


Figura 13.—Parte central de *Lissodus africanus* (tomado de J. BROUGH, 1935).

Descripción

Este ejemplar consiste en un fragmento de 210 mm. de longitud y 217 mm. de anchura, con una deficiente conservación. En él se aprecian las apófisis neurales y hemales y el inicio de la segunda espina dorsal. Este fósil poseería una gran talla (más de un metro).

Se ha realizado una sección de la espina, cerca de su inserción en la columna en la que se aprecian perfectamente dos capas, una exterior y otra interior. La capa externa está formada por osteodentina y la interna corresponde a la cavidad pulpar que está parcialmente calcificada. La estructura histológica de esta espina es la típica de los hybodontos, y consiste en una gran

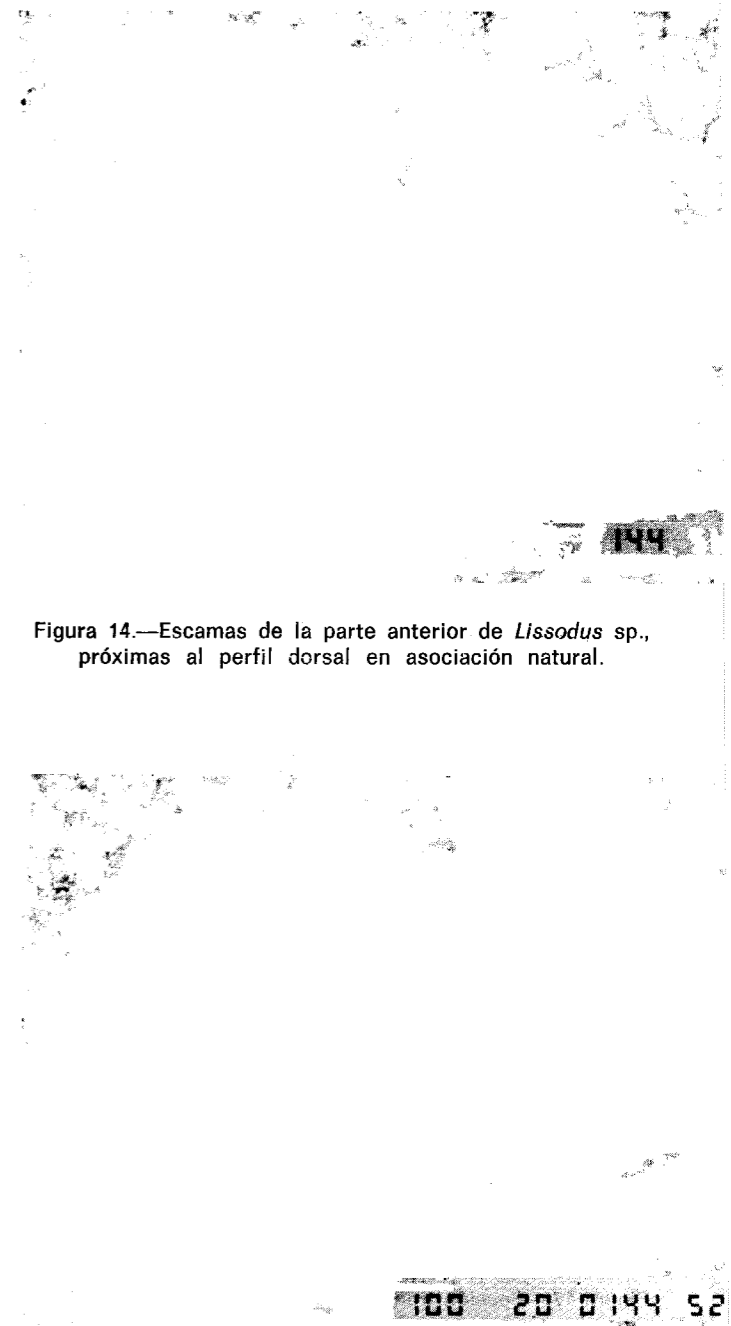


Figura 14.—Escamas de la parte anterior de *Lissodus* sp., próximas al perfil dorsal en asociación natural.

Figura 15.—Escamas de la parte anterior de *Lissodus* sp., próximas al perfil dorsal en asociación natural.

capa de osteodentina (exterior e interior), con ausencia de dentina laminar, ya que la sección está realizada cerca de la base. La osteodentina exterior posee una vascularización de tamaño

100 20 0144 52

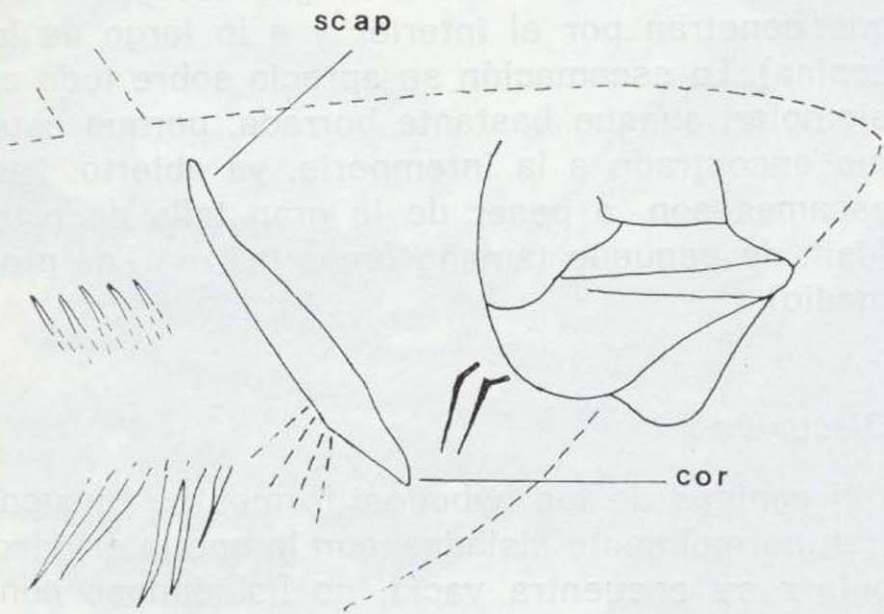


Figura 12.—Cráneo y parte anterior de *Lissodus* sp.

cor : Coracoides.
scap : Escápula.

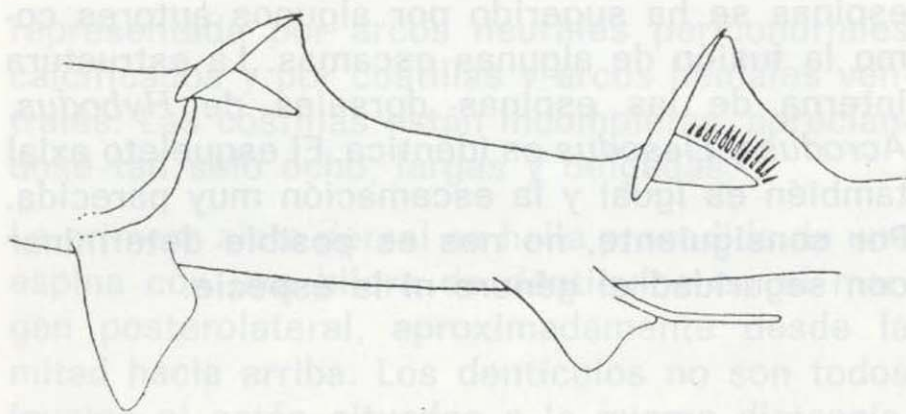


Figura 13.—Parte central de *Lissodus africanus* (tomado de J. BROUGH, 1935).

Descripción

Este ejemplar consiste en un fragmento de 210 mm. de longitud y 217 mm. de anchura, con una deficiente conservación. En él se aprecian las apófisis neurales y hemales y el inicio de la segunda espina dorsal. Este fósil poseería una gran talla (más de un metro).

Se ha realizado una sección de la espina, cerca de su inserción en la columna en la que se aprecian perfectamente dos capas, una exterior y otra interior. La capa externa está formada por osteodentina y la interna corresponde a la cavidad pulpar que está parcialmente calcificada. La estructura histológica de esta espina es la típica de los hybodontos, y consiste en una gran

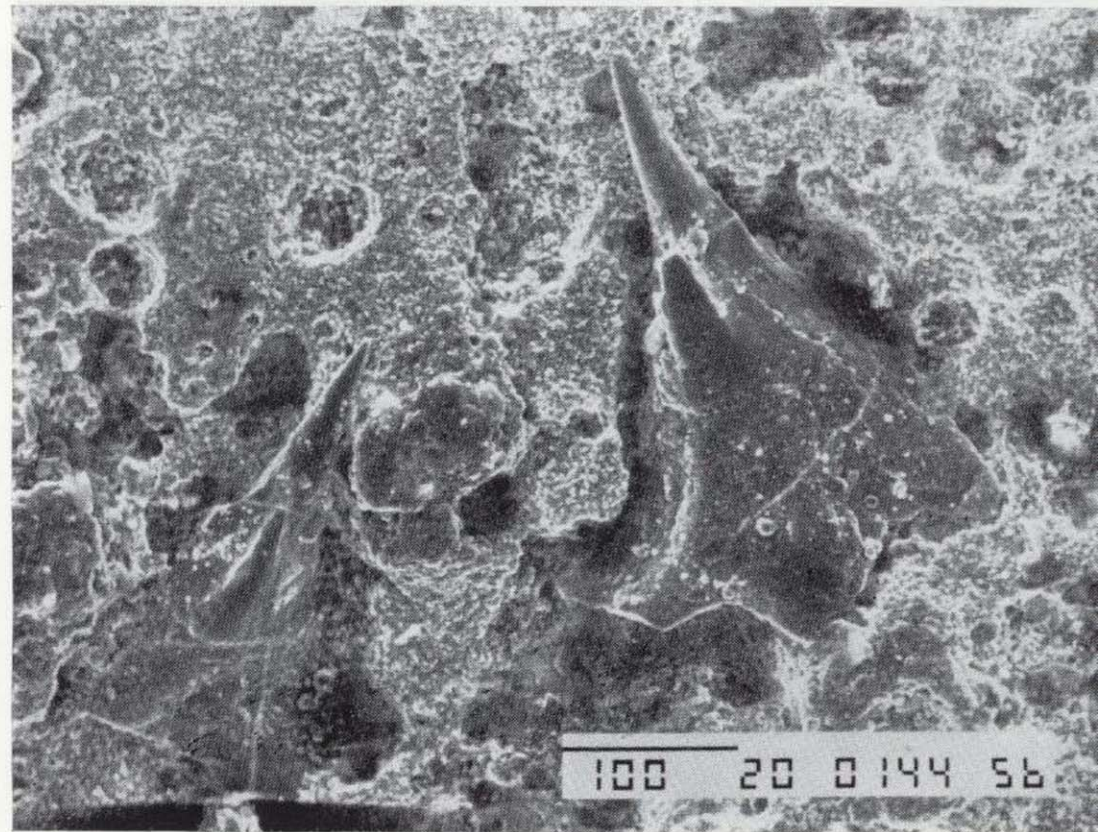


Figura 14.—Escamas de la parte anterior de *Lissodus* sp., próximas al perfil dorsal en asociación natural.

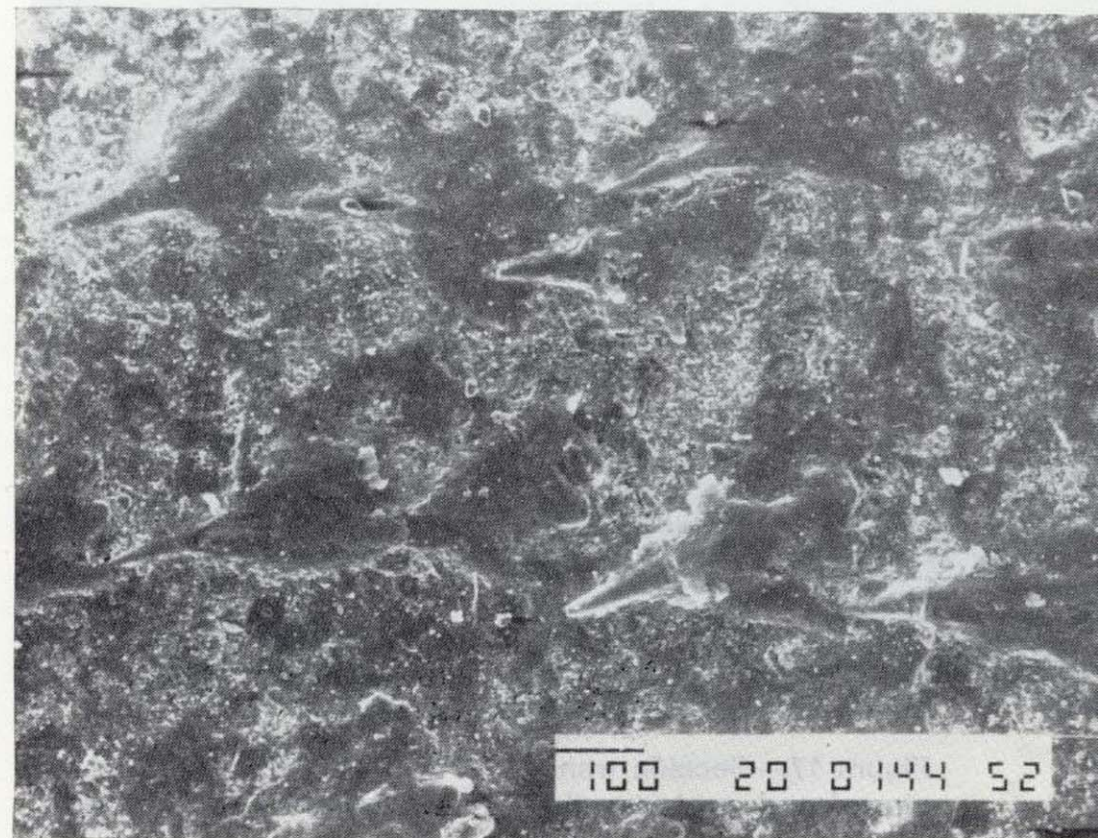


Figura 15.—Escamas de la parte anterior de *Lissodus* sp., próximas al perfil dorsal en asociación natural.

capa de osteodentina (exterior e interior), con ausencia de dentina laminar, ya que la sección está realizada cerca de la base. La osteodentina exterior posee una vascularización de tamaño

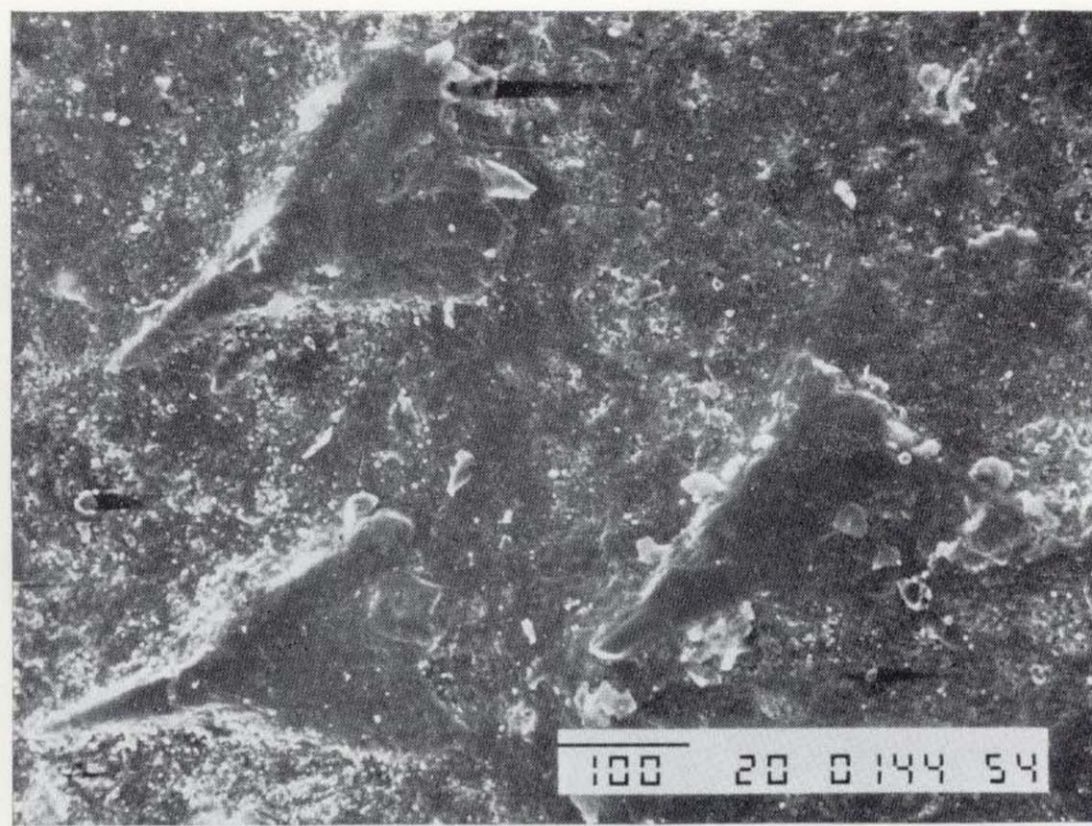


Figura 16.—Escamas de la parte anterior de *Lissodus* sp. próximas al perfil dorsal en asociación natural.

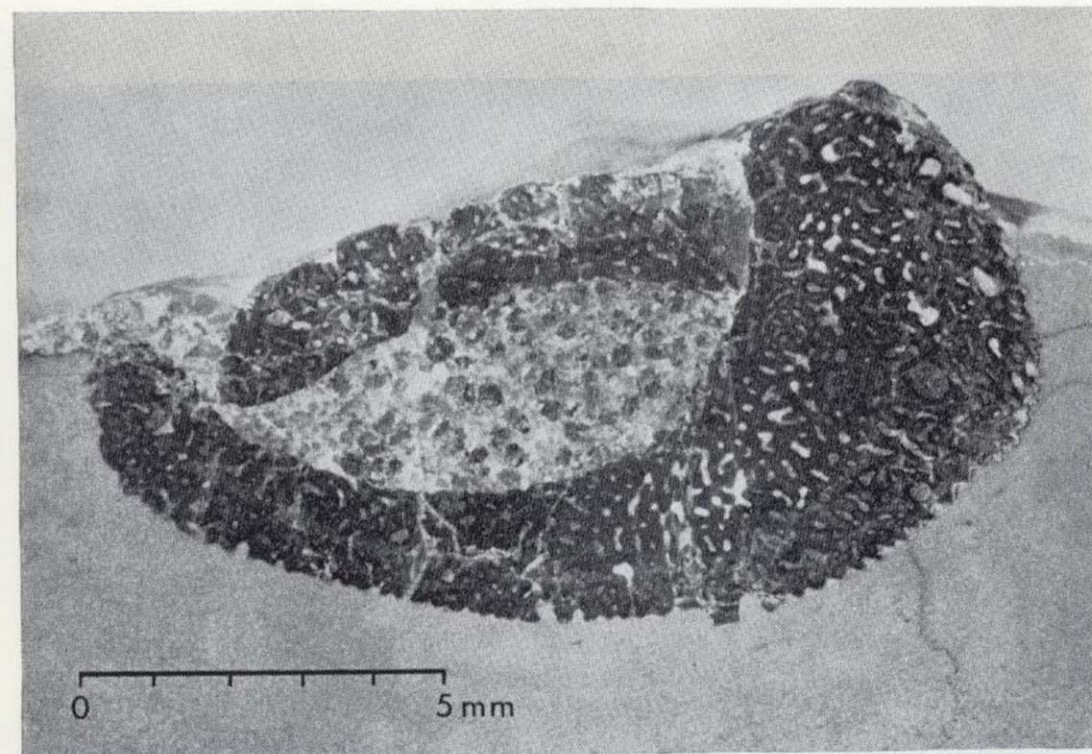


Figura 17.—Sección transversal de la parte basal de la espina dorsal posterior de Hybodontidae gen. et sp. indet. (Fotografía de J. M.^o MORALEJA, MGSB.)

algo mayor que el de la osteodentina interior. Los canales longitudinales guardan una disposición semiordenada en series concéntricas. La cavidad pulpar está parcialmente calcificada, distinguiéndose no obstante unos puntos de aspecto redondeado que deben corresponder al tejido

pulpar (formado por vasos sanguíneos y nervios que penetran por el interior y a lo largo de la espina). La escamación se aprecia sobre todo el ejemplar, aunque bastante borrada, porque éste fue encontrado a la intemperie, ya abierto. Las escamas son, a pesar de la gran talla de este fósil, de pequeño tamaño (unos 0,5 mm. de promedio).

Discusión

Las espinas de los hybodontiformes se encuentran normalmente aisladas, con lo que la cavidad pulpar se encuentra vacía, no habiéndose conservado el tejido pulpar, que sí se conserva parcialmente en el ejemplar que hemos descrito. Las escamas, los dientes y las espinas, elementos constitutivos del esqueleto dérmico, poseen en los elasmobranquios la misma estructura histológica, a veces las escamas cercanas a la cavidad bucal actúan como dientes. El origen de las espinas se ha sugerido por algunos autores como la fusión de algunas escamas. La estructura interna de las espinas dorsales de *Hybodus*, *Acrodus* y *Lissodus* es idéntica. El esqueleto axial también es igual y la escamación muy parecida. Por consiguiente, no nos es posible determinar con seguridad el género ni la especie.

Hybodontidae gen. et sp. indet. (Figs. 18-22)

1985 ?*Hybodus woodwardi* VIDAL, GOMEZ PALLEROLA, pp. 373-376, fig. 2, fots. 1-4.

Material

Ejemplar 8

Fragmento de la parte media conteniendo las dos aletas dorsales y la pélvica, las apófisis neurales y las hemales (impresión y contraimpresión). Colección personal del autor.

Descripción

Este fósil consiste en un fragmento de 131 mm. de longitud y 122 mm. de anchura. En el esqueleto axial no hay traza de calcificaciones vertebrales, el notocordio es persistente, no comprimido aparentemente. La columna vertebral está

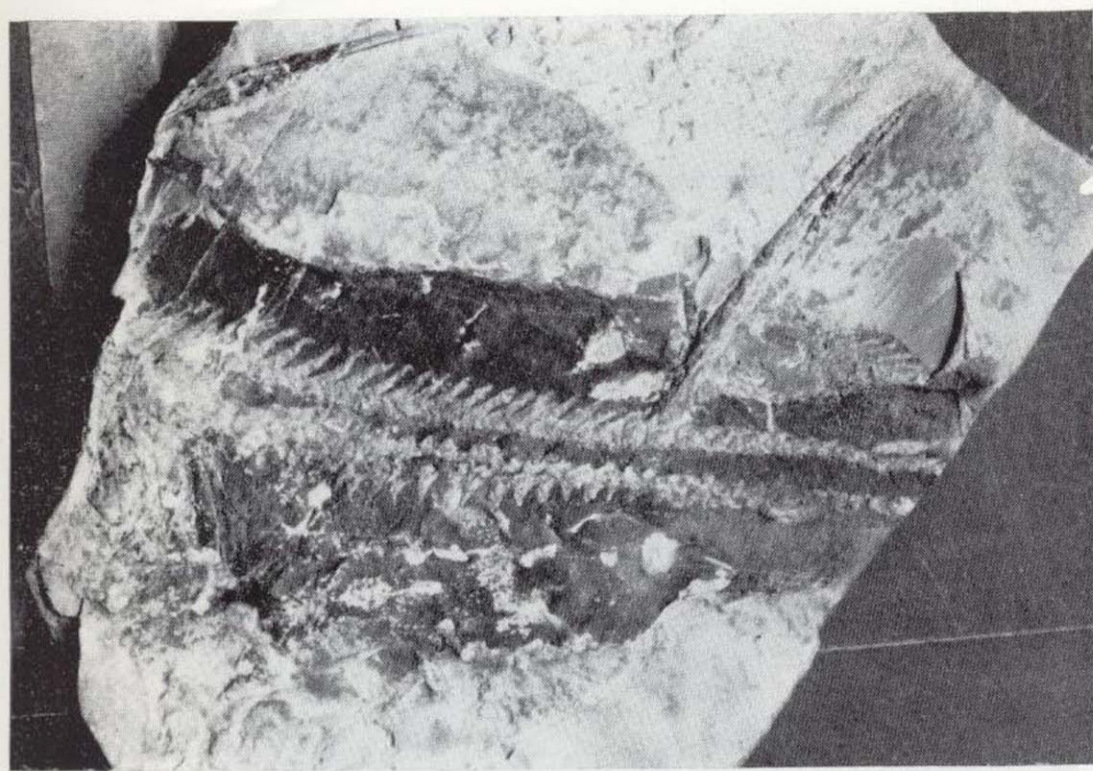


Figura 18.—Parte media de Hybodontidae gen. et sp. indet.

representada por arcos neurales pericondriales calcificados y por costillas y arcos hemales ventrales. Las costillas están incompletas, apreciándose tan sólo ocho, largas y delgadas.

La primera aleta dorsal se halla precedida de una espina con una hilera de dentículos en el margen posterolateral, aproximadamente desde la mitad hacia arriba. Los dentículos no son todos iguales ni están situados a la misma distancia. Hay dentículos de forma más o menos triangular, con una base ancha adherida a la espina y otros con la base de inserción más estrecha y con la parte saliente más prominente, curvada hacia abajo y acabando en afilada punta. La espina no está completa (el fragmento visible mide 50 mm.), ya que le falta la parte inferior. La espina está seccionada longitudinalmente, apreciándose la capa exterior de osteodentina, la interior de dentina laminar y la cavidad pulpar totalmente rellena de calcita. Se distingue también una porción más o menos triangular de la zona superior del cartílago basal. Este cartílago completo estaría un poco reducido dorsoventralmente.

Parecen existir dos radiales en la zona correspondiente a la primera aleta dorsal, la primera de las cuales se encuentra situada a 9 mm. de distancia del cartílago radial.

La zona que corresponde a la primera aleta dorsal está cubierta por una densa escamación, es-

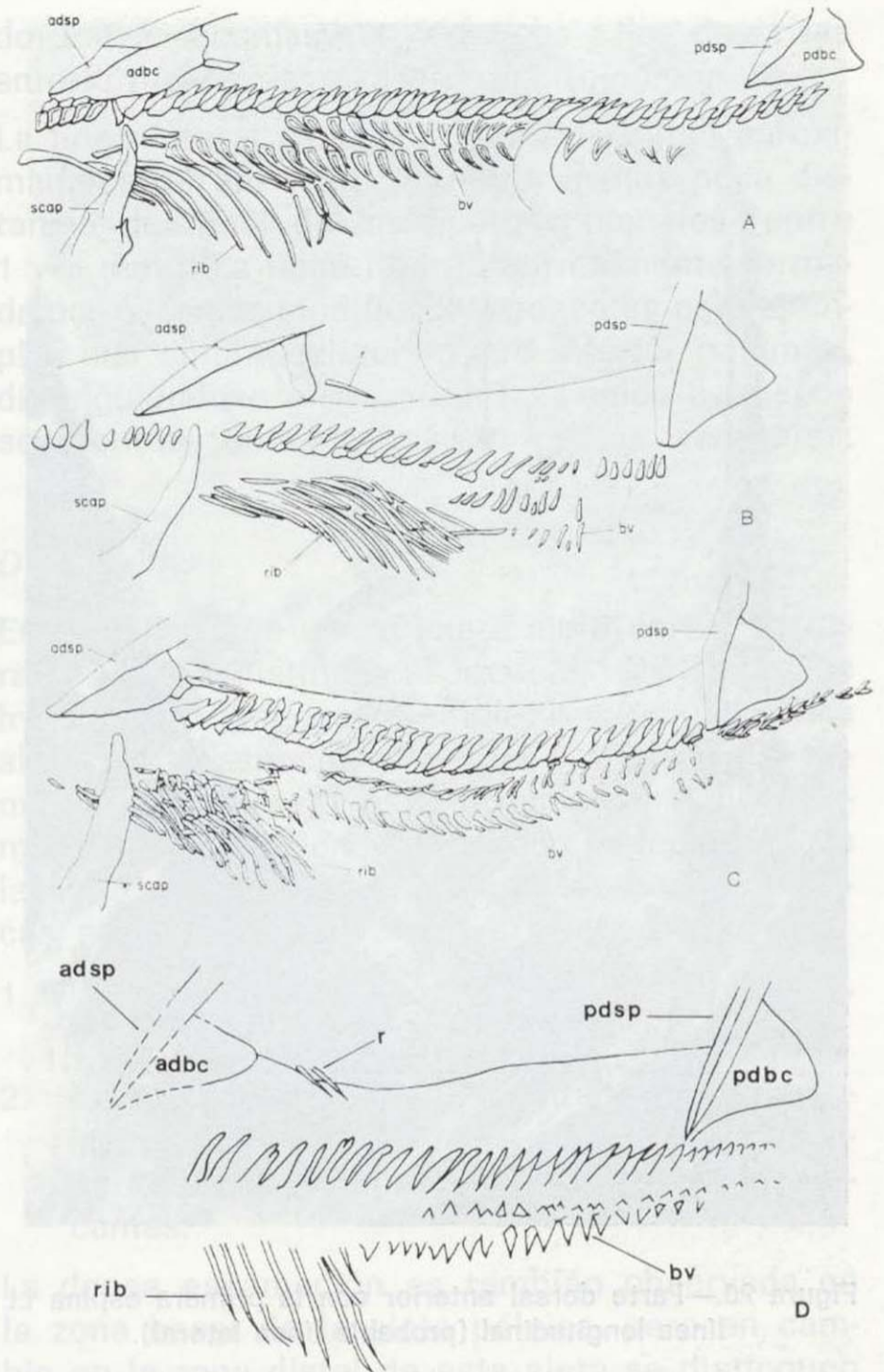


Figura 19.—Parte media de hybodontos.

A: *Hybodus cassangensis*

B: *H. fraasi*

C: *H. hauffianus*

D: Hybodontidae gen. et sp. indet.

(A, B y C, tomado de J. G. MAISEY, 1982.)

- adbc : Cartílago basal dorsal anterior.
- adsp : Espina dorsal anterior.
- bv : Basiventral.
- pdbc : Cartílago basal dorsal posterior.
- pdsp : Espina dorsal posterior.
- r : Radial.
- rib : Costillas.
- scap : Escápula.

tando las escamas tan juntas las unas de las otras que determinan un plano. Dicho plano presenta el borde inferior unido al perfil dorsal del pez. El borde superior arranca desde casi el ex-

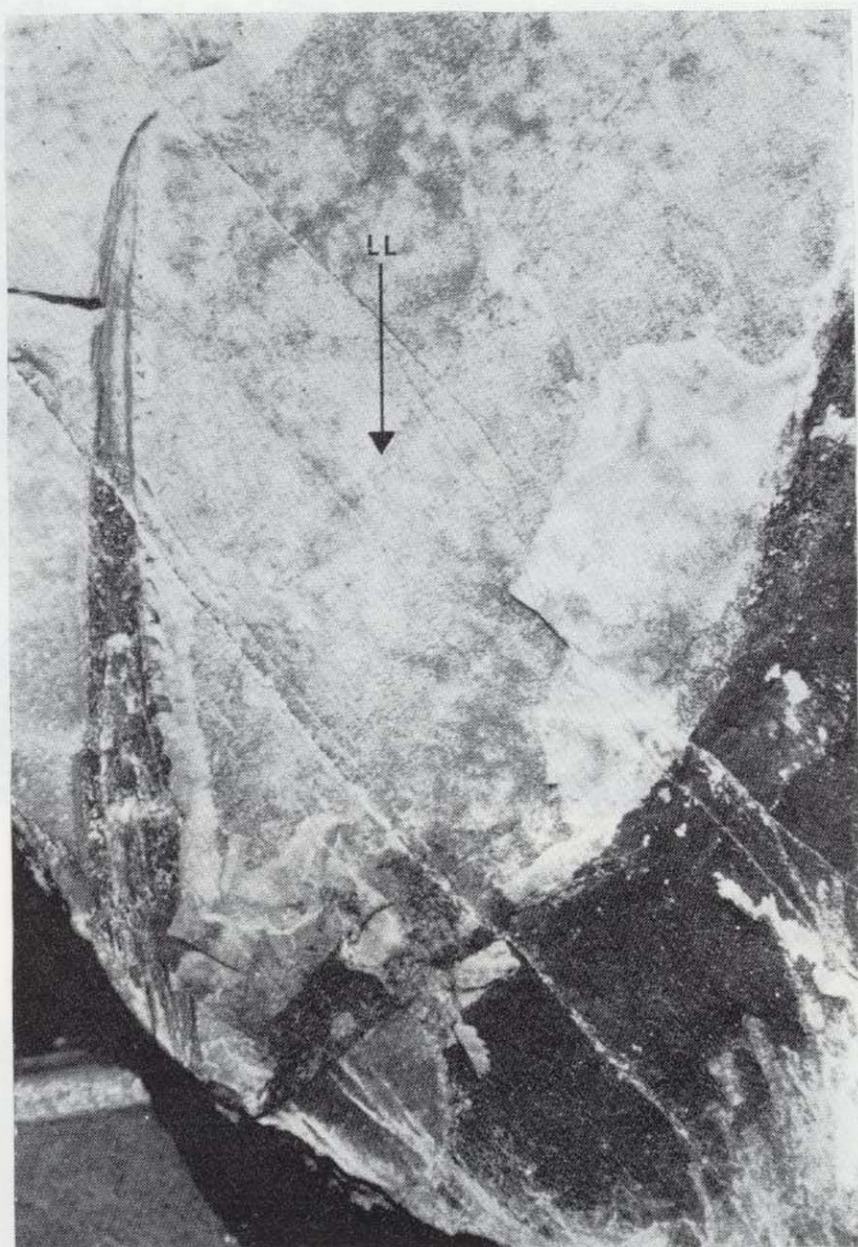


Figura 20.—Parte dorsal anterior con la primera espina LL línea longitudinal (probable línea lateral).

tremo de la primera espina dorsal y desciende progresivamente, quedando su extremo a 13 mm. de distancia del perfil dorsal del pez.

El borde anterior se encuentra a 2 mm. de distancia del margen posterolateral de la primera espina dorsal en su mitad inferior, mientras que la mitad superior toca a los denticulos de la espina.

El borde posterior se encuentra a 12 mm. del margen anterior de la segunda espina dorsal.

Una línea de una anchura máxima de 1 mm. cruza longitudinalmente y por la mitad aproximada de dicho plano, siendo su recorrido paralelo el borde superior del mismo.

La segunda aleta dorsal se encuentra precedida por una espina dentada de 63 mm. de longitud,

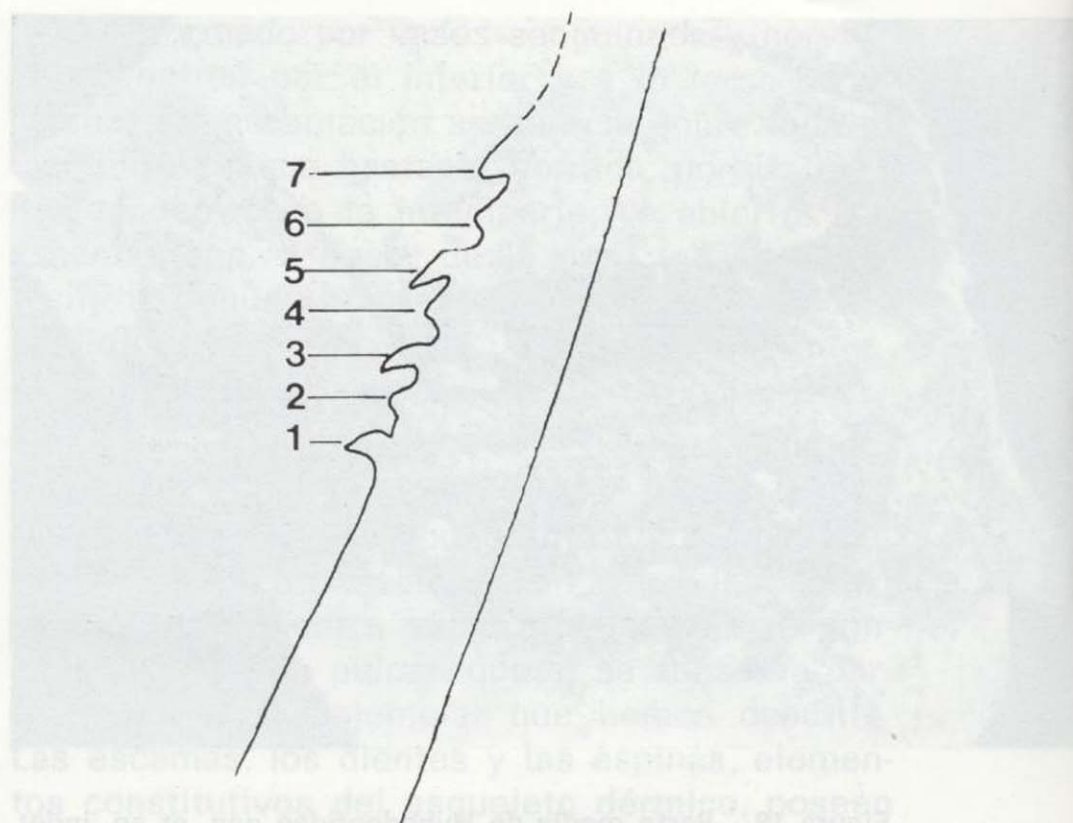


Figura 21.—Detalle de los siete primeros denticulos posterolaterales de la espina dorsal anterior.

de morfología idéntica a la primera espina dorsal, la cual forma con la columna vertebral un ángulo de 60° . La segunda aleta dorsal posee un cartílago basal de aspecto triangular estando ubicado el vértice superior a 3 mm. de distancia del primer denticulo del margen posterolateral de la espina. El vértice inferior llega exactamente al nivel del inicio de la espina. El otro vértice es de forma redondeada y se encuentra a 21 mm. de distancia de la pared anterior de la segunda espina dorsal (se ha tomado el borde anterior como referencia porque el posterior es de trayectoria más imprecisa). En el cartílago basal se distingue un complemento de al menos nueve radiales calcificadas (aunque posiblemente existan más), separadas entre sí y curvadas hacia la derecha, de tamaño creciente, siendo la primera, situada cerca de la parte posterior de la espina, la más corta. La segunda aleta dorsal es de aspecto triangular, estando ocupada toda su superficie por radiales dérmicos, sobrepasando los anteriores 4 mm. el extremo de la segunda espina dorsal.

La aleta pélvica se encuentra peor conservada que las dorsales, observándose no obstante el cinturón pélvico, estrecho en su parte anterior y ancho en la posterior, donde van alojadas un número indeterminado de radiales (quizás cua-

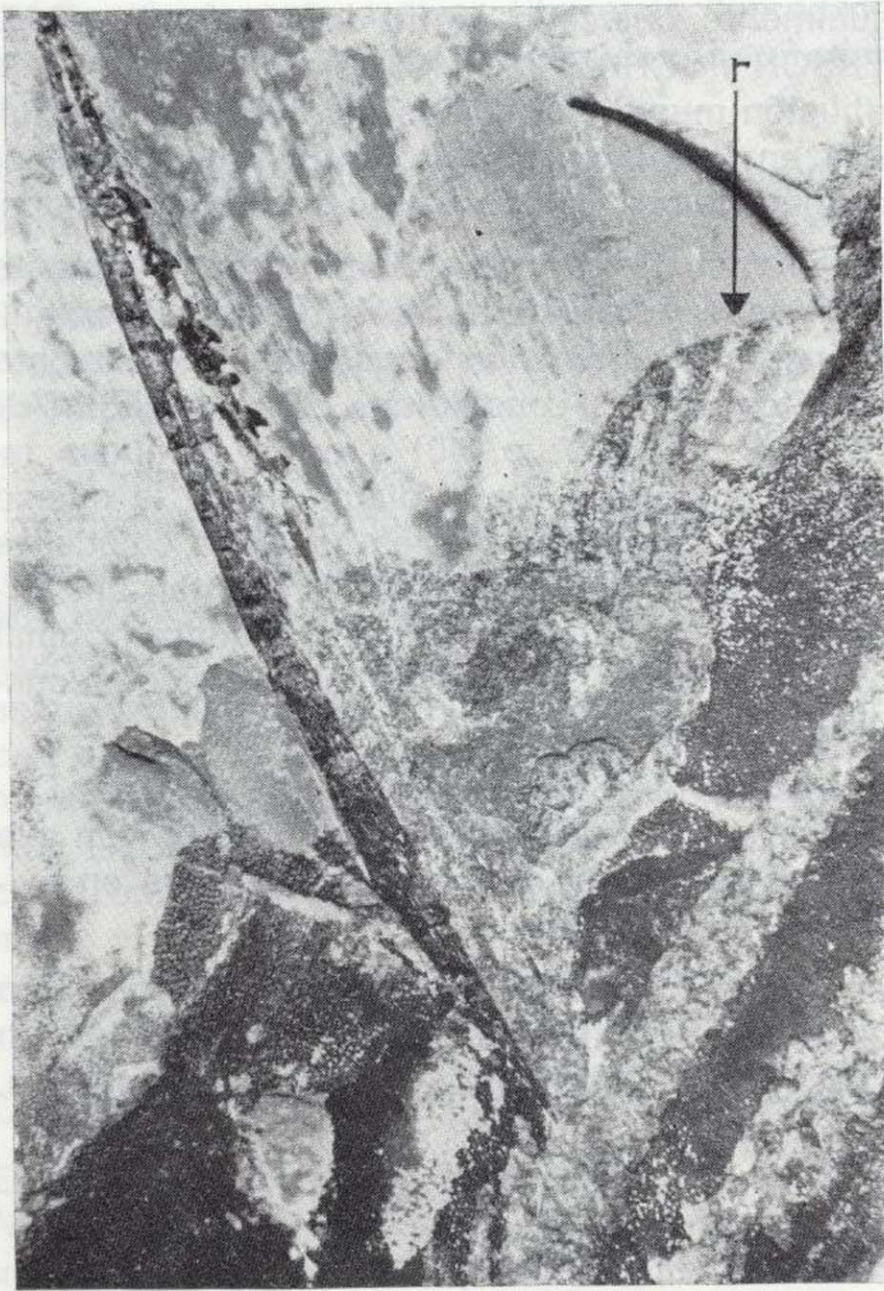


Figura 22.—Aleta dorsal posterior. r, radiales.

tro o cinco). No se distinguen bien el metapterigio, los segmentos basales, los intermedios ni el mixipterigio («Clasper cartilage»), donde se encuentra el órgano fecundador de los machos.

Esta zona, alargada y estrecha, se encuentra rellena de caliza; no obstante, en la contraimpresión del ejemplar aparece en hueco una impresión alargada similar al mixipterigio, pero debido a su mala conservación no nos atrevemos a atribuirle al «Clasper cartilage».

El «Shagreen» se encuentra perfectamente conservado en todo el cuerpo, en la primera aleta dorsal, y en la aleta pélvica parecen estar alineadas en filas paralelas siguiendo la dirección de los radios dérmicos. Las escamas son mucho más anchas en la base, y a partir de la mitad de la corona o pedicelo, sufren un notable estrechamiento, acabando en una punta o apex muy afila-

do. Estas escamas son idénticas a las descritas anteriormente de *Lissodus* sp. (ejemplar 6).

La línea lateral es visible hasta la mitad aproximadamente del fósil, y circula a muy poca distancia del final de las apófisis hemales (entre 1 y 3 mm.). La línea lateral, normalmente formada por escamas modificadas, posee en este ejemplar una amplitud ligeramente inferior a 1 mm., distinguiéndose en su superficie unos pequeños segmentos juntos y más o menos verticales.

Discusión

Este fósil posee una primera aleta dorsal de características distintas al modelo regular de los hybodontos. Así, por ejemplo, en *Hybodus* esta aleta es de aspecto triangular y similar a la segunda aleta dorsal y está formada por radios dérmicos que se extienden por toda la superficie de la aleta. Nuestro fósil presenta dos características anómalas:

1. Densa escamación en la zona correspondiente a la primera aleta dorsal.
2. Existencia de una línea longitudinal que circula por la mitad aproximadamente de la superficie que delimitan el conjunto de escamas.

La densa escamación es también observada en la zona basal de la aleta pélvica, pero en cambio en la zona distal de esta aleta se distinguen los radios dérmicos. La gran profusión de escamas en el lugar que corresponde a la primera aleta dorsal puede ser debida a que un fragmento de piel del lado derecho del pez se rompió yendo a parar al lugar que ahora ocupa; así, se explicaría igualmente la línea que cruza longitudinalmente este fragmento de piel, la cual estaría contenida en él y sería una porción de la línea lateral que circula por el lado derecho del pez, ya que dicha línea tiene una gran similitud con la línea lateral del lado izquierdo y que es perfectamente visible. Esta explicación es la hipótesis que fue mencionada en mi anterior trabajo (GOMEZ PALLEROLA, 1985, p. 374, fig. 2, y p. 375, fot. 3).

No obstante, dicho fragmento de piel del lado derecho no tapa ni el cartílago basal, ni las dos probables radiales correspondientes a la primera aleta dorsal y que son visibles en la parte inferior de la aleta.

La hipótesis anteriormente mencionada es de momento la más verosímil para poder explicar la anómala constitución de la primera aleta dorsal, la cual ocupa en este ejemplar una extensión aproximada al doble de la segunda aleta dorsal del mismo fósil.

Este ejemplar posee dos probables radiales (una con toda seguridad y la otra con una impresión más tenue, sólo probable) situadas muy cerca de la zona posterior del cartílago basal de la primera dorsal, mientras que la segunda aleta dorsal tiene un cartílago basal con un complemento de varias radiales. Tanto las radiales de la primera aleta dorsal como las de la segunda se encuentran completamente calcificadas. En *Hybodus* existe un amplio complemento de radiales calcificadas en la aleta dorsal posterior, mientras que existe una radial calcificada cerca siempre del final de la parte posterior del cartílago basal de la primera aleta dorsal. Esta peculiar característica se encuentra en diversos tiburones paleozoicos («*Ctenacanthus*» *costellatus*, *Goodrichthys* y *Tristychius*), y puede ser una sinapomorfía a algún nivel taxonómico más alto (MAISEY, 1982, p. 23). Si nembargo, HARRIS (1950) observa que este aspecto tiene una diferencia puramente funcional respecto a los tiburones modernos.

Lissodus africanus posee, según la descripción de BROUGH, 1935, p. 40, una hilera de algunas delicadas radiales que sirven de soporte a la aleta dorsal posterior, mientras que la anterior carece de radiales, lo cual no implica que algunas especies de *Lissodus* pudieran tener igualmente una radial en la dorsal anterior.

Así pues, por las características de este ejemplar mencionadas en la descripción del mismo, vemos que se trata de un hybodontos cuya similitud con la del ejemplar 3 (?*Hybodus woodwardi*) es notoria. Por todo ello, y a falta del elemento esencial diferenciador de la constitución de la dentición, consideramos a este fósil como Hybodontidae gent. et sp. indet.

SINTESIS TAXONOMICA DEL GENERO *LISSODUS*

El género *Lissodus* BROUGH, 1935 fue originariamente emplazado dentro de la familia Hybodontidae OWEN, 1846. *Lonchidion* ESTES, 1964 fue,

igualmente, colocado dentro de esta familia. PATTERSON y SCHAEFFER (1984) incluyen en su distribución mundial de peces del Jurásico este género en la misma familia. DUFFIN (1985, 1989) también colocan *Lissodus* en los Hybodontidae.

Los dientes de *Lissodus* son morfológicamente distintos de los géneros de hybodontos contemporáneos. La distinción de dientes previamente descritos como «Lonchidion», lleva a HERMAN (1973, p. 58; 1977, p. 40) a erigir la nueva familia Lonchidiidae. En la diagnosis de la misma este autor establece que las especies colocadas anteriormente en este género presentan una degeneración de la policúspide hybodontos original y la adquisición de una pseudocúspide secundaria.

La erección de esta familia es criticada por CAPETTA & CASE (1975, p. 6), los cuales opinan que el establecimiento de la misma se basa en evidencias insuficientes.

El reconocimiento de que *Lissodus* y *Lonchidion* son sinónimos (DUFFIN, 1981) proporciona un aspecto más sobre esta discusión taxonómica.

PALEOECOLOGIA

Los tiburones actuales son esencialmente marinos, aunque algunos como *Carcharhinus*, las rayas potamotrygónidas y los prístidos, están adaptados a las aguas dulces o salobres.

PATTERSON (1966) señala que ninguno de los seláceos más avanzados está presente en el Wealdense y Purbeck británico, aunque, sin embargo, los notidánidos, heterodóntidos, orectolóbidos, scylliorhínidos, escuálidos, squatínidos y rhinobátidos están todavía presentes en los mares del Jurásico Superior. En el yacimiento de La Pedrera de Meia se encuentra, junto a los tiburones hybodontos, un elasmobranquio indeterminado (GOMEZ PALLEROLA, 1988, p. 755, fig. 11) distinto de éstos, ya que posee la columna vertebral, formada de vértebras completamente calcificadas. Por consiguiente, ignoramos que otros elasmobranquios igualmente adaptados a las aguas dulces podrían coexistir junto a los hybodontos del Montsec.

PATTERSON (1966) señala la desventaja de los hybodontos (cuya dentición durófaga es más apta para ingerir moluscos, artrópodos y pequeños te-

leosteos) respecto a otros tiburones depredadores, particularmente los notidánidos, heterodóntidos, oractolóbidos y rhynobátidos.

DUFFIN (1985) considera que *Lissodus* es un tiburón bentónico de alimentación durófaga esencialmente marino, pero adaptándose a las aguas dulces durante el Triásico y Cretácico, en posible respuesta a la competencia con varios grupos de Actinoptergios marinos.

El yacimiento lacustre de La Pedrera de Meia, con bivalvos, gasterópodos, decápodos macruros, Isópodos y una abundante ictiofauna de pequeños teleosteos, constituía un paraje ideal para el asentamiento de hybodontos. No se conoce con seguridad la posible comunicación del yacimiento con el mar. BARALE et al. (1984) consideran al mismo desprovisto de conexión perenne con el mar. LACASA & MARTINEZ (1986) lo consideran como un estanque sin conexión directa con el mar.

DISCUSION SOBRE EL GENERO *PALAEOXYRIS*

El género *Palaeoxyris* fue creado por BRONGNIART (1828), el cual asociaba esta forma a un vegetal similar a los xyris actuales. SCHENK (1867) pone en duda que este fósil pertenezca a las plantas.

SCHIMPER (1874, p. 518) coloca esta forma en el grupo de las plantas monocotiledóneas, creando el género *Spirangium*.

RENAULT & ZEILLER (1868, p. 1022) señalan las relaciones que los *Fayolia* y los *Palaeoxyris* presentan con los huevos de ciertos escualos tales como *Cestration* (*Heterodontus*), *Scyllium* (*Scylliorhinus*), *Holocéfalos* y *Callorincos*, concluyendo que los *Fayolia* y *Palaeoxyris* tienen tantas afinidades que es necesario admitir una misma interpretación.

SAUVAGE (1902, p. 470) considera el primer ejemplar atribuible a *Palaeoxyris* (de 130 mm. de longitud) hallado en las calizas litográficas del Montsec, muy similar a una puesta de *Holocéfalos*, y lo coloca con signo de interrogación en el Orden de los Quimeroides.

PRUVOST (1918) da la siguiente diagnosis de *Palaeoxyris*: Cápsula fusiforme formada por dos valvas arrolladas en hélice, prolongadas en un

corto pico por un lado y un pedúnculo cilíndrico por el otro. La superficie está cubierta por un número de carenas transversales, variando según las especies de 2 a 8.

SCHAIRER & JANICKE (1970, p. 182, taf. 21, fig. 4, p. 183, Abb. 4) asocian unas marcas inclinadas y paralelas procedentes del Montsec como pertenecientes a *Spirangium*, demostrando que un rodete marcado con las líneas helicoidales propias de *Spirangium* deja al deslizarse sobre un plano dichas marcas.

ZIDEK (1976) implica la presencia de tiburones neoseláceos en el Carbonífero con la descripción de una cápsula oval (*Palaeoxyris lewisi*) del Pensilvaniense de Oklahoma. Este autor concluye que este huevo paleozoico ofrece una estrecha afinidad con los huevos de *Heterodontus*.

LACASA (1981, p. 99) coloca una ooteca del Montsec como *Palaeoxyris* sp., indicando que seguramente este fósil se trata de una nueva especie. Este autor sugiere que los hybodontos, remotos antepasados de *Heterodontus*, podrían tener alguna relación próxima con las ootecas del Montsec.

GOMEZ PALLEROLA (1982, p. 204, fig. 1) adjunta un ejemplar de 125 mm., que atribuye a *Palaeoxyris*. GOMEZ PALLEROLA (1988, p. 756, figs. 12, 13) incluye dos nuevos ejemplares de *Palaeoxyris*, uno de ellos con las líneas helicoidales, vistas por un solo lado, y otro de 203 mm., de longitud ligeramente incompleto.

POYATO & WENZ (1990, p. 301) consideran la asignación de los ejemplares de *Palaeoxyris* del Montsec como dudosa, y no lo incluyen en la comparación ictiofaunística del Cretácico Inferior de España.

Las puestas de *Palaeoxyris* se hallan agrupadas por su pedúnculo en número de hasta 12 cápsulas, al igual que *Heterodontus*.

Los *Palaeoxyris* del Montsec aparecen generalmente aislados, aunque conocemos un caso (colección VALLORY, Lérida) en el que aparecen en la misma laja dos de estas puestas.

La mayoría de los *Palaeoxyris* conocidos mundialmente se han localizado en facies continentales. Aunque los ejemplares del Montsec es probable que pertenezcan a Hybodontos, en cuyo caso posiblemente no se diferenciarían las ootecas de

Lissodus con las de *Hybodus*, dado su gran parecido anatómico (salvo la dentición), no podemos asegurar totalmente esta hipótesis, puesto que existe otro elasmobranquio (GOMEZ PALLEROLA, 1988, p. 755, fig. 11) en el yacimiento.

Así pues, nosotros continuamos considerando estos fósiles como huevos de elasmobranquios con los que guardan un gran parecido.

CONSIDERACIONES FINALES

1. La presencia del género *Hybodus* en las calizas litográficas del Montsec está confirmada únicamente por el hallazgo de dientes.
2. La presencia del «labial peg» en *Lissodus* separa claramente este género de *Hybodus* y los demás hybodontos.
3. *Hybodus woodwardi* es un ejemplar que carece de una diagnosis correcta a nivel de género y especie y que requiere un profundo estudio para una correcta sistemática. Se ha sugerido la posibilidad de que el género pertenezca a *Lissodus*.
4. Los dos únicos ejemplares articulados conocidos en el mundo a nivel de género y especie son *Lissodus africanus* y *Lissodus palustris* n. sp.
5. *Lissodus palustris* n. sp. posee una raíz con «foramina» vascular alargada (observada en varios dientes), que le diferencia totalmente de las 22 especies conocidas mundialmente hasta la fecha.
6. Los ejemplares de las calizas litográficas del Montsec atribuidos a *Palaeoxyris* se asocian a ootecas de seláceos.

APENDICE

Relaciones entre los Hybodontos y los Elasmobranquios modernos

Existen numerosas hipótesis acerca de las relaciones entre los hybodontos (*Hybodus*, *Lissodus*, *Asteracanthus*, *Acrodus*, etc.) y géneros anteriores o contemporáneos como *Tristychius* y *Onychoselache* (Carbonífero), *Palaeospinax* (Jurásico) y los representantes vivientes: *Chlamydose-*

lachus, *Heterodontus* («*Cestration*»), los hexanchoideos «Notidánidos», los galeomorfos y los batoideos. MAISEY (1982) da una serie de diagramas con las hipótesis más relevantes de varios autores y, finalmente, hace un resumen de los siguientes puntos:

1. Los batoideos son un grupo hermano de los hybodontos y los tiburones modernos (REGAN, 1906; WHITE, 1937; ROMER, 1945; BERG, 1955; PATTERSON, 1967).
2. Los hexanchoideos son un grupo hermano de los hybodontos y otros elasmobranquios modernos (BROWN, 1900; GOODRICH, 1909, 1930).
3. Los hybodontos están estrechamente unidos con *Heterodontus* y algunos elasmobranquios modernos (WOODWARD, 1989a; GOODRICH, 1909, 1930; YOUNG, 1962; PATTERSON, 1967).
4. Los hybodontos y *heterodontus* son un grupo hermano de todos los otros elasmobranquios actuales (una variante del punto 3) (YOUNG, 1962).

Este autor considera que las otras hipótesis concebidas por otros autores son más improbables. Así, considera que los caracteres en que se pueden basar las diversas hipótesis elaboradas son las que indico seguidamente:

- a) Presencia de espinas dorsales (REGAN, 1906).
- b) Endoesqueleto pectoral tribasal (REGAN, 1906; BROUGH, 1935).
- c) División y reducción de las radiales en las aletas pares (SCHAEFFER, 1967b).
- d) Presencia del basiperigio pélvico (REGAN, 1906).
- e) Adquisición de elementos hemales a lo largo del recorrido entero del notocordio (SCHAEFFER, 1967b).
- f) Ausencia de radiales epicordales e hipocordales en el esqueleto caudal (SCHAEFFER, 1967b).

Como carácter convergente incluye la morfología de los dientes (hábito durófago), finalmente rechaza otras teorías por considerarlas erróneas o ambiguas.

La similitud histológica de los dientes de *Heterodontus* y ciertos hybodontos como *Asteracanthus* y *Acrodus* es rechazada en la actualidad, pues existen importantes diferencias que incluyen la ultraestructura esmaltada (REIF, 1973) y la colocación de «Nutritive foramina» en los dientes anteriores (ausente en *Hybodus*, *Acrodus* y *Asteracanthus*).

Las relaciones entre *Heterodontus* (el tiburón de Port-Jackson, del Pacífico australiano) y los hybodontos poseen, entre otros, dos puntos principales que indican diferencias entre ellos: La ultraestructura esmaltada y la constitución de las mandíbulas.

Ultraestructura esmaltada

Existe una discusión acerca del tejido que recubre la corona en los dientes de tiburones: verdadero esmalte (ectodermal en origen) y esmaltado (mesodermal en origen) (APPLEGATE, 1967; MOSS, 1977).

REIF (1973) establece que los dientes de hybodontos (*Hybodus*, *Acrodus*, *Asteracanthus* y *Lissodus*) y los ctenacántidos poseen una «single crystallite enameloid», los cristallitos de los cuales no tienen una orientación preferente (REIF, 1978, fig. 7, a, b). Los dientes de los neoseláceos en cambio poseen una triple capa esmaltada («triple-layered enameloid»), que comprende: Un esmaltado basal de fibras entrecruzadas, un esmaltado medio de fibras paralelas y una capa superficial de esmaltado brillante (tab. 1) (REIF, 1978, p. 53). Este tipo de esmaltado es conocido en todos los tiburones actuales y tiburones neoseláceos fósiles.

Existen discrepancias respecto al esmaltado de los dientes de *Heterodontus* (REIF, 1977); observa que los dientes mesiales de este tiburón poseen una «triple-layered enameloid», pero que los dientes triturantes distales poseen una «single crystallite enameloid».

Este autor (p. 572) interpreta que la presencia de «single crystallite enameloid» en los dientes laterales puede ser una condición de convergencia con los hybodontos y ctenacántidos, en relación a la alta presión ejercida en los dientes durante la trituración de alimentos.

Mandíbulas

Respecto a la constitución de las mandíbulas, mucho se ha comentado sobre la «condición amfistílica» de los hybodontos en comparación con *Heterodontus* y los hexanchoideos («Notidánidos»).

Las mandíbulas de *Hybodus* y *Heterodontus* son semejantes en que ambas tienen una fuerte articulación etmoidal y que ambos carecen de la articulación postorbital con el palatocadrado, pero las mandíbulas de estos dos géneros se articulan con el neurocráneo de forma diferente (MAISEY, 1982). El palatocadrado de *Hybodus*, *Acrodus*, *Asteracanthus* (y posiblemente *Lissodus*) se parecen en la posesión de un profundo foso aductor, pero en adición tiene un bien desarrollado proceso lateral anterior, el cual forma una base para la placa dentaria superior. Esta estructura está ausente en los palatocadrados de *Heterodontus*. MAISEY (1982) indica, igualmente, varias diferencias entre la constitución del cráneo de *Hybodus* y *Heterodontus*.

Muchos tiburones fósiles y rayas incluyendo *Heterodontus*, *Hybodus basanus* y probablemente otros *hybodus*, *Acrodus* y *Asteracanthus*, carecen de la articulación postorbital entre el palatocadrado y el neurocráneo. En *Hybodus fraasi* falta la articulación postmandibular, y, sin embargo, el palatocadrado puede tener contacto con el basicráneo debajo del proceso postorbital (MAISEY, 1986).

En *Chlamydoselachus* y los hexanchoideos vivientes, el palatocadrado se expande posteriormente articulándose con el proceso postorbital («condición amfistílica»). Esta articulación postorbital está presente en muchos tiburones fósiles: *Synechodus*, *Ctenacanthus*, *Goodrichthys*, *Xenacanthus*, *Tamiobatis*, «*Cladodus*» *wildungensis*, *Cladoselache*, *Cobelodus* y *Hopleacanthus* (MAISEY, 1984).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente el soporte bibliográfico proporcionado por la Sra. Alison Longbottom (Fossil Fish Section), del British Museum (Natural History) y del Dr. Christopher Duffin (Morden, England). Agradezco, igualmente, las atenciones brindadas por el Sr. Julio Gómez-Alba, conservador del Museo de Geología de Barcelona, al faci-

litarme el acceso al ejemplar MGB 505 a-b, del mencionado Museo. Doy las gracias también al Sr. José M.^a Moraleja, del Museo Geológico del Seminario de Barcelona, por su inestimable colaboración fotográfica, y al Sr. Luis López (AETEFEC), por las excelentes fotografías realizadas con el microscopio electrónico de barrido.

REFERENCIAS

- BROUGH, J. (1935): *On the structure and relationships of the hybodont sharks*. Mem. & Proc. of Manchester Lit. and Phil. Soc., vol. 79, 35-49, pls. 1-3.
- CAPETTA, H. & CASE, G. R. (1975): *Contribution à l'étude des sélaciens du Groupe Monmouth (Campanien-Maestrichtien) du New Jersey*. Palaeontographica, (A), 151, 1-46, 9 pls., 11 figs., 3 tabs. Stuttgart.
- CASE, G. R. (1987): *A new selachian fauna from the late Campanian of Wyoming (Teap. Sand. Memb. Mesaverde Formation Big Horn Basin)*. Palaeontographica (A), 197, 1-37, 15 pls.
- DUFFIN, C. J. (1978): *The Bath Geological Collections. f. The importance of certain vertebrate fossils collected by CHARLES MOORE: an attempt at scientific perspective*. Geol. Cur. Group Newsletter, 2, 2, 59-67. Keele.
- DUFFIN, C. J. (1980a): *A new euselachian shark from the Upper Triassic of Germany*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1, 1-16, 8 figs. Stuttgart.
- DUFFIN, C. J. (1980b): *Marine Vertebrates from the North West European Rhaetic (Upper Triassic)*, 326 pp. Unpublished Ph. D. Thesis, London University.
- DUFFIN, C. J. (1980c): *The Upper Triassic section at Chilcompton, Somerset, with notes on the Rhaetic of the Mandips in general*. Mercian Geol., 7, 4, 251-268, 2 figs., pl. 24. Nottingham.
- DUFFIN, C. J. (1981a): *Comments on the selachian genus Doratodus SCHMID (1861) (Upper Triassic, Germany)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 5, 289-302, 4 figs. Stuttgart.
- DUFFIN, C. J. (1981b): *The fin spine of a new holocephalan from the Lower Jurassic of Lyme Regis, Dorset, England*. Geobios, 14, 4, 469-475, 1 fig., 1 pl. Lyon.
- DUFFIN, C. J. (1982a): *A palaeospinacid shark from the Upper Triassic of South-west England*. Zool. J. Linn. Soc., 74, 1, 1-7, 2 figs. London.
- DUFFIN, C. J. (1982b): *Teeth of a new selachian from the Upper Triassic of England*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 3, 156-166, 4 figs., 1 tab. Stuttgart.
- DUFFIN, C. J. & GAZDZICKI, A. (1977): *Rhaetic fish remains from the Tatra Mountains*. Acta geol. pol., 27, 3, 333-348, 10 figs., 2 pls. Warsaw.
- DUFFIN, C. J. & WARD, D. J. (1983a): *Neoselachian sharks teeth from the Lower Carboniferous of Britain and the Lower Permian of the USA*. Palaeontology, 26, 1, 93-110, pls. 13-14. London.
- DUFFIN, C. J. (1983b): *Teeth of a new neoselachian shark from the British Lower Jurassic*. Palaeontology, 26, 4, 839-844, 3 figs., 1 tab. London.
- DUFFIN, C. J. (1985): *Revision of the Hybodont selachian genus Lissodus BROUGH (1935)*. Palaeontographica Abt. A 188, Lfg. 4-6, 105-152, 27 figs., 1 tab., 7 pl. Stuttgart.
- DUFFIN, C. J. (1987): *Palaeospinax pinnai n. sp. A new palaeospinacid shark from the Sinemurian (Lower Jurassic) of Osteno (Lombardy, Italy)*. Atti Soc. ital. Sci. nat. Museo civ. Stor. nat. Milano, 128 (1-2), 185-202, 6 figs.
- DUFFIN, C. J. (1989): *Comments on the Mesozoic record of Lissodus (Selachii, Hybodontidae)*. Mesozoic Res., 2 (2), 83-90, 2 text-figs. Leiden.
- ESTES, R. (1964): *Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance Formation, eastern Wyoming*. University of California Publications in geological Sciences, 49, 1-187, 5 pls., 73 figs.
- ESTES, R. & SANCHIZ, B. (1982): *Early Cretaceous lower vertebrates from Galve (Teruel), Spain*. Journal of Vertebrate Paleontology, 2 (1), 21-39.
- GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1982): *Nuevas aportaciones a la ictiofauna y a la flora del Neocomiense del Montsec de Rubies (Lérida)*. Bol. Geol. Mint., t. XCIII-III, 199-213, 46 figs. Madrid.
- GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1985): *Nuevos Hybodontidos del Cretácico Inferior de Santa María de Meyá (Lérida)*. Bol. Geol. Min., t. XCVI-IV, 372-380, 12 figs. Madrid.
- GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1988): *Nota sobre los peces elasmobranchios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)*. Bol. Geol. Min., t. XCIX-V, 748-756, 19 figs. Madrid.
- GOMEZ PALLEROLA, J. E. (1990): *Nota sobre los peces osteictios de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)*. Bol. Geol. Min., vol. 101-1, 28-72, 45 figs. Madrid.
- HERMAN, J. (1977): *Les Sélaciens des terrains Néocrétacés et paléocènes de Belgique et des contrées limitrophes. Eléments d'une biostratigraphie intercontinentale*. Mém. Servic. Explic. Cartes geol. min. Belg., No. 15, 450 pp., 25 figs., 21 pls. Brussels.
- JOHNSON, G. D. (1981): *Hybodontoides (Chondrichthyes) from the Wichita-Albany Group (Early Permian) of Texas*. Journ. of Vertebrate Paleontology, 1 (1), 1-41, 195 figs. Norman.
- LACASA, A. (1981): *Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubies, «La Pedrera de Meià»*. Ilerda, número XLIII, 61-159. Lérida.
- MAISEY, J. G. (1975): *The interrelationships of phalacanthous selachians*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, 553-567.
- MAISEY, J. G. (1977): *The fossil selachian fishes Palaeospinax EGERTON 1872 and Nemacanthus AGASSIZ 1837*. Zool. J. Linnaean Soc., 60, 259-273. London.
- MAISEY, J. G. (1978): *Growth and form of finspines in hybodont sharks*. Palaeontology, vol. 21, part. 3, 657-666, 3 figs., 1 pl. London.
- MAISEY, J. G. (1981): *Studies on the Paleozoic selachian genus Ctenacanthus AGASSIZ No. 1. Historical review and revised diagnosis of Ctenacanthus, with a list of referred taxa*. Novitates. AMNH. Núm. 2718, 1-22, figs. 1-21. New York.
- MAISEY, J. G. (1982): *The anatomy and interrelationships of Mesozoic Hybodont sharks*. Novitates AMNH. Núm. 2724, 1-48, figs. 1-17. New York.
- MAISEY, J. G. (1983): *Cranial anatomy of Hybodus bananus EGERTON from the Lower Cretaceous of England*. Novitates AMNH, Núm. 2756, 1-64, figs. 1-26. New York.
- MAISEY, J. G. (1984a): *Higher elasmobranch phylogeny and biostratigraphy*. Zool. Journal of the Linn. soc., 82, 33-54, 5 figs. London.
- MAISEY, J. G. (1984b): *Chondrichthyan phylogeny: a look at the evidence*. Journ. of Vertebrate Paleontology, 4 (3), 359-371, 1 fig.
- MAISEY, J. G. & WOLFRAM, K. E. (1984): *«Notidanus». Living Fossils*. Springer Verlag, 170-180, 3 figs.
- MAISEY, J. G. (1985): *Cranial morphology of the fossil elasmobranch Synechodus dubrisiensis*. Novitates AMNH, Núm. 2804, 1-28, figs. 1-9. New York.
- MAISEY, J. G. (1986): *Anatomical revision of the Fossil Shark Hybodus fraasi (Chondrichthyes: Elasmobranchii)*. Novitates AMNH, Núm. 2857, 1-16, figs. 1-9. New York.
- MURRY, P. A. (1981): *A new species of freshwater hybodont from the Dockum Group (Triassic) of Texas*. Journal of Paleontology, 55 (3), 603-607, 1 pl.
- PATTERSON, C. (1966): *British Wealden Sharks*. Bull. BMNH (Geol.), 11, 7, 283-350, 5 pls., 31 figs. London.
- POYATO, F. J. & WENZ, S. (1990): *La ictiofauna española del Cretácico Inferior. Actas de las IV Jornadas de Paleontología. Acta Salmanticensis*. Bibl. de las Ciencias, n. 68, 299-311.
- PRUVOST, P. (1918): *La faune continentale du terrain hüller du Nord de France*, 439-453.
- REIF, W. E. (1973): *Morphologie und Ultrastruktur des Hai-«Schmelzes»*. Zool. Scripta, vol. 2, 231-250.
- REIF, W. E. (1977): *Tooth enameloid as taxonomic criterion. 1. A new euselachian shark from the Rhaetic-Liassic boundary*. Neues Jahrb. Geol. Paläont., Heft 9, 565-576.
- RIEPEL, O. (1981): *The hybodontiform sharks from the Middle Triassic of Mte. San Giorgio, Switzerland*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 161, núm. 3, 324-353.
- SAUVAGE, H. E. (1903): *Noticia sobre los peces de la provincia de Lérida (Cataluña)*. Mem. R. A. C. y A., t. IV, núm. 35, 467-485, 4 láms., 14 figs. Barcelona.
- SAUVAGE, H. E. (1905): *Note sur un Spirangium du calcaire lithographique de la province de Lérida (Catalogne)*. Annales Soc. Geol. Du Nord, 34, 9-12.
- SCHAEFFER, B. & PATTERSON, C. (1984): *Jurassic Fishes from the Western United States with comments on Jurassic fish distribution*. Novitates AMNH, Núm. 2796, 1-86, figs. 1-39, tables 1-4. New York.
- SCHAIRER, G. & JANICKE, V. (1970): *Sedimentologisch-Paläontologische Untersuchungen an den Plattenkalken der Sierra de Montsec (Prov. Lérida, NE Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 135, 2, 171-189, pls. 20-24. Stuttgart.
- TEIXEIRA, C. (1954): *Sur un hybodontidé du Karoo de l'Angola*. García de Orta, vol. 2, núm. 2, 205-207.
- TEIXEIRA, C. (1956): *Sur un hybodontidé du Karoo de l'Angola*. Rev. Fac. Cienc., Ser. C, vol. 5, 135-136. Lisboa.
- TEIXEIRA, C. (1978): *Les poissons fossiles du Karoo du Lota et de Longo en Angola*. Centenario da Acad. dos Ciências de Lisboa, no. II, 275-300.
- VIDAL, L. M. (1915): *Nota geológica y paleontológica sobre el Jurásico Superior de la provincia de Lérida*. Bol. Inst. Geol. de España, t. XVI, 2.^a Serie, 17-55, 5 láms., 13 figs. Madrid.
- ZIDEK, J. (1976): *A new shark egg capsule from the Pennsylvanian of Oklahoma, and remarks on the chondrichthyan egg capsules in general*. J. Paleont., 50, 907-915.

Original recibido: Marzo de 1991.
Original aceptado: Abril de 1992.

GEOLOGIA

Origen del torno del Tajo en Toledo.

Por M. MARTIN AGUADO (*)

RESUMEN

En este trabajo se pasa detallada revista, por orden cronológico, a las diversas opiniones que se han emitido para explicar el origen del meandro encajado o *torno* del Tajo en Toledo.

Se distribuyen dichas opiniones en dos grupos, a los que se dan los nombres de hipótesis del paleocauce y teorías epigénicas por sobreimposición, y se considera que las de ninguno de ellos explican razonablemente dicho encajamiento.

Se concluye, por lo mismo, que el *torno* es de origen tectónico; que se formó por una reactivación del juego de fracturas que encuadran al peñón toledano; y que, por lo que puede deducirse del estudio de las terrazas, dicha reactivación se produjo durante el interglacial Günz-Mindel.

De acuerdo con estos nuevos puntos de vista, y como complemento de ellos, se da también una amplia interpretación del torno como meandro neoformado, se estudia el modelado correlativo del peñón toledano por el río, y se datan ambos acontecimientos.

Palabras clave: Meandro encajado, Paleocauce, Epigenia, Sobreimposición, Falla, Terraza, Toledo (España).

ABSTRACT

In this paper there is a full study, in a chronological order, of the different theories on the origin of the incised meander or "torno" of the Tagus River round the town of Toledo.

We can classify the said theories into two different groups, under the headings of: 1st, river paleochannel hypothesis and 2nd, epigenic theories referred to a superimposed drainage. We believe neither of them fully explains the real cause of the incised meander.

Consequently, we consider that the above mentioned "torno" has a tectonic origin; that it appeared because of a quickening of the fracture zone that surrounds the rocky hill where the town lies. Moreover, from the data taken from the study of the river terraces, that quickening must have started during the Günz-Mindel interglacial.

In keeping with these new theories, there are three additional points to consider: a) a full interpretation of the "torno" as a newly formed meander; b) a further explanation of the subsequent modelling of the rocky hill in which the town stands by the action of the river; c) both events are fully dated.

Key words: Incised meander, River paleochannel, Epigene, Superimposed drainage, Fault, River terrace, Toledo (Spain).

INTRODUCCION

En 1960-63 (MARTIN AGUADO, 1960-62a, 1960-62b, 1963a, y 1963b) tuve que elaborar mi propio esquema geológico de los alrededores de Toledo (fig. 1), como obligado precedente para el estudio de las terrazas de este sector del Tajo, así como de su contenido prehistórico. Y, al ha-

cerlo, me pareció inverosímil que el célebre torno o meandro encajado con el que el río abraza al peñón toledano se hubiera formado por sobreimposición (epigenia), como tan unánimemente se venía (y se viene) aceptando.

Pensé entonces que, sin una fractura previa que hubiese facilitado la erosión vertical del río (por la brechificación de sus materiales y por haber sido reactivada oportunamente), éste no hubiera llegado nunca a encajarse tan profundamente co-

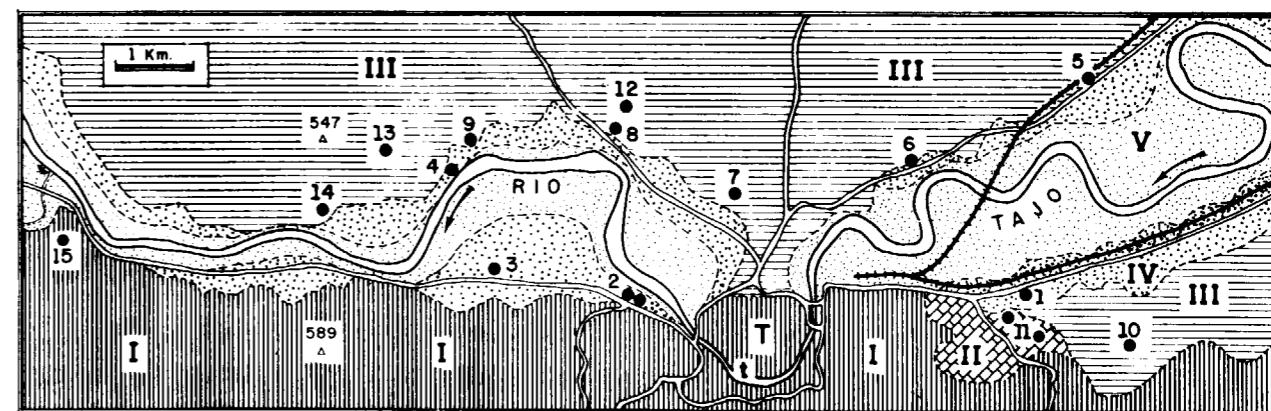


Figura 1.—Esquema geológico de los alrededores de Toledo.

I.—Migmatitas despojadas por el Tajo de su cobertera sedimentaria, las cuales forman el borde meridional de la Fosa de Madrid (escalón topográfico-tectónico de La Meseta Cristalina de Toledo).

II y III.—Su cobertera sedimentaria, aún no eliminada por el río. II. Parte inferior de dicha cobertera, formada por terrenos marinos, paleógenos o cretácicos, que afloran principalmente en los cerros de La Rosa. III. Parte superior de la misma, constituida por arcosas de borde del relleno detrítico de la Fosa de Madrid; se las conoce localmente con el nombre de *alcaén* (por *alcadén*=alcarria) y forman, en esencia, el flanco sur de La Loma de Bargas y de Olías, así como el istmo que une el peñón toledano a dicha loma.

IV.—Terraza baja.—V. Llanura aluvial actual.—T. Peñón toledano.—t. Torno.

Los números arábigos señalan los principales restos de terrazas (en su mayor parte explotados como graveras), localizadas por mí en 1962, fecha en la que diseñé el presente esquema (ahora ligeramente ampliado hacia el oeste, con el fin de completar el sector del Salto de la Zorra). Para este trabajo es necesario recordar las localizaciones siguientes.

De la terraza baja o T₁ (Würm): 1, Tejares de la Concepción; 4, Valdelobos.

De la terraza media o T₂ (Riss): 6, Pinedo; 8, Buenavista.

De la terraza alta o T₃ (Mindel): 11, El Coberterón; 12, Llano de las Monjas (en Buenavista).

De la terraza superior o T₄ (Günz): 11, El Coberterón; 14, Salto de la Zorra; 15, El Pindajo (añadido ahora).

Otras referencias necesarias: aguas arriba del torno, sectores de Pinedo y del Polígono Industrial (este último, incompleto); aguas abajo del mismo, sectores de Buenavista y del Salto de la Zorra (este último, completado ahora y cartografiado con mayor detalle en la fig. 6).

mo lo está en las migmatitas del basamento, y mucho menos permanecer atrapado en ellas hasta hoy. Y, de acuerdo con ello (MARTIN AGUADO, 1963b), en otra de las ilustraciones del citado esquema geológico (fig. 2), dibujé lo primordial del sistema de fallas que habría aislado al peñón toledano del resto de las migmatitas, como expresión gráfica de una primera interpretación tectónica del torno.

Pero ha transcurrido más de un cuarto de siglo y, aun cuando esas fallas suelen dibujarse ya en todos los casos, nadie las relaciona con el origen del torno, al que se sigue considerando, tan rutinariamente como siempre, no sólo formado

por sobreimposición, sino todavía, a veces, como prototipo de dicha clase de epigenia en España.

El detallado análisis que ofrezco ahora del asunto debe contribuir a desterrar ambos errores. Y también a interpretar en lo sucesivo la morfología actual del peñón toledano como resultado del desarrollo, sobre su fachada meridional, de un meandro encajado neoformado, no de un torno preformado y heredado. Fenómeno, este último, sobre el que adelantaré también aquí una primera versión, de acuerdo con el conocimiento que tenemos sobre las terrazas. Otro tema nuevo —el de las relaciones entre las terrazas

(*) Catedrático. Carretera de Navalpino, 40. «La Olivilla», 45004 Toledo.

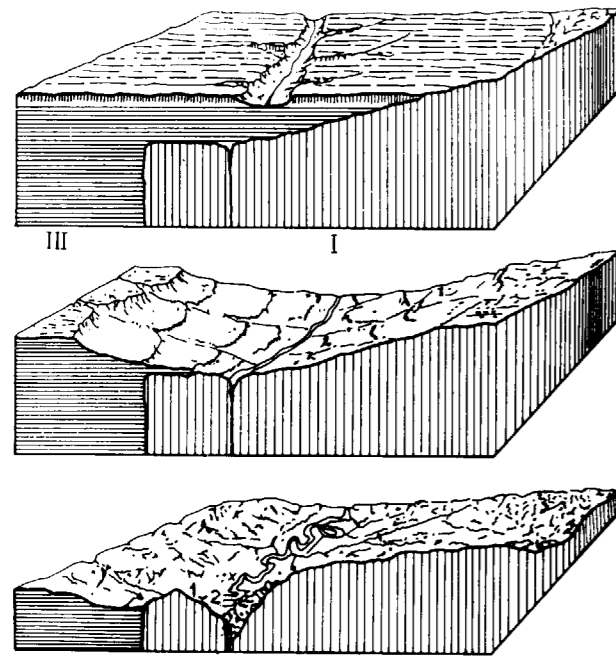


Figura 2.—Tres fases sucesivas de la evolución del Tajo en su tramo anterior al torno, o sectores de Pinedo y del Polígono Industrial (MARTIN AGUADO, 1960-62a y 1963b).

Arriba, en el Plioceno Superior (Pretajo), discurriendo sobre los terrenos de la cobertera.

En el centro, hacia la iniciación del Cuaternario, al empezar a discurrir sobre las migmatitas del peñón, después de haberlas despojado de su cobertera y de haber depositado tres terrazas pretaganas.

Abajo, en la actualidad, ya profundamente encajado en las migmatitas.

I. Terrenos metamórficos del basamento, principalmente migmatitas.—III. Cobertera sedimentaria de las mismas, principalmente *alcaén*.

En el bloque-diagrama inferior, los números 1 y 2 sobre el flanco meridional del peñón señalan, respectivamente, los escalones de las terrazas T_4 (Günz) y T_3 (Mindel), como puede verse con mayor detalle en las figs. 4 y 5. Además, junto al meandro anterior al de entrada en el torno, se marca, con una X, la situación del yacimiento achelense de Pinedo, acotado como monumento por su valor arqueológico.

y el torno— igualmente esbozado por mí en las publicaciones antes reseñadas, y que debo dejar también replanteado ahora, porque tampoco nadie ha progresado desde entonces en su estudio.

Para la exposición más adecuada de todas estas cuestiones, me parece conveniente distribuir el contenido del presente trabajo en los cuatro apartados que siguen:

- I. Relación cronológica de las diversas opiniones emitidas con anterioridad a mis investigaciones para explicar el origen del torno.
- II. Crítica global de las mismas y exposición resumida de mi tesis tectónica sobre el citado origen.
- III. Revisión crítica del estado actual de nuestros conocimientos sobre las terrazas del Tajo en Toledo, fundamentalmente encaminada a establecer un marco cronológico que nos permita fechar los principales acontecimientos relacionados con el torno.
- IV. Y datación, mediante dicho procedimiento, del encajamiento del Tajo en el torno y en otros puntos próximos (Salto de la Zorra y el Pindajo, principalmente).

De estos cuatro apartados, los dos primeros pueden considerarse como una especie de primera parte de este trabajo, de la que pueden extraerse ya las conclusiones más seguras e importantes del mismo, o conclusiones fundamentales. Los otros dos constituyen, por lo tanto, como una segunda parte, que habrá de cambiar más en el futuro a causa del progreso, por lo que las conclusiones a sacar de ella, aunque igualmente válidas como noción, serán más provisionales en lo que se refiere a su fechado, razón por la cual las califico de conclusiones adicionales.

I. OPINIONES SOBRE EL ORIGEN DEL TORNO

En el primer tercio de este siglo se idearon dos tipos de explicaciones sobre el origen del torno. Unas, a las que podríamos englobar con el nombre de hipótesis del paleocauce, lo consideraban como restos del cauce de otro río más antiguo, que el Tajo se habría limitado a desescombrar. Las otras, las únicas aceptadas, postulaban que el torno era un meandro epigénico, esculpido por sobreimposición en el basamento.

En lo que sigue, y con independencia del carácter de su tesis, las expondré, no obstante, por

riguroso orden cronológico, por resultar así más informativas.

1. MACPHERSON (1901, pp. 158-159, y 1905)

En el primero de los trabajos reseñados, en el de 1901, dedica a la cuestión del torno un amplio párrafo, del que bastará transcribir su parte final para comprender cómo expresa su punto de vista: «... no es el Tajo actual quien ha labrado aquel extraordinario cauce, sino que ha aprovechado los restos de alguno antiguo cuando las condiciones topográficas eran otras, y que recubierto por los depósitos terciarios, fue defendido de las erosiones; de esta suerte, el río lo que ha hecho ha sido, sencillamente, limpiarlo y utilizar el trabajo que ya estaba previamente realizado».

El segundo de los trabajos mencionados, el de 1905, es el fragmento de una carta suya, publicado después de su muerte, y no contiene otra novedad sino la mínima adición que supone afirmar que el Tajo sería hoy impotente para llevar a cabo este trabajo.

2. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912, pp. 45-46)

En 1908 se descubría que los terrenos que forman los cerros de la Rosa eran de origen marítimo, costero, novedad que aprovechó HERNANDEZ-PACHECO para dar la siguiente versión marina de la hipótesis de MACPHERSON:

«Muy bien pudiera suceder que el actual cauce del Tajo, en torno a Toledo, correspondiera al lecho de algún río de la época secundaria, relleno por materiales de la época a que pertenecen los sedimentos de los cerrillos frente a la Fuente de la Teja; esto en el caso de que no se trate de una antigua ría del paleógeno, como parece indicarlo la profundidad y el aspecto del barranco de la Degollada, que se abre en el fondo de la curva; de todos modos, parece corresponder a un accidente de la vieja costa del mar terciario.»

3. DANTIN CERECEDA (1912, pp. 153-154)

Este autor fue el primero en dar una explicación del torno, que podría catalogarse como epigé-

ca, aunque lo hace como si aceptara previamente la tesis de MACPHERSON y a la noción de cauce heredado añadiera la de imposición. Transcribiré tan sólo lo relativo a esta última noción:

«El substratum paleozoico de la Meseta, que forma el suelo de extensas regiones de la submeseta meridional, fue cubierto, una vez reducido al estado de penillanura, por sedimentos cretácicos (que afloran en la Mancha), y más tarde por los potentes espesores del mioceno lacustre. De nuevo comenzó el ciclo de erosión, y modeló en estos estratos diferentes formas topográficas, hasta lograr con su trabajo persistente, descubrir el substratum por tanto tiempo enterrado, haciendo cambiar el sentido de la evolución y permitiendo que el relieve de la antigua penillanura, una vez puesta al descubierto, imprimiera su sello al territorio. Tal el caso del torno del Tajo en Toledo: corre por un valle epigénico impuesto de antemano, encajado entre rocas duras, desdeñando materiales que, por ser más blandos, habrían de hacerle fácil su erosión.»

4. CARANDELL (1922, pp. 445-451)

Con DANTIN empieza a circular entre nosotros la noción de epigenia, pero quienes la aplican con mayor corrección al caso del torno son CARANDELL y GOMEZ DE LLARENA, especialmente este último.

CARANDELL no estudia solamente el caso de Toledo, sino también, principalmente, el de Montoro, aunque su trabajo es tan teórico y libresco que no tiene otro valor sino el de afirmar que ambos meandros se han formado por sobreimposición.

5. GOMEZ DE LLARENA (1923, pp. 45-47)

Por ser este autor mejor conocedor de la geología de Toledo, su interpretación del torno es más realista. Aunque, precisamente por eso, por su mayor verismo, es también la que permite comprender mejor que la versión puramente epigénica del torno no es viable. Lo que transcribo a continuación, basta para comprender la forma en que expresa su parecer:

«... cabe suponer que los depósitos miocenos

invadieron el borde de la Meseta toledana, ocultándola en gran parte; en la red fluvial desarrollada a continuación, el río principal se estableció en dirección paralela a este borde de la Meseta toledana, y tendiendo por ley general a desplazarse hacia el Sur, regido, por la leve inclinación hacia el mismo de los estratos miocenos, llegó a sobreimponerse en uno de sus meandros al borde de la Meseta toledana oculta por los sedimentos miocenos: detenido este desplazamiento hacia el Sur por el muro gneísico que se alzaba rápidamente, formándole su orilla izquierda, fue encajándose en busca de su perfil de equilibrio, primeramente entre los materiales miocenos y después en el gneis; alcanzando este último material, alteróse bruscamente su régimen, hasta entonces normal, al que separó en dos segmentos independientes, que quedarían unidos por rápidos y cascadas de gran desnivel.»

«Así se mantendría este régimen hasta el Cuaternario; en esta época las aguas aportadas por los ríos venidos del Guadarrama durante la invasión de sus aluviones sobre la penillanura miocena activaron el poder erosivo del río principal, que fue más rápidamente encajándose.»

6. LA ULTIMA Y MAS ELABORADA TEORIA SOBRE EL ORIGEN DEL TORNO, LA DE ROYO GOMEZ (1929, pp. 489-502), Y SU LAMENTABLE FINAL: E. HERNANDEZ-PACHECO (1930) Y ROYO GOMEZ (1930)

ROYO GOMEZ, que había colaborado en la preparación de la «Guía...» de GOMEZ DE LLARENA, redactando el «Apéndice petrográfico» de la misma, no debió quedar muy convencido de la explicación epigénica del torno que en ella se ofrecía, y se aplicó desde entonces a conocer mejor los terrenos de las inmediaciones de Toledo, sin duda con la esperanza de llegar a encontrar en ellos la clave para resolver mejor tan atrayente enigma.

Así las cosas, el Comité Organizador del XIV Congreso Internacional de Geología, que había de celebrarse en Madrid en 1926, le encomendó la elaboración del mapa geológico de los alrededores de Toledo, encargando de la parte gráfica del mismo a REY PASTOR. Pero, por razones que ignora, no se logró sacar a tiempo el trabajo en

cuestión, y ROYO se limitó a publicar, hacia esa fecha, algunos datos de sus investigaciones.

Por su parte, REY PASTOR, que había sido elegido Numerario de la Real Academia de Bellas Artes y Ciencias Históricas de Toledo, aprovechó para su discurso de ingreso en ella, no sólo la cartografía que había preparado, sino también (con el beneplácito de su autor) los datos aportados por ROYO, y que en buena parte se encontraban todavía inéditos, figurando entre ese material no publicado todo lo referente a su nueva teoría sobre el origen del meandro toledano.

Pero sucedió que el discurso de REY PASTOR en la Academia (1928) no reflejaba cabalmente el pensamiento de ROYO, ni en lo relativo a la naturaleza y distribución de los terrenos, ni mucho menos aún en lo referente a la génesis del torno, de modo que ROYO GOMEZ hubo de apresurarse a publicar, al año siguiente, sus verdaderos puntos de vista.

Su exposición es bastante extensa, pero puede resumirse como sigue:

Fase primera

Excavación de lo que habría de ser el torno, a finales del Cretácico y principios del Terciario. Los ríos que descienden de los Montes, al correr sobre el borde neísico de la depresión, aprovechan las diaclasas para labrar profundos cauces y, cuando cambian de dirección, lo hacen aprovechando la zona alterada del neis atravesada por los diques de diabasa. Dos ríos o arroyos, que hubieran seguido los cursos de los actuales arroyos de la Degollada y de la Cabeza, habrían labrado la rama de entrada y la de salida del meandro. Y dos posibles afluentes suyos, de cursos contrapuestos, por correr sobre la misma zona alterada, capturándose por sus cabeceras, habrían completado el trazado del mismo, abriendo el cauce de la Virgen del Valle, que empalma con los dos tramos antes citados.

Fase segunda

Enterramiento del cauce así formado, a finales del Mioceno: «Al rellenarse de sedimentos aquella cuenca, irían éstos invadiendo los bordes montañosos que la limitaban, y así, en la comarca

toledana, los aluviones llegarían a cubrir el actual cerro de Toledo y alcanzarían, probablemente, el nivel de la moderna superficie alta de la Meseta toledana».

Fase tercera

Ya entrado el Plioceno, exhumación del cauce enterrado por el Tajo, el cual empieza a individualizarse como río atlántico, y que al lamer el borde neísico de la Meseta de Toledo, lo iría limpiando de los sedimentos terciarios que lo recubrirían. Y así aprovecharía los valles de los antiguos arroyos de la Degollada y de la Cabeza, continuando la misma labor erosiva que ellos realizaron, a favor de las diaclasas y de la poca coherencia del neis en la zona alterada.

Es, como se ve, la versión más perfecta que se ha dado de la hipótesis de MACPHERSON.

Pero ROYO GOMEZ no sólo se vio en la penosa necesidad de tener que rectificar a REY PASTOR, sino que a continuación hubo de afrontar una dura crítica de su maestro.

La discusión tuvo lugar en dos sesiones de la Real Sociedad Española de Historia Natural, principalmente en la de 5 de febrero de 1930. Y aunque en ella se extendieron a gran número de cuestiones de la geología de Toledo, aquí resumiré, tan sólo, aquello que se refiere al origen del conflictivo torno.

E. HERNANDEZ-PACHECO (1930), por su parte, acusa a ROYO de volver a presentar la cuestión bajo un aspecto ya abandonado y que juzga estar en contradicción con los nuevos rumbos de la Geografía Física; justifica, por esas novedades científicas, la defección que él mismo hace de su antigua hipótesis sobre una ría marina; y considera que, con las aportaciones de CARANDELL y de GOMEZ DE LLARENA, queda resuelto el caso de Toledo. Al que considera, por otro lado, bastante general, pues se trata, según dice, «de un simple y normal efecto de un río de valle disimétrico, ahondando su cauce en terrenos blandos en discordancia con un substrato de rocas duras, en el cual muerde la corriente y se encaja en torno o meandro cada vez más profundo, sin poder salir ya de él».

ROYO GOMEZ (1930), por la suya, alega en su defensa, que no ha pretendido sino fundamentar

su teoría en el estudio geológico de Toledo; que los nuevos rumbos de la Ciencia no tienen por qué ser infalibles; que no puede creer que el torno sea «únicamente función de un simple fenómeno de un río de valle disimétrico»; y que para él deben haber coexistido otras causas, siendo la principal, el que el cerro de Toledo estuviera ya más o menos aislado cuando quedó cubierto por los sedimentos terciarios.

Personalmente entiendo que esta firmeza de ROYO ante la derrota, es lo único de todo este asunto que apunta de verdad hacia el progreso. Porque, infalibles o no, los nuevos rumbos de la Ciencia no tienen por qué estar bien aplicados, y ese podría ser el caso de Toledo. Y porque ese aislamiento previo del peñón, al que tan tenazmente se aferra, me parece indudable. Aunque más que por paleocauces, como él piensa, tal aislamiento se debiera a fracturas, como pienso yo. O a las dos cosas a la vez.

Pero todo esto forma ya parte de mi teoría tectónica, que paso a desarrollar en lo que sigue.

II. DISCUSION. MI TEORIA SOBRE EL TORNO. CONCLUSIONES PRINCIPALES

En resumen, con anterioridad a mis publicaciones prehistóricas de los años 60, se habían emitido dos tipos de hipótesis sobre el origen del meandro encajado de Toledo, que podemos enunciar y recordar así:

Hipótesis del paleocauce

MACPHERSON (1901 y 1905), E. HERNANDEZ-PACHECO (1912), y ROYO GOMEZ (1929).

Hipótesis epigénicas por sobreimposición

DANTIN CERECEDA (1912), CARANDELL (1922), GOMEZ DE LLARENA (1923) y E. HERNANDEZ-PACHECO (1930).

En mi opinión, ni unas ni otras bastan para explicar por sí mismas (ni tampoco combinadas) el fenómeno completo, porque me parece casi imposible que, por ninguno de los dos procedimientos, el Tajo haya podido llegar a encajarse tan profundamente como lo está en las migma-

titas del escalón metamórfico de Toledo; creyendo, por el contrario, que para alcanzarse tal extremo, hubo de actuar durante el proceso, desde su comienzo y a modo de trampa, algún dispositivo tectónico mucho más efectivo para retener al río en este lugar que el representado por un simple meandro o por un mero paleocauce previos. Aunque, precisamente por la existencia de tal dispositivo, no descarte que ese meandro y ese paleocauce, e incluso alguna otra estructura igualmente transitoria, pudieron haber existido, y aun coexistido, en los preliminares del proceso.

1. CRITICA DE LAS TESIS EPIGENICAS

Para que el torno se hubiera podido formar por sobreimposición, tendrían que haber concurrido, por lo menos, estas dos circunstancias: primera, que el Tajo estuviera ya profundamente encajado en los terrenos de la cobertera, dibujando en ellos prácticamente el mismo meandro actual; y segunda, que al pasar a inscribirse dicho meandro en el basamento, las rocas de éste no ofrecieran mayor resistencia a la erosión que los materiales contiguos de dicha cobertera.

Pues bien, los dos supuestos son en realidad inviabilidades. El primero, porque los meandros libres, desarrollados sobre un lecho móvil, evolucionan y cambian de forma con la rapidez suficiente para que no puedan ni llegar a encajarse en los terrenos deleznable de la cobertera ni a esculpirse por sobreimposición en los del basamento. Y el segundo, porque aun cuando hubiera llegado a suceder todo lo anterior, al encontrar ahora el río mucha mayor resistencia a la erosión en las migmatitas del basamento que en el *alcaén* contiguo de la cobertera, el meandro se hubiera ido ciñendo cada vez más al peñón hasta estrangularse; es decir, que el río habría eliminado el istmo de *alcaén* que une el peñón a la Loma de Bargas, pasando a circular también en este lugar sobre los terrenos de la cobertera. Un caso que podremos corroborar más adelante, al dar cuenta de un ejemplo real de encajamiento epigénico transitorio del Tajo en el basamento (figs. 6, 7 y 8).

Todo ello, aparte de que si el torno fuera realmente un meandro heredado y no, como yo pienso, neoformado, tendría que haber sucedido tam-

bién que el peñón presentara ya entonces la misma morfología que tiene ahora, puesto que sus formas serían igualmente heredadas, mientras que, en mi versión, dichas formas derivan del desarrollo de un meandro neoformado sobre su vertiente meridional (figs. 4 y 5).

2. CRITICA DE LAS HIPOTESIS DEL PALEOCAUCE

Más eficiente como trampa que un meandro, pudiera parecer un paleocauce que, además, por ser una estructura más especial, concuerda también mejor con la singularidad del torno. Pero entonces, el torno sería igualmente un meandro heredado, en el que, por añadidura, tendría que haberse dado la increíble casualidad de que estuviera como hecho a la medida del caudal del Tajo y hasta calculado para el tiempo que este río lleva atrapado en él. Porque, de lo contrario, de haber tenido que realizar en él arreglos de consideración o que seguir excavándolo epigénicamente, al encontrar mucha mayor resistencia a la erosión en las migmatitas que en el *alcaén* del istmo, tarde o temprano hubiera sucedido exactamente lo mismo que en el caso anterior, esto es, estrangulamiento del meandro, con eliminación del istmo, y paso del río a discurrir sobre los terrenos de la cobertera.

3. MI VERSION TECTONICA DEL TORNO, EN SINTESIS

Por lo tanto, las teorías de ambos grupos podrían explicar, a lo sumo, el comienzo del proceso, pero de ningún modo su continuación hasta hoy. Un hecho para el que no encuentro mejor explicación sino la de aceptar que el peñón debe encontrarse como anclado en una verdadera encrucijada de fallas o, lo que es igual, encuadrado por una red de fracturas (figs. 3 y 5). Fallas que, con su juego y rejuego, no sólo habrían triturado más intensamente las migmatitas de este lugar, facilitando con ello su erosión ulterior (acontecimiento esencial para la formación del torno), sino que hasta pudieron haber dejado al peñón basculado hacia el sur de tal modo (bloque monoclinial), que su parte superior inclinada formara con los bloques adyacentes los ángulos de falla más apropiados para que en ellos pudiera

albergarse y quedar transitoriamente atrapado el río. Acontecimiento no decisivo para la formación del torno, pero que pudo haberla facilitado en sus comienzos. Con mayor razón todavía si, aprovechando esos mismos ángulos de falla, algún precursor de los actuales arroyos de la Degollada y de la Cabeza hubiera labrado antes en ellos su cauce: paleocauce que, ahora, habría podido contribuir igualmente a esa retención inicial del Tajo en el lugar.

Es necesario, en consecuencia, que analicemos este aspecto tectónico de la cuestión, así como la incidencia de las fallas, tanto en la evolución general del valle, como en el caso más particular y concreto, verdaderamente singular y excepcional, del torno.

4. EVOLUCION DEL VALLE DEL TAJO EN LAS INMEDIACIONES DE TOLEDO, EN RELACION CON LAS FRACTURAS DEL BASAMENTO Y DE ACUERDO CON LA DISTRIBUCION Y LOCALIZACION DE LAS TERRAZAS

El escalón metamórfico de Toledo es un borde de fractura muy neto (borde meridional de la Fosa de Madrid), fundamentalmente definido por una familia principal de fallas alpinas (o tardihercínicas con rejuego en el Alpino), de dirección E-O; características ambas especialmente acusadas en la parte más avanzada hacia el norte del citado escalón que es, al mismo tiempo, aquella en la que el Tajo discurre más próximo al mismo (fig. 1).

Dos de las fallas indicadas, subparalelas y escalonadas, a las que llamo de la Virgen del Valle y del Miradero, enmarcan al peñón, respectivamente, por el sur y por el norte (fig. 3), mientras que otras secundarias lo encuadran, de la misma manera, por el oeste y por el este. La dirección más general de estas fallas secundarias en la vecindad de Toledo, parece ser la SE-NO (HERRERO MATIAS, M., 1988).

A esta concurrencia de fallas en el aislamiento del peñón es a la que se debe, ciertamente, la formación del torno, así como también el hecho, bastante llamativo, de que el trazado del mismo sea tan quebrado y anguloso e incluso, el de que en cada uno de sus dos recodos haya un mini-peñón inacabado, ambos originados en el mismo

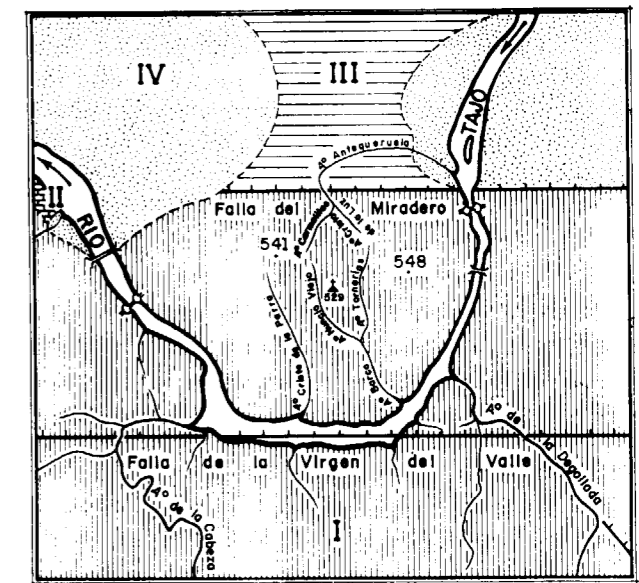


Figura 3.—Geología del peñón toledano y de sus inmediaciones.

I. Migmatitas.—II. Cretácico o Paleógeno marinos de La Solanilla.—III. Mioceno (*alcaén*), que forma el istmo que une el peñón a la Loma de Bargas y de Olías.—IV. Terraza baja y llanura aluvial actual.

El peñón se encuentra completamente rodeado por escarpes de falla, pero sólo se dibujan y nombran las dos fallas principales (de la Virgen del Valle y del Miradero), que lo encuadran, respectivamente, por el sur y por el norte. Otras fallas secundarias lo aíslan igualmente por el oeste y por el este y, con relación a ellas, el peñón parece ser bloque inferior respecto a las migmatitas que quedan a Poniente (barrios de San Martín, de la Solanilla y de la Olivilla) y bloque superior con relación a las que se encuentran al este (Academia Militar y barrio de Santa Bárbara). Más hacia Levante, las dovelas de esta misma grada permanecen afosadas, como se nota porque en su lugar afloran los terrenos de la cobertera: primero los cretácicos o paleógenos de los cerros de la Rosa y a continuación los miocenos del Polígono Industrial (fig. 1, núms. II y III, respectivamente).

proceso que el peñón principal. Estos peñones satélite son (fig. 5): el Cerro del Bú (cota de 517 m.), situado en la margen izquierda del Arroyo de la Degollada, junto a su desembocadura; y el Cerro de la Cabeza (cota de 512 m.), que se encuentra en idéntica situación con relación al arroyo de su mismo nombre.

En realidad, lo que las fallas de la Virgen del Valle y del Miradero delimitan en el basamento

es una estrecha grada o peldaño, a su vez fracturado en dovelas, y una de esas dovelas es el peñón toledano (fig. 3); el cual parece ser bloque inferior respecto a las migmatitas que se encuentran a Poniente del mismo (las de los barrios de San Martín, de la Solanilla y de la Olivilla), y bloque superior con relación a las que se hallan hacia el este (Academia Militar y barrio de Santa Bárbara).

Más hacia Levante, las dovelas que continúan esta grada permanecen afosadas, ocultas, como se nota porque en su lugar afloran los terrenos de la cobertera: primero (fig. 1, núm. II), los que forman la parte inferior de la misma, o sedimentos paleógenos o cretácicos de los cerros de la Rosa; y después (fig. 1, núm. III), los de su parte superior, o sedimentos miocenos (*alcaén*) del Polígono Industrial.

Hacia Poniente, en cambio, ya no es tan fácil seguir el destino del citado peldaño, aunque tampoco hay duda de que su roquedo equivalente (fig. 1) permanece en su mayor parte aflorante. Se exceptúan tres áreas principales, localizadas en San Bernardo, Corral Rubio y Daramezas—véanse en la figura 6 la situación de estas fincas—, en las que el borde metamórfico se encuentra más o menos hundido y conserva restos de la cobertera, aunque a veces tan sólo en la forma residual de un delgado *tegumento*. En cada una de las tres áreas deprimidas, desemboca un arroyo de cierta entidad; como más notable, el río Guajaraz en la de la finca de Daramezas (fig. 6).

Por otra parte, como se deduce de la distribución y localización que presentan sus terrazas, en este trayecto de su curso el Tajo ha circulado siempre hacia la zona de contacto entre el basamento metamórfico y su cobertera sedimentaria; pero haciéndolo de modo que (excepto en el torno) fue dejando siempre a las migmatitas desnudas en la margen izquierda (escalón topográfico de la Meseta Cristalina de Toledo) y a la mayor parte de los terrenos de la cobertera en su margen derecha (ladera meridional de la Loma de Bargas y de Olías).

Cabe suponer entonces que, cuando en este desplazamiento lateral de su curso hacia el norte, el Tajo descendiera en el escalón metamórfico de una grada ya desnuda a otra todavía sin desmantelar, tendería a discurrir entre las dos para

formar un *valle de línea de falla*, en este caso jalonado, en su margen izquierda, por los escarpes migmatíticos recién exhumados, y en la derecha, por los terrenos de recubrimiento de la grada inferior aún oculta.

Pero para que tal valle llegara a desarrollarse, juzgo imprescindible que mediara una oportuna reactivación de la falla, ya que de lo contrario, al ser los terrenos de su margen derecha mucho más fáciles de erosionar que los de la izquierda, el Tajo continuaría desplazando lateralmente su curso sobre ellos y alejándose del basamento aflorante, como ha sucedido, con toda evidencia, en el tramo del río anterior al torno (fig. 1).

Por el contrario, donde mediara a su tiempo la citada reactivación, el Tajo tendería a quedar adosado a los cantiles metamórficos exhumados, o bien a desplazarse hacia los mismos, si es que ya se había alejado de ellos, con lo que no sólo desarrollaría plenamente ese *valle de línea de falla*, sino que hasta podría terminar por convertirlo en un verdadero congosto. Tampoco hay duda de que ésta ha sido la tendencia más general del río en su tramo posterior al torno, durante la mayor parte del Cuaternario (fig. 1), como se ve porque en uno de sus sectores, en el del Salto de la Zorra (fig. 6), se conservan aún los restos de ese antiguo congosto.

Distaba mucho de ser éste el caso bastante más especial, estricto, riguroso y complicado del torno, ya que en él el congosto se formó al encajarse el Tajo, con carácter más permanente, en las propias migmatitas, no entre ellas y los terrenos de la cobertera. Lo sucedido aquí pudo haber sido (aunque no necesariamente) que un primitivo *valle de línea de falla* como el del congosto del Salto de la Zorra (en el sentido de que los terrenos de sus dos orillas serían de naturaleza diferente), y que hasta pudo tener ya la forma de un meandro encajado, se convirtiera en el torno (terrenos de ambas márgenes de la misma naturaleza) por haber continuado el río encajándose en las migmatitas subyacentes, siguiendo para ello las zonas de trituración de las fallas que encuadran al peñón toledano. Esto último habría sido lo único indispensable para su formación, por lo que podríamos definir al torno como un *congosto tectónico e intramigmatítico de línea de falla*.

En efecto, la existencia previa de un *valle de li-*

nea de falla, tipo Salto de la Zorra, que fijara de antemano el curso del río en este lugar, no es imprescindible para que, a continuación, se desarrollara el torno porque, aun cuando el Tajo se hubiera alejado ya del borde metamórfico aflorante, podría retroceder hacia él tan pronto como se produjera una oportuna reactivación de las fallas. Por lo mismo, tampoco es indispensable que el Tajo quedara previamente retenido por una *muesca epigénica*, por un *paleocauce* e incluso por un *valle de ángulo de falla* (en el supuesto de que el peñón fuese un bloque monoclinial), aunque cualquiera de las tres estructuras podría haber contribuido a facilitar su encajamiento tectónico y, como veremos en la segunda parte de este trabajo, pudieron haber existido y actuado realmente en los preliminares del proceso. En definitiva, lo único verdaderamente decisivo para la formación del torno habría sido la activación (la repetida activación) de las fallas que, al producir una intensa (e igualmente reiterada) trituración en las migmatitas, habría posibilitado la perduración del fenómeno hasta hoy.

Como es consiguiente, si las fallas no volvieran a ser activadas, el Tajo tendería a desencajarse del torno. Y eso podría estar sucediendo ya, a juzgar por los terrenos que el río ha eliminado en el istmo de *alcaén* que une el peñón toledano a la Loma de Bargas desde que depositara los aluviones de Pinedo; un yacimiento que representa, en mi opinión, el ápice del lóbulo del meandro que, a finales del M/R, servía de entrada al torno.

A pesar de ello, en la actualidad el proceso destructivo del istmo se encuentra prácticamente detenido, lo que se debe a tres causas principales: primera, a que el meandro que sirve ahora de entrada al torno, o meandro de Safont, al alargar su brazo delantero (ariete contra el istmo) para ampliar su acción demoledora, sufrió en dicho brazo una retracción transitoria, pero que la presa de Safont, construida precisamente sobre el *alcaén* cuya resistencia a ser eliminado le obligó a retraerse, está convirtiendo ya en permanente, a lo que contribuyen, asimismo, las otras dos concausas por enunciar; segunda, a que es ya muy sensible la pérdida de caudal por el río (sequía, regadíos, pantanos y transvase) y con ella de su capacidad erosiva; y tercera, a que desde hace, al menos, dos mil años (llegada de los romanos) el istmo ha venido siendo constan-

temente reforzado y acorazado (calzadas, edificaciones y rodaderos) hasta convertirlo en el imprescindible cordón umbilical de la ciudad encastillada en el peñón.

5. CONCLUSIONES PRINCIPALES

De lo expuesto en este apartado se pueden extraer ya las siguientes conclusiones previas y fundamentales:

- Aunque el torno parece involucrado en un proceso epigénico, por haberse formado cuando el Tajo pasó a correr desde los terrenos de la cobertera a los del basamento, no es simplemente un meandro sobreimpuesto y heredado. Mi opinión, según detallaré después, es que se trata de un meandro neoformado, desarrollado sobre la vertiente sur del peñón.
- Tampoco es un mero paleocauce, aunque no se descarta la posibilidad de que tal cauce previo hubiera existido y actuado en los preliminares del proceso.
- Las rectoras de todo el desarrollo del torno (responsables, incluso, de la posible existencia de un meandro y/o de un paleocauce y/o de un valle de ángulo de falla precursores) habrían sido las fallas que encuadran al peñón toledano, por lo que resulta obligado afirmar que su origen es tectónico.
- Con relación a la evolución general del valle del Tajo en este tramo de su recorrido, el torno representa un caso excepcional, al que podemos definir como un *congosto de línea de falla*.

Para hacer este trabajo más completo, necesitamos poder fechar estos acontecimientos, así como también ofrecer una primera versión del torno como meandro neoformado. Todo ello, sin embargo, hasta donde lo permita el conocimiento que hoy tenemos sobre las terrazas de Toledo, ya que, como indiqué en su día (MARTIN AGUADO, 1963a, p. 167), «es el estudio de las terrazas el que debe aclarar la historia del torno».

Resulta indispensable, por lo mismo, que analicemos previamente esta cuestión de las terrazas, con objeto de llegar a sopesar el grado de fiabilidad que pueden ofrecernos como marco

cronológico; y también para insistir sobre algunas de las relaciones que me parecen más seguras entre las terrazas y el torno.

III. NATURALEZA Y EDAD DE LAS TERRAZAS DEL TAJO EN TOLEDO Y SU RELACION CON EL TORNO

El conocimiento que tenemos en la actualidad sobre las terrazas de Toledo se basa en tres aportaciones fundamentales, de las que entresacaré lo que más pueda interesar para el presente trabajo.

1. MARTIN AGUADO, M. (1963a, 1963b, 1990)

Hasta el comienzo de los años sesenta, se conocían en Toledo (en el sector de Buenavista, margen derecha del Tajo, aguas abajo del torno) tres niveles de terrazas, a los que se situaba a 86, 52 y 17 m. sobre el cauce.

En esa fecha yo añadí, en el mismo sector, otro nivel intermedio de 40-35 m., que, con los tres anteriores, formaba el sistema típico de cuatro terrazas escalonadas, correlacionables con las cuatro glaciaciones clásicas alpinas; en este caso, de la manera siguiente:

- *Terraza superior*: 86 m. Günz.
- *Terraza alta*: 52 m. Mindel.
- *Terraza media*: 40-35 m. Riss.
- *Terraza baja*: 17 m. Würm.

Por consideraciones sobre su fauna deduje, además, que dichas terrazas debían ser de secuencia aluvial interglacial-glacial, es decir, que en ellas las fases de aluvionamiento deberían corresponder a los anaglaciales y los períodos erosivos (a los que deben su escalonado tan neto), a los cataglaciales.

Es más corriente, sin embargo, y al mismo tiempo más sencillo (o simplificador), aceptar que los períodos erosivos son básicamente los interglaciales y que las glaciaciones son etapas de aluvionamiento.

Para el Tajo en Toledo esta noción supondría que durante los interglaciales, como sucede ahora, su caudal se concentraba en un solo cauce de

trazado más o menos meandrinoso, que recibiría de sus vertientes menor cantidad de materiales de los que podría transportar, por lo que emplearía el excedente de su capacidad de carga en excavar el lecho. En cambio durante las glaciaciones, su caudal se vería mermado a causa de los hielos retenidos en la Cordillera Central (de la que proceden sus principales afluentes), y la vegetación de sus vertientes quedaría empobrecida por el frío y/o la sequía, de manera que los temporales aportarían a su lecho mucha mayor cantidad de carga de la que pudiera transportar. En consecuencia, se limitaría a trasladar y redistribuir estos materiales mientras durara la inundación y, después, pasaría a correr sobre sus propios aluviones, haciéndolo, seguramente, mediante varios canales trenzados (*braided river*) que, además, cambiarían de trazado a cada nueva riada, a cada nueva avenida o avalancha retransportadora y redistribuidora.

Inmediatamente aguas arriba del torno, en el sector de Pinedo, se podía deducir el mismo sistema de las cuatro terrazas clásicas del sector de Buenavista, sólo que en este caso, combinando los niveles conservados en las dos vertientes: Tejares de la Concepción, de la terraza baja, en la margen izquierda; Pinedo, de la terraza media, en la derecha; y el Coberterón, de las terrazas alta y superior, de nuevo en el lado izquierdo (fig. 1, núms. 1, 6 y 11, respectivamente). Pero estas terrazas presentaban, entre otras particularidades, la de tener su sustrato unos 10 m. más bajo sobre el cauce que sus equivalentes del sector de Buenavista. Circunstancia que yo relacioné con la existencia del torno, puesto que esa diferencia de altura entre las terrazas de los dos tramos viene a coincidir con el valor que hoy tiene el desnivel de su ruptura de pendiente, la cual es también, precisamente, de unos 10 m.

Estos 10 m. del actual desnivel del torno se contabilizan aquí de la siguiente manera: 5 m. que desciende el río en su recorrido de casi 3 km. sobre las migmatitas del torno propiamente dicho (figs. 3 y 5); y los otros 5 m., los que pierde rápidamente (en poco más de 1 km.) a la salida del torno, tan pronto como pasa a discurrir sobre los terrenos de la cobertera y actúa diferencialmente sobre ellos la erosión remontante. Como datos comparativos de interés, añadiré que, en el tramo superior, represado por el torno, el río necesita más de 20 km. de trazado

densamente meandrinoso para descender en altitud esos mismos 10 m., mientras que el tramo inferior, en el que el río circula más distendido, salva los 10 m. de desnivel en la mitad de ese recorrido.

De todos estos datos podríamos deducir que, durante las glaciaciones, la pendiente de los rápidos del torno se atenuaba y las terrazas depositadas tendrían un perfil longitudinal de pendiente continua, mientras que durante los interglaciales, como sucede ahora, la actuación diferencial de la erosión remontante regeneraría los rápidos y el perfil longitudinal del río, antes único, se desdoblaría en dos semiperfiles; en dos tramos en los cuales las terrazas del tramo inferior han debido ir quedando cada vez más en alto sobre el cauce de su semiperfil que sus equivalentes del tramo superior sobre el suyo.

Otro de los diversos posibles efectos del torno sobre las terrazas del tramo superior pudo haberse producido igualmente durante los interglaciales porque, aun cuando dichos períodos sean fundamentalmente erosivos, al ser la pendiente tan escasa en el trayecto citado, la sedimentación en él pudo haber sido menos transitoria que en el tramo inferior. Por consiguiente, si algunos de estos aluviones interglaciales han logrado conservarse hasta hoy, deben formar en ese recorrido anterior al torno terrazas locales muy modestas, sin equivalente con ninguno de los cuatro niveles, más depurados y generales, del mencionado tramo inferior.

En otro sentido, la existencia del torno permite dividir aquí, de un modo muy natural, tanto la historia del río como la de su valle y sus terrazas en dos períodos muy bien diferenciados: uno esencialmente plioceno y anteprehistórico, anterior al encajamiento del Tajo en el torno (Pretajo, fig. 2), y otro fundamentalmente cuaternario y prehistórico, caracterizado no sólo por su encajamiento en el torno, sino también, aunque menos rigurosamente, en otros lugares próximos, como el Salto de la Zorra (fig. 1, núm. 14, y fig. 6).

Este doble encajamiento del Tajo en el torno y en el Salto de la Zorra ha tenido, a su vez, consecuencias geomorfológicas, y aun prehistóricas de verdadero interés. Por lo pronto, gracias a la inmovilización del curso del río en los dos puntos citados, se ha conservado en su vertiente

derecha la Loma de Bargas y de Olías. Y como dicha inmovilización ha afectado sobre todo al tramo inferior, la parte menos destruida de la loma citada es la correspondiente a la zona de Bargas, y de ahí que sea en ella en la que se ha conservado el sistema de terrazas más completo conocido hasta ahora en Toledo.

En el tramo superior, por el contrario, el río se ha ido alejando cada vez más de las migmatitas aflorantes, desplazando lateralmente su curso hacia el norte sobre los terrenos de la cobertera (como se nota por los escarpes de zapamiento que ha labrado en los de su margen derecha), y por eso ha dejado sin eliminar en su vertiente izquierda importantes extensiones de los mismos (fig. 1, núms. II y III). Es la razón de que sobre ellos se conserve el sistema de terrazas más completo de dicho tramo, mientras que en la vertiente derecha tales terrazas han quedado prácticamente eliminadas.

A la masiva destrucción de estas terrazas, en particular las de los niveles altos, atribuyo, por otra parte, el hecho de que la industria del Acheulense antiguo, que indudablemente contenían, haya sido redistribuida por el río y se encuentre hoy, cada vez más rodada, en todas las terrazas posteriores situadas aguas abajo; lo cual ha conducido ya al error de asignar a una de dichas terrazas, la de Pinedo, una edad superior a la que geológicamente le corresponde.

Pinedo es, en efecto, el caso más espectacular de esta acumulación de industria de acarreo. Para mí data del M/R y del Riss, y no del Mindel, como tan erróneamente han difundido sus excavadores. Y creo, además, que el yacimiento debe estar formado por la porción distal del lóbulo del meandro que, a fines del M/R, servía de entrada al torno: situación como de fondo de saco del tramo superior, a la que se debería el que el río hubiera depositado en él tan extraordinaria cantidad de útiles. Incluso me parece posible que parte de las piezas menores y más resistentes de su copiosa *symmigia* faunística, sea también de acarreo.

Ultimo dato a tener presente, igualmente anotado en parte por otros autores: las terrazas nunca se conservan sobre las migmatitas desnudas, a no ser que éstas hayan retenido algún resto de su primitiva cobertera, aunque sólo sea bajo la forma de un delgado *tegumento* residual cretá-

cico o paleógeno; a lo cual se debe el que, en la margen izquierda, los restos de las terrazas sean tan escasos en estos trayectos, o que se presenten, a veces, como lastrones de gravas fuertemente cementadas por caliza.

2. ALFEREZ DELGADO, F. (1977)

Con posterioridad a mis investigaciones, las terrazas de Toledo situadas aguas abajo del torno, hasta la desembocadura del Guadarrama, han sido estudiadas para su tesis doctoral por ALFEREZ DELGADO (1977), y las situadas aguas arriba del mismo, hasta Aranjuez, por GONZALEZ MARTIN y ASENSIO AMOR (1983), sin que ninguno de ellos haya intentado establecer conexiones entre las mismas. Por esta razón es muy poco lo que puede aprovecharse de sus trabajos para esclarecer la cuestión del torno.

ALFEREZ, por su parte, agrega a las cuatro terrazas de mi sistema, otras cuatro más antiguas y destruidas, de las que no da, sin embargo, otros datos que los de su altura sobre el cauce. Utilizando su propia nomenclatura, pero disponiéndolas por su verdadero orden (el de su antigüedad), son éstas:

- T₈: 180-160 m.
- T₇: 150-135 m.
- T₆: 130-115 m.
- T₅: 110-90 m.

A las otras cuatro terrazas (las de mi sistema), basándose parcialmente en el estudio de la fauna, les atribuye edades con las que he mostrado recientemente mi desacuerdo (MARTIN AGUADO, 1990). Reseñándolas con el mismo criterio anterior, su sistema puede resumirse del modo que sigue:

- T₄: Base a 72 m. y desarrollo máximo hasta los 85 m. Pleistoceno Inferior.
- T₃: Base entre 55-50 m. y desarrollo máximo hasta los 68-65 m. Pleistoceno Inferior anterior al Cromer, probablemente Valdarno II.
- T₂: Base entre 35-32 m. y sedimentos hasta los 45-40 m. Mindel.
- T₁: Base a 5 m. y materiales hasta los 14-12 m. Riss.

Nótese (y en esto reside una de mis principales discrepancias) que para este autor no existe, en

el área que estudia, ninguna terraza de la última glaciación (del Würm). Anomalía equivalente a lo que supondría afirmar que, desde la glaciación penúltima o Riss (o sea, desde hace tanto como 130.000 años), el Tajo ha sido prácticamente incapaz de excavar su lecho aguas abajo del torno.

Para mí no puede haber duda de que, si las terrazas de Toledo son realmente climáticas, la más baja, la inmediatamente anterior a la llanura aluvial actual, ha de ser, necesariamente, de edad Würm y no Riss. Y que es a partir de ese nivel inferior würmiense, y no al revés, como debe deducirse el resto del sistema. Además, sólo así tiene pleno sentido ese procedimiento de numerarlas en orden inverso al de su antigüedad.

ALFEREZ trata de justificar su punto de vista sumando a su error de partida otros dos no menos evidentes, tales como los de afirmar que el Würm estaría representado por los materiales siguientes:

- a) En su área de estudio, y como fase inicial de dicha glaciación, por el aluvión-coluvién con *Equus caballus gallicus* del arenero de Valdelobos, que recubre a la T₁ de dicho lugar (fig. 1, núm. 4); T₁ que para él es de edad Riss y para mí (sin duda alguna) del Würm o, si se quiere, del Würm antiguo, mientras que el aluvión-coluvién sería del Würm reciente.
- b) Y fuera de su área de estudio, y depositadas en otras fases posteriores de la glaciación Würm, por los más de 20 m. de gravas y arenas que, según le comunica D. Clemente Sanz Ridruejo, existen bajo las aguas del río entre Toledo y Talavera. Argumentación fuera de lugar, toda vez que esas gravas y arenas sumergidas, aunque indudablemente würmienses, forman parte, con esa edad, del sistema de terrazas del sector concreto del Tajo en que se encuentren; de ningún modo del sistema de terrazas de este otro sector, en el que no existen.

3. GONZALEZ MARTIN, J. A., y ASENSIO AMOR, I. (1983)

Aguas arriba del torno, las terrazas han sido es-

tudiadas por estos autores tan sólo geomorfológicamente y no datadas. En su número y disposición difieren poco de las del tramo inferior, pero sí lo suficiente para que todavía no sea posible establecer entre ellas una correlación segura. Las mayores diferencias que observo, incluso en su número, se dan entre las depositadas por el Tajo cuando ya estaba encajado en el torno, por lo que no descarto que se trate de un efecto de éste, como el anotado antes sobre los sedimentos interglaciales.

Un dato de interés aportado por estos autores, es el de que las terrazas elevadas, situadas entre el torno y el Polígono Industrial, y que se apoyan en el basamento, presentan signos de manifestaciones neotectónicas: dislocaciones y basculamiento.

4. CRITERIO ADOPTADO SOBRE LAS TERRAZAS DE TOLEDO

Teniendo en cuenta lo expuesto y, de acuerdo con mis puntos de vista, por su relación con el torno, las terrazas de Toledo pueden distribuirse en los dos grupos antes indicados: terrazas pretaganas o del Pretajo, fundamentalmente pliocenas y anteprehistóricas, depositadas por el río antes de encajarse en el torno; y terrazas propiamente taganas, en su totalidad cuaternarias y prehistóricas, depositadas cuando el Tajo se estaba ya encajando en el torno.

La frontera de separación entre ambos grupos la constituye la T₅, ya que su altura promedio sobre el cauce (unos 100 m.) es la misma que presentan sobre él los puntos más elevados del peñón (fig. 5). Primer indicio de que el torno pudo haber empezado a formarse en el período erosivo subsiguiente al de la deposición de tal terraza. Asignando, pues, a esta T₅, con criterio meramente altitudinal, edad Donau, el encajamiento del Tajo en el torno podría haberse iniciado en el interglacial Donau-Günz.

Las otras cuatro terrazas que nos interesan son las de mi sistema clásico, que mantendré inmodificado porque, de acuerdo con lo expuesto, este criterio de datación altitudinal expresa todavía la realidad de Toledo mucho mejor que las innovaciones introducidas posteriormente, algu-

nas de ellas, como hemos visto, tan poco afortunadas.

Por otra parte, mi datación —aunque provisoria— simplifica el problema de la mejor manera posible y por eso facilitará mejor que cualquier otra las rectificaciones que hayan de hacerse en el futuro a mis conclusiones de hoy. Rectificaciones, por lo demás, inevitables a causa del progreso, y más en este caso, en el que las glaciaciones alpinas habrán de ir cediendo su lugar como marco cronológico del Cuaternario a los ciclos climáticos que se vienen deduciendo del estudio de los sedimentos marinos; sedimentos que, por razones obvias, constituyen un registro muchísimo más continuo y completo que el representado por los depósitos continentales, ya además en su mayor parte eliminados.

Por consiguiente, a las terrazas que utilizo como referentes en este trabajo les asigno las alturas y edades que especifico a continuación, siendo dichas alturas las que tiene su sustrato en el sector de Buenavista.

- T₅: 110-90 m. Donau.
- T₄: 72-70 m. Günz. En sentido prehistórico, terraza superior.
- T₃: 55-50 m. Mindel. Con el mismo criterio, terraza alta.
- T₂: 35-32 m. Riss. Terraza media.
- T₁: 7-3 m. Würn. Terraza baja.

Es costumbre bastante difundida designar abreviadamente a cada período glacial o glaciación con la inicial de su nombre: D=período glacial o glaciación Donau; G=período glacial o glaciación Günz, etc. El procedimiento resulta particularmente cómodo para hacer referencia a los períodos interglaciales o deglaciaciones, y por eso lo utilizaré ampliamente en lo sucesivo: D/G= interglacial o deglaciación Donau/Günz; G/M= interglacial o deglaciación Günz-Mindel, etc.

IV. DATACION DEL ENCAJAMIENTO DEL TAJO EN EL TORNO Y EN OTROS LUGARES PROXIMOS. CONCLUSIONES ADICIONALES

1. ENCAJAMIENTO EN EL TORNO. MODELADO DEL PEÑÓN TOLEDANO

La altitud media actual del Tajo en el torno es

de 447 m. (fig. 5). La de las dos culminaciones principales del peñón toledano, de 548 m. en el Alcázar y de 541 m. en San Román (fig. 5); es decir, que el peñón sobresale del río unos 100 m., precisamente la altura promedio de la T₅ (Donau). De donde se sigue que, como ya hemos indicado, el Tajo pudo empezar a encajarse para formar el torno tras la deposición de dicha terraza, esto es, en el interglacial D/G.

Por otra parte, de la morfología que hoy presenta la vertiente meridional del peñón, se puede deducir que su modelado deriva del desarrollo sobre ella de un meandro neoformado y que, tanto este modelado como el encajamiento creciente del río en el torno, se realizaron en tres etapas muy bien diferenciadas a las que, de acuerdo con la altura y edad que acabo de asignar a las terrazas, podemos describir como específico a continuación (figs. 4 y 5).

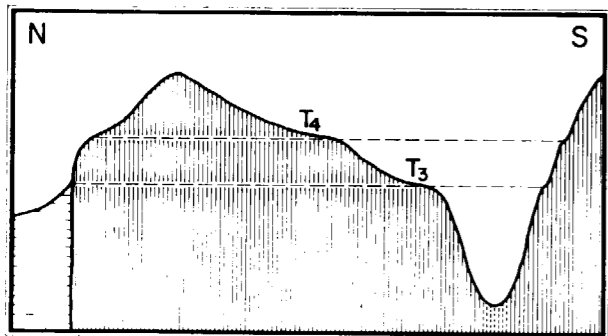


Figura 4.—Perfil aproximado que tendrían en sección N-S el peñón toledano y el torno, si en su modelado hubiera intervenido únicamente el Tajo, es decir, prescindiendo de la erosión adicional de los arroyos.

Sobre la vertiente meridional del peñón, T₄ marca el escalón de la terraza superior o del Günz, y T₃ el de la terraza alta o del Mindel; y los precipicios con que termina dicha ladera indican que, desde el M/R hasta hoy, el torno ha tenido prácticamente su mismo trazado actual.

En la otra margen del río, o de la Virgen del Valle, el escalonamiento de las terrazas no ha quedado bien marcado, por haber estado sometida a continuo zapamiento por la orilla cóncava del torno, mientras éste se desarrollaba como un meandro neoformado sobre la vertiente sur del peñón.

Primera etapa

En ella labró el río la parte más alta del peñón, la situada por encima de los 70 m. sobre el cau-

ce, de manera que se llevaría a cabo durante el ciclo de erosión-sedimentación formado por el interglacial D/G y la glaciación Günz. Las incisiones producidas durante el interglacial son las fuertes pendientes que presenta dicha zona mientras que sus rellanos terminales corresponden al descanso erosivo representado por la glaciación, y a la consiguiente deposición de la terraza superior o T₄ (Günz). Los replanos más extensos de la terraza citada son los que se conservan al pie de San Román (Virgen de Gracia, Santo Tomás y San Cristóbal), por lo que a este primer escalón de la fachada meridional del peñón lo podemos designar con el nombre de Escalón de Santo Tomás.

Segunda etapa

Se realizaría durante el ciclo de erosión-sedimentación subsiguiente, formado por el interglacial G/M y la glaciación Mindel, y en ellos labró el río una banda intermedia del peñón comprendida entre los 70 m. y los 50 m. sobre el cauce. El único resto importante que se conserva del escalón correspondiente es la explanada del Seminario, por lo que al rellano de la terraza alta o T₃ (Mindel) le podemos llamar también Escalón del Seminario.

Durante esta etapa los dos codos del torno debieron tener un trazado todavía más violento que el actual, ya que en cada uno de ellos un brazo del río fue separando, a modo de peñón satélite del principal, un islote rocoso. Antiguas islas del torno que son hoy las partes cimeras de los cerros del Bú y de la Cabeza: el primero, situado en la margen izquierda del Arroyo de la Degollada, junto a su desembocadura; el segundo, emplazado en idéntica situación respecto al arroyo de su mismo nombre.

La altitud de las cimas de estos cerros (517 m. para el del Bú y 512 m. para el de la Cabeza), permite determinar el momento en que empezaron a aflorar en el paisaje. Y de la altitud de la ensilladura que cada uno de ellos presenta en su divisoria hacia los relieves inmediatos más elevados (491 m. para el Cerro del Bú y 489 m. para el de La Cabeza), se puede deducir, asimismo, la fecha aproximada en que el río los abandonó. O sea que, por la profundidad de cada ensilladura (26 y 23 m., respectivamente), pode-

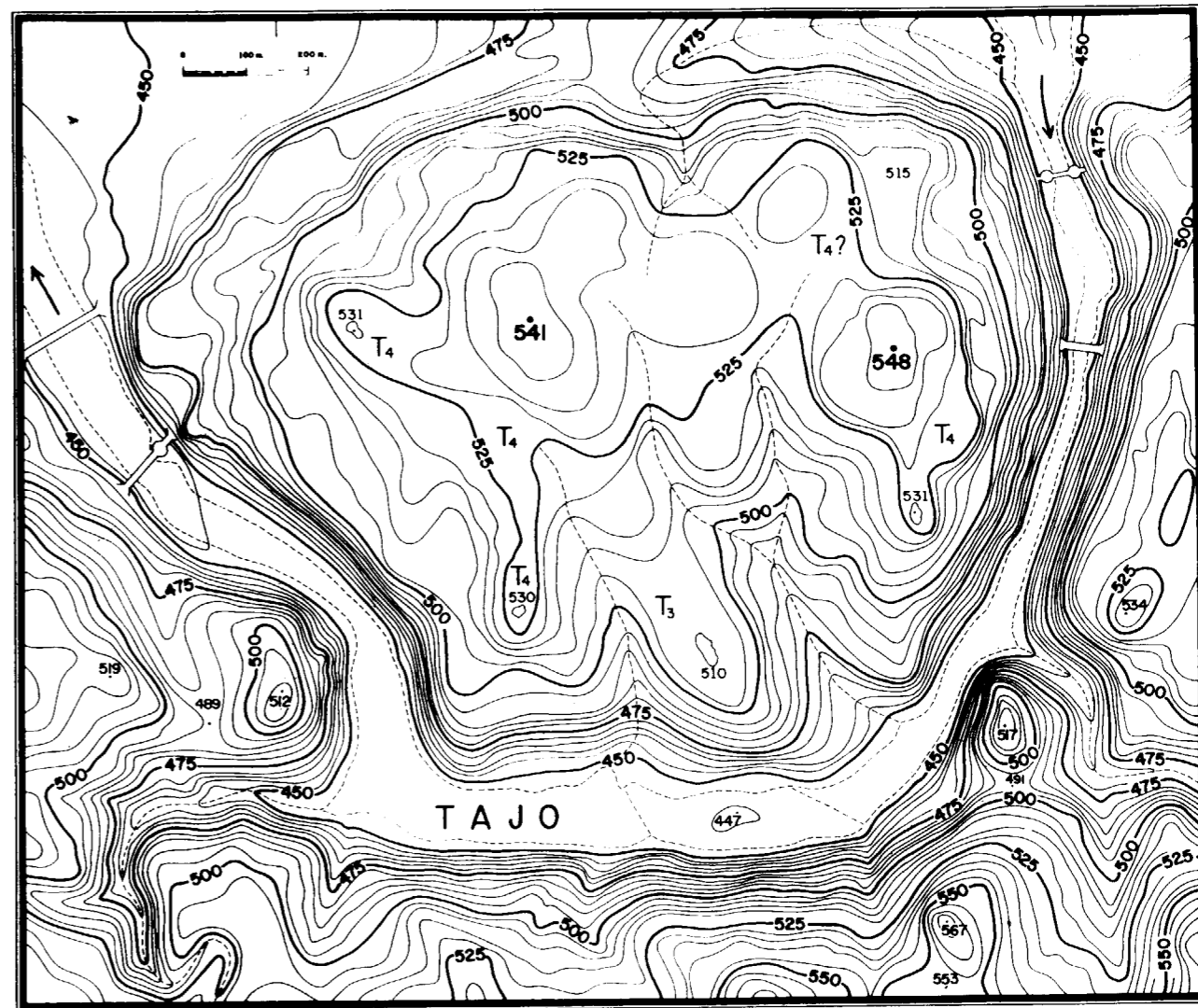


Figura 5.—Topografía detallada del peñón toledano y del torno.

Principales referencias sobre el peñón: 548 y 541 m., altitudes de sus dos culminaciones más importantes (El Alcázar y San Román, respectivamente); T₄, rellanos de la terraza superior o del Günz; T₄?, aledaños de Zocodover; T₃, rellanos correspondientes a la terraza alta o del Mindel.

Puentes sobre el río: a la entrada del torno, puentes viejo y nuevo de Alcántara, que conectan la ciudad establecida sobre el peñón con la Academia Militar y con el barrio de Santa Bárbara; a la salida del torno, puentes viejo y nuevo de San Martín (este último denominado de la Cava), que comunican la ciudad con los barrios de San Martín, la Solanilla y la Olivilla.

Localizaciones principales en la margen izquierda: cota de 517 m., Cerro del Bú, situado en la orilla izquierda del Arroyo de la Degollada, junto a su desembocadura; cota de 512 m., Cerro de la Cabeza, en idéntica situación respecto al arroyo de su mismo nombre.

Todos los abruptos que rodean al peñón son escarpes de falla, y yo creo que el torno podría ser definido como un *con-gosto de línea de falla*, según explico en el texto.

mos juzgar del tiempo que el río se mantuvo corriendo sobre ellas.

Para situar con mayor facilidad ese tiempo en nuestra escala, es preferible transformar las altitudes en alturas sobre el cauce (restando de cada una de ellas 447 m., que es la altitud media del Tajo en el torno), porque de este modo se simplifica su comparación con la altura (y edad) de las terrazas. Resultando de dicha transformación, 70 y 44 m. para el Cerro del Bú, y 65 y 42 m. para el de la Cabeza.

Las alturas (y edades) con las que han de compararse ahora estos valores son, redondeando: de 70 m. para la terraza superior o T₄, del Günz; de 50 m. para la terraza alta o T₃, del Mindel; y de 30 m. para la terraza media o T₂, del Riss. Y de la correspondiente compulsa, se puede sacar esta doble conclusión: primera, que el Tajo empezó a encajarse en las migmatitas de los dos cerros tras la deposición de la T₄, esto es, en el G/M; y segunda, que abandonó las dos ensilladuras después de haber depositado la T₃ y antes de que depositara la T₂, es decir, en el M/R, haciéndolo además en los dos casos casi al mismo tiempo.

Ambos acontecimientos podrían estar relacionados con dos reajustes sucesivos de la Falla de la Virgen del Valle: uno durante el G/M, que habría propiciado el encajamiento; y otro en el M/R, que habría llevado al río a desencajarse de las dos ensilladuras, a abandonarlas, y a encajarse y correr ya únicamente por donde ahora lo hace. Y hasta cabe suponer que, de las dos reactivaciones, la primera, la del G/M, fuera la que realmente iniciara el encajamiento tectónico del Tajo en el torno, como trataré de ir corroborando en lo sucesivo.

Tercera etapa

Se habría llevado a cabo desde el interglacial M/R hasta hoy, es decir, durante los dos últimos ciclos de erosión-sedimentación (M/R y R; R/W y W) y en el interglacial actual. Ciclos que no han dejado su huella como escalones sobre el peñón (excepto, más o menos vagamente, sobre las áreas rebajadas por la erosión secundaria de los arroyos) porque, como antes indiqué, a partir del M/R el encajamiento del río en el torno fue ya tan riguroso que éste ha tenido desde en-

tonces prácticamente su mismo trazado actual. Por tal razón, lo típico es que haya labrado paredes subverticales en las que es imposible llegar a distinguir las incisiones correspondientes a los interglaciales y los descansillos de las glaciaciones. Ejemplo, el precipicio de Roca Tarpeya, que podría servir, por lo tanto, para dar nombre a esta etapa.

En la margen izquierda del torno es imposible reconocer estas tres etapas de encajamiento y de modelado, porque su roquedo estuvo constantemente sometido a zapamiento por la orilla cóncava del meandro en desarrollo.

De las tres etapas referidas, la única que pudiera no expresar del todo la realidad es la primera, ya que también en su vertiente norte presenta el peñón indicios de haber sido modelado en este tiempo por el río: como más importantes, los aledaños de Zocodover, ubicados hacia la divisoria, entre las dos culminaciones principales, y señalados en la figura 5 como T₄?. De ser esto así, durante el D/G el Tajo no se habría encajado aún en el torno, ni seguramente tampoco en ningún otro lugar próximo, mientras que a partir del G/M se nota bien su encajamiento en toda el área.

La mejor explicación que podría darse para este hecho sería suponer que, durante esta primera etapa, el río corrió por dos brazos que rodearían a toda la parte cimera del peñón como a una isla: uno de ellos, el meridional, siguiendo la Falla de la Virgen del Valle, y el otro, el septentrional, la del Miradero. Y que después, por una adecuada reactivación de dichas fallas, el Tajo abandonó el canal de la vertiente norte, establecido en su mayor parte sobre los terrenos de la cobertera, y pasó a discurrir únicamente sobre las migmatitas de su brazo sur, o sea, exactamente lo contrario de lo que habría sucedido si el torno hubiera sido puramente epigénico.

Si tal suposición fuera correcta, la primera etapa del modelado del peñón podría ser considerada como una fase de preencajamiento cuya complejidad no somos todavía capaces de desentrañar ni de explicar satisfactoriamente, pero en la que podrían haber intervenido, como estructuras previas, un paleocauce y/o una muestra epigénica y/o un valle de ángulo de falla.

Hoy es ya casi imposible poder documentar me-

dante las terrazas la eventual existencia de ese brazo fluvial del lado norte. ALFEREZ (1977) cartografió los restos de ellas existentes sobre el istmo de *alcaén* que une el peñón a la Loma de Bargas, pero los situó tan hacia la divisoria del mismo que, si fuera cierta la localización que en él hace de las T₄, T₃ y T₂, habría que admitir que el Tajo no sólo corrió al norte del peñón hasta la deposición de la T₄ (Günz), sino también durante el depósito de la T₃ (Mindel) y de la T₂ Riss, es decir, hasta dejar rebajado el istmo prácticamente a la misma altura a que se encuentra hoy sobre el cauce. Esto supondría que el abandono por el río de su brazo norte y su consiguiente encajamiento tectónico en el del sur, no se habrían producido sino hasta el interglacial M/R, lo que no parece razonable.

Yo creo que, a lo sumo, el Tajo discurrió por los dos brazos durante la primera etapa del modelado del peñón, esto es, durante el interglacial D/G y la glaciación Günz; y que los únicos posibles testimonios que de ello se conservan serían los vestigios de la T₄ (Günz) que aún pueden encontrarse hacia la divisoria del istmo en el camino del Cementerio, concretamente en los pequeños cerros inmediatos al Instituto de Bachillerato «El Greco».

Se puede sospechar, por consiguiente, que el verdadero encajamiento tectónico del río en el torno se llevara a cabo no durante el D/G, sino en el G/M, y eso mismo es lo que parecen corroborar, tanto su encajamiento en el Salto de la Zorra como en el Pindajo, según paso a analizar.

2. ENCAJAMIENTO EN EL SALTO DE LA ZORRA

Aguas abajo del torno (fig. 1), el tramo inferior del Tajo se inicia con un sector (el de Buena Vista) en el que el río dibuja un gran meandro en forma de M ancha, la misma que adquieren los meandros del tramo superior (entre Aranjuez y Toledo) cuando dos de ellos se sueldan o empalman por estrangulamiento y abandono de otro intermedio.

A continuación de este gran meandro, describe el río un brusco codo (Presa de los Lavaderos) y se adosa al escalón metamórfico (figs. 1 y 6), manteniéndose en esta situación, durante algu-

nos kilómetros, con un trazado bastante rectilíneo de dirección E-O. Ese recorrido es el sector del Salto de la Zorra.

En la actualidad dicho trayecto más o menos recto acaba hacia la desembocadura del Guajaraz, donde el Tajo tropieza con un espolón migmatítico denominado el Pindajo, que le obliga a desviar su curso hacia el NO (fig. 6). Con esa desviación empieza el río a alejarse del escalón metamórfico, e inicia un largo recorrido hacia Talavera, en el que pasa a describir amplios meandros, esta vez, sin embargo, en su mayoría sencillos, es decir, sin esa forma de M ancha que adquieren los meandros dobles represados por el torno entre Aranjuez y Toledo y que, por el acortamiento que suponen, deben conducir a un aumento de su pendiente y, con ello, de su eficacia erosiva.

Este sector del Salto de la Zorra debió ser en su origen un *valle de línea de falla* en el que el río terminó por encajarse tectónicamente entre los cantiles migmatíticos exhumados en su margen izquierda (*escarpes de línea de falla* de las fincas de San Bernardo, Corral Rubio y Hernán Páez) y los terrenos de la cobertera de su margen derecha (*alcaén* de la Loma de Bargas) hasta llegar a formar un verdadero *congesto de línea de falla*. Congosto hoy ya casi destruido por la menor resistencia a la erosión del citado *alcaén*.

Queda, no obstante, en dicha margen derecha, un último resto de los antiguos escarpes de *alcaén*, que hoy forma, precisamente, el llamado Salto de la Zorra (fig. 1, núm. 14, y fig. 6, cota de 515 m.). Su conservación se debe, por una parte, a encontrarse situado hacia el punto medio del antiguo congesto, y por otra, a que frente a él, en la otra margen, el borde metamórfico está deprimido (desembocadura del arroyo de Corral Rubio); depresión que proporcionó al Tajo la holgura necesaria para despegarse de la escarpadura y reducir así su acción demoledora sobre ella. En la actualidad el río tiende, en cambio, a adosarse cada vez más a la misma y a acelerar con ello su destrucción.

El Salto de la Zorra aparece coronado por la terraza del Günz o T₄ (fig. 6, cota de 515 m.), de la que se conservan, sobre esos mismos terrenos miocenos de la margen derecha, extensas llanadas de gravas. Dichas gravas, así como los

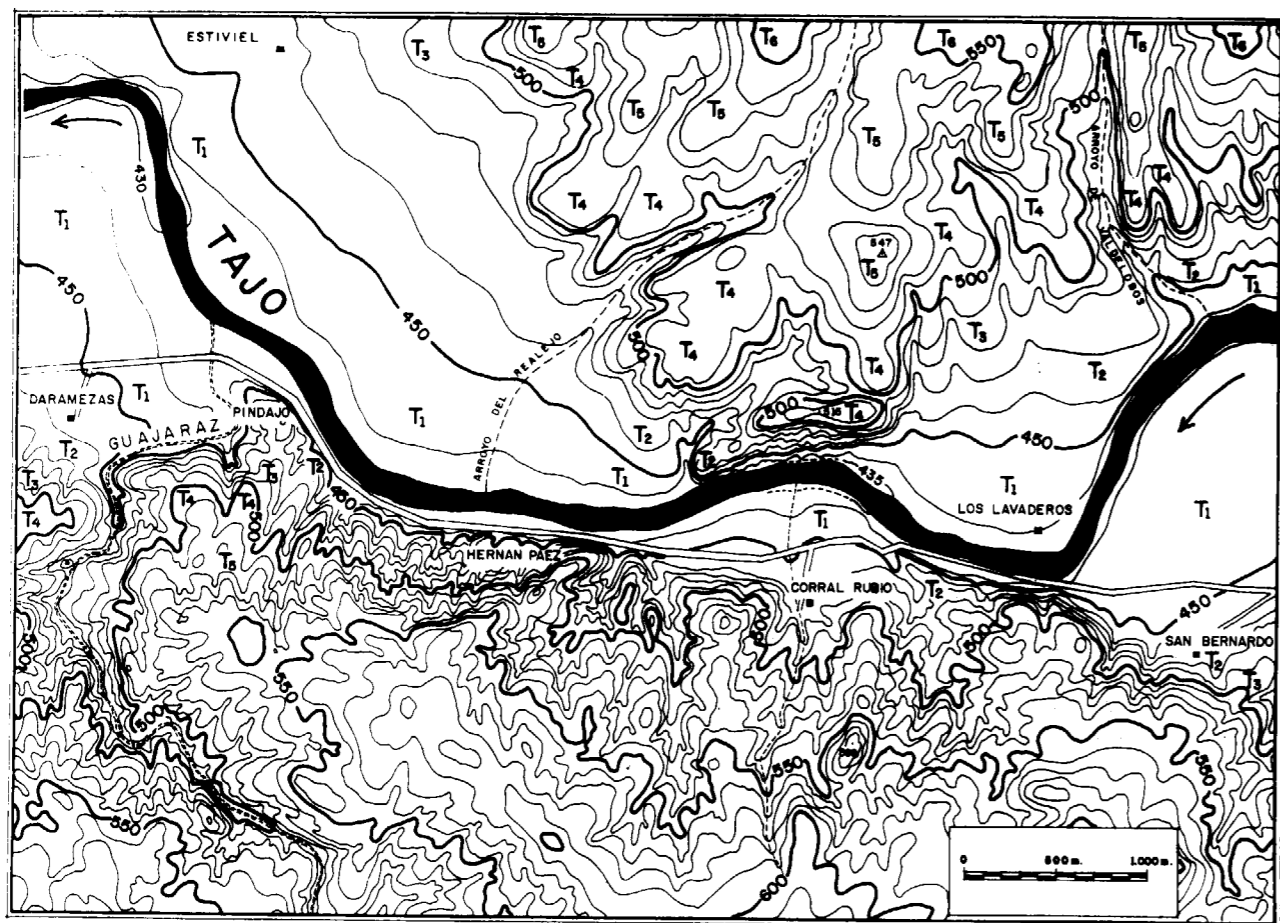


Figura 6.—Topografía del sector del Salto de la Zorra (véanse en la fig. 1 tanto su situación como la naturaleza y distribución de sus terrenos).

Referente principal en la margen derecha o de los terrenos miocenos: la cota de 515 m., inmediata al río, es la culminación del escarpe de *alcaén* del Salto de la Zorra, coronado por aluviones de la terraza superior o T₄ (Günz). Sobre estos mismos terrenos terciarios, que forman el flanco sur de la Loma de Bargas, se conservan amplias llanadas de gravas de la citada terraza, así como restos, también bastante extensos, de otras terrazas más antiguas y destruidas (T₅ y T₆, principalmente, como se ve en el gráfico).

Referencias en la margen izquierda o de los terrenos metamórficos: los abruptos junto al río en las fincas de San Bernardo, Corral Rubio y Hernán Páez son cantiles migmatíticos que tienen el carácter de *escarpes de línea de falla*; y que, en la finca de Daramezas, se ven interrumpidos por el Pindajo, un espolón de migmatitas que se aloja en la confluencia en horquilla (horcajo) que forma con el Tajo el tramo terminal del Guajaraz. Espolón que, por su interés, se cartografía con mayor detalle en la figura 7 y se fotografía en la figura 8.

Este sector del valle es, en mi opinión, un antiguo *congesto de línea de falla*, hoy ya casi destruido.

también amplios rellanos de otras terrazas más antiguas y destruidas (como se ven en la mencionada figura), indican claramente que, hasta la glaciación Günz, el río no corría todavía encajado por estos parajes. Por otra parte, la existencia del propio escarpe es una prueba inequí-

voca de que tal encajamiento, para formar el congesto, se inició tras la deposición de la citada T₄ (Günz), esto es, en el interglacial G/M: el mismo con el que se inició, no la primera, sino la segunda etapa del modelado del peñón y de la consiguiente formación del congesto del

torno; la misma fecha en la que, dentro del propio torno, el Tajo empezó a separar como islotes en su curso las cimas de los cerros actuales del Bú y de la Cabeza.

Resulta difícil, por lo tanto, no admitir que ambos congestos sean contemporáneos y obedezcan a la misma causa. Y como en ningún otro lugar de las inmediaciones del peñón conocemos pruebas seguras de que el Tajo corriera ya encajado con anterioridad a la glaciación Günz, y sí a partir de ella, parece razonable aceptar, al menos de momento, que el verdadero encajamiento tectónico del río en el torno data del G/M (segunda etapa del modelado del peñón) y no del D/G (primera etapa de dicho modelado).

3. ENCAJAMIENTO EN EL PINDAJO

En la vertiente izquierda (o de los terrenos metamórficos) de este mismo sector del Salto de la Zorra, y por la razón expuesta al hablar de las terrazas, apenas se conservan restos de ellas que puedan contribuir a esclarecer esta misma cuestión (fig. 6). Se exceptúan, entre otras, las que aún se mantienen sobre la divisoria del Pindajo, el espolón migmatítico alojado en la horquilla que forma con el Tajo la desembocadura del Guajaraz, y que desvía el curso del primero hacia el NO (fig. 6).

Dichas terrazas (las del Pindajo) se citan y cartografían ahora por primera vez (fig. 7), y vienen a demostrar que, encarrilado por el congesto del Salto de la Zorra en formación, el Tajo corrió también entonces sobre el espolón citado, haciéndolo, además, en condiciones ideales para dar un corte epigénico en sus migmatitas, después de haberlas despojado de su cobertera. Demuestran asimismo que, en efecto, el río llegó a encajarse epigénicamente en ellas, pero que, al encontrar mayor resistencia a la erosión en las mismas que en el *alcaén* contiguo, las abandonó y pasó a correr sobre estos terrenos de la cobertera, como lo hace ahora.

Desde entonces tiene el Tajo, en este punto de su recorrido, el trazado que presenta en la actualidad, con lo cual ha contribuido decisivamente a destruir no sólo el primitivo congesto, sino también la mayoría de las terrazas que el propio río había depositado aguas abajo del mismo. Ra-

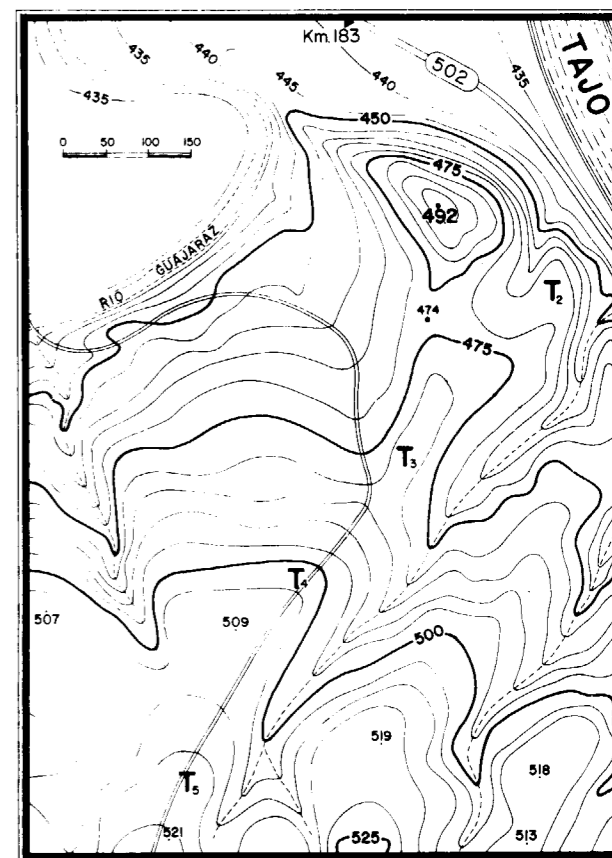


Figura 7.—Topografía del Pindajo (véase su situación en las figs. 1 y 6). Las terrazas que se conservan sobre su divisoria, y que se citan y cartografían ahora por primera vez, permiten deducir la historia de la muesca epigénica que rebaja dicha divisoria, como se especifica en el texto.

zón, a su vez, de que en el sector subsiguiente al del Salto de la Zorra (el de Estiviel y de Ber-gonza) las terrazas no tengan la misma importancia, ni económica ni prehistórica, que las del sector precedente o de Buenavista.

Una lectura detenida de las terrazas del Pindajo (fig. 7), nos permite reconstruir, con bastante precisión, el desarrollo de la muesca epigénica que el río excavó sobre él antes de abandonarlo.

a) Por lo pronto, los replanos de las terrazas superiores T₅ (Donau) y T₄ (Günz), que se conservan sobre su divisoria, y que empalman con sus correspondientes niveles de la vertiente opuesta, vuelven a indicar que, hasta la última de esas épocas, el río no

corría todavía encajado. Y la entalladura o muesca epigénica, de unos 18 m. de profundidad, que ocupa en el espolón el resto de la divisoria (492 y 474 m. de altitud, que equivalen, respectivamente, a 60 y 42 m. de altura sobre el cauce, por ser la altitud de éste, al pie del espolón, de unos 432 m.), revela asimismo que, como sucedía en el es-carpe del Salto de la Zorra (y en los cerros del Bú y de la Cabeza) también aquí el referido encajamiento se inició tras la deposición de la T_4 (Günz), esto es, en el interglacial G/M; y patentiza igualmente que el río abandonó la muesca en el M/R, al mismo tiempo que se evadía de las ensilladuras de los cerros del Bú y de la Cabeza, como si la misma reactivación tectónica hubiera contribuido, también en este lugar, a que el Tajo pasara a discurrir por donde hoy lo hace.

- b) Por otra parte, la estrecha faja del sustrato denudado (y parcialmente rebajado por la erosión) de la T_3 , que se conserva en el borde sur de la muesca, permite ampliar la versión anterior, puesto que es una prueba de que la excavación de la misma se realizó en dos etapas perfectamente diferenciadas, una anterior y otra posterior a la deposición de dicha terraza.

La primera etapa se llevó a cabo durante el G/M, y en ella labró el río una primera entalladura de casi medio kilómetro de anchura (distancia que hay entre la cima del morro o cerro del Pindajo y su correspondiente altitud hacia el sur) y unos 8-10 m. de profundidad. Y concluyó en el Mindel, al interrumpir el Tajo su trabajo erosivo y depositar, sobre esa primera muesca, los aluviones de la citada terraza alta o T_3 .

La etapa segunda se realizó en el M/R, cuando el río reemprendió su trabajo erosivo y empezó por eliminar de la muesca la totalidad de los aluviones de la T_3 , prosiguiendo después la excavación en las migmatitas, hasta profundizar en ellas otros 8-10 m., y eliminar así la mitad septentrional del sustrato denudado de la T_3 . Y concluyó en el propio M/R, con el abandono de la entalladura por el río, haciéndolo antes de que, en el Riss, depositara la T_2 o

terracea media, que por eso aparece a los lados de la muesca, pero no sobre ella.

- c) Se puede añadir que, tanto el escalonamiento de las terrazas como la topografía de la propia muesca delatan que, mientras el Tajo se encajaba en ella, desplazaba ligeramente su curso hacia el norte y estrechaba al mismo tiempo su cauce; y es de suponer que terminaría por ceñirse al morro del Pindajo hasta estrangular el meandro así formado y pasar a discurrir por donde lo hace ahora.

Otra versión alternativa, ligeramente distinta, podría ser que ya durante el M/R, no corriera por la muesca más que un brazo del río, en cuyo caso, el morro habría sido una isla semejante a la que, en aquel mismo tiempo, formaban en el torno los cerros del Bú y de la Cabeza.

Acaso por esto, la morfología de los tres cerros (Bú, Cabeza y Pindajo) sea tan semejante, excepto que, por estar ya muy atenuadas las fracturas que lo encuadran por el oeste y por el este, el del Pindajo presenta un suave aspecto (fig. 8) que contrasta vivamente con el más agreste y desgarrado de los cerros del torno y de otros relieves migmatíticos.

Nada hay, en cambio, que permita equiparar la morfología del cerro del Pindajo (figs. 7 y 8) a la del peñón toledano (figs. 4 y 5), lo que obedece a tres causas principales: primera, que el morro del Pindajo es considerablemente menor; segunda, que el encajamiento del Tajo en su muesca fue epigénico y poco duradero; y tercera, que durante el mismo, el río desplazó lateralmente su curso hacia el norte, por lo que sus terrazas se escalonan sobre la divisoria del espolón con el sentido que dicho escalonamiento tiene en su vertiente izquierda. Por el contrario, en el caso del torno, fundamentalmente regido por la Falla de la Virgen del Valle, el Tajo fue desplazando su curso hacia el sur sobre la fachada meridional del peñón, y estrechando correlativamente su cauce, en un largo proceso de encajamiento que todavía no ha concluido; encajamiento durante el cual modeló muy significativamente la citada fachada al inscribir sobre ella el escalonamiento propio de su sistema de terrazas; esta vez, por lo tanto, con la gradación que les corresponde en la vertiente derecha del río.

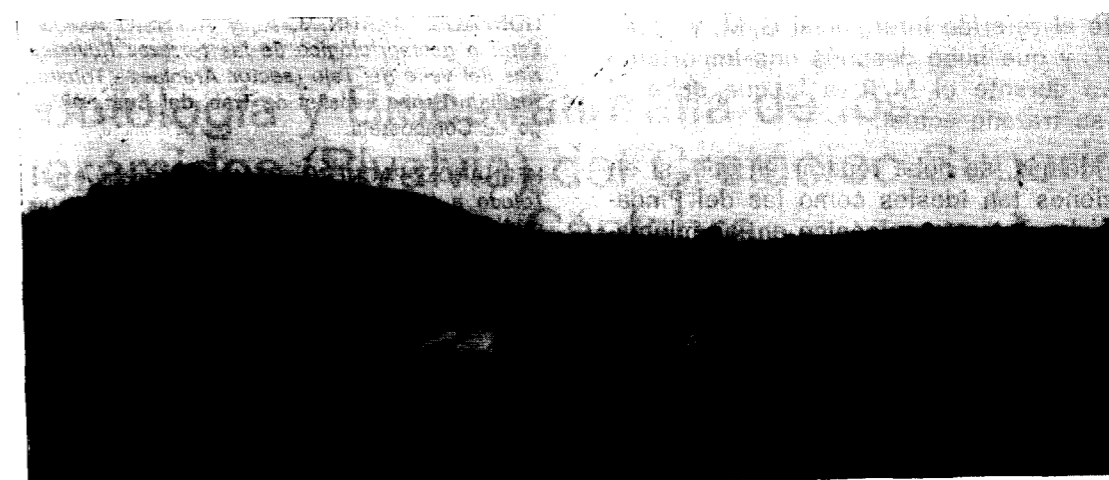


Figura 8.—Aspecto del cerro o morro del Pindajo y de su muesca epigénica, vistos por su lado oeste, desde un lugar próximo a la casa de labor de Daramezas. Una encina, que se proyecta sobre su silueta, señala el punto más bajo de la entalladura y, a sus lados, se ven los resaltes que forma en la muesca el sustrato denudado de la terraza alta o T_3 (Mindel).

De lo dicho en b) se infiere que la T_3 es la única de las terrazas de la divisoria del Pindajo que no conserva sus propios aluviones, ni tampoco gran parte de su sustrato denudado, ya que ambos fueron eliminados cuando el Tajo reemprendió la excavación de la muesca. Sobre los restos del citado sustrato (y también sobre otros lugares aún más bajos) existen, sin embargo, unos lastrones muy areniscos de gravas y de chinás, pero cuya caótica disposición es prueba de que no son aluviones *in situ*, mientras que por sus caracteres se puede confirmar que pertenecen a las terrazas superiores, y que proceden, por lo tanto, de su destrucción; es decir, que son coluviones.

La masa más importante de los mismos se encuentra hacia el borde sur de la entalladura, pero existen igualmente en su borde norte, aunque son más escasos, exigüos y difíciles de hallar. También al pie del morro, en el pequeño rellano delimitado hacia la muesca por la curva de 475 m., hay algunas gravas diferentes adheridas al sustrato, que pudieran no tener carácter coluvial.

4. CONCLUSIONES ADICIONALES

De lo expuesto en este capítulo, se pueden ex-

traer las siguientes conclusiones, complementarias de las establecidas en el apartado II:

- Teniendo en cuenta el modelado que presenta el peñón toledano, el torno es un meandro neoformado, desarrollado sobre su ladera sur, y ese desarrollo se ha realizado en tres etapas, caracterizadas por una acentuación creciente del encajamiento del Tajo en el mismo.
- De acuerdo con los conocimientos que hoy tenemos sobre las terrazas de Toledo, la primera etapa se llevó a cabo durante el interglacial D/G y la glaciación Günz; la segunda, durante el interglacial G/M y la glaciación Mindel; y la tercera, desde el interglacial M/R hasta hoy.
- Sin embargo, no conocemos ningún otro lugar de las inmediaciones de Toledo en el que se conserven pruebas seguras de que el río corriera ya encajado durante el interglacial D/G, y sí de que lo hiciera con carácter bastante general desde el interglacial G/M (es-carpe del Salto de la Zorra, muesca epigénica del Pindajo y ensilladuras de los cerros del Bú y de la Cabeza, estos últimos, dentro del propio torno). Por lo mismo se podría admitir que el verdadero encajamiento tectónico del Tajo en el torno se inició también

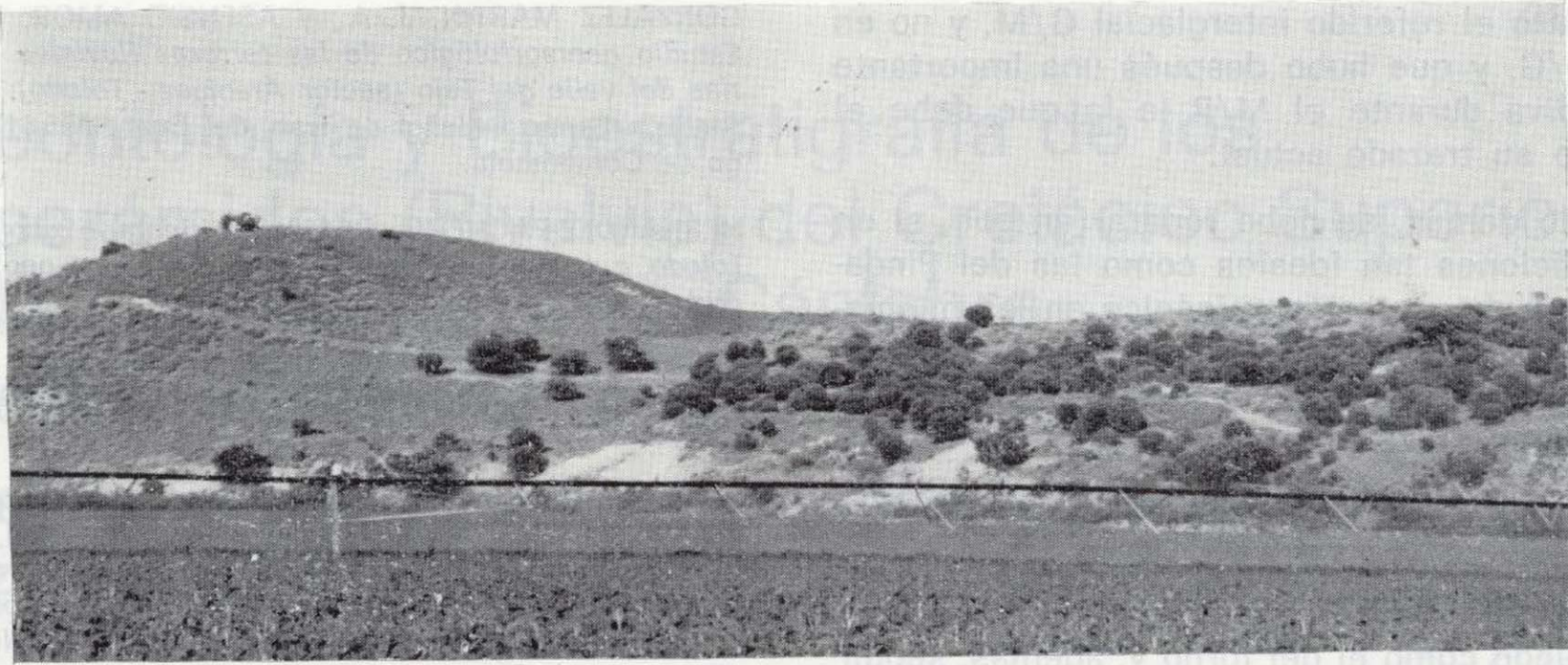


Figura 8.—Aspecto del cerro o morro del Pindajo y de su muesca epigénica, vistos por su lado oeste, desde un lugar próximo a la casa de labor de Daramezas. Una encina, que se proyecta sobre su silueta, señala el punto más bajo de la entalladura y, a sus lados, se ven los resaltes que forma en la muesca el sustrato denudado de la terraza alta o T_3 (Mindel).

De lo dicho en b) se infiere que la T_3 es la única de las terrazas de la divisoria del Pindajo que no conserva sus propios aluviones, ni tampoco gran parte de su sustrato denudado, ya que ambos fueron eliminados cuando el Tajo reempren- dió la excavación de la muesca. Sobre los restos del citado sustrato (y también sobre otros lugares aún más bajos) existen, sin embargo, unos lastrones muy areniscos de gravas y de chinás, pero cuya caótica disposición es prueba de que no son aluviones *in situ*, mientras que por sus caracteres se puede confirmar que pertenecen a las terrazas superiores, y que proceden, por lo tanto, de su destrucción; es decir, que son coluviones.

La masa más importante de los mismos se encuentra hacia el borde sur de la entalladura, pero existen igualmente en su borde norte, aunque son más escasos, exiguos y difíciles de hallar. También al pie del morro, en el pequeño rellano delimitado hacia la muesca por la curva de 475 m., hay algunas gravas diferentes adheridas al sustrato, que pudieran no tener carácter coluvial.

4. CONCLUSIONES ADICIONALES

De lo expuesto en este capítulo, se pueden ex-

traer las siguientes conclusiones, complementarias de las establecidas en el apartado II:

- Teniendo en cuenta el modelado que presenta el peñón toledano, el torno es un meandro neoformado, desarrollado sobre su ladera sur, y ese desarrollo se ha realizado en tres etapas, caracterizadas por una acentuación creciente del encajamiento del Tajo en el mismo.
- De acuerdo con los conocimientos que hoy tenemos sobre las terrazas de Toledo, la primera etapa se llevó a cabo durante el interglacial D/G y la glaciación Günz; la segunda, durante el interglacial G/M y la glaciación Mindel; y la tercera, desde el interglacial M/R hasta hoy.
- Sin embargo, no conocemos ningún otro lugar de las inmediaciones de Toledo en el que se conserven pruebas seguras de que el río corriera ya encajado durante el interglacial D/G, y sí de que lo hiciera con carácter bastante general desde el interglacial G/M (escarpe del Salto de la Zorra, muesca epigénica del Pindajo y ensilladuras de los cerros del Bú y de la Cabeza, estos últimos, dentro del propio torno). Por lo mismo se podría admitir que el verdadera encajamiento tectónico del Tajo en el torno se inició también

durante el referido interglacial G/M, y no en el D/G, y que hubo después una importante recidiva durante el M/R, a la que debe el torno su trazado actual.

- Por lo demás, se debe reparar en que, si en condiciones tan ideales como las del Pindajo para dar un corte epigénico en las migmatitas, el Tajo no logró mantenerse corriendo sobre ellas más que desde el G/M al M/R, no parece razonable aceptar que, por simple epigenia, y en condiciones menos propicias, ese mismo río haya podido labrar en esas mismas rocas de un lugar tan próximo, y durante casi todo el Cuaternario, un cauce tan profundo como el del torno y, además, seguir todavía atrapado en él.
- Debemos observar también que si la formación del torno hubiera sido algo tan sencillo y general como se deduce de las tesis epigénicas, el Tajo debería permanecer hoy igualmente encajado en otros lugares del escalón metamórfico de Toledo.
- De todas formas, para poder establecer conclusiones más seguras, es indispensable que se progrese mucho más, tanto en el conocimiento de las terrazas de Toledo, como en el de la tectónica de la zona.

REFERENCIAS

- ALFEREZ DELGADO, F. (1977): *Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al O de Toledo*. Estudios Geológicos, 33, 223-250. Madrid.
- CARANDEL, J. (1922): *Topografía comparada de cuatro localidades ribereñas españolas: Toledo, Montoro (Córdoba), Arcos de la Frontera (Cádiz) y Castro del Río (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXII, 440-452. Madrid.
- DANTIN CERECEDA (1912): *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*. Trab. Mus. Cienc. Nat., ser. geol., 4. Madrid.

GONZALEZ MARTIN, J. A., y ASENSIO AMOR, I. (1983): *Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (sector Aranjuez - Toledo)*. Actas VI Reunión Grupo Español de Trab. del Cuat., 485-517. Santiago de Compostela.

HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912): *Itinerario geológico de Toledo a Urda*. Trab. Mus. Cienc. Nat., ser. geol., I. Madrid.

HERNANDEZ-PACHECO, E. (1931): *El meandro encajado del Tajo en torno a Toledo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXX, 116-119. Madrid.

HERRERO MATIAS, M. (1988): *Mapa geomorfológico de Toledo - Sonseca, escala 1:50.000*. MOPU. Madrid.

MACPHERSON, J. (1901): *Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica*. Anales R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXV, 123-161. Madrid.

MACPHERSON, J. (1905): *El torno del Tajo en Toledo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., V, 100-101. Madrid.

MARTIN AGUADO, M. (1960-62a): *El hombre primitivo en Toledo*. Toletvm, 3, 175-206. R. Acad. Bell. Art. y Cienc. Hist. Toledo.

MARTIN AGUADO, M. (1960-62b): *El poblamiento prehistórico de Toledo*. Toletvm, 3, 207-227. R. Acad. Bell. Art. y Cienc. Hist. Toledo.

MARTIN AGUADO, M. (1963a): *Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 71, 163-178. Madrid.

MARTIN AGUADO, M. (1963b): *El yacimiento de Pinedo y su industria triédrica*. IPIET, ser. 2.ª, vol. 1. Diputación de Toledo.

MARTIN AGUADO, M. (1990): *Mi contribución al estudio de la prehistoria de Toledo y su interés para la prehistoria en general*. Actas del I Congreso Arqueol. de Toledo, 67-124. Diputación de Toledo.

REY PASTOR, A. (1928): *Bosquejo geomorfológico del peñón toledano*. Bol. R. Acad. Bell. Art. y Cienc. de Toledo, núms. 36 y 37.

ROYO GOMEZ, J. (1929): *El torno del Tajo en Toledo*. Memorias R. Soc. Esp. Hist., XV, 491-502. Madrid.

ROYO GOMEZ, J. (1930): *El torno del Tajo en Toledo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXX, 119-122. Madrid.

Original recibido: Febrero de 1992.

Original aceptado: Julio de 1992.

Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana.

Parte IV: Estudio sistemático del subgénero *Cordiceramus* Seitz y Bioestratigrafía.

Por G. LOPEZ (*)

RESUMEN

En la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana, el subgénero *Cordiceramus* Seitz está representado por 11 especies y subespecies, con una distribución estratigráfica que abarca desde el Santoniense Inferior hasta el Santoniense Superior. De ellas, las más representativas, y que serán tratadas en este trabajo son: *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc., I. (Co.) cf. *haenleini* Müller, I. (Co.) *muelleri germanicus* Seitz, I. (Co.) *bueltenensis bueltenensis* Seitz, I. (Co.) *bueltenensis arnoldi* Seitz, I. (Co.) *cordiinitialis spickernageli* Seitz, I. (Co.) *cordiinitialis riedeli* Seitz e I. (Co.) *brancoiformis* Seitz.

La distribución estratigráfica de las 75 especies y subespecies de inocerámidos en las 34 series y en los 14 yacimientos puntuales estudiadas en la Tesis del autor (LOPEZ, 1990b), ha permitido identificar 12 asociaciones de inocerámidos, que abarcan desde el Turoniense Inferior al Santoniense Superior. Estas asociaciones han sido comparadas con las zonas de inocerámidos establecidas en el Norte de Alemania por SEITZ (1961, 1965), KELLER (1982) y TRÖGER (1989). Asimismo, se ha estudiado detalladamente la zonación de inocerámidos propuesta por WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) para el Norte de España, indicando los problemas que plantea. Por otra parte, la edad de las formaciones de esta área que propusieron AMIOT (1982) y FLOQUET et al. (1982) ha sido modificada a partir de la información de los inocerámidos.

Palabras clave: Cuenca Navarro-Cántabra, Plataforma Norcastellana, Inocerámidos, *Cordiceramus*, Cretácico Superior, Bioestratigrafía, Asociaciones de inocerámidos, Formaciones litológicas.

ABSTRACT

The subgenus *Cordiceramus* Seitz is represented in the Navarro-Cantabrian Basin and in the North-Castilian Platform by 11 species and subspecies, ranging from the lower Santonian to the uppermost Santonian. The species studied in this paper are: *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc., I. (Co.) cf. *haenleini* Müller, I. (Co.) *muelleri germanicus* Seitz, I. (Co.) *bueltenensis bueltenensis* Seitz, I. (Co.) *bueltenensis arnoldi* Seitz, I. (Co.) *bueltenensis aff. arnoldi* Seitz, I. (Co.) *cordiinitialis spickernageli* Seitz, I. (Co.) *cordiinitialis riedeli* Seitz, and I. (Co.) *brancoiformis* Seitz.

The stratigraphic distribution of 75 inoceramid species and subspecies identified in 34 sequences and 14 localities (LOPEZ, 1990) have allowed me to establish 12 inoceramid associations, ranging from the lowermost Turonian to the uppermost Santonian. These associations have been compared with those of northern Germany, established by SEITZ (1961, 1965), KELLER (1982) and TRÖGER (1989). The WIEDMANN & KAUFFMAN (1978) inoceramid zonation for northern Spain have been criticized, showing its main mistakes. By other hand, the age of some of the lithological formations proposed by AMIOT (1982) and FLOQUET et al. (1982) for this area have been modified by means of the inoceramid information.

Key words: Navarro-Cantabrian basin, North-Castilian platform, Inoceramids, *Cordiceramus*, Upper Cretaceous, Santonian, Biostratigraphy, Inoceramid associations, Lithological formations.

(*) Departament de Geologia (Paleontologia). Facultat de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. Barcelona.

INTRODUCCION

En este trabajo se aborda la cuarta parte de la Tesis Doctoral del autor (LOPEZ, 1990), y siendo éste una continuación de tres artículos publicados en los tres números anteriores de este mismo volumen. En este último apartado se estudia la sistemática del subgénero *Cordiceramus* Seitz, que está representado por 11 especies y subespecies, así como también se estudia la bioestratigrafía de todos los inocerámidos del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana.

ESTUDIO SISTEMATICO

La metodología empleada en el estudio sistemático de los inocerámidos tratados en este trabajo está expuesta en la primera parte de la Tesis del autor, que como se ha dicho anteriormente fue publicada en un número anterior de este volumen.

Las dimensiones de los ejemplares se exponen dentro del apartado de descripción. Ocasionalmente, detrás del número del ejemplar se sitúa un símbolo, que ofrece la siguiente información:

* = indica que el ejemplar está en bastante mal estado, por lo que sus dimensiones deben considerarse como meramente orientativas.

d = indica que las dimensiones corresponden a la valva derecha de un ejemplar que muestra las dos valvas.

i = indica que las dimensiones corresponden a la valva izquierda de un ejemplar que muestra las dos valvas.

a, b = identifica a las distintas valvas de una pieza que presenta varias valvas (a, b...), que pueden corresponder a individuos distintos o iguales; y que debido a su estado no se ha podido separar una valva de la otra.

Las siguientes abreviaturas han sido utilizadas para indicar la ubicación de los ejemplares mencionados en el presente trabajo:

Sin sigla: Colecciones de la Unidad de Paleontología, del Departamento de Geología, de la Universidad Autónoma de Barcelona.

- BM(NH): British Museum (Natural History), London (G. B.).
- Cl-Ze: Institut für Geologie und Paläontologie der Bergakademie Clausthal-Zellerfeld (R. F. A.).
- GPIM: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Münster (R. F. A.).
- GPIT: Geol.-Paläont. Institut. Universität Tübingen, Tübingen (R. F. A.).
- GPW: Geologischen Bundesanstalt, Wien (Austria).
- GSH: Geologisches Staatsinstitut der Universität, Hamburg (R. F. A.).
- NlfB: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover (R. F. A.).

Subgénero *Cordiceramus* Seitz, 1961

Tipo

Inoceramus cordiformis Sowerby, 1832; por designación original.

Diagnosis

Equivalvo, algo abombado o casi plano. Posibles surcos diagonales en el margen posterior. Umbo sobresaliente. La curvatura de las ondulaciones y líneas de crecimiento es pentagonal, observándose tres aristas (K1, K2 y K3). En los estadios posteriores planos la curvatura de las ondulaciones puede ser más circular (similar a la de *I. (Pl.) cycloides*) o romboidal (similar a la de *I. (Pl.) rhomboides*). En algunas especies pueden aparecer costillas divergentes (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 110).

Discusión

HEINZ (1932) designó con el término *Cordiceramus* a un nuevo subgénero, pero de acuerdo con el CINZ era *nomen nudum*, puesto que no dio diagnosis. Posteriormente, SEITZ (1961) estudió detalladamente este subgénero y dio la diagnosis, con lo que realizó la designación formal de este subgénero. Por ello, debe considerarse a

SEITZ (1961) como autor del subgénero *Cordiceramus*, como ya consideró NODA (1983 y 1986).

VOKES (1980, p. 41), erróneamente, consideró al subgénero *Cordiceramus* como inválido, cuando SEITZ (1961) ya había publicado la revisión de este subgénero.

El representante más antiguo de este subgénero es la especie *Inoceramus (Cordiceramus) kawashitai* Noda, dada a conocer recientemente por NODA (1986), y que fue localizada en el Coniaciense Superior de Hokkaido (Japón). Hasta entonces se consideraba que dicho subgénero aparecía en el Santoniense Inferior.

Distribución

Este subgénero presenta una distribución biogeográfica cosmopolita, y ha sido reconocido desde el Coniaciense Superior hasta el Campaniense.

Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis
Sowerby, 1823

Tipo

El holotipo, por monotipia, es el ejemplar BM (NH) 43277, figurado por SOWERBY (1823, p. 61, lám. 440), y refigurado por GOLDFUS (1834-40, lám. 110, fig. 6b) y por WOODS (1904-13, lám. 53, fig. 8), cuyo molde se encuentra depositado en el NlfB. Procede de la zona de «*Micraster corangium*», en Gravesand (Gran Bretaña).

Diagnosis

Valvas bastante abombadas. Ondulaciones irregulares, de prominencia y crecimiento variables, y de curvatura claramente pentagonal. Se observan dos o tres aristas, siendo las posteriores (K2 y K3) las más marcadas. Posibles surcos anteriores (diagnosis según de SEITZ, 1961).

Número	h	l	HA _i	NA _i	S _i	B	A	β
40093*	37,2	48,0	40,0	40,0	19,3	15,0	—	—
40100*	30,9	41,5	38,5	34,5	—	13,5	—	—

Discusión

SEITZ (1961, pp. 110-111) estudió en detalle esta especie, revisando las dos subespecies ya existentes y estableciendo una nueva. Las tres subespecies conocidas son *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis cordiformis* Sowerby, *I. (Co.) cordiformis boehmi* Müller e *I. (Co.) cordiformis purus* Seitz. La distribución estratigráfica de estas tres subespecies fue utilizada para definir la Zona Cordiformis, que se reconoce desde la parte superior del Santoniense Inferior hasta la parte inferior del Santoniense Medio. Esta zona presenta una amplia repartición biogeográfica, habiendo sido reconocida en gran parte de Europa.

Distribución

Esta especie ha sido reconocida en la Zona Cordiformis (parte superior del Santoniense Inferior y parte inferior del Santoniense Medio), y su repartición biogeográfica abarca toda Europa, el Western Interior (EE. UU.), la Costa Pacífica de los EE. UU. y Japón.

Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis
subsp. inc.

Lám. 1, fig. 1

Comparar

v 1961 *I. (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc.; SEITZ, pp. 120-121, lám. 7, figs. 1, 4 y 7, lám. 8, fig. 5.

Material

Se han estudiado dos ejemplares bastante deformados, que corresponden a los moldes internos de una valva derecha (núm. 40100) y de una valva izquierda (núm. 40093).

Descripción

Estas valvas son de tamaño relativamente pequeño con las siguientes dimensiones totales:

Las valvas están bastante abombadas, sin delimitarse un área posterodorsal plana. El margen anterior está muy mal conservado en ambos ejemplares. El salto de la concha es muy pronunciado en el margen anterior y en la zona de charnela. El perfil de la concha es subcuadrado, aunque con tendencia a ser algo romboidal debido a la deformación que presentan ambos ejemplares. El umbo está mal conservado en el ejemplar 40093, y es redondeado, no muy ancho, abombado, bastante sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son escasas, redondeadas, algo anchas en el ejemplar 40093 y muy escalonadas. Se aprecian débiles *crestocirculae* (especialmente en el ejemplar 40093). La curvatura de las ondulaciones es claramente pentagonal, identificándose perfectamente las tres aristas (K1, K2 y K3), y especialmente en el ejemplar 40100. El tramo de curvatura entre K2 y K3 es relativamente curvo, en gran parte debido a la deformación que muestran los ejemplares. El crecimiento de las ondulaciones va aumentando progresivamente durante la ontogenia, pasando desde los 3,0 mm. de los estadios iniciales hasta los 8,5 mm. en los posteriores. El valor del ángulo WA sólo se ha podido cuantificar en el ejemplar 40093, alcanzando los 58°, que se mantienen constantes durante toda la ontogenia.

Discusión

Los ejemplares estudiados están deformados, pero presentan las características diagnósticas de la especie *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis*. A pesar de ello, se diferencian de las subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis*, por las siguientes características.

a) De *I. (Co.) cordiformis cordiformis* Sowerby por presentar un abombamiento y unas aristas mucho menos marcadas.

b) De *I. (Co.) cordiformis boehmi* Müller por estar más alargado en sentido posteroventral que ventral, y por mostrar un abombamiento mucho menor.

c) De *I. (Co.) cordiformis purus* Seitz por tener unas ondulaciones más marcadas, un abombamiento menor, un valor distinto del ángulo WA, y una arista K2 menos marcada.

Los ejemplares estudiados en el presente tra-

bajo muestran un perfil y una ornamentación semejante a las de los ejemplares figurados como *I. (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc. por SEITZ (1961, lám. 7, figs. 1, 4 y 7, lám. 8, fig. 5), aunque no presentan el surco radial que muestran los ejemplares de SEITZ.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en el Santoniense Inferior-Medio de la serie FRN (Fresneda, Alava).

Inoceramus (Cordiceramus) haenleini Müller, 1898

Tipo

El neotipo, por designación de SEITZ (1961, p. 122), es el ejemplar GPIM 656, figurado por SEITZ (1961, lám. 10, fig. 8), y cuyo molde se encuentra conservado en el NLFb. Procede de la Zona Haenleini (Santoniense Medio) de Henrichenburg (Schiffshebewerk, Nordrhein-Westfalen, R.F.A.)

Diagnosis

Valvas relativamente planas en los estadios intermedios y posteriores de crecimiento. En los estadios iniciales el salto de la concha es muy prominente en el margen anterior, marcándose fuertemente K1. En los estadios intermedios, la forma del margen anterior es similar a la de los estadios anteriores, o es ancho y plano, con lo que se curva la arista K1. Umbo redondeado y sobresaliente. Ondulaciones de curvatura pentagonal, muy irregulares y con poco crecimiento, las aristas de la concha son débiles o inexistentes. Entre K2 y K3 se sitúa una depresión plana. En los ejemplares en que no se observa esta depresión, K2 y K3 suelen estar muy débilmente marcadas (diagnosis siguiendo el concepto de SEITZ, 1961, p. 123).

Distribución

Esta especie se ha reconocido en la Zona Haenleini (parte media y superior del Santoniense Medio) del norte de Alemania, Inglaterra y Cáucaso (C.E.I.).

Inoceramus (Cordiceramus) cf. haenleini Müller, 1898

Lám. 1, fig. 3

Comparar

p 1898 *Inoceramus Haenleini* n. sp.; Müller, p. 41, sólo lám. 6, figs. 1 y 2 (no lám. 5, fig. 7).

v 1961 *Inoceramus (Cordiceramus) haenleini* G. MÜLLER; Seitz, p. 121-125, fig. text. 26 g, lám. 6, fig. 5, lám. 10, figs. 7, 8 y 10.

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40101*	48,0	32,5	41,5	34,5	—	9,0	—	—

Este ejemplar está muy incompleto, presentando únicamente los estadios intermedios y posteriores, sin tener conservados ni el margen anterior ni el dorsal. La valva está algo abombada, especialmente alrededor del eje de crecimiento, que parece ser más plana en los estadios posteriores. El perfil muestra una tendencia a ser ovalado, pero no puede asegurarse debido a lo incompleto del ejemplar. El umbo tampoco está conservado.

Las ondulaciones están débilmente marcadas en los estadios posteriores y se aprecian débiles *circulae*. La curvatura de las ondulaciones es relativamente ovalada, sin llegar a apreciarse un carácter pentagonal, posiblemente debido a su estado tan incompleto. Las ondulaciones son bastante aristadas, escalonadas (especialmente en los estadios intermedios) y muy poco numerosas. El crecimiento de las ondulaciones aumenta mucho en los estadios posteriores, llegando a alcanzar los 12,0 mm.

Discusión

El mal estado del ejemplar no permite asegurar su atribución a esta especie, aunque el perfil y la ornamentación son comunes en ésta. El ejemplar aquí estudiado es muy semejante a los figurados por SEITZ (1961, lám. 6, fig. 5, lám. 10, figs. 7, 8 y 10), y especialmente a uno de ellos (SEITZ, 1961, lám. 10, fig. 7), ya que ambos presentan un abombamiento moderado, y unas on-

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40101), que corresponde a un fragmento de los estadios posteriores del molde interno de una valva izquierda.

Descripción

Esta valva es de tamaño mediano y presenta las siguientes dimensiones totales:

dulaciones ovaladas y algo aristadas. Por ello, se puede considerar que el ejemplar aquí estudiado es comparable a esta especie.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Inferior-Medio de la serie FRN (Fresneda, Alava).

Inoceramus (Cordiceramus) muelleri Petrascheck, 1906

Tipo

El lectotipo, por designación de SEITZ (1961, p. 125), es el ejemplar del GPW, figurado por PETRASCHECK (1906, lám. 6, fig. 1), y refigurado por SEITZ (1961, lám. 7, fig. 2), cuyo molde se conserva en el NLFb. Procede del «Flysch der Nordalpen», en Hofergraben (Gosau, Austria).

Diagnosis

Valvas abombadas. Margen anterior convexo, generalmente con un fuerte salto de la concha. Ala posterodorsal no individualizada del resto de la concha. Umbo poco o nada sobresaliente. Primeros estadios de crecimiento con ondulaciones de curvatura circular u ovalada, mientras que en

los estadios posteriores es relativamente pentagonal. Ondulaciones prominentes, siendo más aristadas en el molde interno, y de crecimiento mayor, más rápido y regular en el sentido del eje de crecimiento. Entre K2 y K3 pueden existir depresiones planas y diagonales. La relación L en % de H oscila alrededor del 153-117% (diagnos según SEITZ, 1961, p. 126).

SEITZ (1961) diferenció 4 subespecies dentro de esta especie: *Inoceramus (Cordiceramus) muelleri muelleri* Petrascheck, *I. (Co.) muelleri germanicus* Heinz, *I. (Co.) muelleri gosauensis* Seitz, e *I. (Co.) muelleri recklingensis* Seitz. Posteriormente, el propio SEITZ (1967, pp. 126 y 46) consideró que sus ejemplares de *I. (Co.) muelleri gosauensis* eran probablemente ejemplares de *I. (Co.) muelleri muelleri* que estaban deformados. La observación que realicé sobre los ejemplares estudiados por SEITZ (depositados en el NLF) confirma esta opinión; por ello, debe considerarse que la subespecie *I. (Co.) muelleri gosauensis* es sinónima de *I. (Co.) muelleri muelleri*.

Distribución

Esta especie se ha reconocido en el Santoniense Superior y el Campaniense en la región Surpirenaica Central (España), Austria, norte de Alemania, Rumania, Cáucaso (C.E.I.), Camerún y Sudamérica.

Inoceramus (Cordiceramus) muelleri germanicus Seitz, 1961

Lám. 1, fig. 2

- 1928c *Inoceramus germanicus* n. sp.; Heinz, p. 82.
- 1932 *Germanoceramus nigrata* HEINZ; Riedel, lám. 9, fig. 2.
- 1932 *Germanoceramus nigrata* nov. spec.; Heinz, p. 12.
- v. 1933 *Germanoceramus germanicus* HEINZ; Heinz, pp. 250-251, lám. 21, figs. 1 y 2.
- 1957 *Inoceramus nigrata* (Heinz); Sornay, lám. 21, fig. 2.
- v. 1961 *I. (Cordiceramus) mülleri germanicus* HEINZ; Seitz, pp. 131-135, fig. text. 29 y 30, lám. 7, fig. 6, lám. 8, figs. 1, 6 y 7, lám. 15, fig. 1.
- ? 1972-73 *Inoceramus (Cordiceramus) muelleri germanicus* Heinz; Lupu, pp. 78-79, lám. 4, fig. 1.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar GSH 57, figurado por HEINZ (1933, lám. 21, fig. 2) como *Germanoceramus germanicus*, y que se encuentra conservado en el NLF. Procede

LAMINA 1

Figura 1.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc. Valva izquierda. Nivel 1 de la serie FRN (Fresneda, Alava). Ejemplar 40093.

Figura 2.—*Inoceramus (Cordiceramus) muelleri germanicus* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 11A de la serie TOR (Torme, Burgos). Ejemplar 40833.

Figura 3.—*Inoceramus (Cordiceramus) cf. haenleini* Müller, 1898. Fragmento de una valva izquierda. Nivel 3 de la serie FRN (Fresneda, Alava). Ejemplar 40101.

Figura 4.—*Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 10A de la serie TOR (Torme, Burgos). Ejemplar 40830.

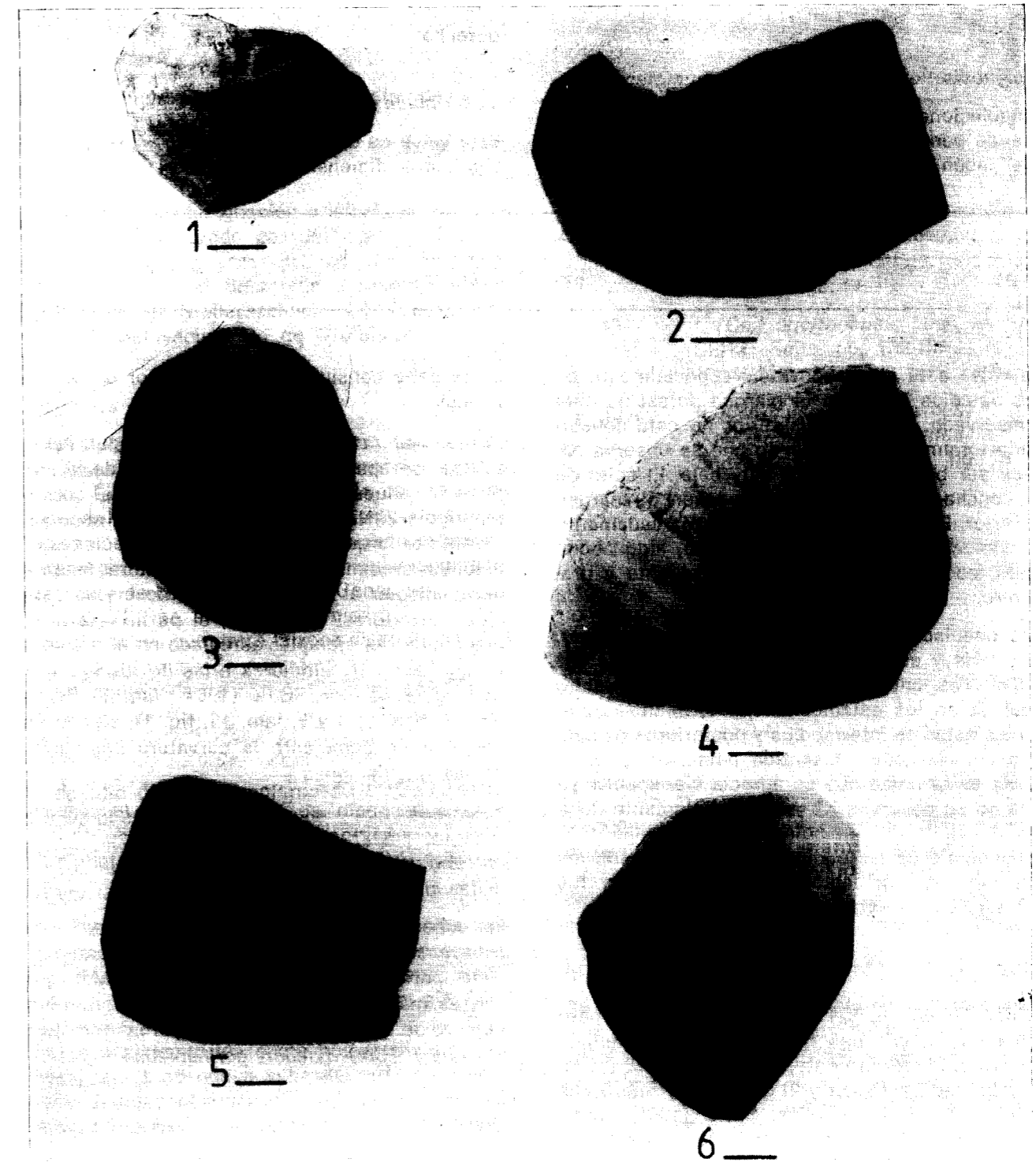
Figura 5.—*Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis bueltenensis* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 103 de la serie LA (Las-tras de la Torre, Burgos). Ejemplar 40224.

Figura 6.—*Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis aff. arnoldi* Seitz, 1961. Valva derecha. Localidad de Castresana (Castresana, Alava). Ejemplar 38659.

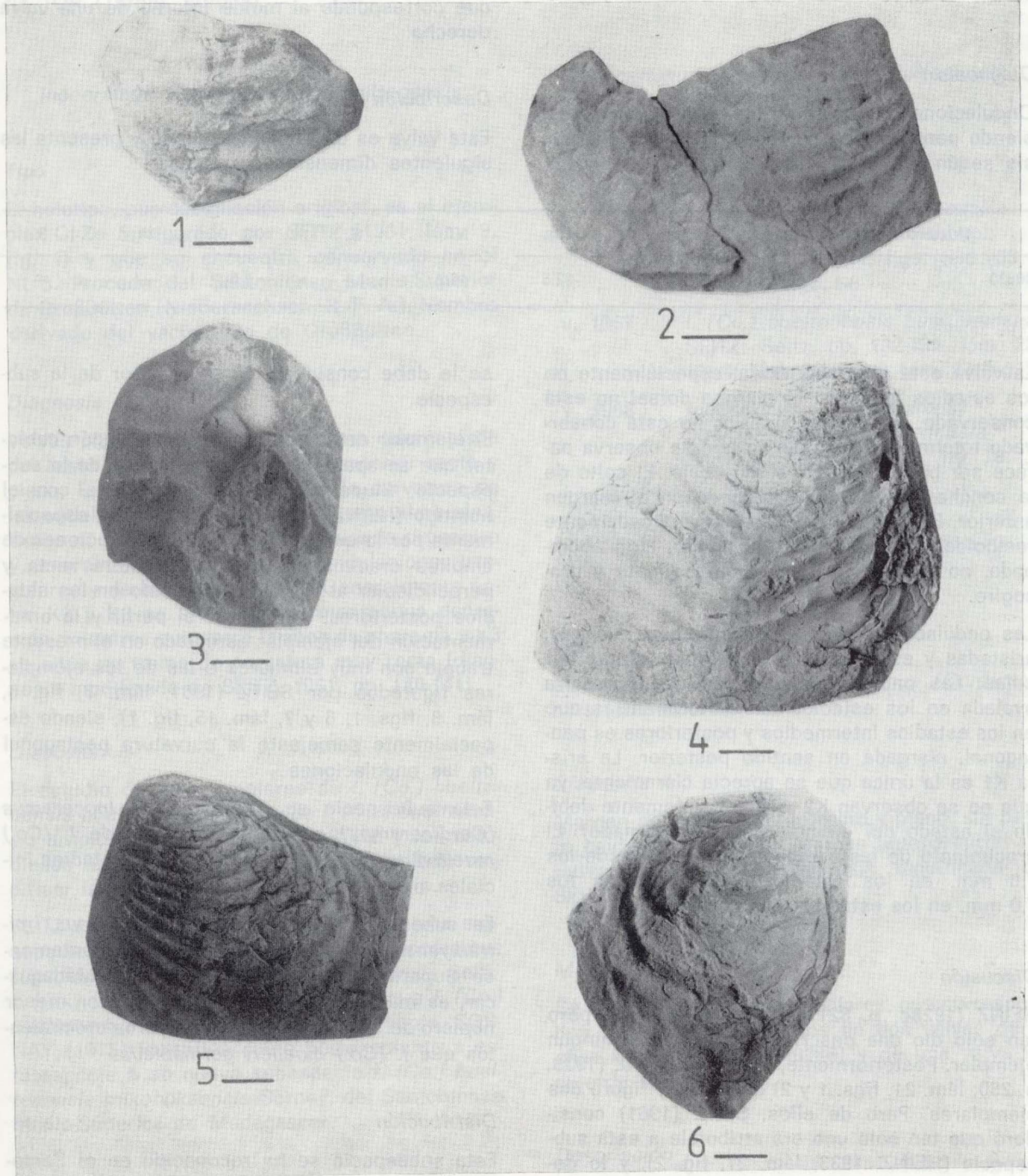
En todas las láminas, la escala gráfica corresponde a 1 cm.

Todos los ejemplares han sido blanqueados mediante NH₄Cl, y se encuentran depositados en las colecciones de la Unitat de Paleontologia del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona.

LAMINA 1



LAMINA 1



del Santoniense (posiblemente sólo del Santoniense Superior, según SEITZ, 1961, p. 131) de Großbülten (Braunschweig, Niedersachsen, RFA).

Diagnosis

Ondulaciones ovaladas en los estadios iniciales, siendo pentagonales en los posteriores (diagnosis según SEITZ, 1961, p. 131).

Número	h	l	HA _i	NA _i	S _i	B	A	β
40833	42,5	49,5	52,5	46,2	—	7,5	—	—

La valva está algo abombada, especialmente en los estadios iniciales. El margen dorsal no está conservado. El margen anterior no está conservado totalmente, pero por lo que se observa parece ser bastante recto y muy bajo. El salto de la concha no está muy marcado en el margen anterior. El perfil de la concha es marcadamente romboidal. El umbo es algo agudo, algo abombado, no muy ancho, poco sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son poco numerosas, anchas, aristadas y escolanadas. Se aprecian claras *circulae*. Las ondulaciones poseen una curvatura ovalada en los estadios iniciales, mientras que en los estadios intermedios y posteriores es pentagonal, alargada en sentido posterior. La arista K1 es la única que se aprecia claramente, ya que no se observan K2 y K3, posiblemente debido al estado del ejemplar (algo deformado). El crecimiento de las ondulaciones varía desde los 1,8 mm. en los estadios iniciales hasta los 7,0 mm. en los estadios más posteriores.

Discusión

HEINZ (1928c, p. 82) creó la subespecie, pero tan sólo dio una descripción sin figurar ningún ejemplar. Posteriormente, el propio HEINZ (1933, p. 250, lám. 21, figs. 1 y 2) describió y figuró dos ejemplares. Pero de ellos, SEITZ (1961) consideró que tan sólo uno era atribuible a esta subespecie (HEINZ, 1933, lám. 21, fig. 2), y lo designó como holotipo. Por ello, puesto que fue SEITZ el que eligió el holotipo y dio la diagnosis,

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40833), que corresponde al molde interno de una valva derecha.

Descripción

Esta valva es de tamaño pequeño y presenta las siguientes dimensiones totales:

se le debe considerar como al autor de la subespecie.

El ejemplar estudiado no presenta ningún carácter que se aparte de los diagnósticos de la subespecie. Muestra grandes semejanzas con el holotipo (HEINZ, 1933, lám. 21, fig. 2), especialmente por lo que respecta a las ondulaciones de amplios crecimientos, y de curvatura recta y perpendicular al eje de crecimiento en los estadios posteriores. Asimismo, el perfil y la ornamentación del ejemplar estudiado en el presente trabajo son muy similares a las de los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 7, fig. 6, lám. 8, figs. 1, 6 y 7, lám. 15, fig. 1), siendo especialmente semejante la curvatura pentagonal de las ondulaciones.

Esta subespecie se diferencia de *Inoceramus (Cordiceramus) muelleri muelleri* y de *I. (Co.) muelleri recklingensis* por tener los estadios iniciales ovalados.

La subespecie *Inoceramus (Cordiceramus) mitraikyensis mitraikyensis* Sornay, del Santoniense Superior-Campaniense Inferior de Madagascar, es más abombada, más alta (H), con menor número de ondulaciones y de mayores crecimientos que *I. (Co.) muelleri germanicus*.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Superior del norte de Alemania, Camerún y Sudamérica.

En la Plataforma Norcastellana se ha localizado únicamente en el Santoniense Superior de la serie TOR (Torme, Burgos).

Inferior-Campaniense Inferior del norte de Alemania (R. F. A.), y Madagascar.

Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis Seitz, 1961

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar Cl-Ze 5, figurado por SEITZ (1961, lám. 9, fig. 1) y que se encuentra conservado en el NLFb. Procede del Santoniense Medio-Superior de Großbülten (Niedersachsen, R. F. A.). Nombre derivado del yacimiento de Großbülten.

Diagnosis

Valvas planas, ala posterodorsal no diferenciada del resto de la concha. Margen anterior recto y plano. El perfil de la concha y la curvatura de las ondulaciones son pentagonales equilaterales. Umbo ni ancho, ni redondeado, siendo prosogiro y generalmente sobresaliente. Ondulaciones irregulares y de bajo crecimiento. Generalmente entre K2 y K3 se sitúa anteriormente una depresión, mientras que entre la zona de charnela y K3 se sitúa un tramo de curvatura muy recta (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, pp. 140-141).

Discusión

El estudio de los ejemplares de *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz y de *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz figurados por SEITZ y los estudiados en el presente trabajo ha permitido modificar la diagnosis original de la especie.

SEITZ (1961) diferenció las siguientes tres subespecies dentro de esta especie: *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis bueltenensis* Seitz, *I. (Co.) bueltenensis wolanskyae* Seitz e *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz. Posteriormente, SORNAY (1975) identificó como perteneciente a esta especie a su nueva subespecie *I. (Co.) bueltenensis mikobokaensis* Sornay, del Santoniense Medio-Superior de Madagascar.

Distribución

Esta especie se ha reconocido en el Santoniense

Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis *bueltenensis* Seitz, 1961

Figs. 1-4, lám. 1, fig. 5

- *v. 1961 *I. (Cordiceramus) bueltenensis bueltenensis* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 142-144, figs. text. 33 y 34, lám. 9, figs. 1-6.
- v. 1967 *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* SEITZ; Seitz, pp. 132-134, lám. 23, fig. 2, lám. 26, fig. 2, lám. 27, fig. 5.
- v. 1968 *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis* cf. *bueltenensis* Seitz; Kauffman, lám. 1, fig. 18.
- ? 1972-73 *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis* Seitz; Lupu, pp. 76-77, lám. 2, fig. 2, lám. 3, fig. 1.

Tipo

El mismo holotipo que *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis* Seitz

Diagnosis

Margen anterior bastante recto y plano, sin fuerte caída de la concha. Margen anteroventral relativamente amplio (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 142).

Material

Se han estudiado tres ejemplares, que corresponden a los moldes internos de dos valvas derechas (núms. 40217 y 40786) y de una valva izquierda (núm. 40224).

Descripción

Las valvas son de tamaño mediano, con las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40217	60,5	52,0	56,7	53,8	16,5	15,3	97°	78°
40224	49,2	56,6	56,6	58,0	20,0	12,5	99°	78°
40786	49,5	48,5	55,4	51,5	35,5	9,2	92°	70°

Las valvas están algo abombadas, especialmente en los estadios iniciales e intermedios de los ejemplares 40217 y 40224, delimitándose una pequeña área plana cerca de la zona dorsal. El margen anterior es bastante recto. El salto de la concha está muy marcado en el margen anterior. El perfil de la concha es romboidal. El umbo no es muy pequeño, es algo ancho, redondeado, algo sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son relativamente numerosas en los estadios iniciales e intermedios, siendo menos numerosas en los posteriores. Se observan débiles *circulae* únicamente en el ejemplar 40786. Las ondulaciones poseen una curvatura marcadamente pentagonal, con un tramo de curvatura muy recta entre K2 y K3 en el ejemplar 40224. La arista K1 sólo está muy bien marcada en el ejemplar 40786. Las ondulaciones son escalonadas, estrechas, aristadas en los estadios iniciales e intermedios, y más redondeadas en los posteriores. El crecimiento de las ondulaciones va aumentando progresivamente durante la ontogenia, pasando desde los 1,5 mm. de los estadios iniciales hasta los 6,5 mm. en los posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 172-166% del ejemplar 40244, el 142-105% del ejemplar 40217 y el 106% del ejemplar 40786 en los estadios iniciales, pasando por el 141-135% del ejemplar 40244, el 100% del ejemplar 40217 y el 114-103% del ejemplar 40786 en los estadios intermedios; y disminuyendo hasta el 132-125% del ejemplar 40244 y el 101-95% del ejemplar 40217 en los estadios posteriores (fig. 1).

La relación NA en % de HA varía desde el 145-105% de los estadios iniciales, pasando por el 103-83% en los estadios intermedios, y hasta alcanzar el 92-75% de los estadios posteriores (fig. 2).

La relación S en % de HA varía desde el 75-57% de los estadios iniciales, pasando por el 57-50% en los estadios intermedios, y disminuyendo hasta el 60-40% de los estadios posteriores (fig. 3).

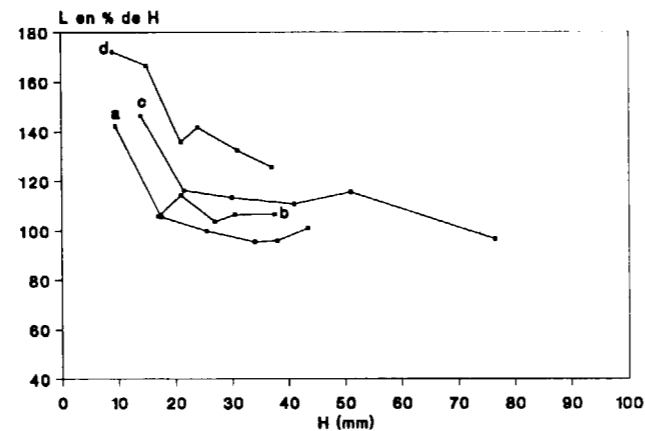


Figura 1.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz. Valvas derechas: a=40217; b=40786; c=Cl-Ze 5 (SEITZ, 1961, lám. 9, fig. 1). Valva izquierda: d=40224.

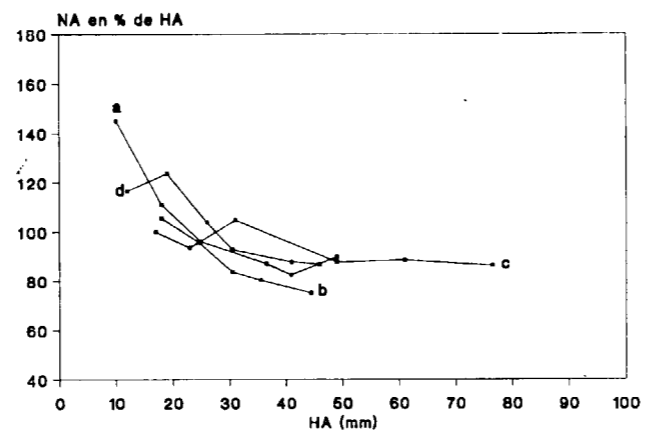


Figura 2.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz. Valvas derechas: a=40217; b=40786; c=Cl-Ze 5 (SEITZ, 1961, lám. 9, fig. 1). Valva izquierda: d=40224.

El valor del ángulo WA se mantiene constante durante toda la ontogenia, con valores de 63° en el ejemplar 40217, de 58° en el ejemplar 40786 y de 55° en el ejemplar 40244 (fig. 4).

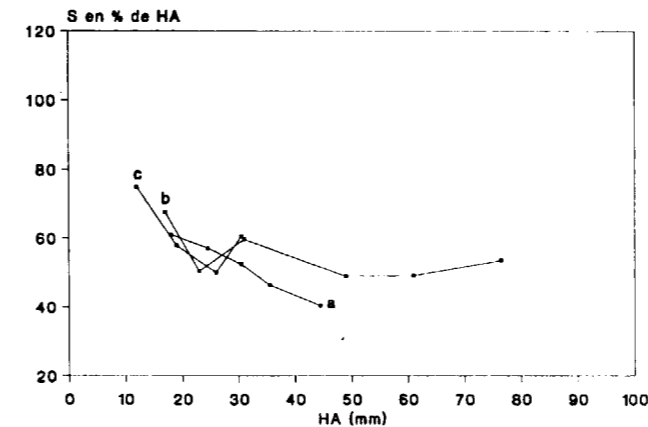


Figura 3.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz. Valvas derechas: a=40217; b=Cl-Ze 5 (SEITZ, 1961, lám. 9, fig. 1). Valva izquierda: c=40224.

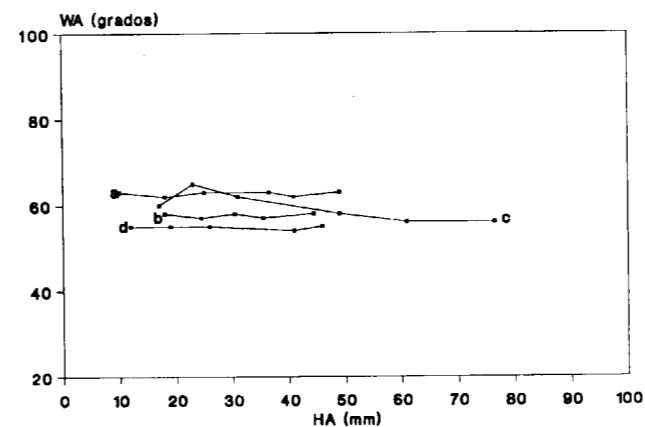


Figura 4.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz. Valva derecha: a=40217; b=40786; c=Cl-Ze 5 (SEITZ, 1961, lám. 9, fig. 1). Valva izquierda: d=40224.

Discusión

Los ejemplares estudiados en el presente trabajo no muestran ninguna diferencia significativa que los distinga de los figurados por SEITZ (1961, lám. 9, figs. 1, 2, 3, 4, 5 y 6), que presentan el perfil y la ornamentación diagnósticas de la subespecie. No obstante, el propio SEITZ (1961) considera que uno de sus ejemplares (SEITZ, 1961, lám. 9, fig. 6) muestra algunas características semejantes a las típicas de *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi*. Por otra

parte, uno de los ejemplares figurados por KAUFFMAN (1968, lám. 1, fig. 18) como *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis* cf. *bueltenensis* Seitz, corresponde a uno de los ejemplares ya figurados por SEITZ (1961, lám. 9, fig. 4). La comparación de los ejemplares figurados por SEITZ y los estudiados en el presente trabajo ha permitido modificar ligeramente la diagnosis.

Esta subespecie se diferencia de *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis wolanskyae* Seitz por ser mucho más plana y con el margen anterior más amplio.

La subespecie *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis mikobokaensis* Sornay del Santoniense Medio-Superior de Madagascar es bastante similar a *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* por sus ondulaciones pentagonales algo subcirculares, más redondeadas en los estadios iniciales y más aristadas en los posteriores, así como por su margen anterior recto.

Inoceramus (Cordiceramus) mitraikyensis paragermanicus Sornay es una subespecie del Santoniense Superior-Campaniense Inferior de Madagascar, y se asemeja a *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* en el perfil y la ornamentación, pero sus ondulaciones son más prominentes y presenta las aristas más marcadas.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Inferior-Santoniense Superior/Campaniense Inferior del norte de Alemania (R. F. A.).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha reconocido en la serie SPL-I (San Pantaleón de Losa, Burgos). Su distribución estratigráfica abarca desde el Santoniense Inferior al Superior.

Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi Seitz, 1961

Figs. 5-7, lám. 1, fig. 4

*v. 1961

I. (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 147-150, figs. text. 38 y 39,

lám. 11, figs. 1, 2, 3, 4 y 7, lám. 13, fig. 2.

v. 1967 *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* SEITZ; Seitz, pp. 131-132, lám. 26, fig. 6.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLfB Ko456, figurado por SEITZ (1961, lám. 11, fig. 2). Procede del Santoniense Inferior del pozo VIII, de la mina Hugo (Gelsekirchen-Buer, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 99 m. de profundidad.

Diagnosís

Estadios iniciales generalmente muy abombados y marcados, mientras que los posteriores son

Número	h	l	HA _i	NA _i	S _i	B	A	β
40325	57,0	51,0	54,5	59,5	—	14,4	123°	86°
40830d	58,2	75,8	69,7	57,3	28,0	20,5	106°	86°
40830i	83,5	81,4	91,5	87,5	50,4	22,5	106°	82°

Las valvas están algo abombadas en los estadios iniciales (especialmente en el ejemplar 40830), siendo relativamente planas en los posteriores, identificándose una pequeña área plana cerca de la zona dorsal. El margen anterior no es completamente recto, sino que es algo cóncavo hacia el exterior, definiéndose una pequeña oreja anterior. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. En la valva izquierda del ejemplar 40830 se observa un cambio en la curvatura del margen anterior (h=60,0 mm.), que coincide con un aplanamiento de la concha. El perfil de la concha es romboidal. El umbo está parcialmente conservado, es algo abombado, sobresaliente y prosgiro. Parte de los estadios posteriores no están conservados en el ejemplar 40325.

Las ondulaciones son poco numerosas y se aprecian débiles *crestocirculae*. Las ondulaciones poseen una curvatura pentagonal no muy marcada, siendo algo ovalada en los estadios iniciales. Las aristas K2 y K3 están bien marcadas, pero K1

planos. Margen anterior muy plano y con un salto de la concha apenas visible. Ondulaciones generalmente irregulares y no muy prominentes, de curvatura pentagonal y alargada en el sentido del eje de crecimiento, y con crecimientos relativamente pequeños (diagnosís modificada de SEITZ, 1961, p. 148).

Material

Se han estudiado dos ejemplares, que corresponden a los moldes internos de una valva izquierda (núm. 40325), y de un ejemplar que presenta las dos valvas (núm. 40830).

Descripción

Estas valvas son de tamaño mediano a grande, con las siguientes dimensiones totales:

sólo lo está en los estadios posteriores del ejemplar 40830. El tramo de curvatura entre K2 y K3 no es completamente recto, sino algo curvado (especialmente en los estadios posteriores). En el ejemplar 40830 se observa una flexuración entre K2 y K3. Las ondulaciones son redondeadas, relativamente estrechas en los estadios iniciales, y bastante anchas en los estadios posteriores. El crecimiento de las ondulaciones va aumentando progresivamente durante la ontogenia, pasando desde los 4,5 mm. de los estadios iniciales hasta los 12,0 mm. en los posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 165-122% en los estadios iniciales, pasando por el 143-136% del ejemplar 40830 y el 110% del ejemplar 40325 en los intermedios, y alcanzando el 118-115% en los posteriores (fig. 5).

La relación NA en % de HA varía desde el 115-109% en los estadios iniciales, pasando por el 100-80% en los intermedios, y hasta alcanzar el 86-78% en los posteriores (fig. 6).

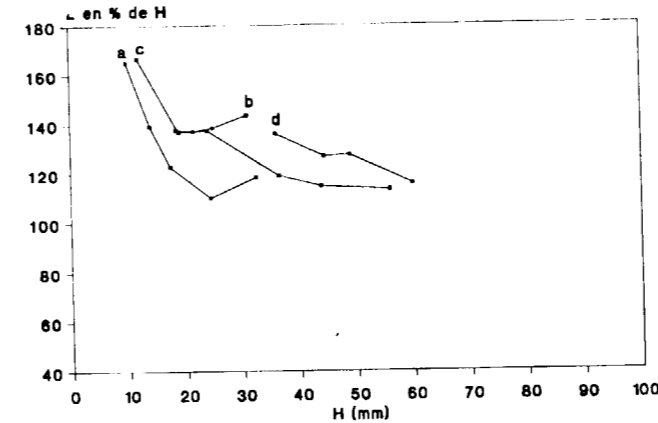


Figura 5.—Variación ontogénica de la relación L en % de H. para *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz. Valvas derechas: a=40325; b=40830; c=NLfB Ko456 (SEITZ, 1961, lám. 11, fig. 2). Valva izquierda: d=40830.

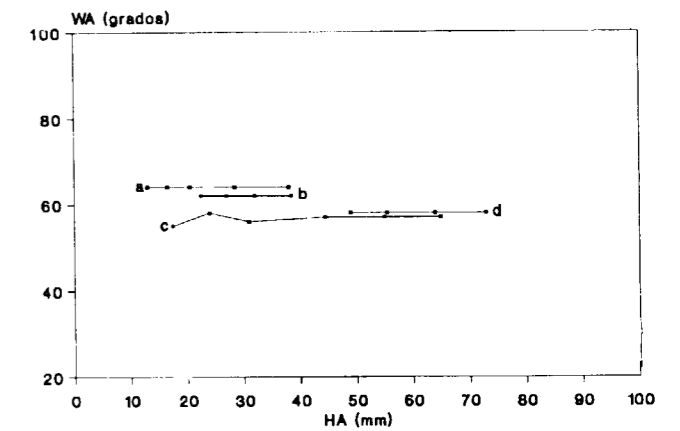


Figura 7.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz. Valvas derechas: b=40830; c=NLfB Ko456 (SEITZ, 1961, lám. 11, fig. 2). Valva izquierda: a=40325; d=40830.

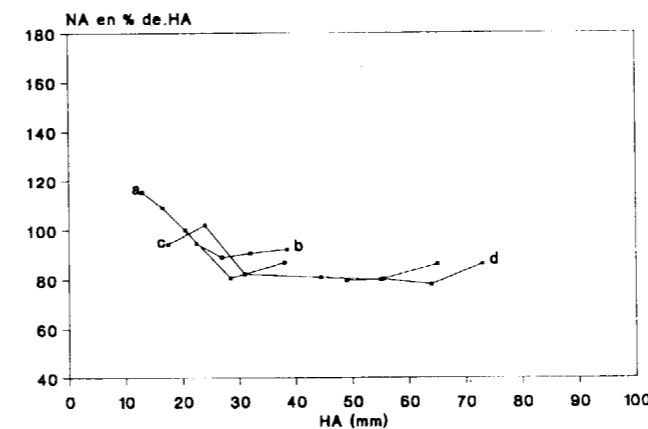


Figura 6.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz. Valvas derechas: a=40325; b=40830; c=NLfB Ko456 (SEITZ, 1961, lám. 11, fig. 2). Valva izquierda: d=40830.

El valor del ángulo WA se mantiene constante durante toda la ontogenia, con valores de 64° en el ejemplar 40325, de 62° en la valva derecha del ejemplar 40830 y de 58° en la valva izquierda del ejemplar 40830 (fig. 7).

Discusión

SEITZ (1961) estableció y estudió en detalle esta subespecie, describiendo y figurando el holotipo

y otros ejemplares (SEITZ, 1961, lám. 11, figs. 1, 2, 3, 4 y 7, lám. 13, fig. 2), que constituyen una muestra de la variabilidad de la subespecie, y que presentan caracteres muy semejantes a los del ejemplar aquí estudiado. La mayor diferencia entre sus ejemplares y el estudiado en el presente trabajo radica en el mayor o menor abombamiento de los estadios iniciales. La comparación entre los ejemplares figurados por SEITZ y el estudiado en el presente trabajo ha permitido modificar ligeramente la diagnosís original.

El ejemplar figurado por SEITZ (1967, lám. 26, fig. 6) presenta un mal estado de conservación, pero de todas formas, se pueden observar los caracteres diagnósticos de la subespecie.

Esta subespecie se diferencia de *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis bueltenensis* Seitz por tener los estadios iniciales abombados y porque el valor del ángulo WA es constante durante toda su ontogenia.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Inferior-Campaniense Inferior del norte de Alemania (R. F. A.).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha reco-

nocido en la serie TOR (Torme, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense Superior.

Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis aff. *arnoldi* Seitz
Figs. 8-11, lám. 1, fig. 6

Comparar

v 1961 *I. (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 147-150, figs. text. 38 y 39,

lám. 11, figs. 1, 2, 3, 4 y 7, lám. 13, fig. 2.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 38659), que corresponde al molde interno de una valva derecha.

Descripción

Esta valva es de tamaño mediano y presenta las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38659	57,8	50,5	59,8	49,5	24,0	11,5	92°	68°

La valva está algo abombada, especialmente alrededor del eje de crecimiento. Se delimita una pequeña área posterodorsal plana. El margen anterior es bastante recto, aunque es algo cóncavo hacia el exterior, definiendo una pequeña oreja anterior. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es subcuadrado, algo romboidal. El valor del ángulo A y β no es muy elevado, con valores de 92° para el ángulo A y de 68° para el ángulo β. El umbo está parcialmente conservado, no es ancho, y es redondeado y prosgiro.

Las ondulaciones son poco numerosas y se aprecian débiles *crestocirculae*. Las ondulaciones poseen una curvatura pentagonal no muy marcada. Las aristas K1 y K2 están bien definidas, mientras que K3 es menos pronunciada. Entre las aristas se sitúan tramos de curvatura bastante recta, así como entre K3 y la zona de charnela. Las ondulaciones son redondeadas, no estrechas y escalonadas. El crecimiento de las ondulaciones va aumentando progresivamente durante la ontogenia, pasando desde los 4,5 mm. de los estadios iniciales hasta los 11,5 mm. en los posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 127% en los estadios iniciales, pasando por el 121-112% en los intermedios, y alcanzando el 102-98% en los posteriores (fig. 8).

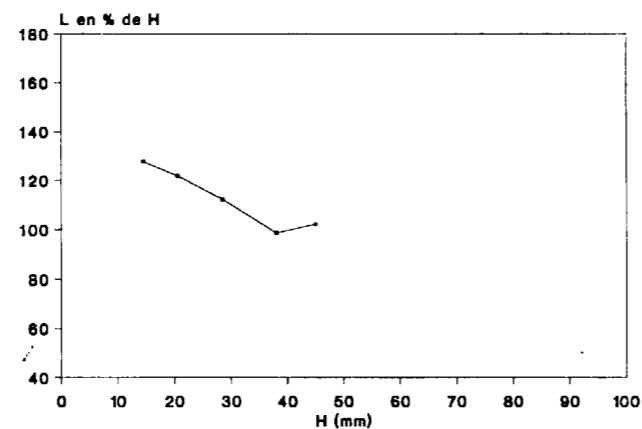


Figura 8.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Co.) bueltenensis* aff. *arnoldi* Seitz. Valva derecha núm. 38659.

La relación NA en % de HA varía desde el 94% en los estadios iniciales, pasando por el 89-86% en los intermedios, y disminuyendo hasta alcanzar el 88-84% en los posteriores (fig. 9).

La relación S en % de HA varía desde el 39% en los estadios iniciales, pasando por el 65% en los intermedios, y hasta alcanzar el 72-64% en los posteriores (fig. 10).

El valor del ángulo WA se mantiene constante durante toda la ontogenia, situándose alrededor de los 59° (fig. 11).

Discusión

El ejemplar estudiado se diferencia de *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis arnoldi* por poseer ondulaciones con una curvatura que presenta tramos más rectos, valores menores de la relación L en % de H (fig. 8), y por valores algo menores y más constantes de la relación NA en % de HA (fig. 9). Pero sus restantes características son semejantes, por lo que se le debe considerar como distinto pero afín a *I. (Co.) bueltenensis arnoldi*.

Este ejemplar se diferencia de *Inoceramus (Cordiceramus) bueltenensis bueltenensis* Seitz por estar más abombado y porque el valor del ángulo WA (fig. 11) es constante durante toda su ontogenia.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Medio de la localidad de Castresana (Burgos).

Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis
Seitz, 1961

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLfB Ko82, figurado por SEITZ (1961, lám. 12, fig. 2). Procede de la parte inferior del Santoniense Medio, del pozo IV de la mina Ickern (Ickern, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 54 m. de profundidad.

Diagnosis

Estadios iniciales recurvados hacia afuera, semejantes a los de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* y seguidos de estadios posteriores planos, similares a los del subgénero *Inoceramus (Platyceramus)* o a los de la especie *I. (Cordiceramus) bueltenensis* (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 148).

Discusión

SEITZ (1961) diferenció las siguientes cuatro subespecies de esta especie: *Inoceramus (Cor-*

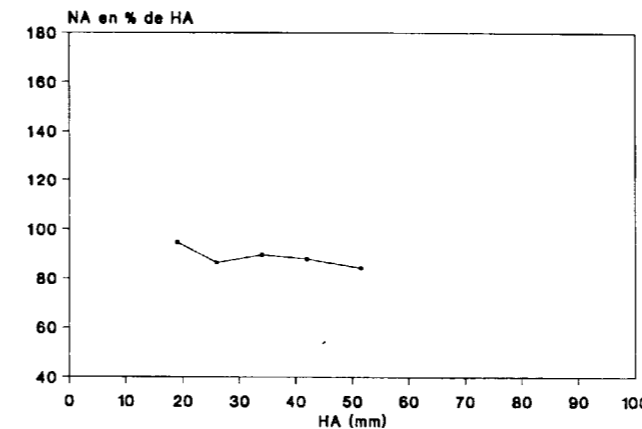


Figura 9.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) bueltenensis* aff. *arnoldi* Seitz. Valva derecha núm. 38659.

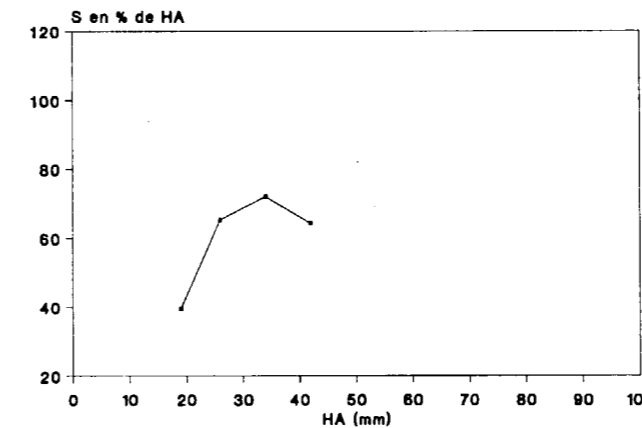


Figura 10.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Co.) bueltenensis* aff. *arnoldi* Seitz. Valva derecha núm. 38659.

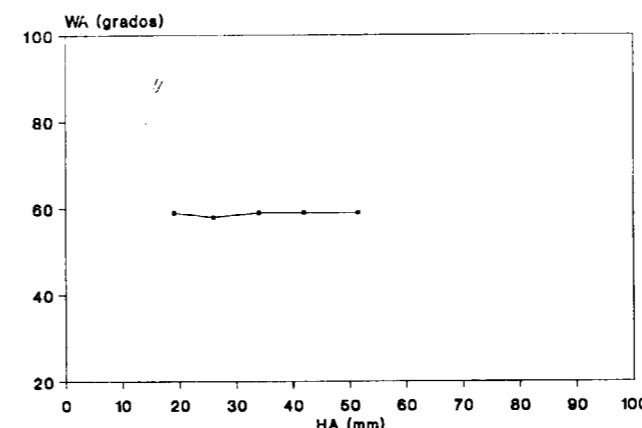


Figura 11.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) bueltenensis* aff. *arnoldi* Seitz. Valva derecha número 38659.

diceramus) cordiinitialis cordiinitialis Seitz, *I. (Co.) cordiinitialis spickernageli* Seitz, *I. (Co.) cordiinitialis sickernensis* Seitz e *I. (Co.) cordiinitialis? riedeli* Seitz.

Distribución

Esta especie se ha reconocido en el Santoniense Inferior del norte de Alemania (R. F. A.), en la parte media del Santoniense Medio en el norte de Alemania (R. F. A.) y Japón, y en el Santoniense Medio-Superior del norte de Alemania y España.

Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis spickernageli Seitz, 1961
Lám. 2, fig. 3

p. 1940 *Inoceramus ezoensis* YOKOYAMA; Nagao y Matsumoto, pp. 16-17, sólo lám. 8, fig. 1 (no lám. 10, fig. 3, lám. 11, fig. 3).

v* 1961 *I. (Cordiceramus) cordiinitialis spickernageli* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 153-154, lám. 12, fig. 1.

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40154*	70,5	80,5	84,5	58,5	58,0	10,5	—	—

La valva es bastante plana, estando algo abombada en los estadios iniciales y parte de los intermedios. El área posterodorsal es muy plana, al igual que los estadios posteriores, sin llegar a definirse una verdadera ala posterodorsal. El margen anterior no está conservado, pero a través de la parte visible se aprecia su tendencia a definir un salto de la concha bastante marcado. El perfil de la concha es relativamente romboidal. El umbo no está conservado, pero a partir del eje de crecimiento, se puede observar que muestra una tendencia a ser prosogiro.

Las ondulaciones son más numerosas en los estadios posteriores, se aprecian *annulocirculae* en los estadios iniciales e intermedios. Las aris-

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLFb Ko458, figurado por SEITZ (1961, lám. 12, fig. 1). Procede del Santoniense Medio, del pozo VIII de la mina Hugo (Gelsenkirchen-Buer, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 34 m. de profundidad.

Diagnosis

Una subespecie de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* con estadios posteriores que son planos y que tiene ondulaciones anchas y redondeadas, y *annulocirculae*, y que son semejantes a los de los ejemplares que SEITZ (1961, lám. 3, fig. 3) figuró como *I. (Pl.)* cf. *ezoensis* (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 153).

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40154), que corresponde al molde interno de una valva izquierda.

Descripción

Esta valva es de tamaño relativamente grande y presenta las siguientes dimensiones totales:

tas K2 y K3 se observan claramente, pero no así K1, debido a que el margen anterior no está conservado. Entre K2 y K3 se sitúa un tramo de curvatura no completamente recta, sino que presenta una flexuración. La curvatura es pentagonal en los estadios iniciales e intermedios, mientras que en los estadios posteriores es circular. Las ondulaciones son redondeadas y anchas, especialmente en los estadios posteriores. El crecimiento de las ondulaciones aumenta progresivamente durante la ontogenia, variando desde los 2,5 mm. en los estadios iniciales hasta los 7,5 mm. en los posteriores. El valor del ángulo WA se mantiene constante durante toda la ontogenia, situándose alrededor de los 59°.

Discusión

El ejemplar estudiado en el presente trabajo muestra las características diagnósticas de la subespecie. Presentando unas ondulaciones y unos cambios en el abombamiento de la concha que son marcadamente semejantes a los del holotipo de la subespecie (SEITZ, 1961, lám. 12, fig. 1). Tras el estudio del holotipo y del ejemplar de la Cuenca Navarro-Cántabra, se ha creído conveniente ampliar la diagnosis dada por SEITZ (1961, p. 153).

Uno de los ejemplares figurados como *Inoceramus ezoensis* YOKOYAMA por Nagao y Matsumoto (1940, lám. 8, fig. 1) presenta unos estadios iniciales abombados y pentagonales, típicos de *I. (Co.) cordiinitialis*, mientras que los estadios posteriores son planos y con ondulaciones anchas y redondeadas, apreciándose *annulocirculae*. Estas características son las diagnósticas de *I. (Co.) cordiinitialis spickernageli*, por lo que se puede atribuir este ejemplar a dicha subespecie.

Esta subespecie se diferencia de las restantes subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* Seitz por tener unos estadios posteriores planos, con ondulaciones anchas y redondeadas y *annulocirculae*. Estos estadios posteriores son semejantes a los de los ejemplares que SEITZ (1961, lám. 3, fig. 3) figuró como *I. (Pl.)* cf. *ezoensis*.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en la parte media del Santoniense Medio del norte de Alemania (R. F. A.) y Japón.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Medio de la serie FRN (Fresneda, Alava).

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38336*	225,0	148,4	227,0	205,0	—	13,5	—	—
38340d	185,2	187,0	180,0	173,3	—	23,6	—	—
38340i	170,0	175,5	177,0	178,5	53,5	23,0	119°	80°

Estas valvas son bastante planas, estando algo abombadas en los estadios iniciales y en parte de los intermedios. El área posterodorsal es bas-

Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis Seitz, 1961
Figs. 12-14, lám. 2, fig. 2

v* 1961 *I. (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 154-156, lám. 11, figs. 5, 6, 8 y 9, lám. 12, figs. 3, 6 y 8.

1967 *I. (Co.) cordiinitialis ickernensis* SEITZ; Seitz, pp. 135-136.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLFb Ko137, figurado por SEITZ (1961, lám. 12, fig. 6). Procede de la Zona Undulatopectatus, del Santoniense Inferior, del pozo IV de la mina Ickern (Ickern, Nordrhein-Westfalen, RFA), a 100-112 m. de profundidad.

Diagnosis

Estadios iniciales típicos de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis*, mientras que los estadios posteriores presentan costillas divergentes que dominan sobre las ondulaciones, al igual que las de *I. (Pl.) undulatopectatus* (diagnosis modificada de Seitz, 1961).

Material

Se han estudiado dos ejemplares, que corresponden a los moldes internos de una valva derecha (núm. 38336), y de un ejemplar que presenta las dos valvas (núm. 38340).

Descripción

Las valvas son de tamaño muy grande, con las siguientes dimensiones totales:

tante plana, especialmente en los estadios posteriores, pero sin llegar a identificarse una verdadera ala posterodorsal. El margen anterior es

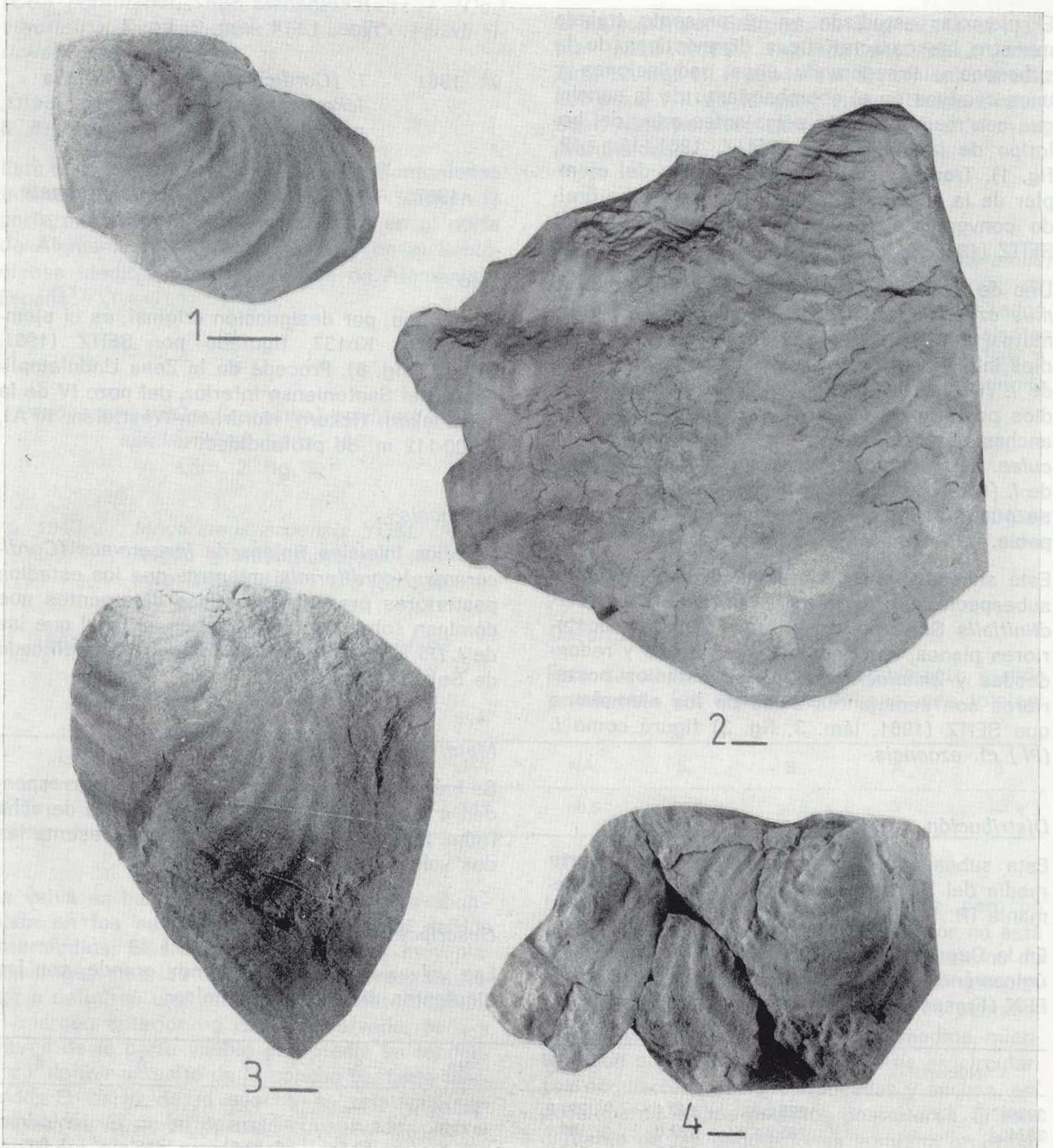


Figura 1.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 100 de la localidad de Castresana (Castresana, Burgos). Ejemplar 33656.

Figura 2.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 106C de la serie VII (Villacián, Burgos). Ejemplar 38340.

Figura 3.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis spickernageli* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 21 de la serie FRN (Fresneda, Alava). Ejemplar 40154.

Figura 4.—*Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 1 de la serie SPL-I (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40784.

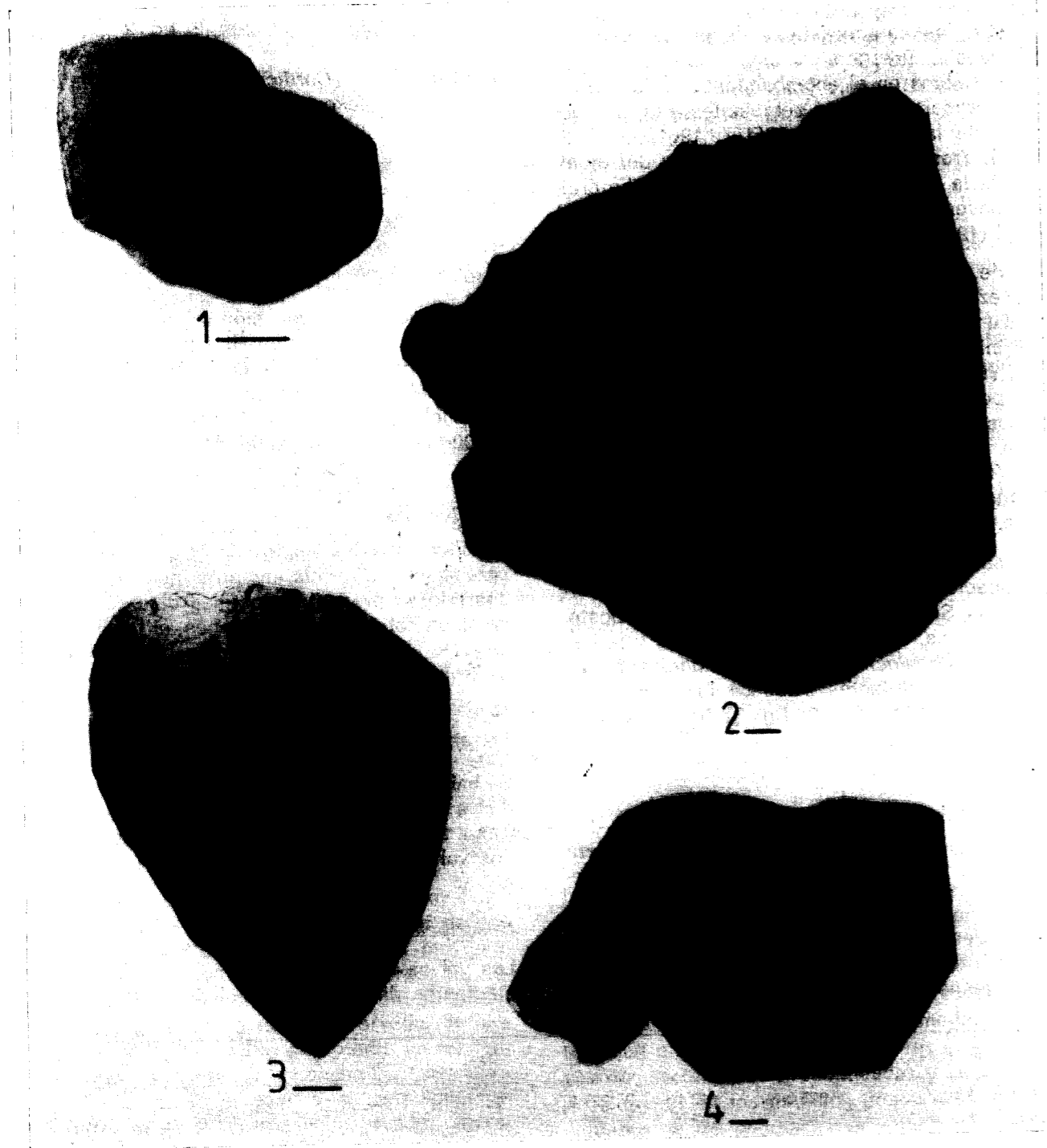


Figura 1.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 100 de la localidad de Castresana (Castresana, Burgos). Ejemplar 33656.
 Figura 2.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 106C de la serie VIL (Villacián, Burgos). Ejemplar 38340.
 Figura 3.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis spickernageli* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 21 de la serie FRN (Fresneda, Alava). Ejemplar 40154.
 Figura 4.—*Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 1 de la serie SPL-I (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40784.

relativamente recto. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es subcuadrado, algo romboidal. El umbo es ancho, redondeado, sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son bastante numerosas. Se aprecian débiles *circulae*, especialmente en el ejemplar 38340. En todos los ejemplares se observa claramente la existencia de costillas divergentes en los estadios posteriores de crecimiento, que dominan claramente sobre las ondulaciones. Estas costillas divergentes pueden estar más marcadas en uno de los márgenes que en los restantes, pero no siempre en el mismo. Las costillas divergentes suelen ser redondeadas y muy prominentes, con una anchura que puede alcanzar los 45,0 mm. para el ejemplar 38336 y los 46,0 mm. y 48,0 mm. para las valvas derecha e izquierda, respectivamente, del ejemplar 38340. Las ondulaciones poseen una curvatura pentagonal en los estadios iniciales y en parte de los intermedios, mientras que en los restantes estadios es romboidal, algo ovalada. En los estadios iniciales e intermedios se identifican claramente K2 y K3, pero K1 está menos marcada. La curvatura de las ondulaciones muestra una flexuración en forma de S al acercarse a la zona de charnela. Las ondulaciones son estrechas y algo redondeadas, estando menos marcadas en los estadios posteriores (especialmente en el ejemplar 38336). El crecimiento de las ondulaciones aumenta progresivamente durante la ontogenia, llegando a alcanzar valores de hasta 23,5 mm. en los estadios posteriores de la valva derecha del ejemplar 38340.

La relación L en % de H varía desde el 188% en los estadios iniciales, pasa por el 136% en los estadios intermedios, y disminuye hasta el 117-112% de los estadios posteriores (fig. 12).

La relación NA en % de HA varía desde el 220-156% de los estadios iniciales, pasa por el 122% en los estadios intermedios, y disminuye hasta el 108-102% de los estadios posteriores (fig. 13).

El valor del ángulo WA aumenta desde los estadios iniciales, variando desde los 58°-65° en los estadios iniciales, pasando por los 67°-69° de los estadios intermedios, hasta alcanzar los 70°-71° de los estadios posteriores (fig. 14).

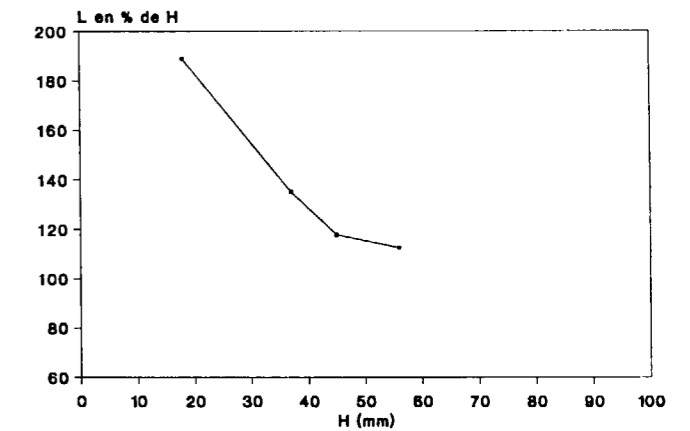


Figura 12.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Co.) cordiinitialis ickernensis* Seitz. Valva izquierda núm. 38340.

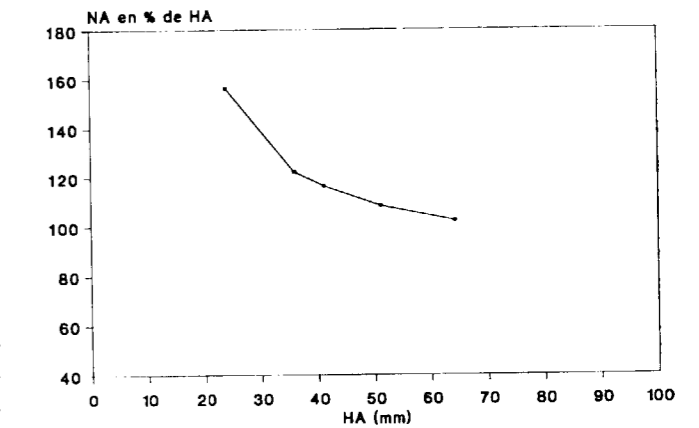


Figura 13.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) cordiinitialis ickernensis* Seitz. Valva izquierda núm. 38340.

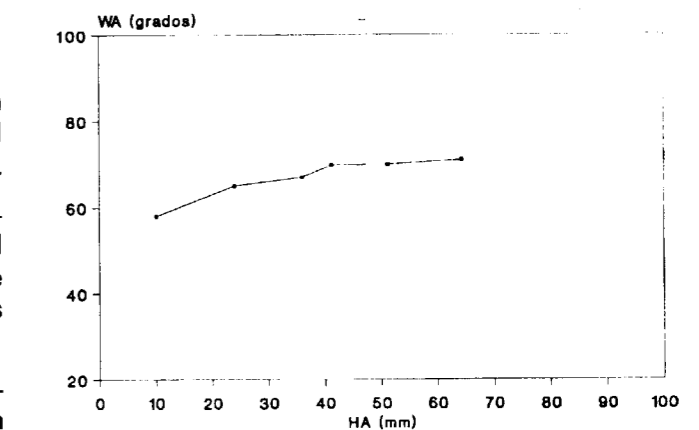


Figura 14.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) cordiinitialis ickernensis* Seitz. Valva izquierda número 38340.

Discusión

Los ejemplares estudiados en el presente trabajo muestran las características diagnósticas de la subespecie. La gran diferencia que se observa entre los estadios iniciales y los posteriores es semejante a la que se observa en los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 11, figs. 5, 6, 8 y 9, lám. 12, figs. 3, 6 y 8). Se aprecian claramente los estadios iniciales típicos de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis*, seguidos de unos estadios posteriores con costillas divergentes que dominan claramente sobre las ondulaciones. Tras el estudio del holotipo y de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, se ha creído conveniente ampliar la diagnosis dada por SEITZ (1961, p. 153), teniendo en cuenta que los estadios posteriores que él considera que son similares a los de *Cladoceramus*, debe considerarse que son semejantes a los de *I. (Platyceramus) undulatoplicatus*, ya que *Cladoceramus* es un término que ha desaparecido (ver discusión de *I. (Platyceramus) undulatoplicatus*).

Esta subespecie se diferencia de las restantes subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* Seitz por tener, en los estadios posteriores, costillas divergentes que dominan sobre las ondulaciones.

Inoceramus (Cordiceramus) kanmerai Toshimitsu es una especie reconocida en la parte superior del Santoniense Superior y en la parte inferior del Campaniense Inferior de Japón. Esta especie es muy similar a *I. (Co.) cordiinitialis ickernensis* Seitz por lo que respecta a las costillas divergentes, pero como ya indica TOSHIMITSU (1986) éstas están más desarrolladas en el margen anterior, las valvas son más abombadas y el ángulo apical es más estrecho.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Inferior del norte de Alemania (R. F. A.).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Inferior de la serie VIL (Villacián, Burgos).

Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli Seitz, 1961

Figs. 15-17, lám. 2, fig. 1

- . 1937 *Cephaloceramus* n. sp.; Riedel, pp. 215-217, fig. 1.
- v* 1961 *I. (Cordiceramus) cordiinitialis? riedeli* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 157-158, lám. 11, fig. 10, lám. 12, fig. 9, lám. 13, fig. 3.
- 1967 *I. (Co.) cordiinitialis? riedeli* STZ.; Seitz, p. 136.
- v. 1986a *I. (Co.) cordiinitialis? riedeli* SEITZ; López, pp. 67-69, lám. 6, fig. 6, fig. text. 25.
- v. 1986b *I. (C.) cordiinitialis? riedeli*; López, lám. 1, fig. 16.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLfB Ko59, figurado por SEITZ (1961, lám. 13, fig. 3). Procede de la parte inferior del Santoniense Medio del pozo X, de la mina Graf Bismarck (Gelsenkirchen, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 15,3 m. de profundidad.

Diagnosis

Una subespecie de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* que presenta estadios posteriores similares a los de *I. (Co.) bueltenensis* (diagnosis según el concepto de SEITZ, 1961, p. 157).

Material

Se ha estudiado dos ejemplares (núms. 38656 y 40286), que corresponden a los moldes internos de dos valvas izquierdas.

Descripción

Las valvas son de tamaño mediano, con las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38656	34,5	44,0	43,2	37,0	20,5	13,5	—	—
40286*	37,0	45,5	47,5	37,0	—	12,5	—	—

Las valvas están bastante abombadas en los estadios iniciales, siendo muy planas en los intermedios y posteriores. El área posterodorsal es plana, pero sin llegar a delimitar una verdadera ala. El margen anterior no está completamente conservado en ninguno de los ejemplares. El perfil de la concha es romboidal. El umbo sólo está conservado en el ejemplar 38656, y es relativamente ancho, redondeado, muy poco prominente y prosogiro.

Las ondulaciones son bastante numerosas en los estadios iniciales, mientras que en los intermedios y en los posteriores son relativamente escasas. Debido al estado de conservación de los ejemplares no se aprecian líneas de crecimiento. Las ondulaciones poseen una curvatura pentagonal (especialmente bien marcada en los estadios iniciales). Las aristas K2 y K3 se aprecian claramente, mientras que K1 es poco visible, debido al mal estado del margen anterior en ambos ejemplares. Existe una flexuración entre K2 y K3. Las ondulaciones son escalonadas, aristadas o muy poco redondeadas y relativamente anchas. El crecimiento de las ondulaciones aumenta progresivamente durante la ontogenia, variando desde los 2,5 mm. en los estadios iniciales hasta los 4,0 mm. en los estadios posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 152-124% en los estadios iniciales, pasa por el 107% en los intermedios, y alcanza el 118% en los posteriores (fig. 15).

La relación NA en % de HA varía desde el 127-105% de los estadios iniciales, pasa por el 91% en los intermedios, y disminuye hasta el 89% de los posteriores (fig. 16).

El valor del ángulo WA tan sólo se ha podido observar en el ejemplar 38656, en el que alcanza un valor de 61°, que se mantiene constante durante toda la ontogenia (fig. 17).

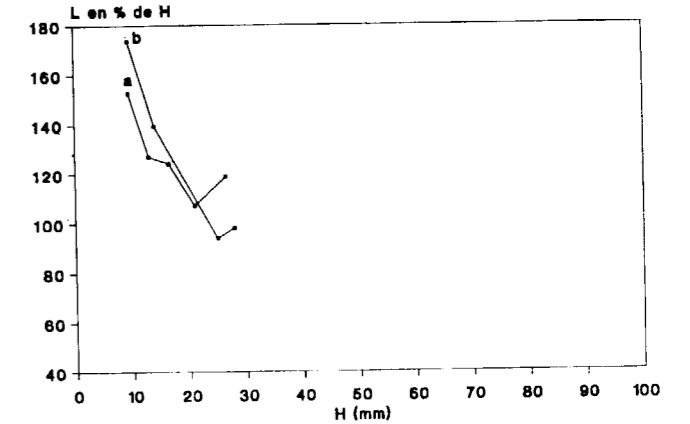


Figura 15.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz. Valvas izquierdas: a=38656; b=NLfB Ko59 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 3).

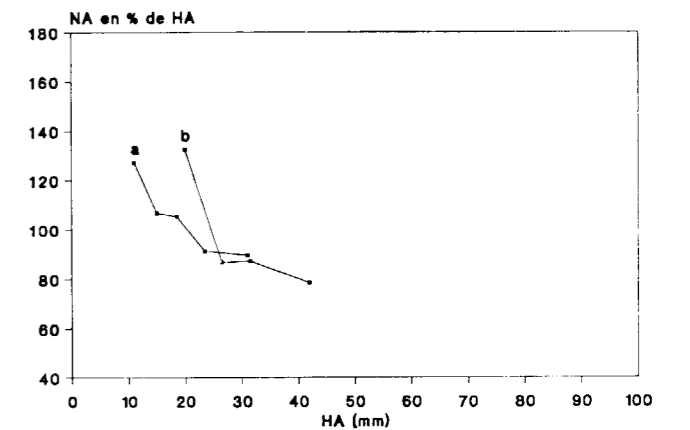


Figura 16.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz. Valvas izquierdas: a=38656; b=NLfB Ko59 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 3).

Discusión

Las características del ejemplar aquí estudiado son muy semejantes a las del ejemplar figurado como *Cephaloceramus* n. sp. por RIEDEL (1937, fig. 1), y que presenta las características diag-

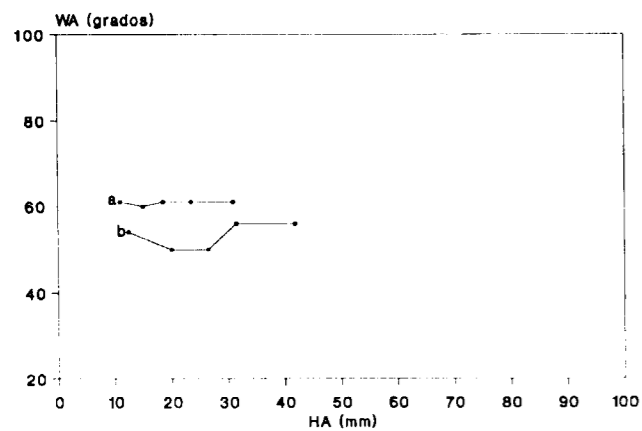


Figura 17.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz. Valvas izquierdas: a=38656; b=NLFB Ko59 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 3).

nósticas de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli*. Es destacable la marcada diferencia que muestran ambos ejemplares entre los estadios iniciales abombados y los estadios posteriores planos, así como la flexuración que presentan las ondulaciones al acercarse a la zona de charnela.

SEITZ (1961, lám. 11, fig. 10, lám. 12, fig. 9, lám. 13, fig. 3) estableció y estudió esta subespecie, figurando varios ejemplares, que no presentan un óptimo estado de conservación, ni diferencias dignas de mención con el ejemplar estudiado en el presente trabajo.

El ejemplar figurado como *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* SEITZ por López (1986a, lám. 6, fig. 6, y 1986b, lám. fig. 16) y procedente del Santoniense Medio de la región Surpirenaica Central, presenta los estadios iniciales y posteriores típicos de esta subespecie, y son muy semejantes a los del ejemplar estudiado en el presente trabajo.

Tanto SEITZ (1961 y 1967) como LOPEZ (1986a y 1986b) consideraron insegura la atribución de esta subespecie a *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis*. Su justificación se basa en que las restantes subespecies de *I. (Co.) cordiinitialis* poseen caracteres tanto de *I. (Cordiceramus)* como de algunas de las especies de *I. (Platyceramus)*, mientras que *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* posee los estadios iniciales propios de *I. (Co.) cordiformis* y los posteriores de *I. (Co.)*

bueltenensis, es decir, de dos especies del mismo subgénero. Así, para estos autores, dependiendo de qué estadio se considere más importante, se podría atribuir a una especie u otra, ya que ambas son del mismo subgénero. Pero este razonamiento no tiene fundamento, puesto que la diagnosis de la especie *I. (Co.) cordiinitialis* indica que los estadios iniciales deben ser siempre similares a los de *I. (Co.) cordiformis*, mientras que en la diagnosis de *I. (Co.) muelleri* no se contempla que pueda tener unos estadios iniciales semejantes. Por ello, no hay ningún motivo para dudar de la atribución de esta subespecie a la especie *I. (Co.) cordiinitialis*.

Esta subespecie se diferencia de las restantes subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* Seitz por tener unos estadios posteriores planos y con ondulaciones pentagonales, siendo semejantes a los estadios posteriores de *I. (Co.) bueltenensis* Seitz.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Medio-Superior del norte de Alemania (R. F. A.) y España.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Medio de la localidad de Castresana (Burgos).

Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis Seitz, 1961

Figs. 18-21, lám. 2, fig. 4

- v*p 1961 *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* n. sp.; Seitz, pp. 159-163, lám. 13, figs. 1 y 4, lám. 14, sólo fig. 2 (no figs. 1 y 3).
- v. 1967 *I. (Cordiceramus) brancoiformis* SEITZ; Seitz, pp. 138-140, lám. 22, fig. 3, lám. 26, figs. 1 y 3.
- vp. 1968 *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz; Kauffman, lám. 1, fig. 11.
- p? 1968 *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz; Kauffman, lám. 1, fig. 13.

? 1972-73 *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz; Lupu, pp. 77-78, lám. 3, fig. 3.

? 1979 *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* SEITZ, 1961; Oekentorp y Siegfried, p. 136, lám. 7, fig. 1.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLFB Ko460, figurado por SEITZ (1961, lám. 13, fig. 4). Procede del «Recklinghäuser Sandmergel» (Santoniense Superior), de la fábrica de ladrillos Hermannshütte (Recklinghausen, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.).

Diagnosis

Estadios iniciales y posteriores ligeramente diferentes. Los estadios iniciales son pentagona-

les, más equilaterales, poco abombados, con un umbo casi adelantado, y con ondulaciones de crecimiento y prominencia regulares. Mientras que las ondulaciones de los estadios posteriores son más irregulares y presentan una curvatura romboidal, con tramos muy rectos. La dimensión de estos cambios y el tamaño de los estadios iniciales es muy variable. Posible presencia de un débil surco diagonal (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 160).

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40784), que corresponde al molde interno de una valva derecha.

Descripción

Esta valva es de tamaño bastante grande y presenta las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _i	NA _i	S _i	B	A	β
40784	80,5	95,5	109,5	78,5	58,4	12,5	115°	85°

La valva está abombada en los estadios iniciales, pero es plana en los posteriores; este cambio en el abombamiento se produce de forma gradual. El área posterodorsal es la zona más plana, pero sin llegar a delimitar una verdadera ala. El margen anterior es relativamente recto, y no está muy bien conservado. El perfil de la concha es algo romboidal. El umbo es redondeado, algo ancho, abombado, no prominente y prosogiro.

Las ondulaciones no son muy numerosas. No aprecian líneas de crecimiento debido al estado de conservación del ejemplar. Las ondulaciones poseen una curvatura pentagonal, observándose claramente las aristas K2 y K3, mientras que K1 no está tan bien marcada debido a que el margen anterior no está bien conservado. Las ondulaciones son redondeadas y relativamente estrechas. El crecimiento de las ondulaciones aumenta progresivamente durante la ontogenia, variando desde los 3,5 mm. en los estadios iniciales hasta los 9,0 mm. en los posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 113-

109% en los estadios iniciales, pasando por el 116-114% en los intermedios, y disminuyendo hasta alcanzar el 110-103% en los posteriores (fig. 18).

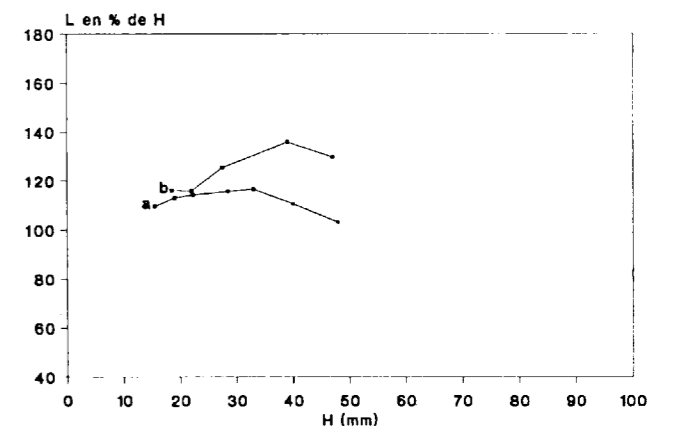


Figura 18.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Co.) brancoiformis* Seitz. Valvas derechas: a=40784; b=NLFB Ko460 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 4).

La relación NA en % de HA varía desde el 103% en los estadios iniciales, pasando por el 96-86% en los intermedios, y disminuyendo hasta el 90-85% en los posteriores (fig. 19).

La relación S en % de HA no se ha podido cuantificar en los estadios iniciales, variando desde el 66-60% en los estadios intermedios, hasta el 61-51% en los estadios posteriores (fig. 20).

El valor del ángulo WA varía desde los 71° en los estadios iniciales, pasando por los 69° en los intermedios, y disminuyendo hasta los 65° en los posteriores (fig. 21).

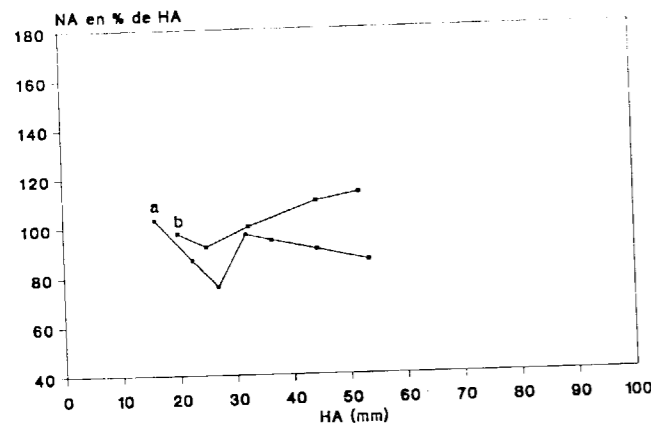


Figura 19.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Co.) brancoiformis* Seitz. Valvas derechas: a=40784; b=NLfB Ko460 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 4).

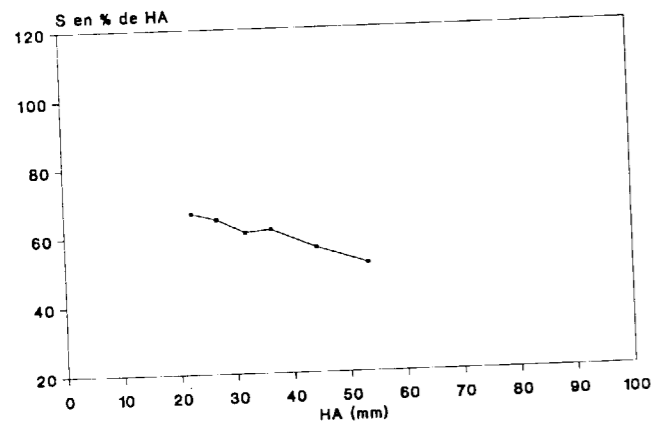


Figura 20.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Co.) brancoiformis* Seitz. Valva derecha núm. 40784.

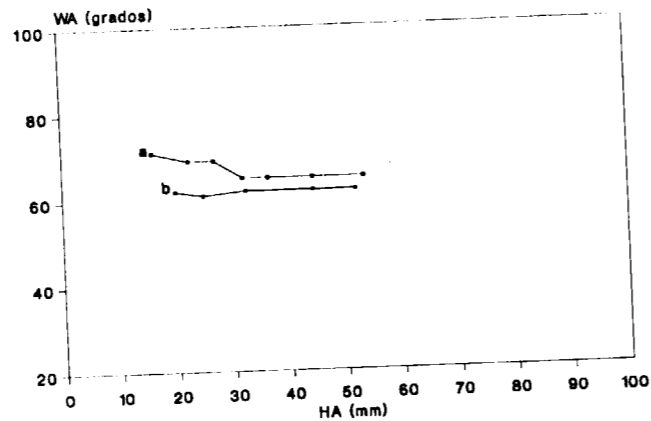


Figura 21.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Co.) brancoiformis* Seitz. Valvas derechas: a=40784; b=NLfB Ko460 (SEITZ, 1961, lám. 13, fig. 4).

Discusión

Algunos de los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 13, figs. 1 y 4, lám. 14, fig. 2) presentan las características diagnósticas de la especie, siendo bien visible el umbo agudo y los cambios en el abombamiento entre los estadios iniciales y los posteriores. Por sus características, estos ejemplares son muy similares al estudiado en el presente trabajo. Mientras que otros de los ejemplares (SEITZ, 1961, lám. 14, figs. 1 y 3) se descartan claramente de esta especie, ya que presentan los rasgos propios de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis*, aunque no se puede asegurar a qué subespecie pertenecerían, ya que presentan una curvatura demasiado pentagonal en los estadios posteriores, como para ser atribuidos a *I. (Co.) cordiinitialis cordiinitialis*, que es la subespecie más semejante.

Posteriormente, SEITZ (1967, lám. 22, fig. 3, lám. 26, figs. 1 y 3) figuró varios ejemplares, que a pesar de presentar las características diagnósticas de esta especie, muestran un abombamiento algo más constante durante toda la ontogenia, lo que les diferencia del ejemplar estudiado en el presente trabajo.

La observación del holotipo, de los otros ejemplares figurados por SEITZ (1961 y 1967), así como el ejemplar estudiado en el presente trabajo, ha permitido la modificación de la diagnosis original de SEITZ (1961).

Uno de los ejemplares figurados por KAUFFMAN (1968, lám. 1, fig. 11) corresponde a uno de los ejemplares ya figurados por SEITZ (1961, lám. 13, fig. 1b). Mientras que el otro ejemplar figurado por KAUFFMAN (1968, lám. 1, fig. 13) corresponde a un fragmento, en tal estado, que no se puede asegurar su atribución a esta especie.

La subespecie *Inoceramus (Cordiceramus) platycephalus* Sornay, del Santoniense Medio - Campaniense Inferior de Madagascar, presenta grandes semejanzas con *I. (Co.) brancoiformis*, pero se diferencia por poseer unos estadios iniciales muy planos y poco pentagonales.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense Medio-Superior del norte de Alemania (R. F. A.) y Rumania?

En la Plataforma Norcastellana se ha localizado únicamente en el Santoniense Superior de la serie SPL (San Pantaleón de Losa, Burgos).

ESTUDIO BIOESTRATIGRAFICO

La importancia de los inocerámidos con fines bioestratigráficos fue puesta de manifiesto por SEITZ (1921) y HEINZ (1928a y 1928b). HEINZ (1928b) estudió la secuencia del Cretácico Superior de Lüneburg (Cenomaniense - Maastrichtiense Inferior) y llegó a identificar 15 niveles caracterizados por especies de inocerámidos o asociaciones de inocerámidos, que oscilaban de dos a nueve especies. Recientemente, la utilidad de los inocerámidos en bioestratigrafía global y para la correlación internacional ha sido firmemente establecida por SEITZ (1934-70) en Europa, por MATSUMOTO en Japón, por PERGAMENT en el este de Asia, y por KAUFFMAN en América.

En este trabajo se indican las zonaciones de inocerámidos de Francia, Inglaterra y Alemania, con el fin de compararlas con las de la zona de estudio, ya que son las áreas que muestran una fauna de inocerámidos más semejante a la de la Cuenca Navarro-Cántabra y la Plataforma Norcastellana.

ZONACION DEL SE DE FRANCIA

En esta área no existe una verdadera zonación de inocerámidos. Los trabajos de Sornay (1983, 1984) han pretendido indicar las asociaciones o especies más representativas en distintas edades (fig. 22), tomando, generalmente, como referencia las zonaciones propuestas para el norte de Alemania por distintos autores, como por ejemplo TRÖGER (1967 y 1972).

		SUDESTE DE FRANCIA	
SANTONIENSE	SUP.	<i>I. (Co.) muelleri</i> <i>I. (Sphe.) gr. angustus</i>	<i>I. (Pl.) cycloides</i> <i>I. (Pl.) siccensis</i>
	MED.	<i>I. (Co.) cordiformis</i>	
	INF.	<i>I. (Pl.) undulatopticatus</i>	
CONIACIENSE	SUP.	<i>I. (Ma.) subquadratus</i>	<i>I. (Vol.) kleini</i> <i>I. (Vol.) koeneni</i> <i>I. (Pl.) mantelli</i>
	MED.	<i>I. (Vol.) involutus</i>	
	INF.	<i>I. (Cre.) schloenbachi</i> <i>I. (Cre.?) waltersdorfensis</i> <i>I. (Cre.) inconstans</i> <i>I. (Cre.) ernsti</i>	
TURONIENSE	SUP.	<i>I. (Cre.) deformis</i> <i>I. (Cre.) deformis</i> <i>I. (Cre.?) waltersdorfensis</i> <i>I. (My.?) striatoconcentricus</i>	
	MED.	<i>I. (I.) lamarcki</i>	
	INF.	<i>I. (My.) hercynicus</i> <i>I. (My.) mytiloides</i> <i>I. (My.) labiatus</i> <i>I. (I.) pictus</i>	

Figura 22.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos del Turoniense, Coniaciense y Santoniense del SE de Francia (SORNAY, 1983 y 1984).

Turonienne

El Turoniense fue dividido en tres partes por SORNAY (1983), aunque no corresponden exactamente con las divisiones estandar. La división inferior está caracterizada por *Inoceramus (Inoceramus) pictus* Sowerby, *I. (Mytiloides) labiatus*, *I. (My.) mytiloides* e *I. (My.) hercynicus*.

La división media está representada por el grupo de *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* Parkinson, se inicia en el Turoniense Medio y finaliza en el Turoniense Superior, concretamente en la zona de *Romaniceras deverianum*.

La división superior está caracterizada por *Inoceramus (Mytiloides?) striatoconcentricus*, se inicia en la zona de *Romaniceras deverianum* y finaliza en el Turoniense Terminal. SORNAY (1984) considera que *Inoceramus (Cremnoceramus) schloenbachi* Böhm, *I. (Cre.) deformis* Meek y el grupo de *I. (Cre?) waltersdorfensis* Andert aparecen en el inicio de esta división superior y continúan en el Coniaciense.

Coniaciense

El Coniaciense fue dividido en dos partes por SORNAY (1983 y 1984). Su división inferior correspondería al Coniaciense Inferior y Medio, y estaría representada por *Inoceramus (Cremnoceramus) kleini* Müller, *I. (Volviceramus) involutus* Sowerby, *I. (Vol.) koeneni* Müller e *I. (Platyceramus) mantelli*.

La división superior corresponde al Santoniense Superior y está caracterizada por *I. (Magadiceramus) subquadratus*.

Santoniense

De acuerdo con SORNAY (1983 y 1984) la base del Santoniense se reconoce por las primeras apariciones de *Inoceramus (Platyceramus) undulaticus*. El Santoniense Medio está representado por *I. (Cordiceramus) cordiformis*. Mientras que el Santoniense Superior lo está por *I. (Co.) muelleri* e *I. (Sphenoceramus) gr. angustus*. Por otra parte, durante todo el Coniaciense se ha reconocido la presencia de *I. (Pl.) cycloides* y de *I. (Pl.) siccensis*.

ZONACION DEL NORTE DE LA CUENCA DE PARIS

En esta área tampoco se ha realizado hasta el momento una verdadera zonación de inocerámidos. Los distintos trabajos han pretendido indicar las asociaciones o especies más representativas en distintas edades (fig. 23), y generalmente, tomando como referencia las zonaciones propuestas para el norte de Alemania por distintos autores, como TRÖGER (1967 y 1972). En este trabajo se han utilizado los datos de SORNAY (1978b, 1980 y 1983) y de MENNESSIER y SORNAY (1978 y 1980) para comparar la distribución de inocerámidos del norte de la Cuenca de París con los de la Cuenca Navarro-Cántabra.

Turonienne

El Turoniense Inferior está representado por *Inoceramus (Mytiloides) cf. labiatus*, *I. (My.) mytiloides*, *I. (My.) hercynicus* e *I. (Inoceramus) pictus* Sowerby.

El Turoniense Medio está caracterizado por el grupo de *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki*.

El Turoniense Superior está representado por *I. (Platyceramus) mantelli*. MENNESSIER y SORNAY (1980) y SORNAY (1982) citan la presencia de *I. (Cremnoceramus) schloenbachi* desde el Turoniense Superior.

Coniaciense

SORNAY (1980) considera que la primera aparición de *Inoceramus (Cremnoceramus?) waltersdorfensis* e *I. (Cre.) schloenbachi* indica el Coniaciense basal.

Durante todo el Coniaciense se registra la presencia de *I. (Platyceramus) mantelli*.

Santoniense

SORNAY (1978b) identifica el Santoniense por la aparición de un cambio faunístico importante, ya que aparecen los sphenocerátidos, especialmente *Inoceramus (Sphenoceramus) cardissoides*. Asimismo, en la base del Santoniense se reconoce *I. (Platyceramus) undulaticus*. En la parte superior del Santoniense Inferior y en la

parte basal del Santoniense Medio se ha reconocido *I. (Cordiceramus) cordiformis*.

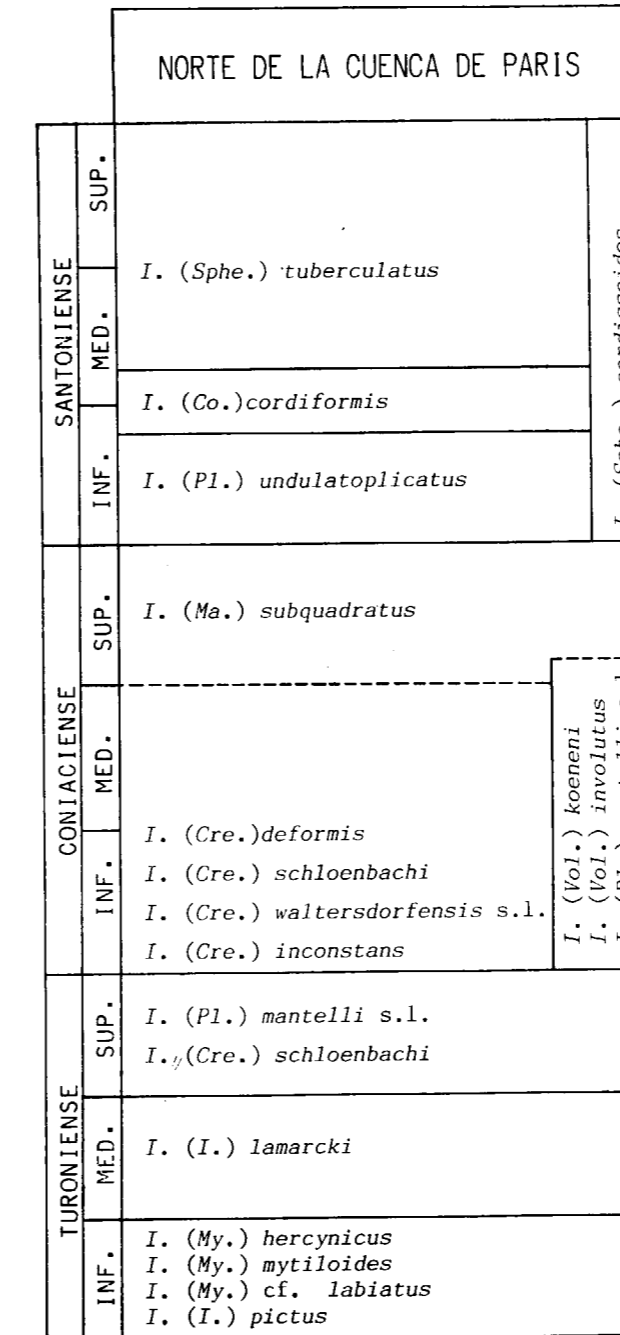


Figura 23.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos del Turoniense, Coniaciense y Santoniense del Norte de la Cuenca de París (SORNAY, 1978b, 1980 y 1983, y MENNESSIER y SORNAY, 1978 y 1980); según LOPEZ, MARTINEZ y LAMOLDA (1992).

El resto del Santoniense se caracteriza por la especie *I. (Sphe.) tuberculatus*.

Además de estas dos áreas, también se han encontrado inocerámidos en la *autoroute A10*, en el SW de Francia. La asociación de inocerámidos del Turoniense Inferior es muy semejante a la de la Cuenca Navarro-Cántabra. SORNAY (1985) identificó: *Inoceramus (Mytiloides) cf. hercynicus*, *I. (My.) hercynicus*, *I. (My.) goppelnensis*, *I. (My.) mytiloides*, *I. (My.) goppelnensis tourtenayensis*.

ZONACION DEL SUR DE INGLATERRA

Existen diversos trabajos sobre los inocerámidos de Inglaterra, especialmente los de WOODS (1904-13), pero generalmente no indicaban una correcta situación de los ejemplares. Por ello, para tener una buena visión de la distribución estratigráfica de los inocerámidos del sur de Inglaterra (fig. 24) deben tomarse como referencia los trabajos de BAILEY et al. (1983 y 1984) y SEIBERTZ (1979). Por otra parte, los ejemplares ingleses de las especies reconocidas en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana no muestran diferencias significativas en cuanto a la variación intraespecífica con los ejemplares del norte de España; como puede comprobar al estudiar diversas colecciones en el BM(NH), y los moldes de diversos ejemplares de instituciones inglesas, que se conservan en el NLFB y en el GPIT.

Turonienne

De acuerdo con SEIBERTZ (1979) el Turoniense Inferior del sur de Inglaterra está caracterizado por *Inoceramus (Mytiloides) submytiloides*, *I. (My.) opalensis*, *I. (My.) mytiloides* e *I. (My.) labiatus*.

El Turoniense Medio está representado por *I. (My.) hercynicus*, *I. (Inoceramus) cuvieri* e *I. (I.) apicalis*; mientras que *I. (I.) lamarcki* estaría a caballo entre el Turoniense Medio y el Superior.

De acuerdo con BAILEY et al. (1983), el Turoniense Superior está caracterizado por *I. (Inoceramus) costellatus* Woods s.l. e *I. (Mytiloides) incertus*.

		SUR DE INGLATERRA		
SANTONIENSE	SUP.	<i>I. (Sphe.) ex. gr. pinniformis</i>		
	MED.	<i>I. (Co.) cordiformis</i>		
	INF.	<i>I. (Sphe.) cardissoides</i>		
CONIACIENSE	SUP.	<i>I. (Pl.) undulatoplicatus</i> <i>I. digitatus</i>		
	MED.	<i>I. (Vol.) ex. gr. involutus</i>		
	INF.	<i>I. (Vol.) koeneni</i>		
TURONIENSE	SUP.	<i>I. (I.) costellatus s.l.</i> <i>I. (My.) incertus</i>		
	MED.	<i>I. (I.) lamarcki</i>		
	INF.	<i>I. (I.) apicalis</i> <i>I. (I.) curvierii</i> <i>I. (My.) hercynicus</i>		
		<i>I. (My.) labiatus</i> <i>I. (My.) mytiloides</i> <i>I. (My.) submytiloides</i>		

Coniaciense

BAILEY et al. (1984) observan que en la base del Coniaciense se produce un cambio significativo en los inocerámidos, debido al reemplazo de las asociaciones de *Inoceramus (Mytiloides)* por los primeros miembros de *I. (Cremnoceramus)*. Por ello, consideran que el límite Turoniense/Coniaciense podría ser definido mediante la primera aparición de *I. (Cre.?) waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz). Este criterio sería el correcto de acuerdo con BIRKELUND et al. (1984). Esta subespecie se ha observado que aparece debajo y solapándose con los miembros más bajos de *I. (Cre.?) rotundatus - I. (Cre.) erectus* Meek. De todas formas, BAILEY et al. (1984) sitúan este límite, para el sur de Inglaterra, en los niveles con *I. (Cre.?) waltersdorfensis waltersdorfensis* e *I. (Cre.?) cf. rotundatus*.

Por otra parte, BAILEY et al. (1984) consideran que la primera aparición de *Inoceramus (Cremnoceramus) deformis* y/o *I. (Cre.) schloenbachi* también puede ser utilizada para definir la base del Coniaciense. Este criterio está apoyado por SEIBERTZ (1983) y TRÖGER (1981), que utilizan la primera aparición de *I. (Cre.) deformis* e *I. (Cre.) schloenbachi* respectivamente.

El Coniaciense Inferior está caracterizado por *Inoceramus (Cremnoceramus?) cf. rotundatus*, *I. (Cre.) inconstans inconstans*, *I. (Cre.) inconstans woodsi* e *I. (Cre.) schloenbachi*. El Coniaciense Medio está representado por *I. (Volvicceramus) koeneni* e *I. (Vol.) ex. gr. involutus*. Mientras que el Coniaciense Terminal estaría caracterizado por *I. (Sphenoceramus) digitatus*.

Santoniense

La base del Santoniense estaría caracterizada por *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* e *I. (Sphenoceramus) cardissoides*. La parte terminal del Santoniense Inferior y la parte basal del Santoniense Medio están representadas por *I. (Cordiceramus) cordiformis*. Mientras que la parte terminal del Santoniense está representada por *I. (Sphe.) ex. gr. pinniformis*.

ZONACION DEL NORTE DE ALEMANIA

El norte de Alemania ha sido una de las zonas

Figura 24.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos del Turoniense, Coniaciense y Santoniense del Sur de Inglaterra (BAILEY et al., 1983 y 1984, y SEIBERTZ, 1979); según LOPEZ, MARTINEZ y LAMOLDA (1992).

en donde los inocerámidos han sido más profusamente estudiados, por lo que lógicamente las distribuciones de los inocerámidos de esta área (fig. 25) han servido de base para la bioestratigrafía, por medio de inocerámidos, de otras regiones europeas. Las principales zonaciones y/o distribuciones de inocerámidos corresponden a SEITZ (1961 y 1965), KELLER (1982) y TRÖGER (1989). La mayor parte de los ejemplares alemanes de las especies reconocidas en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana no muestran diferencias significativas en cuanto a la variación intraespecífica con los ejemplares del norte de España; como puede constatar al estudiar el material original de KELLER, SEITZ y otros autores alemanes.

		NORTE DE ALEMANIA		
SANTONIENSE	SUP.	<i>I. (En.) balticus</i> <i>I. (Co.) koplitzii</i> <i>I. (Co.) muelleri</i>		
	MED.	<i>I. (Co.) haenleini</i> <i>I. (Co.) brancoiformis</i> <i>I. (Co.) cordiinitialis</i>		
	INF.	<i>I. (Co.) cordiformis boehmi</i>		
CONIACIENSE	SUP.	<i>I. (Ma.) subquadratus crenelatus</i> <i>I. fasciculatus</i> <i>I. digitatus</i> <i>I. (Ma.) obesus</i>		
	MED.	<i>I. undabundus</i> <i>I. (Pl.) mantelli subrhenanus</i> <i>I. (Vol.) involutus</i>		
	INF.	<i>I. (Pl.) mantelli rhenanus</i> <i>I. (Cre.) erectus</i>		
TUR.	SUP.	<i>I. waltersdorfensis hannovrensis</i> <i>I. (Cre.) inconstans</i> <i>I. schloenbachi</i> <i>I. ernsti</i> <i>I. rotundatus</i>		

Figura 25.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos del Coniaciense y Santoniense del Norte de Alemania (SEITZ, 1961, 1962, 1965, 1967 y 1970; y TRÖGER, 1972, 1978, 1989); según LOPEZ, MARTINEZ y LAMOLDA (1992).

a) Zonación de KELLER (1982) para el Turoniense y el Coniaciense Inferior del norte de Alemania (fig. 26)

CONIACIENSE INFERIOR	<i>I. (Cre.) deformis</i>
TURONIENSE SUPERIOR	<i>I. (Cre.?) rotundatus</i> <i>I. (Cre.?) waltersdorfensis hannovrensis</i> <i>I. (My.) labiatoidiformis</i> <i>I. (I.) costellatus</i>
TURONIENSE MEDIO	<i>I. (I.) lamarcki</i> <i>I. (I.) apicalis</i> e <i>I. (I.) curvierii</i> <i>I. (My.) hercynicus</i>
TURONIENSE INFERIOR	<i>I. (My.) hercynicus</i> <i>I. (My.) mytiloides</i>

Figura 26.—Distribución de los inocerámidos del Turoniense y el Coniaciense Inferior del Norte de Alemania, según KELLER (1982).

Turoniense Inferior

Se caracteriza por la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) mytiloides*, *I. (My.) labiatus*, *I. (My.) submytiloides*, *I. (My.) goppelnensis* e *I. (My.) hercynicus*.

Turoniense Medio

Se caracteriza por la presencia de *I. (I.) apicalis* e *I. (I.) curvierii*. Asimismo, en la parte más basal también está presente *I. (My.) hercynicus*. Por otro lado, en la parte más superior del Turoniense Medio es característica la presencia de *I. (I.) lamarcki*, así como *I. (I.) curvierii*, varias especies del grupo de *I. (I.) lamarcki*, e *I. (I.) inaequalis falcatus*.

Turoniense Superior

Se caracteriza por la presencia de *I. (I.) costellatus*, *I. (My.) labiatoidiformis*, *I. (My.) striatoconcentricus*. KELLER (1982) considera que *I. (Cre.?) waltersdorfensis hannovrensis* e *I. (Cre.?) rotundatus* están presentes en la parte más superior del Turoniense Superior y en el Coniaciense Basal.

Tal como indicaron BADILLET y SORNAY (1979) varias especies (originalmente denominadas *variedades* o *formas* por SEITZ, 1934) de *Inoceramus* (*Mytiloides*) aparecen asociadas, y sin mostrar una sucesión muy fina, como se desprende del estudio de KAUFFMAN, COBBAN y EICHER (1978) sobre los inocerámidos del Western Interior (EE. UU.). De todas formas, TRÖGER (1981) y KELLER (1982) ya demostraron los rangos de solapamiento de *I. (My.) mytiloides*, *I. (My.) submytiloides*, *I. (My.) labiatus*, *I. (My.) transiens* e *I. (My.) goppelnensis* en el Turoniense.

Coniaciense Inferior

Se caracteriza por la presencia de *I. (Cre.) deformis* e *I. (Cre.) erectus*.

Durante mucho tiempo, el límite Turoniense/Coniaciense en Alemania estuvo situado en un nivel superior al de las otras regiones, lo que dio lugar a una gran confusión. De tal forma que TRÖGER (1967) consideraba que los niveles con *Inoceramus (Cremnoceramus) schloenbachi* correspondían al Turoniense Superior; posteriormente, el mismo autor (TRÖGER, 1972) consideró que esta especie estaba a caballo entre el Turoniense y el Coniaciense. SEIBERTZ (1979) fue el primer autor alemán que indicó esta discrepancia, e hizo una propuesta para revisar el límite, considerando que todos los niveles con *I. (Cre.) schloenbachi* correspondían al Coniaciense Inferior. De todas formas, esta propuesta no fue idéntica a la de TRÖGER (1981). Otras propuestas fueron las de KELLER (1982), ERNST et al. (1983) y WOOD et al. (1984). Por otra parte, SEIBERTZ (1986) hizo marcha atrás al concepto de TRÖGER (1981). Actualmente, y siguiendo las propuestas de BIRKELUND et al. (1984), se considera que la primera aparición de *I. (Cre.?) waltersdorfensis* indica la base del Coniaciense. Este mismo criterio es el utilizado por CECH (1989) para definir el límite Turoniense/Coniaciense en la Cuenca Cretácica de Bohemia.

b) Zonación de SEITZ (1965) para el Santoniense del norte de Alemania (fig. 27)

Zona parcial Sphenocerámidos

Es equivalente a la zona parcial de Cardissoi-

SANTONIENSE SUPERIOR	Zona Pinniformis Zona Muelleri
SANTONIENSE MEDIO	Zona Brancoiformis Zona Haenleini
SANTONIENSE MEDIO	Zona Cordiinitialis
SANTONIENSE INF. Y MEDIO	Zona Cordiformis
SANTONIENSE MEDIO	Zona de Fauna de Undulatoplicatus Zona Parcial de Sphenocerámidos (= Zona parcial de Cardissoi-

Figura 27.—Zonación de los inocerámidos del Santoniense del Norte de Alemania, según SEITZ (1965).

des, y corresponde al Santoniente Inferior. Se define por la primera aparición del grupo de *Inoceramus (Sphenoceramus) pachticardissoides* (según SEITZ, 1965). La aparición de estas especies se produce antes que la primera aparición de *I. (Platyoceramus) undulatoplicatus*. Este criterio no ha sido confirmado por los ammonites, pero ya ha sido ampliamente utilizada en el norte de Alemania y en la Cuenca Polaca.

Zona de Fauna de Undulatoplicatus

Corresponde al Santoniense Inferior. Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Platyoceramus) undulatoplicatus*. De acuerdo con BIRKELUND et al. (1984) se considera como indicador del límite Coniaciense/Santoniense a la primera aparición de *I. (Pl.) undulatoplicatus* Roemer. Hay un consenso general, según el cual *I. (Pl.) undulatoplicatus* y *Texanites (Texanites)* son casi coincidentes (WOOD et al., 1984). En este nivel también aparecen, por primera vez, las restantes especies que presenta costillas divergentes, como *I. (Pl.) cycloides wegneri* e *I. (Pl.) rhomboides heinei*.

Zona Cordiformis

Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis*. Corresponde a la parte superior del Santoniense Inferior y a la parte inferior del Santoniense Medio.

Zona Cordiinitialis

Se define por la primera aparición de las subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis*. Corresponde al Santoniense Medio. Se solapa con la parte superior de la Zona anterior.

Zona Haenleini

Corresponde al Santoniense Medio. Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Cordiceramus) haenleini*.

Zona Brancoiformis

Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis*. Corresponde a la parte media y superior del Santoniense Medio, así como a la parte más inferior del Santoniense Superior.

Zona Muelleri

Corresponde al Santoniense Superior. Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Cordiceramus) muelleri*.

Zona Pinniformis

Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Sphenoceramus) pinniformis*. Corresponde a la parte media y superior del Santoniense Superior.

TRÖGER (1989) considera que existen muchas dificultades en la utilización del esquema propuesto por SEITZ (1961). Primero, las especies *I. (Co.) cordiinitialis* Seitz, *I. (Co.) brancoiformis* Seitz e *I. haenleini* Müller son raras, por lo que no pueden ser utilizadas con propósitos prácticos. Segundo, hay grandes intervalos de solapamientos en el rango vertical de las mencionadas especies, como ya mencionó el propio SEITZ (1961 y 1965). De todas formas, la distribución estratigráfica que TRÖGER (1989) propone para *I. (Co.) cordiinitialis* parece no incluir la distribución de *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz, que no se limita al Santoniense Medio, sino que también alcanza el Santoniense Superior.

A pesar de las objeciones de TRÖGER (1989) al modelo de SEITZ (1961), éste no debe dejarse

de lado, ya que los estudios realizados en áreas del Este de Europa parecen confirmar, como mínimo parcialmente el modelo de SEITZ (1961).

c) Zonación de TRÖGER (1989) para el Turoniense, Coniaciense y Santoniense

Recientemente, TRÖGER (1989) ha estudiado la bioestratigrafía de los inocerámidos del Cretácico Superior de Europa y del oeste de Asia, diferenciando 32 zonas o asociaciones de inocerámidos, que abarcan desde el Cenomaniense al Campaniense. Estas zonas o asociaciones son un importante punto de referencia para estudiar la bioestratigrafía de los inocerámidos de la Cuenca Navarro-Cántabra. De todas formas, cabe resaltar que presentan notables diferencias con las asociaciones de inocerámidos de la Cuenca Navarro-Cántabra, lo que en parte es debido a que los inocerámidos estudiados por TRÖGER (1989) corresponden plenamente a la provincia del norte de Europa de KAUFFMAN (1973). Las zonas y asociaciones de inocerámidos propuestas por TRÖGER (1989) para el Turoniense, Coniaciense y Santoniense son las siguientes:

Zona 7

La asociación del Turoniense basal está constituida por *I. (My.) submytiloides* Seitz, *I. (My.) mytiloides* Mantell e *I. (My.) labiatus* (Schlotheim). TRÖGER (1989) remarca que en la base de esta zona existe un pequeño solapamiento con *I. (I.) pictus bohemicus* Leonhard.

Zona 8

Esta zona se sitúa en la parte media del Turoniense Inferior, abarcando parte de dos zonas de ammonites, la de *Watinoceras coloradoense* y la de *Mammites nodosoides*. La zona 8 está caracterizada por la asociación de *I. (My.) submytiloides* Seitz, *I. (My.) mytiloides* Mantell, *I. (My.) goppelnensis* Sornay, *I. (My.) labiatus* (Schlotheim) e *I. (My.) hercynicus* Petrascheck.

Zona 9

Es una asociación que se sitúa en la parte su-

terior del Turoniense Inferior y en la parte inferior del Turoniense Medio, y está caracterizada por la presencia de *I. (My.) mytiloides* Mantell, *I. (My.) goppelnensis* Badillet y Sornay, *I. (My.) labiatus* (Schlotheim), *I. (My.) subhercynicus* Seitz e *I. (My.) hercynicus* Petrascheck.

TRÖGER (1989) ya indicó que, a su juicio, el límite Turoniense Inferior/Medio no estaba suficientemente bien definido por lo que respecta a la fauna de inocerámidos. Por convenio (SEITZ, 1921), se considera que la primera aparición de *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* indica la base del Turoniense Medio. De todas formas, en muchas regiones boreales y del Tethys, como por ejemplo en la Cuenca Cretácica de Sajonia, *I. (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck esta asociado a *Collignonicerus woollgari* Mantell, que es un ammonite del Turoniense Medio. Una futura división del Turoniense Medio vendría establecida por el desarrollo del grupo de *I. (I.) lamarcki* (zonas 13-16 de TRÖGER, 1989), el grupo de *I. (My.) striatoconcentricus* y el grupo de *I. (I.) costellatus* (zona 17 de TRÖGER, 1989).

Zona 10

Es una de las asociaciones de la parte inferior del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) subhercynicus* Seitz e *I. (My.) hercynicus* Petrascheck.

Zona 11

Es una de las asociaciones de la parte inferior del Turoniense Medio, y según TRÖGER (1989) está caracterizada por *Inoceramus (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck.

Zona 12

Es una de las asociaciones de la parte inferior del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck e *I. saxonicus* Petrascheck.

Zona 13

Es una de las asociaciones de la parte media del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita a *Ino-*

ceramus (Inoceramus) cuvierii Sowerby e *I. (I.) apicalis* Woods.

Zona 14

Es una de las asociaciones de la parte media del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita a *Inoceramus (Inoceramus) apicalis* Woods e *I. (I.) lamarcki lamarcki* Parkinson.

Zona 15

Es una de las asociaciones de la parte media del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita a *Inoceramus (Inoceramus) apicalis* Woods, *I. (I.) lamarcki lamarcki* Parkinson, *I. (I.) lamarcki stuemcke* Heinz e *I. (I.) brevealatus* Tröger.

Zona 16

Es una de las asociaciones de la parte superior del Turoniense Medio, y TRÖGER (1989) cita a *Inoceramus (Inoceramus) apicalis* Woods, *I. (I.) lamarcki lamarcki* Parkinson, *I. (I.) lamarcki stuemcke* Heinz e *I. (I.) inaequivalvis inaequivalvis* Schlüter.

Zona 17

La asociación del Turoniense Medio más superior, y TRÖGER (1989) cita a *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis inaequivalvis* Schlüter, *I. (I.) costellatus pietzschii* Tröger e *I. (Mytiloides) striatoconcentricus striatoconcentricus* Gumbel.

Zona 18

La asociación de la parte inferior del Turoniense Superior está definida especialmente por las especies *Inoceramus (Mytiloides) striatoconcentricus* Gumbel e *I. (Inoceramus) costellatus costellatus* Woods.

Zona 19

La asociación de inocerámidos de la parte superior del Turoniense Superior está constituida por las dos especies de la zona anterior, jun-

to con miembros del grupo de *Inoceramus (Mytiloides) incertus* Jimbo y del grupo de *I. (My.) dresdensis*

Zona 20

Esta zona corresponde a la parte inferior del Coniaciense Inferior, que TRÖGER (1989) la define por la primera aparición de *Inoceramus rotundatus* Fiege, junto con esta especie, la asociación de esta zona está formada por *Inoceramus (Mytiloides) incertus* Jimbo, *I. (Cremnoceramus?) waltersdorfensis waltersdorfensis* Andert, *I. (Cre.?) waltersdorfensis hannovrensis* Heinz, y en la parte más superior *I. (Cre.) inconstans lueckendorfensis* Tröger, *I. (Cre.) schloenbachi* Böhm e *I. (Cre.) erectus* Meek.

Zona 21

Esta zona corresponde a la parte media y superior del Coniaciense Inferior, y está caracterizada por las especies *Inoceramus (Cremnoceramus) schloenbachi* e *I. (Cre.) ernsti*.

Zona 22

Según TRÖGER (1989), esta asociación del Coniaciense Medio viene definida por la aparición de inocerámidos involutos, como *Inoceramus (Volvicceramus) koeneni* Müller e *I. (Vol.) involutus* Sowerby. Adicionalmente a estos inocerámidos involutos, la asociación del Coniaciense Medio (zona 22) consiste en miembros del grupo de *I. (Platyceramus) mantelli*, *I. frechi* Flegel, *I. kleini* Müller, *I. percostatus* Müller e inocerámidos semejantes a *I. troitzkii* Schulgina y Bodylewski.

Zona 23

Según TRÖGER (1989), la parte basal del Coniaciense Superior está caracterizada principalmente por *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus* Schlüter, incluyendo inocerámidos involutos e *I. (Sphenoceramus?) subcardisoides* Heinz.

Zona 24

En esta zona de la parte superior del Coniacien-

se Superior los inocerámidos involutos ya no están presentes, mientras que aún se identifican ejemplares de *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus*.

Zona 25

Esta zona corresponde, según TRÖGER (1989), al Santoniense Basal, y está definida en base a las primeras apariciones de *Inoceramus (Sphenoceramus) pachtii pachtii* Archanguelsky y subespecies.

De acuerdo con BIRKELUND et al. (1984), la aparición del subgénero *Texanites (Texanites)* es un buen delimitador del límite Coniaciense/Santoniense; de todas formas, este subgénero está ausente de numerosas regiones europeas, algunas de las cuales son estratigráficamente importantes, como la cuenca de Aquitaine. Otra propuesta de estos autores es considerar como indicador del límite a la primera aparición de *I. (Platyceramus) undulatoplicatus* Roemer. Hay un consenso general, según el cual *I. (Pl.) undulatoplicatus* y *Texanites (Texanites)* son casi coincidentes (WOOD et al., 1984). La tercera posibilidad, que fue remarcada por SEITZ (1965), es considerar la primera aparición de las especies del grupo de *I. (Sphenoceramus) pachtii/cardisoides* (Zona Cardisoides según SEITZ, 1965, que es equivalente a la Zona 25 de TRÖGER, 1989); la aparición de estas especies se produce antes que la primera aparición de *I. (Pl.) undulatoplicatus*. Esta última posibilidad no ha sido confirmada por los ammonites, pero ya ha sido ampliamente utilizada en el norte de Alemania y en la Cuenca Polaca.

Esta Zona 25 de TRÖGER (1989) no se puede distinguir en la Cuenca Navarro-Cántabra, ya que está definida en base a las primeras apariciones de *I. (Sphenoceramus) pachtii pachtii* Archanguelsky y subespecies, y este subgénero no está presente en el Norte de España.

Zona 26

Esta zona corresponde al Santoniense Inferior, y está caracterizada por las especies que presentan costillas divergentes, como *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* Römer, *I. (Pl.)*

cycloides wegneri Böhm e *I. (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz.

Zona 27

TRÖGER (1989) considera que esta zona abarca desde la parte terminal del Santoniense Inferior hasta la parte más basal del Santoniense Superior. Y está especialmente caracterizada por las subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* Sowerby, y que su límite superior está definido por la aparición de *I. (Sphenoceramus) pinniformis* Willet, que es el fósil diagnóstico de su zona 28.

Zona 28

Esta zona corresponde a la parte inferior del Santoniense Superior, siendo *Inoceramus (Sphenoceramus) pinniformis* Willet la especie diagnóstica de esta zona.

Parte de la zonación que propone TRÖGER (1989), en concreto el intervalo Coniaciense Superior-Campaniense, se basa eminentemente en la distribución de las especies del subgénero *Inoceramus (Sphenoceramus)*. Ello es, en parte debido a la gran abundancia de representantes de este subgénero en el norte de Europa. Y también, en parte, a sus objeciones a la utilización de la distribución estratigráfica del subgénero *I. (Cordiceramus)* para establecer zonaciones. De todas formas, mientras que las especies de *I. (Sphe.)* son muy abundantes en las áreas del norte de Europa, que pertenecerían a la región Boreal; por el contrario, estas especies son muy escasas o inexistentes en las áreas de Europa meridional, que pertenecen a la región del Tethys (LOPEZ et al., 1992). Por ello, puesto que en la Cuenca Navarro-Cántabra no se ha identificado ninguna especie de *I. (Sphe.)*, la división del Santoniense Medio y Superior debe intentar realizarse por medio de las especies de *I. (Co.)*, que son relativamente abundantes.

Zona 29

TRÖGER (1989) considera que la asociación característica de esta zona está formada principalmente por *Inoceramus (Sphenoceramus) patotensiformis* Seitz, *I. (Sphe.) angustus* Beyenburg, así como por pequeños inocerámidos semejantes a *I. (Sphe.) lingua* Goldfuss.

ZONACION PROPUESTA POR WIEDMANN Y KAUFFMAN (1978) PARA EL NORTE DE ESPAÑA

La primera zonación de los inocerámidos del norte de España fue establecida por WIEDMANN y KAUFFMAN (1978), y la comparan con la zonación de ammonites de la misma área y con la zonación de inocerámidos de América del Norte.

Zona TU-I

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) *Inoceramus (Mytiloides) submytiloides* es el primer representante del grupo de *I. (M.) labiatus* y marca el Turoniense más inferior tanto en Europa como en América del Norte. Localmente, esta especie podría alcanzar el Cenomaniense terminal, en donde está asociado con los representantes más jóvenes del grupo de *I. (Inoceramus) pictus*. *I. (M.) opalensis* (Boese) aparece por primera vez en el techo de esta zona en muchas áreas. Esta zona correspondería al Turoniense basal.

Zona TU-II

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) es característico la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) opalensis* (= *I. (My.) goppelnensis* de la mayoría de los autores), con formas transicionales a *I. (M.) mytiloides* (Mantell). Esta zona correspondería al Turoniense Inferior.

Zona TU-III

La fauna característica sería *Inoceramus (M.) mytiloides*, con «*M. opalensis elongata* (Seitz)» sensu WIEDMANN y KAUFFMAN (1978). Esta zona correspondería al Turoniense Inferior.

Zona TU-IV

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) no está bien desarrollada en el Norte de España, pero normalmente se sitúa entre las zonas III y V del oeste de Europa y del norte de América. Estaría caracterizada por *Inoceramus (Mytiloides) labiatus?* Esta zona correspondería a la parte terminal del Turoniense Inferior.

Zona TU-V

Se caracterizaría, según WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) por la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) subhercynicus*, con formas transicionales a *I. (M.) mytiloides* (Mantell) y a «*M. sp. cf. jacobi* (Heinz)» sensu WIEDMANN y KAUFFMAN (1978). Esta zona correspondería a la parte inferior del Turoniense Medio.

Zona TU-VI

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978), se caracterizaría por la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) hercynicus*, con «*M. jacobi* (Heinz) («*Inoceramus latus*» de autores)» sensu WIEDMANN y KAUFFMAN (1978). Esta zona correspondería al Turoniense Medio.

Zona TU-VII

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) estaría caracterizada por *I. ex. gr. lamarcki-cuvieri?* Esta «zona» sería generalmente divisible en varias zonas basadas en los estadios evolutivos, pero en esta área estaría escasa y pobremente preservada, por lo que no la pueden subdividir. Esta zona correspondería a la parte superior del Turoniense Medio.

Turoniense Superior

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) la parte más inferior del Turoniense Superior estaría caracterizada por *Inoceramus (Inoceramus) costellatus-I. jacobi*. Mientras que *I. dimidius* aff. *labiatoides?* estaría situada por encima.

Zonas CO-I y CO-II

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) estarían caracterizadas por *Inoceramus (Cremnoceramus) ernsti* e *I. winkholdioides*. Ambas zonas son del Coniaciense Inferior.

Coniaciense Medio

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) el Coniaciense Medio estaría caracterizado por

«*Cremnoceramus n. sp. ex. gr. inconstans*» sensu WIEDMANN y KAUFFMAN (1978).

Coniaciense Superior

La parte superior estaría caracterizada por *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus*.

Santoniense Inferior

De acuerdo con WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) estaría caracterizado por *Inoceramus (Platyoceramus) rhomboides heinei* e *I. (Pl.) cycloides*.

Problemas de esta zonación

Tras una estancia en el GPIT, en donde estudié todos los ejemplares de inocerámidos que poseen del norte de España, y entre los que se incluyen los estudiados por WIEDMANN y KAUFFMAN (1978), pude constatar que se pueden hacer varias críticas importantes a la zonación de WIEDMANN y KAUFFMAN (1978):

- 1) El número de ejemplares de inocerámidos del Turoniense, Coniaciense y Santoniense del norte de España estudiado por WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) es completamente insuficiente para poder establecer una zonación en un área tan amplia, ya que apenas sobrepasaba los 100 ejemplares.
- 2) No parece justificable el que WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) se limitasen a comparar su zonación de inocerámidos del norte de España con la zonación de inocerámidos de América del Norte, en lugar de compararla con la de áreas más cercanas, como son el resto de Europa y el norte de África, que lógicamente tenían que ser más afines.
- 3) El hecho de que Ganuza fuese la única localidad de la que WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) poseían inocerámidos de varios niveles del Turoniense Inferior y Medio, implica, en buena lógica, que era la única localidad en la que podían basarse para establecer una zonación del Turoniense Inferior y Medio. Referente a su zonación de inocerámidos del Turoniense, dicen textualmente (WIEDMANN y KAUFFMAN, 1978, p. III.5): «The Turonian inoceramid zonation in this area seems to be the same as that given

in the preceding chapter (for examples see Pl. 2, figs. 4-6, 10, 11, 15), but it has to be mentioned that in the Ganuza section several of the Turonian index species co-occur in one single layer (H₁₀161057). Así, si ellos consideran que varias de las especies índices del Turoniense están presentes en un mismo nivel en Ganuza, ya no tenían ningún criterio para poder establecer una zonación de inoceramidos, puesto que ésta era la única localidad de la que estudiaron inoceramidos procedentes de diferentes niveles del Turoniense.

- 4) WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) consideraron que su zona de «*M. submytiloides*» ya se iniciaba con la parte terminal del Cenomaniense Superior, pero de acuerdo con SEIBERTZ (1979), TRÖGER (1981 y 1989) y BIRKELUND et al. (1984) el límite Cenomaniense/Turoniense se delimita por la aparición de los primeros representantes del grupo de *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* (Schlotheim), dentro del cual se puede incluir a *I. (My.) submytiloides*. Por ello, debe considerarse que esta zona corresponde a la base del Turoniense.
- 5) WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) no citaron ningún ejemplar de *I. (Pl.) undulatoplicatus*, a pesar de que es muy frecuente en toda el área y que permite identificar el límite Coniaciense/Santoniense.
- 5) WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) no citaron ningún ejemplar de *I. (Pl.) undulatoplicatus*, a pesar de que es muy frecuente en toda el área y que permite identificar el límite Coniaciense/Santoniense.
- 6) Las especies que WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) utilizan para establecer zonaciones en el Coniaciense y en el Santoniense Inferior, corresponden, la mayoría de ellas, a un único ejemplar en malas condiciones o a «nuevas especies», como *Cremnoceramus* n. sp. ex. gr. *inconstans*. Por lo que en ningún caso pueden ser utilizadas para establecer zonaciones.
- 7) Así mismo, varias de las determinaciones de los inoceramidos figurados por WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) son cuanto menos dudosas. Presentando, muchas de ellas,

caracteres bastante distantes de los propios de las especies a las que WIEDMANN y KAUFFMAN los atribuyen.

En suma, la zonación de WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) para el norte de España presenta problemas semejantes a los que presenta la zonación de KAUFFMAN (1978 b) para la Cuenca Cretácica de Bohemia. CECH (1989) considera que la zonación de KAUFFMAN (1978 b) no puede ser utilizada con fines prácticos debido a la existencia de bastantes errores en la determinación de las especies y en la correcta interpretación de la posición estratigráfica de algunos afloramientos o sondeos. Por otra parte, la distribución de inoceramidos que propone KAUFFMAN (1978 a) para Inglaterra, también presenta problemas, que MATSUMOTO y NODA (1986) atribuyen a que los ejemplares que estudió KAUFFMAN (1978 a) no parecen estar bien situados estratigráficamente.

ZONACION DE INOCERAMIDOS EN LA REGION SURPIRENAICA CENTRAL

LOPEZ (1986 a, b) identificó 22 especies de inoceramidos del Coniaciense y Santoniense de la Región Surpirenaica Central (fig. 8), y los asignó a las zonas de ammonites reconocidas en la misma zona por MARTINEZ (1982).

Coniaciense

En la Región Surpirenaica Central no se han reconocido inoceramidos en el Coniaciense Inferior y Medio (fig. 28). Mientras que en el Coniaciense Superior se han identificado *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus subquadratus* Schlüter, *I. (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, *I. (Pl.) mantelli subrhenanus* Seitz, y *I. (Pl.) mantelli? rhenanus* (Heinz).

Santoniense

El límite Coniaciense/Santoniense está bien definido por la primera aparición de *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli* Heinz. La fauna de inoceramidos del Santoniense Inferior es muy abundante, siendo característicos los ejemplares de *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm e

REGION SUDPIRENAICA CENTRAL (NE ESPAÑA)		
SANTONIENSE	SUP.	<i>I. (En.) balticus cf. marcki</i>
	MEDIO	<i>I. (Pl.) aff. ezoensis</i> <i>I. (Co.) cordiinitialis? riedeli</i> <i>I. (Co.) cordiformis aff. boehmi</i> <i>I. (Pl.) undulatoplicatus subsp. inc.</i>
	INFERIOR	<i>I. (Co.) cordiformis aff. boehmi</i> <i>I. (Pl.) rhomboides heinei</i> <i>I. (Pl.) cycloides wegneri</i> <i>I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli</i>
	CONIAC. SUPERIOR	<i>I. (Ma.) subquadratus subquadratus</i> <i>I. (Pl.) mantelli subrhenanus</i> <i>I. (Pl.) mantelli? rhenanus</i> <i>I. (Pl.) mantelli mantelli</i>

Figura 28.—Distribución estratigráfica de los inoceramidos del Coniaciense y Santoniense de la Región Surpirenaica Central (LOPEZ, 1986a y 1986b); según LOPEZ et al. (1992).

I. (Pl.) rhomboides heinei Seitz. Por otra parte, *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz están presentes durante todo el Santoniense.

El Santoniense Medio está caracterizado por *I. (Cordiceramus) cordiformis aff. boehmi* Müller e *I. (Co.) cordiinitialis? riedeli* Seitz.

Mientras que el Santoniense Superior presenta un escaso número de ejemplares y una baja diversidad específica, y tan sólo está caracterizado por *I. (Endocostea) balticus cf. marcki* Giers, que, de acuerdo con MARTINEZ (1982), en la Región Surpirenaica Central aparece asociado a ammonites típicos del Santoniense Superior.

ASOCIACION PROPUESTA EN ESTE TRABAJO PARA LA CUENCA NAVARRO-CANTABRA Y LA PLATAFORMA NORD-CASTELLANA

En esta Tesis se ha estimado más conveniente utilizar el término asociación en lugar de zona,

puesto que se observa, en cuanto a la distribución estratigráfica, un solapamiento de algunas especies, varias de las cuales eran consideradas por otros autores (WIEDMANN y KAUFFMAN, 1978) como índices de zonas.

En la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana se han reconocido un total de 12 asociaciones (figs. 29 y 30), que abarcan desde el Turoniense Inferior al Santoniense Superior.

Asociación con *Inoceramus (Mytiloides) submytiloides*

Definición.—Queda definida por las primeras apa-

EDAD		ASOCIACION	
CONIACIENSE	MED.	<i>I. (Pl.) roberti</i> <i>I. (Pl.) barronensis</i> <i>I. (Pl.) cf. barronensis</i> <i>I. (Pl.) mantelli subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) mantelli herasensis</i> <i>I. (Pl.) mantelli turzoensis</i> <i>I. (Pl.) mantelli lamoldai</i> <i>I. (Pl.) mantelli cf. bevenburgi</i> <i>I. (Pl.) mantelli bevenburgi</i> <i>I. (Pl.) mantelli aff. subrhenanus</i> <i>I. (Pl.) mantelli cf. undatus</i> <i>I. (Pl.) mantelli undatus</i> <i>I. (Pl.) mantelli mantelli</i> <i>I. (Cre.) cf. crassus</i>	
	INF.	<i>I. (Cre.) ernsti</i> <i>I. (Cre.) erectus</i> <i>I. (Cre.) schloenbachi</i>	
TURONIENSE	SUP.	<i>I. (My.) striatoconcentricus cf. carphiticus</i> <i>I. (My.) striatoconcentricus striatoconcentricus</i> <i>I. (My.) cf. labiatoidiformis</i> <i>I. (My.) labiatoidiformis</i> <i>I. (My.) incertus incertus</i> <i>I. (L.) latus</i> <i>I. (L.) trochi</i>	
	MED.	<i>I. (L.) inaequivalvis modestus</i> <i>I. (L.) cyrtell</i> <i>I. (My.) cf. hercynicus</i> <i>I. (My.) hercynicus</i>	
	INF.	<i>I. (My.) cf. hercynicus</i> <i>I. (My.) cf. transiens</i> <i>I. (My.) transiens</i> <i>I. (My.) goppelnensis cf. ganuzaensis</i> <i>I. (My.) goppelnensis ganuzaensis</i> <i>I. (My.) goppelnensis aff. tourtenayensis</i> <i>I. (My.) cf. mytiloides</i> <i>I. (My.) mytiloides</i> <i>I. (My.) labiatus</i>	
	INF.	<i>I. (My.) cf. transiens</i> <i>I. (My.) transiens</i> <i>I. (My.) goppelnensis cf. goppelnensis</i> <i>I. (My.) goppelnensis goppelnensis</i> <i>I. (My.) submytiloides</i> <i>I. (My.) wiedenmanni</i>	

Figura 29.—Asociaciones reconocidas en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana en el intervalo Turoniense Inferior - Coniaciense Medio.

EDAD		A S O C I A C I O N
SANTONIENSE	SUP.	<i>I. (Co.) bueltenensis arnoldi</i> <i>I. (Co.) cf. brancoiformis</i> <i>I. (Co.) brancoiformis</i> <i>I. (Pl.) cycloides ricardoii</i>
	MED.	<i>I. (Co.) cordiinitialis riedeli</i> <i>I. (Co.) cordiinitialis spickernageli</i> <i>I. (Co.) bueltenensis aff. arnoldi</i> <i>I. (Pl.) cycloides absenensis</i> <i>I. (Pl.) cycloides cycloides</i>
	INF.	<i>I. (Co.) cf. haenleini</i> <i>I. (Co.) cordiformis subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) cycloides cf. wegneri</i> <i>I. (Pl.) cycloides absenensis</i> <i>I. (Pl.) cycloides cycloides</i>
	SUP.	<i>I. (Co.) bueltenensis bueltenensis</i> <i>I. (Co.) cordiinitialis ickernensis</i> <i>I. (Pl.) rhomboides subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) rhomboides rhomboides</i> <i>I. (Pl.) subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) aff. czoensis</i> <i>I. (Pl.) aff. confertimannulatus</i> <i>I. (Pl.) aff. cycloides</i> <i>I. (Pl.) cycloides subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) cycloides wegneri</i> <i>I. (Pl.) cycloides absenensis</i> <i>I. (Pl.) cycloides cycloides</i> <i>I. (Pl.) cf. undulatoplicatus</i> <i>I. (Pl.) undulatoplicatus subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli</i> <i>I. (Pl.) undulatoplicatus undulatoplicatus</i>
CONIACIENSE	SUP.	<i>I. (Ma.) villamartinensis</i> <i>I. (Ma.) cf. austinensis</i> <i>I. (Ma.) aff. subquadratus</i> <i>I. (Ma.) subquadratus subsp. inc.</i> <i>I. (Ma.) subquadratus cf. complicatus</i> <i>I. (Ma.) subquadratus crenelatus</i> <i>I. (Ma.) subquadratus subquadratus</i> <i>I. (Pl.) mantelli subsp. inc.</i> <i>I. (Pl.) mantelli cf. beyenburgii</i>

Figura 30.—Asociaciones reconocidas en la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana en el intervalo Coniaciense Superior - Santoniense Superior.

raciones de las especies del subgénero *Mytiloides* Brongniart; en concreto, por la primera aparición de *Inoceramus (Mytiloides) submytiloides* o de *I. (My.) wiedmanni* sp. n.

Asociación característica.—*Inoceramus (Mytiloides) submytiloides* Seitz, *I. (My.) wiedmanni*, *I. (My.) goppelnensis goppelnensis* Badillet y Sornay e *I. (My.) goppelnensis cf. goppelnensis* Badillet y Sornay. Ocasionalmente, en esta asociación puede aparecer *I. (My.) transiens* e *I. (My.) cf. transiens*.

Edad.—Esta asociación corresponde a la parte inferior del Turoniense Inferior.

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series de GA-I, GA-II, GA-III (fig. 31), GA-IV y GA-V y en la Plataforma Norcastellana en la serie de PU (fig. 32).

Discusión.—Los inocerámidos permiten delimitar fácilmente el límite Cenomaniense/Turonienso, ello a partir de la aparición de los primeros representantes del grupo de *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* Schlotheim, tal como fue propuesto por SEIBERTZ (1979), TRÖGER (1981) y BIRKELUND et al. (1984). De todas formas, según este criterio, en el norte de Europa se observa un pequeño solapamiento con *I. (Inoceramus) pictus bohemicus* Leonhard en la base de la Zona 7 de TROGER (1989).

Por su parte, la utilización de ammonites para definir el límite Cenomaniense/Turonienso es difícil, como ya pusieron de manifiesto KENNEDY (1984) y BIRKELUND et al. (1984). En el pasado, la aparición de la asociación de la zona *Watinoceras coloradoense* fue utilizada frecuentemente para fijar el límite. En muchas secuencias del límite, por ejemplo en la Cuenca Cretácica Subhercynica, las rocas están casi desprovistas de fósiles. En otros perfiles, los ammonites han desaparecido. Hay amplias condensaciones y rupturas en Europa occidental, incluyendo el área tipo (KENNEDY, 1984).

Asociación con *Inoceramus (Mytiloides) goppelnensis ganuzaensis*

Definición.—Esta asociación queda definida por la primera aparición de *Inoceramus (Mytiloides) goppelnensis ganuzaensis* subsp. n.

Asociación.—Está caracterizada por la asociación de *Inoceramus (Mytiloides) goppelnensis ganuzaensis* subsp. n., *I. (My.) goppelnensis cf. ganuzaensis* subsp. n., *I. (My.) mytiloides* Mantell (especie de las Zonas 7-9 inf. de Tröger, 1989), *I. (My.) goppelnensis tourtenayensis* Badillet y Sornay, *I. (My.) labiatus* (Schlotheim), *I. (My.) transiens* Seitz (especie de las Zonas 9 y 10 de Tröger, 1989), e *I. (My.) cf. transiens* Seitz. Ocasionalmente aparecen algunos ejemplares de *I. (My.) cf. hercynicus* Petrascheck.

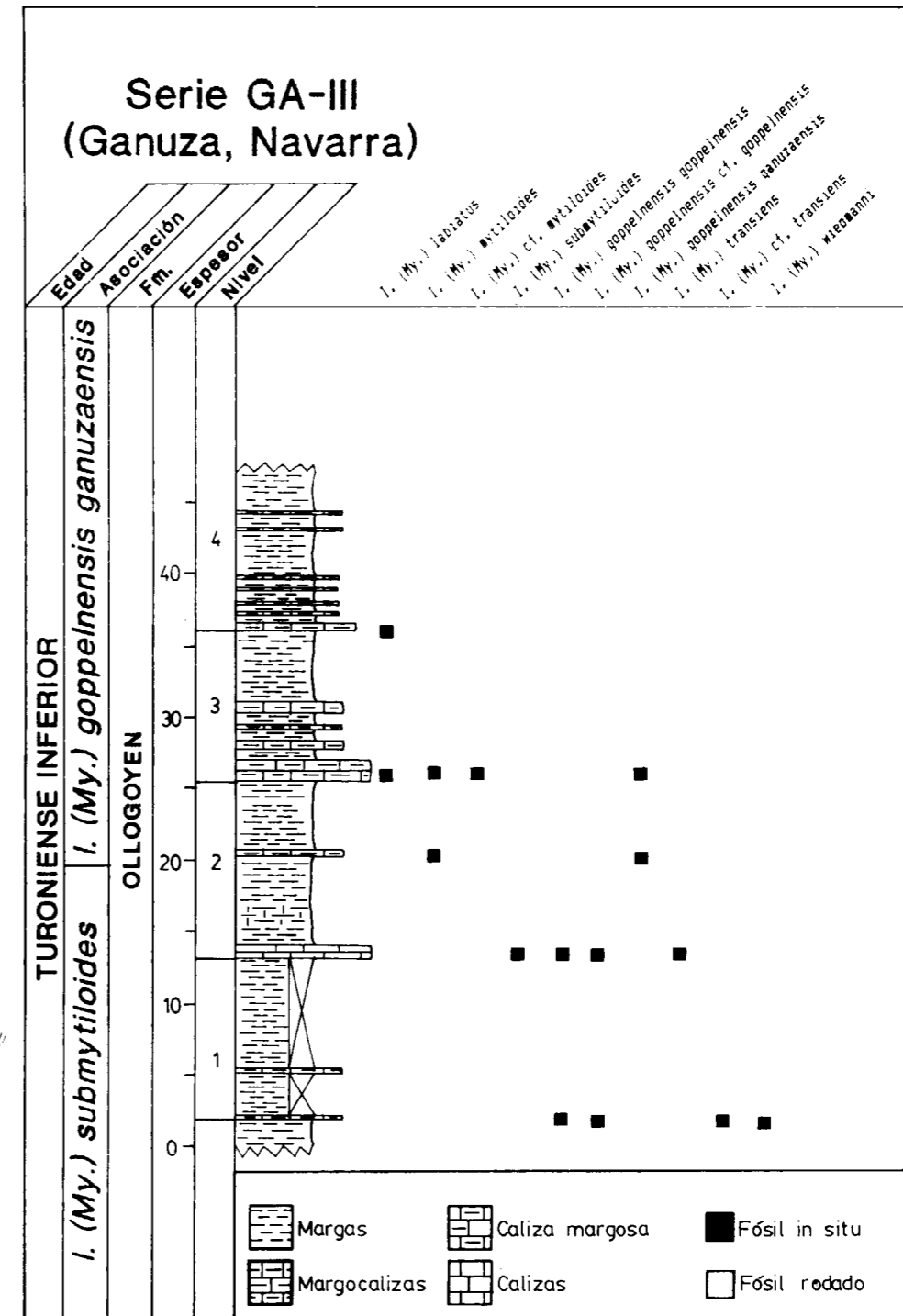


Figura 31.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie GA-III (Ganuza, Navarra).

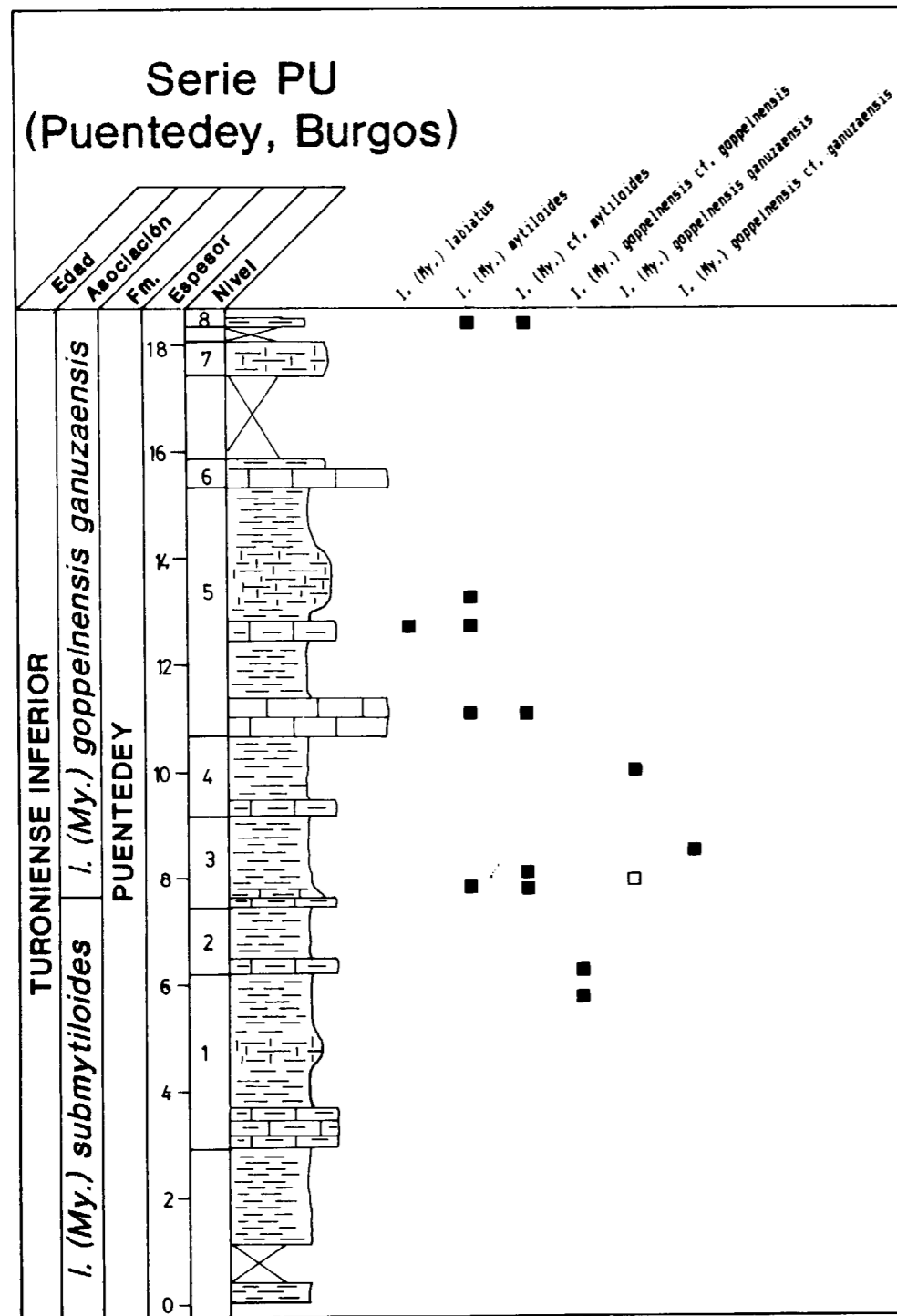


Figura 32.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie PU (Puentedey, Burgos).

Edad.—Esta asociación corresponde a la parte superior del Turoniense Inferior.

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra en las series de GA-I, GA-II, GA-III (fig. 31), GA-IV, GA-V y ME y en las localidades de GAS-I, GAS-III y GAS-IV, y en la Plataforma Norcastellana en las series de SO-I y PU (fig. 32) y en la localidad de PU-II.

Asociación con Inoceramus (Mytiloides) hercynicus

Definición.—Queda definida por la primera aparición de *Inoceramus (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck.

Asociación.—Está caracterizada por la primera aparición de *Inoceramus (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck (especie de las Zonas 8-12 de Tröger, 1989), así mismo es frecuente encontrar ejemplares de *I. (My.) cf. hercynicus* Petrascheck. En la Cuenca Navarro-Cántabra no se ha reconocido ningún ejemplar de *I. (Inoceramus) lamarcki* Parkinson.

Edad.—Esta asociación corresponde a la parte inferior del Turoniense Medio, y es equivalente a las Zonas 8-12 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series GA-I, GA-II, GA-IV y GA-V.

Discusión.—El límite Turoniense Inferior/Medio no está suficientemente bien definido por medio de la fauna de inocerámidos, como ya puso de manifiesto TRÖGER (1989). Este límite fue establecido por SEITZ (1921) siguiendo a SCHLÜTER, en base a la primera aparición de *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* Parkinson. De todas formas, en otras muchas regiones, como por ejemplo en la Cuenca cretácica de Sajonia, *I. (Mytiloides) hercynicus* Petrascheck está asociado a *Collignoniceras woollgari* Mantell, que es un ammonite del Turoniense Medio. En áreas del norte de España, *I. (My.) hercynicus* está asociado a ammonites del Turoniense Medio (SANTAMARIA, 1991). Una futura división del Turoniense Medio vendría establecida por los grupos de *I. (I.) lamarcki* de *I. (Striatoceramus) striatoconcentricus* y de *I. (I.) costellatus*.

Asociación con Inoceramus (Inoceramus) cuvieri

Definición.—Esta asociación se define por la primera aparición de *Inoceramus (Inoceramus) cuvieri* o *I. (I.) inaequalis modestus*.

Asociación.—Se caracteriza por *Inoceramus (Inoceramus) cuvieri* (esta especie corresponde a la Zona 13 de Tröger, 1989), e *I. (I.) inaequalis modestus* (esta especie corresponde a las Zonas 15?-17 de Tröger, 1989).

Edad.—Esta asociación corresponde a la parte superior del Turoniense Medio de la Cuenca Navarro-Cántabra, y es equivalente a las zonas 13-17 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series OLLO y OLB.

Asociación con Inoceramus (Inoceramus?) frechi

Definición.—Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Inoceramus?) frechi* Flegel.

Asociación.—Esta asociación se reconoce por las primeras apariciones de *Inoceramus (Inoceramus?) frechi* Flegel, *I. (Mytiloides) incertus incertus* Jimbo (especie de las Zonas 19 y 20 de Tröger, 1989), *I. (My.) labioidiformis* Tröger (especie de las Zonas 18 y 19 de Tröger, 1989), *I. (My?) striatoconcentricus striatoconcentricus* Gumbel (especies de las zonas 17-19 de Tröger, 1989) e *I. (My?) striatoconcentricus aff. carphaticus* Simionescu (especie de la Zona 19 de Tröger, 1989).

Edad.—Esta asociación corresponde al Turoniense Superior, y es equivalente a las Zonas 17-20 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en la localidad de OLLO-II y en la Plataforma Norcastellana en la serie CU (fig. 33).

Discusión.—En la parte inferior de esta asociación existe un solapamiento con la asociación anterior, y esta parte correspondería a la zona 17 de Tröger (1989).

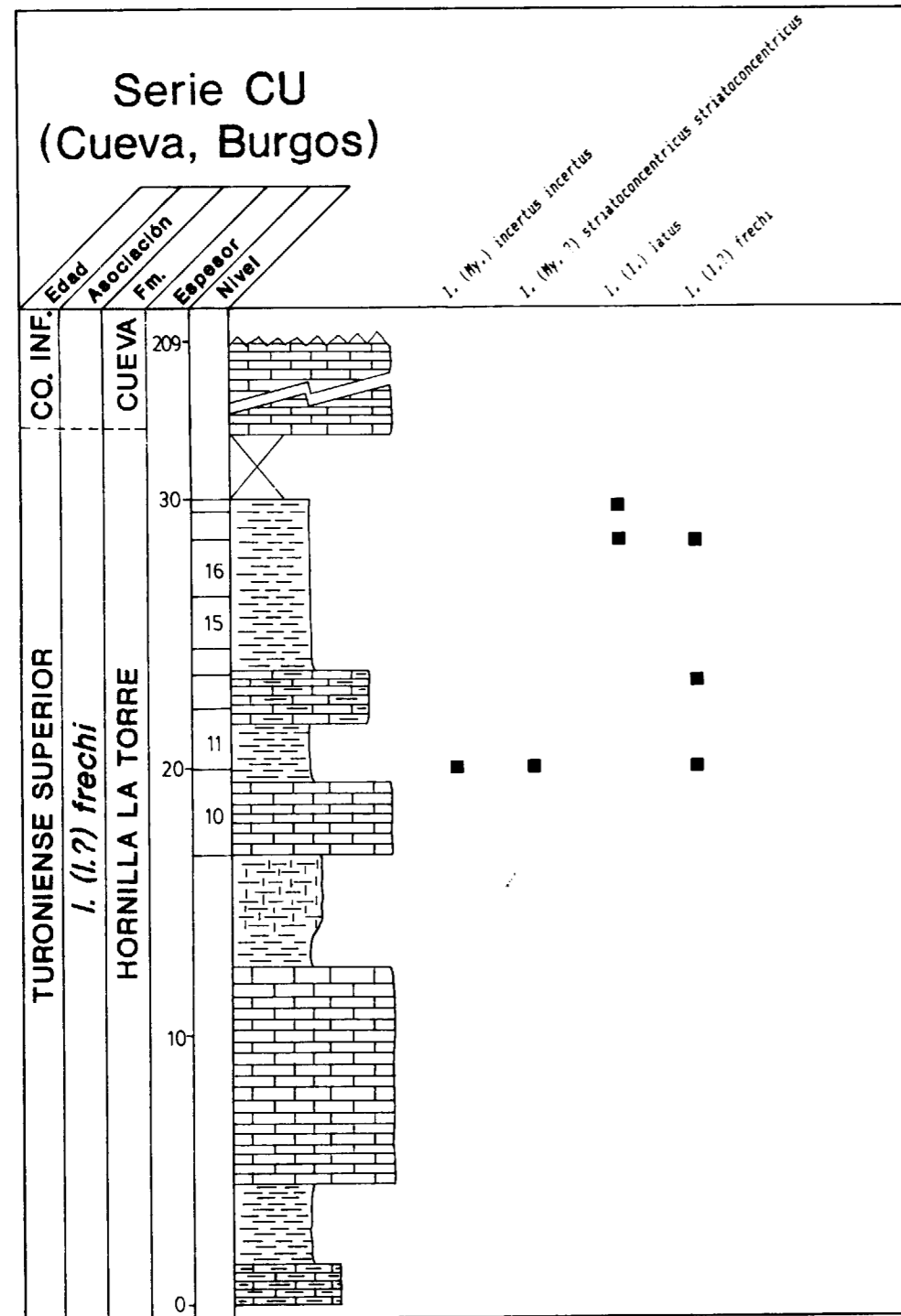


Figura 33.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie CU (Cueva, Burgos).

Asociación con *Inoceramus (Cremnoceramus) erectus*

Definición.—Se reconoce por las primeras apariciones de *Inoceramus (Cremnoceramus) erectus* Meek y/o *I. (Cre.) schloenbachi* Böhm e *I. (Cre.) ernsti* Heinz.

Asociación.—La asociación está representada por *Inoceramus (Cremnoceramus) erectus* Meek, *I. (Cre.) schloenbachi* Böhm e *I. (Cre.) ernsti* Heinz.

Edad.—Corresponde al Coniaciense basal, y no presenta una abundante fauna de inocerámidos. Esta asociación es equivalente a las Zonas 20 y 21 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en la serie de Izurdiaga y en las localidades de GAS-II y OLLO-II.

Discusión.—Corresponde a la Zona 20 de Tröger (1989), y se reconoce por las primeras apariciones de *Inoceramus (Cremnoceramus) schloenbachi* Böhm, *I. (Cre.) erectus* Meek e *I. (Cre.) ernsti* Heinz. Según TRÖGER (1989), las especies *I. (Cre.) schloenbachi* e *I. (Cre.) ernsti* también son características de la Zona 21 de Tröger (1989); pero las demás especies que él reconoce en la Zona 21 no se han identificado en esta Tesis. SEIBERTZ (1979) y TRÖGER (1981) propusieron establecer el límite Turoniense/Coniaciense con la primera aparición de *Inoceramus rotundatus* Fiege. Según TRÖGER (1989), junto con esta especie, la asociación de la Zona 20 de Tröger (1989) contiene *I. (Mytiloides) incertus* Jimbo, *I. (Cremnoceramus?) waltersdorfensis waltersdorfensis* Andert, *I. (Cre.?) waltersdorfensis hannovrensis* Heinz, y en la parte superior *I. (Cre.) inconstans lueckendorfensis* Tröger e *I. (Cre.) schloenbachi* Böhm. Este criterio no puede aplicarse, por el momento, en la Cuenca Navarro-Cántabra, puesto que no se ha reconocido ningún ejemplar de *I. rotundatus* en esta región.

Asociación con *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*

Definición.—Se define por las primeras apariciones de las subespecies de *I. (Pl.) mantelli*.

Asociación.—Se ha identificado un buen número de ejemplares de *I. (Pl.) mantelli mantelli* Barrois,

I. (Pl.) mantelli undatus Heine, *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz, *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli barronensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli aff. subrhenanus*, *I. (Pl.) mantelli turzoensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli herasensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli* subsp. inc. *I. (Pl.) barroensis* sp. n. e *I. (Pl.) roberti* sp. n.

Edad.—Esta asociación corresponde al Coniaciense Medio, y es equivalente a la Zona 22 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series de BA (fig. 34) y HE (fig. 35) y en las localidades de Ollabarren, Venta de Barindano y en la Plataforma Norcastellana en las series de NI (fig. 36), TOR, VM y VMW (fig. 37).

Discusión.—En la Cuenca Navarro-Cántabra no se ha reconocido a ninguna especie del subgénero *Inoceramus (Volvicceramus)*. Mientras que sí que se ha obtenido una fauna rica, tanto en número de subespecies como de ejemplares, de la especie *I. (Platyceramus) mantelli*. Según TRÖGER (1989) la aparición de inocerámidos involutos, como *Inoceramus (Volvicceramus) koeneni* Müller e *I. (Vol.) involutus* Sowerby marca el Coniaciense Medio. Adicionalmente a estos inocerámidos involutos, la asociación del Coniaciense Medio (z. 22) consiste de miembros del grupo de *I. (Platyceramus) mantelli*, *I. frechi* Flegel, *I. kleini* Müller, *I. percostatus* Müller e inocerámidos semejantes a *I. troitzkii* Schulgina y Bodylewski.

Asociación con *Inoceramus (Magadicceramus) subquadratus*

Definición.—Se reconoce por la primera aparición de *I. (Ma.) subquadratus* o de *I. (Ma.) villamartinensis* sp. n.

Asociación.—Se caracteriza por unos pocos ejemplares de *I. (Magadicceramus) subquadratus subquadratus* e *I. (Ma.) subquadratus* subsp. inc., y un gran número de ejemplares de *I. (Ma.) villamartinensis* sp. n., que se ha reconocido en gran parte de la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana. Así mismo, se han obtenido unos pocos ejemplares de *I. (P.) mantelli* cf. *beyenburgi* e *I. (Pl.) mantelli* subsp. inc.

Edad.—Esta asociación corresponde al Coniaciense Medio, y es equivalente a la Zona 22 de Tröger (1989).

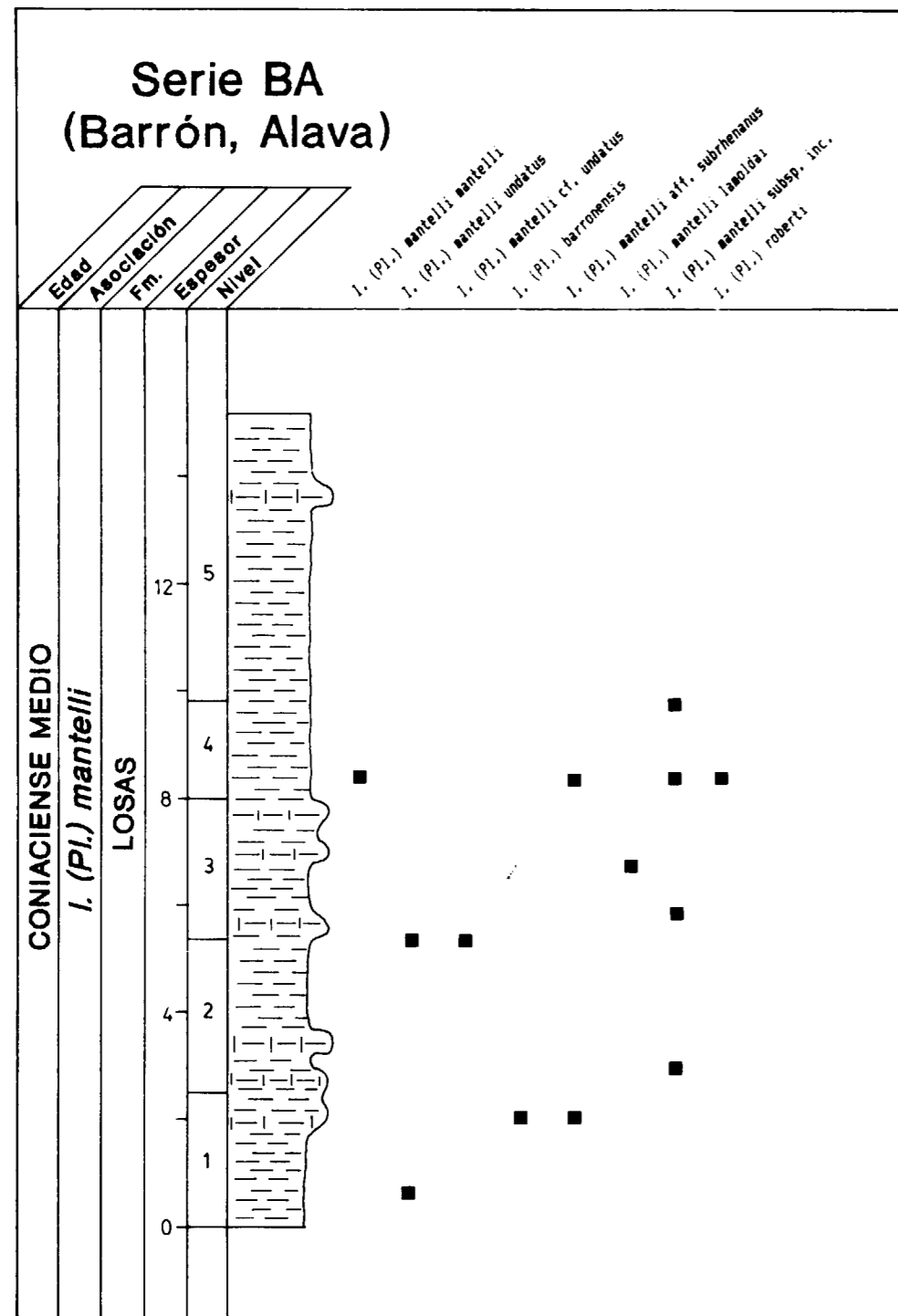


Figura 34.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie BA (Barrón, Alava).

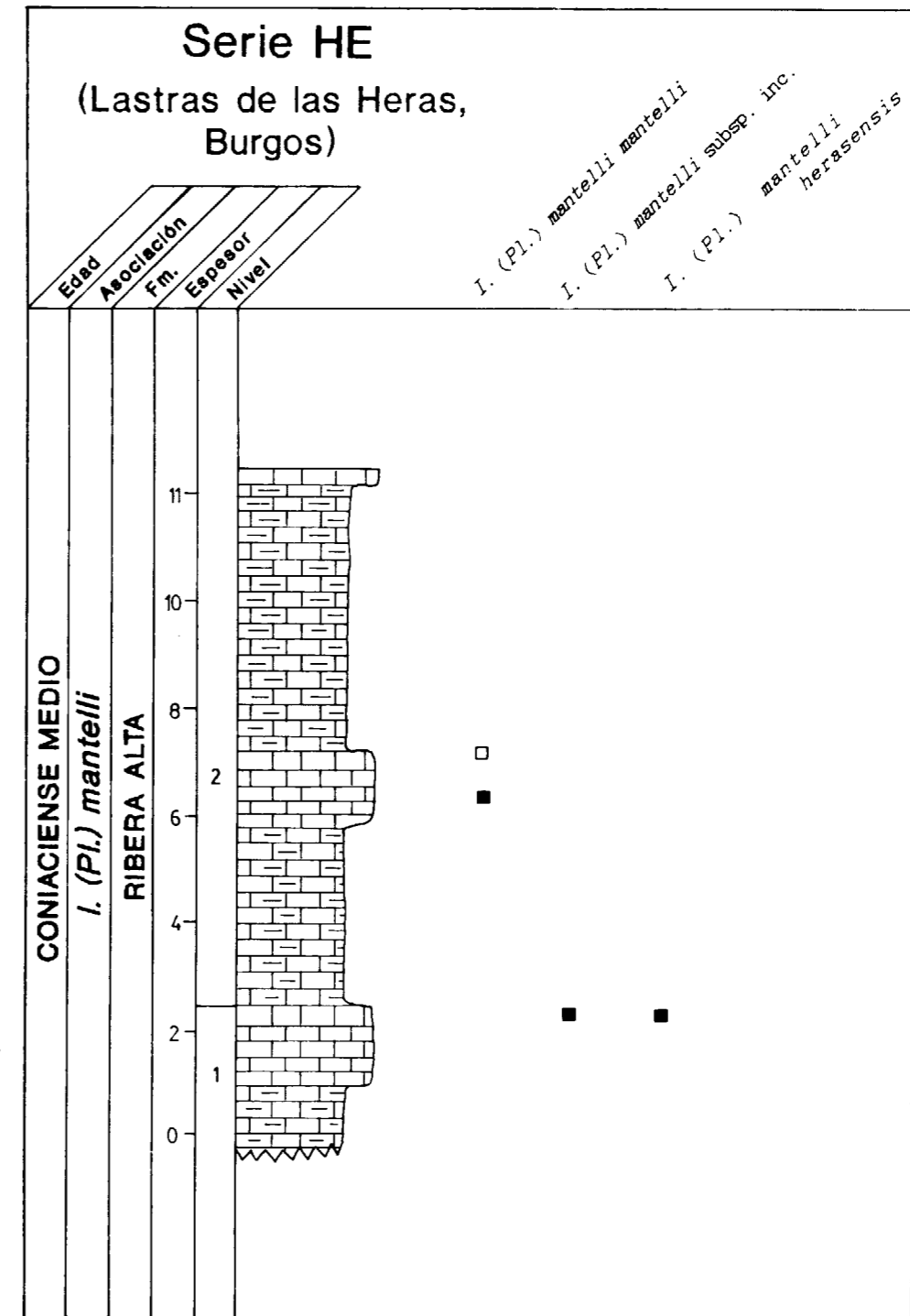


Figura 35.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie HE (Lastras de las Heras, Burgos).

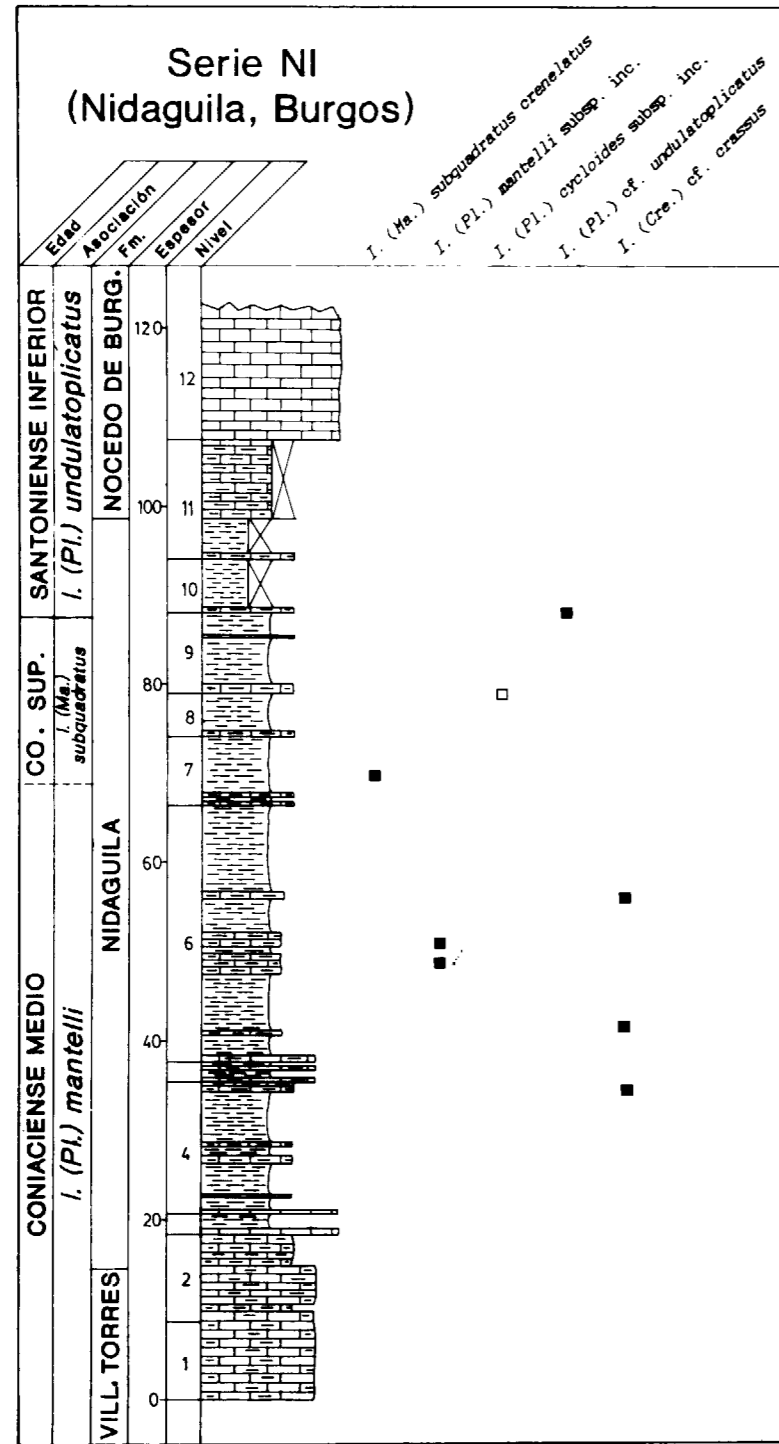


Figura 36.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie NI (Nidaguila, Burgos).

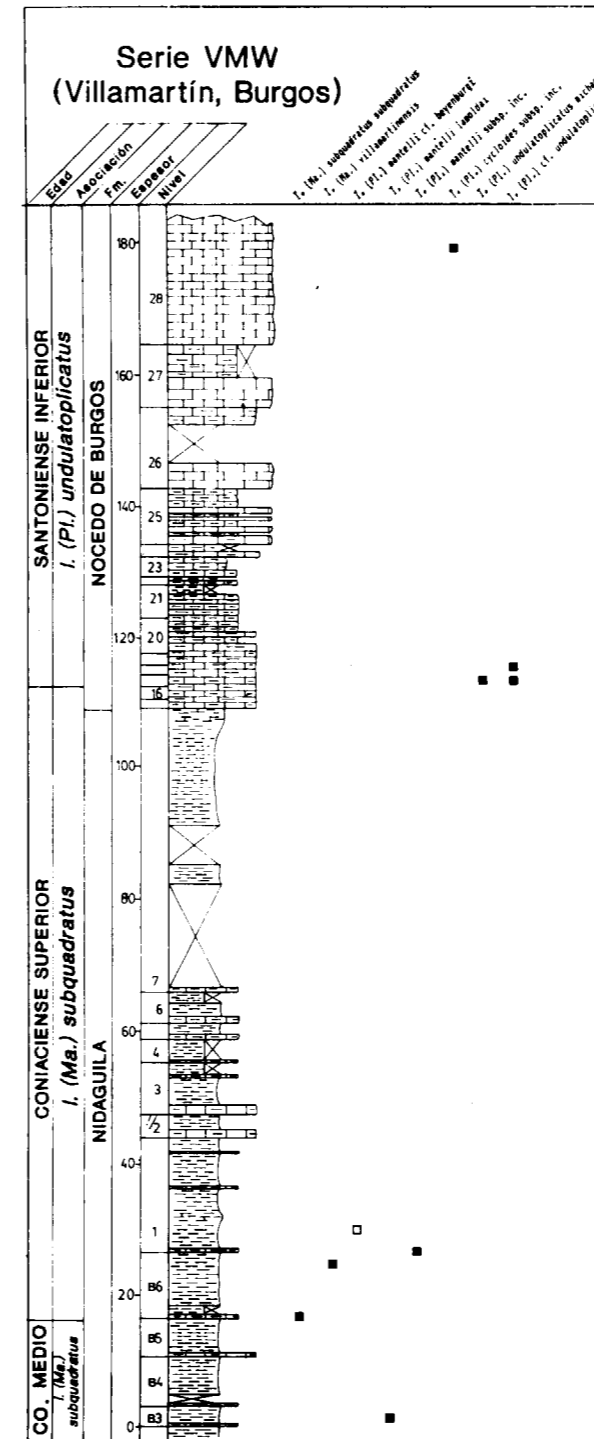


Figura 37.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie VMW (Villamartín, Burgos).

ciense Superior, y es equivalente a las zonas 23 y 24 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series de FR y VI y en la Plataforma Norcastellana en las series de NI (fig. 36), TOR, TU, VM y VMW (fig. 37).

Discusión.—Según TRÖGER (1989), la parte basal del Coniaciense Superior está caracterizada principalmente por *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus* Schlüter, incluyendo inocerámidos involutos e *I. (Sphenoceramus?) subcardissoides* Heinz (especie de la Zona 23 de Tröger, 1989). En la parte superior del Coniaciense Superior (Zona 24 de Tröger, 1989) los inocerámidos involutos ya no están presentes. Pero debido a que en el Coniaciense Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra no se ha identificado ningún ejemplar de *Inoceramus (Volvicceramus)*, no se pueden diferenciar la Zona 23 de la 24, tal como fueron establecidas por TRÖGER (1989).

Asociación con Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus

Definición.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, el límite Coniaciense/Santoniense está bien definido por la primera aparición de cualquiera de las subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* Römer o por la aparición de cualquier otra especie de inocerámido con costillas divergentes, como *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm o *I. (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz.

Asociación.—Las subespecies más frecuentes son *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* e *I. (Pl.) undulatoplicatus* subsp. inc., que se pueden localizar por toda la Cuenca Navarro-Cántabra. En el Santoniense Inferior, también se han reconocido otras especies que también presentan costillas divergentes, se trata de *Inoceramus (Pl.) cycloides wegneri* Böhm, *I. (Pl.) undulatoplicatus* cf. *undulatoplicatus* e *I. (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz. Así mismo, en el Santoniense Inferior también se han reconocido algunos ejemplares de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz e *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz. Las subespecies *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides* Wegner e *I. (Pl.) cycloides ahnenensis* Seitz han sido reconocidas en toda la Cuenca Navarro-Cántabra, y su regis-

tro estratigráfico abarca a todo el Santoniense, al igual que en gran parte de Europa.

Edad.—Esta asociación corresponde al Santoniense Inferior y corresponde a la Zona 26 de Tröger (1989) y a la Zona de Undulatoplicatus de Seitz (1961).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series de AS, ASN, BO, FRES, LA, MA, OR, OT, OLAZ y VIL (fig. 38) y en la Plataforma Norcastellana en las series de NI (fig. 36), TOR, TU y VMW (fig. 37).

Discusión.—De acuerdo con BIRKELUND et al. (1984), la aparición del subgénero *Texanites* (*Texanites*) es un buen delimitador del límite Coniaciense/Santoniense; de todas formas, este subgénero está ausente de numerosas regiones europeas, algunas de las cuales son estratigráficamente importantes, como la cuenca de Aquitaine. Otra propuesta de estos autores es considerar como indicador del límite a la primera aparición de *I. (Platyceramus) undulatoplicatus* Roemer. Hay un consenso general, según el cual *I. (Pl.) undulatoplicatus* y *Texanites (Texanites)* son casi coincidentes (WOOD et al., 1984). La tercera posibilidad, que fue remarcada por SEITZ (1965) es considerar la primera aparición de las especies del grupo de *I. (Sphenoceramus) pachticardissoides* (Zona Cardissoides según SEITZ, 1965, que es equivalente a la Zona 25 de Tröger, 1989); la aparición de estas especies se produce antes que la primera aparición de *I. (Pl.) undulatoplicatus*. Esta última posibilidad no ha sido confirmada por los ammonites, pero ya ha sido ampliamente utilizada en el norte de Alemania y en la Cuenca Polaca.

La Zona 25 de Tröger (1989) no se puede distinguir en la Cuenca Navarro-Cántabra, ya que está definida en base a la primera aparición de *I. (Sphenoceramus) pachtipachti* Archanguelsky y subespecies, y este subgénero no está presente en el norte de España.

Las especies *Inoceramus (Pl.) cycloides wegneri* Böhm, e *I. (Cordiceramus) cordiinitialis ickernensis* Seitz. Estas especies también aparecen en el norte de Alemania, en donde también están limitadas al Santoniense Inferior, al igual que otras especies con costillas divergentes similares. Así mismo, en el Santoniense Inferior también se han reconocido algunos ejemplares de *I.*

(Pl.) rhomboides rhomboides Seitz. De todas formas, esta subespecie está presente en todo el Santoniense del norte de Alemania, aunque en la Cuenca Navarro-Cántabra tan sólo ha sido reconocida en el Santoniense Inferior.

Asociación con Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis

Definición.—Está definida por *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc. e *I. (Co.) cf. haenleini* Müller.

Asociación.—*Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* subsp. inc., *I. (Co.) cf. haenleini* Müller, *I. (Platyceramus) cycloides cycloides*, *I. (Pl.) cycloides ahsenensis*, *I. (Pl.) cycloides cf. wegneri*, *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* e *I. (Co.) cordiinitialis spickernageli*.

Edad.—Esta asociación correspondería a la parte superior del Santoniense Inferior y a la parte inferior del Santoniense Medio. Es equivalente a las zonas 27 y 28 de Tröger (1989).

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en las series de AS y FRN (fig. 39).

Discusión.—TRÖGER (1989) considera que su Zona 27 está especialmente caracterizada por las subespecies de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis* Sowerby, y que su límite superior está definido por la aparición de *I. (Sphenoceramus) pinniformis* Willet, que es el fósil diagnóstico de su Zona 28. Esta división propuesta por TRÖGER no es aplicable a la Cuenca Navarro-Cántabra, puesto que los pocos ejemplares de *I. (Co.) cordiformis* subsp. inc. e *I. (Co.) cf. haenleini* Müller que se han identificado, se encuentran restringidos a la parte superior del Santoniense Inferior y a la parte inferior del Santoniense Medio; por lo que no llegan a sobrepasar el Santoniense Medio, como propone TRÖGER (1989). Por otra parte, en la Cuenca Navarro-Cántabra no se puede aplicar el criterio que propone TRÖGER (1989) para separar la Zona 27 de la 28, ya que en esta área no se ha reconocido ninguna especie del subgénero *I. (Sphenoceramus)*.

Asociación con Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli

Definición.—Está definida por la primera apari-

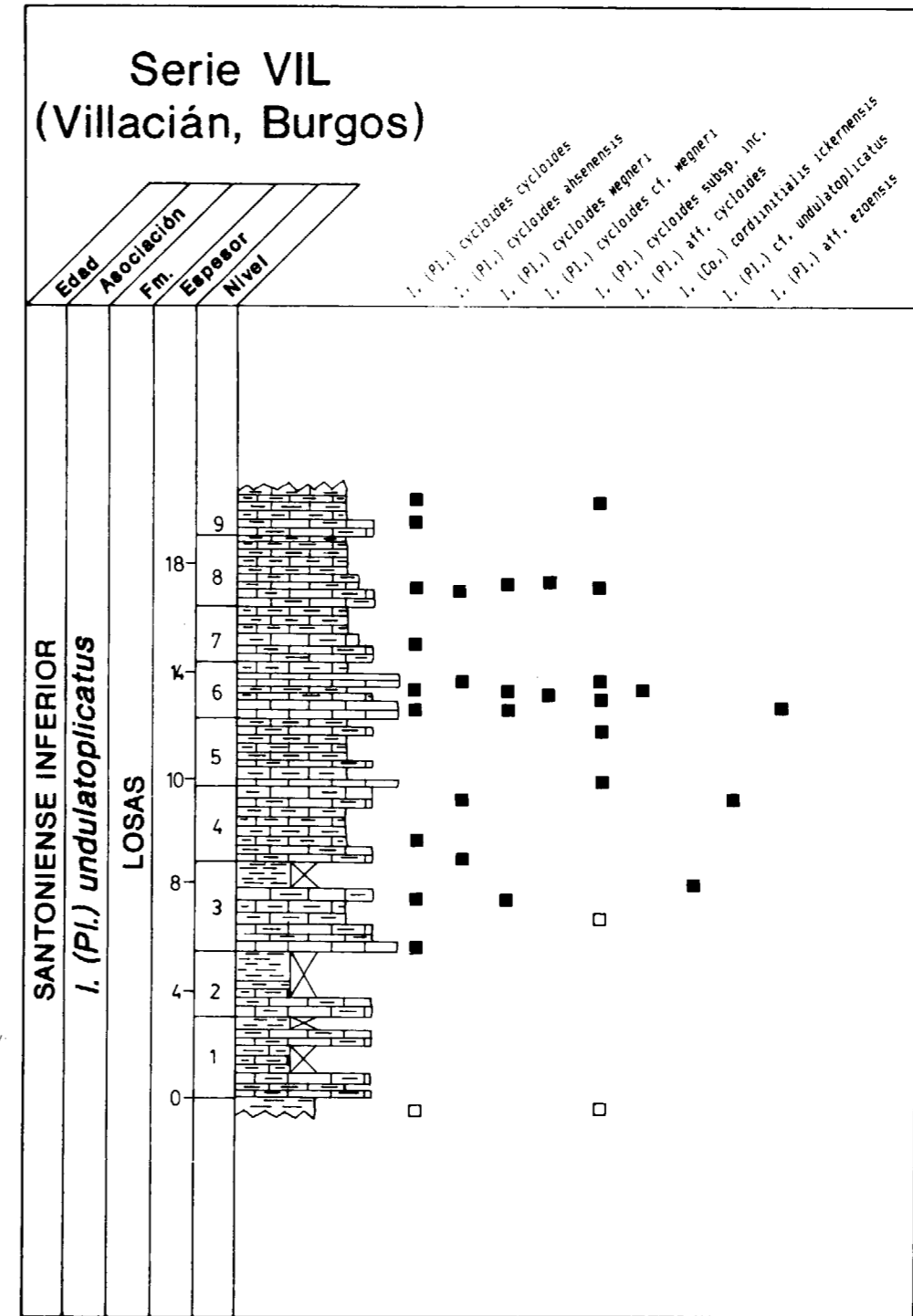


Figura 38.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie VII (Villacián, Burgos).

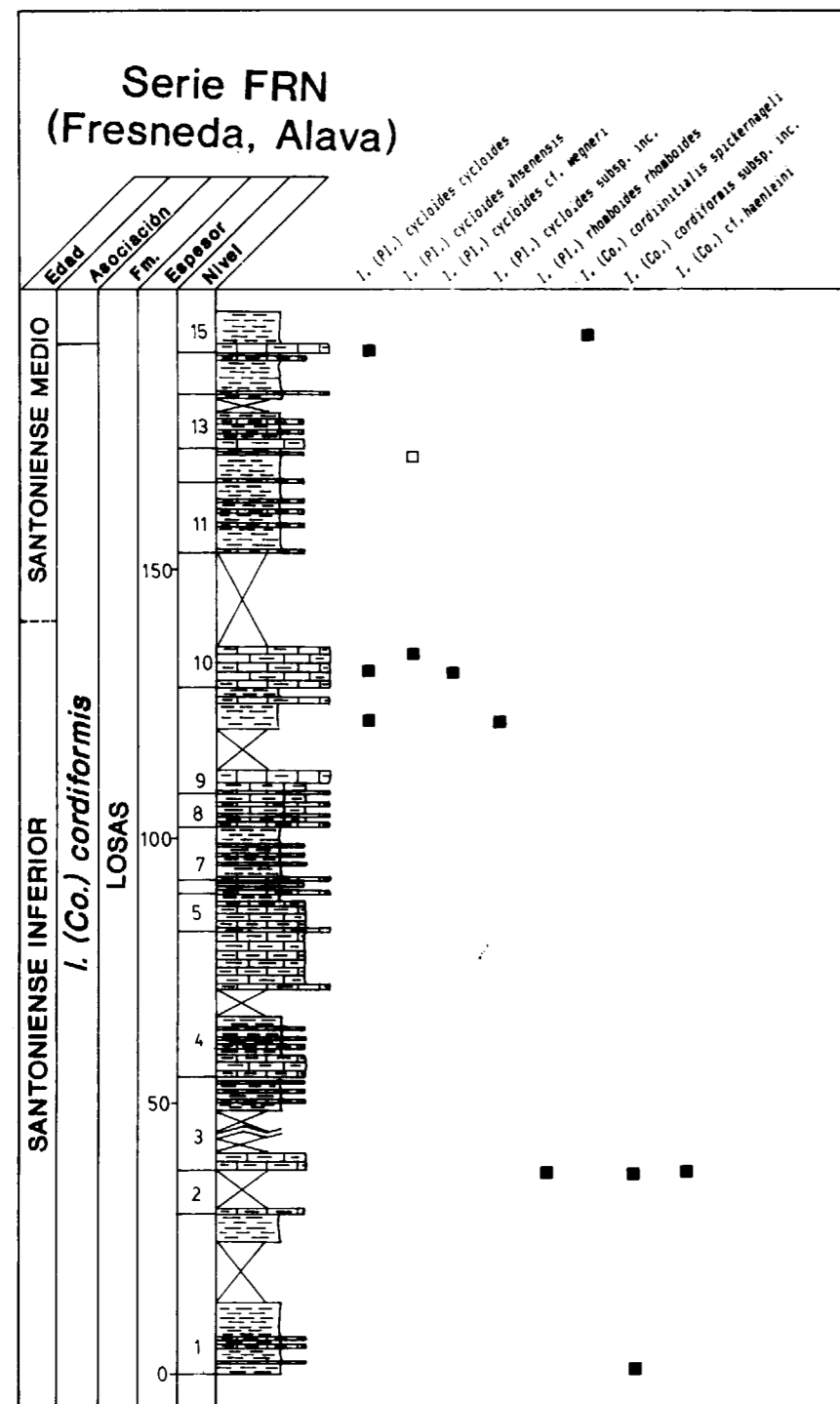


Figura 39.—Distribución estratigráfica de los inocerámidos de la serie FRN (Fresneda, Burgos).

ción de *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis riedeli* Seitz o *I. (Co.) cordiinitialis spickernageli* Seitz.

Asociación.—Esta asociación se caracteriza por *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis spickernageli* Seitz, *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz, *I. (Co.) bueltenensis castresanaensis* subsp. n.

Edad.—Esta asociación corresponde a la parte media y superior del Santoniense Medio.

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en la serie de FRN (fig. 39) y en la localidad de Castresana.

Discusión.—TROGER (1989) considera que existen muchas dificultades en la utilización del esquema propuesto por SEITZ (1961). Primero, las especies *Inoceramus (Cordiceramus) cordiinitialis* Seitz, *I. (Co.) brancoiformis* Seitz e *I. (Co.) haenleini* Müller son raras, por lo que no pueden ser utilizadas con propósitos prácticos. Segundo, hay grandes intervalos de solapamientos en el rango vertical de las mencionadas especies, como ya mencionó el propio SEITZ (1961 y 1965). De todas formas, puesto que en la Cuenca Navarro-Cántabra no se ha identificado ninguna especie de *I. (Sphenoceramus)*, la división del Santoniense Medio y Superior debe intentar realizarse por medio de las especies de *I. (Cordiceramus)*, que son relativamente abundantes. Por otra parte, la distribución estratigráfica que TRÖGER (1989) propone para *I. (Co.) cordiinitialis* parece no incluir la distribución de *I. (Co.) cordiinitialis riedeli* Seitz, que se sitúa en el Santoniense Medio, ni tener en cuenta que *I. (Co.) cordiinitialis spickernageli* se limita a la parte media del Santoniense Medio.

Asociación con *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis*

Definición.—Se define por la primera aparición de *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz.

Asociación.—Esta asociación está caracterizada por las especies *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis* Seitz, *I. (Co.) bueltenensis bueltenensis* Seitz, *I. (Co.) bueltenensis arnoldi* Seitz, y *I. (Platyceramus) cycloides ricardoii* subsp. n.

Edad.—Esta asociación corresponde al Santoniense Superior.

Distribución.—En la Cuenca Navarro-Cántabra, en la serie de OLAZ y en la Plataforma Norcastellana en la serie SPL-I y TOR y en las localidades de SPL y SPL-II.

Discusión.—La Zona 29 de TRÖGER (1989) tampoco puede ser reconocida en el norte de España, ya que considera que la asociación característica está formada principalmente por *Inoceramus (Sphenoceramus) patootensiformis* Seitz, *I. (Sphe.) angustus* Beyenburg, así como por pequeños inocerámidos semejantes a *I. (Sphe.) lingua* Goldfuss; y, como ya he mencionado anteriormente, este subgénero no ha sido reconocido en el norte de España.

La subespecie *Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoii* subsp. n. podría corresponder a la parte terminal del Santoniense Superior o incluso a la parte basal del Campaniense, tal y como parecen apuntar los datos de otros autores (SEITZ, 1967; SORNAY, 1978a; LOPEZ, 1986a, y KAUFFMAN, 1987 - Comunicación personal).

MODIFICACION DE LAS EDADES DE ALGUNAS FORMACIONES

La información que han proporcionado los inocerámidos ha implicado la modificación de las edades de algunas de las formaciones establecidas en esta área por AMIOT (1982) y FLOQUET et al. (1982), así como reafirmar algunos otros límites. A continuación se indica cuáles han sido estas aportaciones (fig. 40).

Formación de Ollogoyen

AMIOT (1982) consideró que el techo de la formación Ollogoyen debería corresponder al Coniaciense Inferior (Coniaciense I y II de WIEDMANN), mientras que la fauna de inocerámidos estudiada permite datar este techo como Turoniense Superior, ya que corresponde a la Asociación con *Inoceramus (Inoceramus) cuvieri*.

El límite Turoniense/Coniaciense en la serie de Ollogoyen está sujeto a una cierta controversia, ya que no hay acuerdo acerca de su posición exacta. WIEDMANN (1979) fue el primero en examinar los foraminíferos planctónicos de la sección de Ollogoyen, y su trabajo fue completado

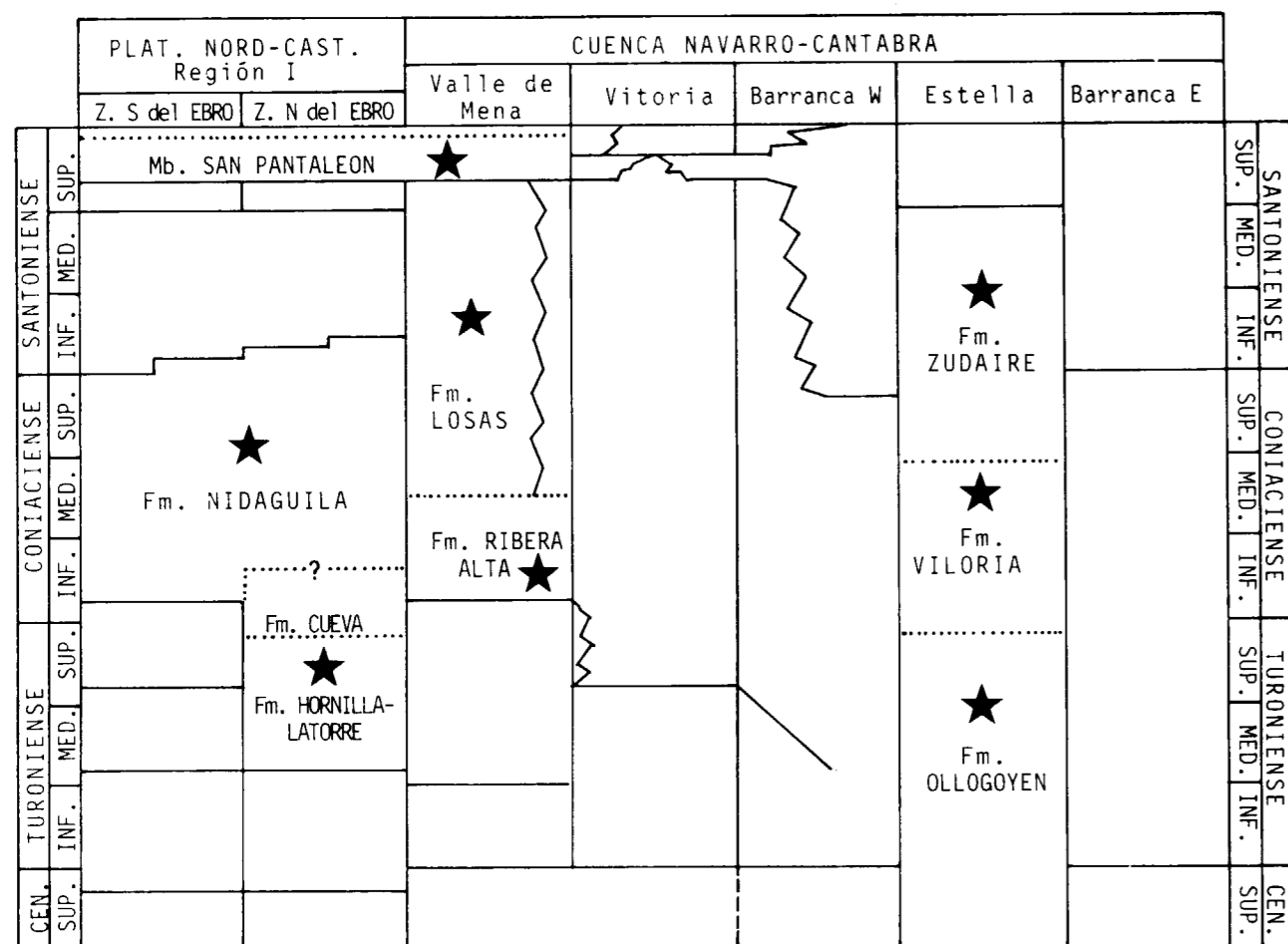


Figura 40.—Distribución de las formaciones en las que, mediante la fauna de inocerámidos reconocida (★), se ha podido modificar su edad (en línea punteada).

por LAMOLDA et al. (1981). Posteriormente se realizaron los trabajos de LAMOLDA y PROTO-DECIMA (1986) y LAMOLDA, LOPEZ y MARTINEZ (1989), que situaron este límite en niveles más superiores de la serie.

Los muestreos efectuados en los niveles superiores de la serie de Ollogoyen, en la base de la Fm. Viloria, han permitido obtener un ejemplar de *Inoceramus (Cremnoceramus) erectus*, que es un claro indicador del Coniaciense basal; mientras que a un metro por debajo se ha identificado a *I. (Mytiloides) labiatoidioformis*, típico del Turoniense Superior. Por ello, se ha podido establecer con seguridad este límite, su posición es más elevada que la propuesta por los autores que estudiaron este límite anteriormente. KÜCHLER y ERNST (1989) no identificaron este límite

en la serie de Ollogoyen, ya que sólo cortaba materiales de la Fm. Ollogoyen. Por ello, su opinión está de acuerdo con la información que proporcionan los inocerámidos, ya que los inocerámidos obtenidos al muestrear los niveles superior de la serie de KÜCHLER y ERNST (1989) indican que corresponden al Turoniense Superior. Mientras que el límite se ha podido determinar en la localidad OLLO-II, que estaría muy por encima de los últimos niveles de la serie de KÜCHLER y ERNST (1989), y en niveles que corresponderían a materiales de la Fm. Viloria.

Formación de Hornillalatorre

Los muestreos que se han realizado en el techo de la Fm. Hornillalatorre han proporcionado nu-

merosos ejemplares de inocerámidos, correspondientes a la Asociación con *Inoceramus (Inoceramus?) frechi*, y que permiten datar el techo de esta formación como Turoniense terminal. Mientras que FLOQUET et al. (1982) consideraban que correspondía al Turoniense Medio a Medio-Superior.

Formación de Viloria

La fauna de inocerámidos (Asociación con *Inoceramus (Inoceramus?) frechi*) obtenida en OLLO-II permite datar la base de esta formación como Turoniense Terminal, mientras que, según AMIOT (1982), debería corresponder al Coniaciense Medio (Coniaciense III? de WIEDMANN).

Formación de Cueva

Los muestreos realizados en el techo de la formación Cueva no han proporcionado ningún ejemplar de inocerámidos, pero puesto que el techo de la Fm. Hornillalatorre ya corresponde al Turoniense terminal, entonces se podría extrapolar la hipótesis de que el techo de la Fm. Cuevas podría corresponder al Coniaciense Inferior o Medio. Esta hipótesis no está de acuerdo con los datos de LAMOLDA et al. (1981), que consideran que esta cuesta corresponde por completo al Turoniense. Por otra parte, FLOQUET et al. (1982) consideraban que correspondía al Turoniense Superior a Coniaciense basal, mientras que SANTAMARIA (1989 y 1991) considera que corresponde al Coniaciense Medio, al igual que el techo de la formación Villaescusa de las Torres.

Formación de Ribera Alta

AMIOT (1982) y RODRIGUEZ-LAZARO y LAMOLDA (1983) consideraron que el techo de esta formación correspondía al Coniaciense Inferior, y según SANTAMARIA (1989 y 1991) al Coniaciense Superior (Zona Vallei). Mientras que la fauna de inocerámidos estudiada permite datar el techo de esta formación como correspondiente al Coniaciense Medio, caracterizada por subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*, que corresponde a la Asociación con *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*.

Formación de Zudaire

La fauna de inocerámidos (Asociación con *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*) permite atribuir la base de esta formación al Coniaciense Medio. Coincidiendo con AMIOT (1982), que en el texto también considera que este techo corresponde al Coniaciense Medio (Coniaciense IV de WIEDMANN), pero en su cuadro (AMIOT, 1982, cuadro 3.4) lo sitúa en el Santoniense Inferior.

Formación de Losas

La fauna de inocerámidos de la Asociación con *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* permite datar la base de esta formación como correspondiente al Coniaciense Medio, mientras que, según AMIOT (1982), corresponde al Coniaciense Inferior. Por otra parte, la fauna de inocerámidos permite datar el techo de esta formación como correspondiente al Santoniense Medio; mientras que según el esquema de AMIOT (1982, cuadro 3.4) debería corresponder al Santoniense Inferior.

Formación de Nidaguila

Los inocerámidos obtenidos en el techo de esta formación permiten atribuirlos al Coniaciense terminal (Asociación con *Inoceramus (Magadiceramus) subquadratus*) en Nidaguila y al Santoniense basal (Asociación con *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus*) en Villamartín, lo que está de acuerdo con las ideas de FLOQUET et al. (1982).

Miembro de San Pantaleón de Losa

La fauna de inocerámidos permite datar la base de este miembro como correspondiente al Santoniense terminal (Asociación con *Inoceramus (Cordiceramus) brancoiformis*); mientras que según el esquema de AMIOT (1982, cuadro 3.4) todo este miembro debería corresponder al Santoniense Medio, de todas formas, en el texto del mismo trabajo, AMIOT (1982, p. 103) considera que corresponde al Santoniense Superior.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Ricardo Martínez sus

consejos y apoyo en la realización de este trabajo, que es parte de la Tesis del autor, que él dirigió. Al Dr. Robert Santamaría por su colaboración y ayuda en muchas salidas de campo. Asimismo, debo agradecer a todas aquellas personas que han revisado total o parcialmente la información de este trabajo, especialmente a los profesores Jaime Truyols, Jaime de Porta, Marcos A. Lamolda, José M.ª Pons y Ekbert Seibertz, por haber sido los miembros del Tribunal que juzgó la Tesis Doctoral del autor.

Al Director y personal del Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (Hannover, R. F. A.), del British Museum (Natural History, Londres) y del Segwick Museum (Cambridge), así como al Prof. Dr. Jost Wiedmann (Tübingen) y al Dr. W. J. Kennedy (Oxford) por haberme permitido estudiar las colecciones que se encuentran bajo su cargo. Asimismo, debo agradecer al Prof. Dr. Jake Hancock su hospitalidad durante mi estancia en Londres.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la DGICYT dentro del proyecto PB87-0748-C02, y es una contribución al proyecto 262 del IGCP de la UNESCO.

REFERENCIAS

- AMIOT, M. (1982): *El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra*. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 88-111.
- BADILLET, G., y SORNAY, J. (1979): *Sur quelques formes du groupe d'Inoceramus labiatus décrites par O. Seitz. Impossibilité d'utiliser ce groupe pour une datation stratigraphique du Turonien inf. du Saumurois (France)*. C. R. Acad. Scienc., Ser. D, 290, 323-325.
- BAILEY, H. W.; GALE, A. S.; MORTIMORE, R. N.; SWIECICKI, A., y WOOD, C. J. (1983): *The Coniacian-Maastrichtian stages of the United Kingdom, with particular reference to southern England*. Newsl. Stratigr., 12 (1), 29-42.
- BAILEY, H. W.; GALE, A. S.; MORTIMORE, R. N.; SWIECICKI, A., y WOOD, C. J. (1984): *Biostratigraphical criteria for the recognition of the Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the chalk of North-west Europe with particular reference to southern England*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 33, 31-39.
- BIRKELUND, T.; HANCOCK, J. M.; HART, M. B.; RAWSON, P. F.; REMANE, J.; ROBASZYNSKI, F.; SCHMID, F., y SURLIK, F. (1984): *Cretaceous stage boundaries-Proposals*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 33 (1-2), 3-20.
- CECH, S. (1989): *Upper Cretaceous Didymotis Events from Bohemia*. In: WIEDMANN, J. (Ed.): *Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*, Tübingen, 1987, pp. 657-676. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ERNST, G.; SCHMID, F., y SEIBERTZ, E. (1983): *Event Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland*. Zitteliana, 10, 531-554.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A., y MELENDEZ, A. (1982): *Cameros-Castilla. El Cretácico Superior*. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 387-456.
- GOLDFUSS, A. (1834-40): *Petrefacta Germaniae*. Arnz & Co., 312 pp., 90 láms., Düsseldorf.
- HEINZ, R. (1928a): *Das Inoceramen Profil der oberen Kreide Lüneburg Mit Anführung der neuen Formen und deren Kennzeichnung (Inoceramen I)*. Jb. Nieder. geol. Ver., 21, 64-81.
- HEINZ, R. (1928b): *Über Cenoman und Turon bei Wuntorf westlich von Hannover Zugleich. Beiträge zur Kenntnis der oberkreidischen (Inoceramen II)*. Jb. Nieder. geol. Ver., 18, 1-38.
- HEINZ, R. (1928c): *Über die oberkreide-Inoceramen Süd-Amerikas (Inoceramen V)*. Mitt. Min.-Geol. Staatinst., 10, 41-97, 3 láms.
- HEINZ, R. (1932): *Aus der neuen Systematik der Inoceramen (Inoceramen XIX)*. Mitt. Min.-Geol. Staatinst., 13, 26 pp.
- HEINZ, R. (1933): *Inoceramen von Madagascar und ihre Bedeutung für die Kreide Stratigraphie (Inoceramen XIII)*. Zeitsch. Deutsch. geol. Gesell., 85 (4), 241-259.
- KAUFFMAN, E. G. (1968): *The Upper Cretaceous Inoceramus of Puerto Rico*. Proc. 4th Carib. Geol. Conf. Trinidad 1965, 203-218, láms. 1 y 2.
- KAUFFMAN, E. G. (1973): *Cretaceous Bivalvia*. In: HAL-LAM, A.: *Atlas of Palaeobiogeography*, 353-383.
- KAUFFMAN, E. G. (1978a): *British Middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy*. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, 4, IV.1-IV.9, 2 tabs.
- KAUFFMAN, E. G. (1978b): *An outline of middle Cretaceous marine history and inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia*. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, 4, XIII.1-XIII.12, 5 láms.
- KAUFFMAN, E. G.; COBBAN, W. A., y EICHER, D. L. (1978): *Albian through Lower Coniacian Strata, biostratigraphy, and principal events, Western Interior United States*. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, 4, XXIII.1-XXIII.52, 17 láms.
- KELLER, S. (1982): *Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman-Unter-Coniac)*. Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. Geol. Jb., A. 64, 154 pp., 8 láms.
- KENNEDY, W. J. (1984): *Ammonite faunas and the standard zones of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 33, 147-161.
- KÜCHLER, T., y ERNST, G. (1989): *Integrated Biostratigraphy of the Turonian-Coniacian Transition Interval in Northern Spain, with Comparison to NW Germany*. In: WIEDMANN, J. (Ed.): *Cretaceous of the Western Tethys, proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*. Tübingen, 1987, pp. 161-190. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- LAMOLDA, M. A.; LOPEZ, G., y MARTINEZ, R. (1989): *Turonian integrated Biostratigraphy in the Estella Basin (Navarra, Spain)*. In: WIEDMANN, J. (Ed.): *Cretaceous of the Western Tethys, proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*. Tübingen, 1987, pp. 145-159, 4 figs. text. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- LAMOLDA, M. A., y PROTO-DECIMA, F. (1986): *The Turonian-Coniacian boundary in Ollogoyen (Basque Country): Foraminifers and nannoplankton*. Cret. Res., 7, 63-75.
- LAMOLDA, M. A.; RODRIGUEZ-LAZARO, J., y WIEDMANN, J. (1981): *Excursions to Coniacian-Maastrichtian of basque-cantabric basin (Field guide)*. -WGCM 3rd working session in Tremp. Pub. Geol. U.A.B., 14, 1-53.
- LOPEZ, G. (1986a): *Inocerámidos del Cretácico Superior de los alrededores de St. Corneli (prov. Lleida)*. Pub. Geol. U.A.B., 22, 121 pp.
- LOPEZ, G. (1986b): *Distribución de Inocerámidos (Bivalvia) en la zona sudpirenaica central*. Paleontología i Evolució, 20, 235-239, 1 lám.
- LOPEZ, G. (1990): *Inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Nord-Castellana*. Paleontología y Bioestratigrafía. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona (Inédita), 1-551, 124 gráfs., 17 láms.
- LOPEZ, G.; MARTINEZ, R., y LAMOLDA, M. A. (1992): *Biogeographic aspects of the Coniacian and Santonian inoceramids (Bivalvia) in northern Spain: their Tethyan affinities*. Palaeogeog., Palaeocli., Palaeoec, 92, 249-261.
- LUPU, D. (1972-73): *Contributii la Cunoasterea faunei de inocerami senonieni din Depresiunea Rosia (Muntii Apuseni de N)*. Dari de seama ale sedintelor, 60, 71-84, 6 láms.
- MARTINEZ, R. (1982): *Ammonoideos Cretácicos del Prepirineo de la provincia de Lérida*. Pub. Geol. U.A.B., 17, 1-197.
- MATSUMOTO, T., y NODA, M. (1986): *Some inoceramids (Bivalvia) from the Cenomanian (Cretaceous) of Japan-I. New or little known four species from Hokkaido and Kyushu*. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., 143, 409-421, láms. 81-85.
- MENNESSIER, G., y SORNAY, J. (1978): *Repartition des Inocérames dans la craie de Picardie occidentale (Cénomanien supérieur-Campanien)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 286 D, 1555-1557.
- MENNESSIER, G., y SORNAY, J. (1980): *Atlas des macrofossiles des craies de Picardie (Cénomanien supérieur Campanien)*. I: *Inocérames, Ammonites et Natutiles*. Ed. C.N.D.P., 41 pp., 10 láms.
- MÜLLER, G. (1898): *Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede*. Abh. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. v. Berkagad, N.F., 52.
- NAGAO, T., y MATSUMOTO, T. (1940): *A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan. Part. II*. Journal Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., 6 (1), 64 pp., 22 láms.
- NODA, M. (1983): *Notes on the so-called Inoceramus japonicus (Bivalvia) from the Upper Cretaceous of Japan*. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan N.S., 132, 191-219, láms. 41-46.
- NODA, M. (1986): *A new species of Inoceramus (Cordiceras) (Bivalvia) from the Upper Coniacian (Cretaceous) of Hokkaido*. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., 142, 354-365, láms. 69-73.
- OEKENTORP, K., y SIEGFRIED, P. (1974): *Lamellibranchien In: KAEVER, M.; OEKENTORP, K., y SIEGFRIED, P.: Fossilien Westfalens*. Münster Forsch. Geol. Paläont., 33/34, 123-204, 18 láms.
- PETRASCHEK, W. (1906): *Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flische der Nordalpen*. Jb. R.R. geol. Reichsanst., 56, 153-168.
- RIEDEL, L. (1931): *Zur Stratigraphie und Faziesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande der Beckens von Münster*. Jb. Preuß. geol. Landesanst., 51 (1930), 605-713, láms. 72-79.
- RIEDEL, L. (1932): *Die Oberkreide von Mungoflua in Kamerun und ihre Fauna*. Beitr. geol. Erforsch. deutsch. Schutzgeb., 16, 1-154, 33 láms.
- RIEDEL, L. (1937): *Die Salzbergmergel und ihre Aquivalente in Westfalen*. Jb. Preuß. geol. Landesanst., 58, 207-229, lám. 16.
- RODRIGUEZ-LAZARO, J. M., y LAMOLDA, M. A. (1983): *Essai de biostratigraphie quantitative du Sénonien inférieur du Valle de Losa, Basin basco-cantabrique*. Géol. Médit., 10 (3-4), 155-162.
- SANTAMARIA, R. (1989): *Ammonites del Coniaciense-Santonense de la Cuenca Vasco-Cantábrica (provincias de Burgos y Alava)*. Tesis de Licenciatura. U.A.B. Inédita, 1-81, 6 láms.
- SANTAMARIA, R. (1991): *Ammonoideos del Cretácico Superior de la Plataforma Nord-Castellana y parte de la Cuenca Navarro-Cántabra*. Paleontología y Bioestratigrafía. Tesis Doctoral. Univ. Autònoma de Barcelona (Inédita), 397 pp., 19 láms.
- SEIBERTZ, E. (1979): *Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten*. Newsl. Stratigr., 8 (2), 111-123, 5 figs.
- SEIBERTZ, E. (1983): *The NW-European Inoceramus biozonation in the NE-Mexican standard sections: a key to define worldwide the Turonian/Coniacian stage boundary (Mid-Cretaceous)*. Symp. on Cret. Stage boundaries. Abstracts, 186-190.
- SEIBERTZ, E. (1986): *Paleogeography of the San Felipe For-*

mation (Mid Cretaceous, NE Mexico) and facial effects upon the inoceramids of the Turonian/Coniacian transition. Zbl. Geol. Paläont., 1, 1171-1181.

SEITZ, O. (1921): Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen der norddeutschen Turons. Zeits. Deutsch. geol. Gesell., 73, 99-108.

SEITZ, O. (1934): Die Variabilität des *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. Pal. Zentralbl., 4, 429-424.

SEITZ, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I Teil. *Platyceramus, Cladoceramus und Cordiceramus*. Beihefte zum Geol. Jb., 46, 3-186, 39 figs.

SEITZ, O. (1962): Über *Inoceramus (Platyceramus) mantelli MERCEY (BARROIS)* aus den Coniac und die Frege des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen. Geol. Jb. 74, 353-386, 4 láms.

SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan II von Nordwestdeutschland. II Teil. Beihefte zum Geol. Jb., 69, 3-194, 11 figs., 26 láms.

SEITZ, O. (1967): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campanian von Nordwestdeutschland. III Teil. Beihefte zum Geol. Jb., 75, 1-171, 27 láms.

SEITZ, O. (1970): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. Beihefte Geol. Jb., 86, 1-171, 12 figs., 28 láms.

SORNAY, J. (1957): *Inocérames*. In: DARTELLE, E., y FRENEIX, S.: *Mollusques fossiles du Crétacé de la cote occidentale d'Afrique, du Camerun à l'Angola*. II. *Lamellibranches*. Ann. Mus. Roy. Congo Belge, Sci. géol., 20, 56-61, lám. 21.

SORNAY, J. (1975): *Trois especes nouvelles d'Inocerames du Senonien de Madagascar*. Ann. Pal. (Inv.), 61 (1), 17-41, 6 figs., 6 láms.

SORNAY, J. (1978a): *Étude Paléontologique*. In: SORNAY, J., y BILOTTE, M.: *Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maestrichtien des Pyrenees*. Ann. Pal. (Inv.), 64 (1), 27-45, 4 figs., 6 láms.

SORNAY, J. (1978b): *Inocérames*. In: AMEDRO, F., et al.: *Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas de Calais, F.)*. Bull. Inf. Geol. Bassin Paris, 15, 3-20.

SORNAY, J. (1980): *Inocérames*. In: ROBAZYNSKI, F. et al.: *Synthèse biostratigraphique de l'Aptien ou Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et Macrofaunes*. Rev. Micropal., 22 (4), 259-260.

SORNAY, J. (1983): *Étude biostratigraphique des faunes*

d'Inocerames du Sénonien français. Geol. Meit., 10 (3-4), 193-198.

SORNAY, J. (1984): *Inocérames*. In: PHILIPPE et al.: *Synthèse géologique du sudest de la France*. Mem. B.R.G.M. Crétacé supérieur, 125, 343-345.

SORNAY, J. (1985): *Les Inocérames de l'Autoroute A10*. Cret. Res., 6, 75-78, 2 figs.

SOWERBY, J. (1823): *The Mineral conchology of Great Britain*, 5, 59-62, láms. 440-442.

TOSHIMITSU, S. (1986): *A new Inoceramid (Bivalvia) species from the Upper Cretaceous of Hokkaido*. Proc. Japan Academy, ser. B, 62, 227-230.

TRÖGER, K. A. (1967): *Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon, I)*. Abhandl. staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden, 12, 13-207, láms. 45-54.

TRÖGER, K. A. (1972): *Zur Biostratigraphie der Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BRD)*. Freib. Forsch. Hc, 298, 109-138, 10 láms.

TRÖGER, K. A. (1981): *Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa*. Newsl. Stratigr., 9 (3), 139-156.

TRÖGER, K. A. (1989): *Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Paleobiogeography in Europe and Western Asia*. In: WIEDMANN, J. (Ed.): *Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*. Tübingen, 1987, 911-930.

VOKES, H. E. (1980): *Inoceramus*. In: *Genera of the Bivalvia: A systematic and bibliographic Catalogue (Revised and Updated)*. Paleontological Research Inst., 40-44, 226-227.

WIEDMANN, J. (1979): *Mid Cretaceous Events. Iberian Field Conference 77. Guide II Partie. Itinéraire géologique a travers le cretace moyen des Chaines Vascogothiques et Celtiberiques (Espagne du Nord)*. Cuad. Geol. Ibérica, 5, 127-214.

WIEDMANN, J., y KAUFFMAN, E. G. (1978): *Mid-Cretaceous biostratigraphy of northern Spain*. Ann. Mus. d'Hist. Nat. de Nice. IV. Mid-Cretaceous events reports on the biostratigraphy of key areas, 4, III.1-III.34, 12 láms.

WOODS, H. (1904-13): *A monograph of the Cretaceous lamellibranchia of England*. Palaeont. Soc., 2, 262-340, láms. 45-54.

Original recibido: Noviembre de 1991.
Original aceptado: Noviembre de 1991.

Distribución, características generales y aplicaciones de la Barita del suroeste español (Badajoz y Sevilla).

Por A. MIRAS (*) y E. GALAN (*)

RESUMEN

En el SO del Macizo Ibérico aparecen los yacimientos e indicios de barita más importantes de España, especialmente en la parte central de la Zona de Ossa-Morena, donde además se han podido detectar formaciones sedimentarias con barita estratiforme y como fase diseminada, lo que indica una fuerte anomalía geoquímica en bario.

Las principales mineralizaciones encajan en materiales del Proterozoico Superior y Cámbrico Inferior, de naturaleza variada (calizas, pizarras, rocas vulcanoclásticas, granitoides, etc.).

La mayor parte de la barita se presenta masiva y en agregados tabulares, con leyes superiores al 82 por 100 SO₄Ba. El cuarzo es el mineral acompañante más frecuente, aunque localmente también se asocian sulfuros, carbonatos, silicatos y oxi-hidróxidos de Fe, estos últimos restringidos al yacimiento de Cerro del Hierro.

Para un mejor aprovechamiento de la barita hacia usos de alto valor añadido (química, vidrio, cargas y extendedores, pinturas, etc.) se recomienda una separación gravimétrica para cuarzo y magnética para los oxi-hidróxidos de Fe, con molienas adecuadas según las texturas presentes, y una micronización.

Palabras clave: Barita, Utilización industrial, Zona Ossa-Morena, España.

ABSTRACT

Most of the Spanish barite occurrences and deposits are located at the central part of the Ossa-Morena Zone, (SW Spain),

Upper Proterozoic and Cambrian materials (limestones, shales, pyroclastic rocks, granitoids) are the barite hosts, in which it occurs as veins, sedimentary beds, disseminated or karstic cavity filling. Ores contain more of 82% of BaSO₄, and can reach up to 99%. Quartz is the most frequent and abundant accompanying mineral, but locally sulphides, carbonates, silicates and Fe-oxides and hydroxides can also be important, the last mainly in the Cerro del Hierro deposit.

For a better barite profit, an appropriate grinding according to its fabric is advisable and then gravity concentration and magnetic separation to separate quartz and iron minerals, respectively. So, high-grade barite can be produced for glass, chemistry, filler and paint industries.

Key words: Barite, Industrial uses, Ossa-Morena zone, Spain.

INTRODUCCION

En la parte central de la Zona de Ossa-Morena existe una gran cantidad de indicios y yacimientos de barita (tabla I), situados en una banda que tiene como eje la alineación Usagre-Llerena-Guadalcanal-San Nicolás del Puerto-Constantina (Badajoz y Sevilla).

(*) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Q. Agrícola. Facultad de Química. Univ. de Sevilla. Apto. 553. 41071-Sevilla.

Su investigación se puede considerar escasa en relación a su importancia, dado que junto con los yacimientos de Córdoba constituyen la mayor acumulación de mineralizaciones de barita de toda España. En los Mapas Metalogénicos (IGME, 1975) figuran generalmente como yacimientos filonianos de carácter epitermal o mesotermal, o bien en otros muchos casos con origen y morfologías desconocidos.

Los trabajos específicos sobre yacimientos de

TABLA I

Situación de indicios de barita

AREA DE USAGRE-VILLAGARCIA DE LA TORRE-LLERENA-TRASIERA

Coordenadas x y	Denominación	Tamaño	Morfología	Encajantes
380.8 - 420.3	Cerro Las Minas	I	F	Cz/Pz
381.9 - 420.5	Sultana	M	F	Cz
381.9 - 420.6	Las Minas	I	E	Cz/Pz
381.8 - 421.6	Usagre Norte?	P	E	Cz
386.6 - 410.8	Montecapilla 10	I	E	Cz
388.2 - 409.0	Montecapilla 9	P	E	Cz/Pz
389.5 - 408.8	Montecapilla 8	M	E/F	Cz/Pz
390.3 - 408.3	Montecapilla 7	P	E/F	Cz/Pz
391.8 - 410.3	El Hacho	I	F	Cz
391.8 - 407.1	Montecapilla 6	I	E	Cz/Pz
392.3 - 405.9	Montecapilla 5	P	E	Pz/Cz
392.7 - 405.6	Gran Reserva	M	E	Mc/Tb and.
394.2 - 404.0	Montecapilla 2	M	E	Mc/Tb and.
394.6 - 403.5	Cerro Travieso	G	E	Mc/Tb and./Q
395.4 - 402.7	El Barrilejo	P	E	T and./Mc
395.5 - 403.2	Las Cainas 2?	I	E	Q/Tb and.
395.5 - 404.9	San Isidro 1?	P	F	Cz
395.6 - 404.6	San Isidro 2?	P	F	Cz
395.6 - 405.6	Sexta	P	F	Cz/Pz
395.7 - 405.6	Ampliación VI	P	F	Cz/Pz
395.8 - 402.8	Las Cainas 1?	I	E	Q/Tb and.
396.0 - 404.4	San José	M	F	Cz
396.2 - 404.2	Montecapilla 3	P	E	Cz/Pz
396.2 - 403.3	Quinta	P	F	Cz
396.3 - 404.1	Montecapilla 12	M	E	Pz/Cz
397.1 - 402.5	Noemí-28	P	F	Cz
397.9 - 406.4	El Barrero?	I	F	Pz
398.3 - 402.2	Trasierra 1?	I	F	Tb and.

AREA DE AHILLONES-GUADALCANAL-MALCOCINADO

Coordenadas x y	Denominación	Tamaño	Morfología	Encajantes
403.6 - 404.5	ANA	G	F	Vc ac.
406.3 - 405.2	C1?	I	F	Gt
408.3 - 405.8	Las Garzonas	P	F	Gt
409.5 - 406.9	Tres	P	F	Gt
417.8 - 396.7	Roca	M	F	Cg/Tb and.
424.8 - 390.5	El Calero	G	F	Tb and.
424.8 - 389.8	El Montés	G	F	Tb and.
425.2 - 395.4	Minas Viejas	M	F	Mc/Q

barita en este área son escasos. MORO (1980) realizó un estudio de caracterización de algunas mineralizaciones estratiformes de barita al sur de Badajoz. QUESADA et al. (1987) citan las principales mineralizaciones de barita del sur de

TABLA I (continuación)

AREA DE ALANIS-CERRO DEL HIERRO-CONSTANTINA

Coordenadas x y	Denominación	Tamaño	Morfología	Encajantes
419.5 - 385.4	Hamapega?	P	F	Cz/Ar
420.0 - 384.5	Donadío?	I	E	Cz/Pz
427.8 - 384.1	Las Piñuelas	P	F	Cz
427.8 - 383.3	San Pedro	P	F	Cz
328.0 - 368.1	Carmina	M	F	Cz
428.2 - 387.3	Cerezo?	I	F	Tb and.
430.5 - 374.6	Zona II	P	K	Cz
431.0 - 374.0	Zona V	P	F	Cz
431.2 - 375.6	Zona III	M	F/K	Cz
431.8 - 377.6	Cerro Almagro (Zona VI)	M	K/F	Cz
432.8 - 375.2	Virgen del Pilar (Zona IV)	P	K/F	Cz
432.8 - 375.3	Virgen del Pilar (Zona NO)	M	F/K	Cz
432.9 - 374.8	Virgen del Pilar (Zona SE)	M	F	Cz

G = grande; M = medio; P = pequeño; I = indicio; F = filoniano; E = estratiforme; K = kárstico; Vc ac. = vulcanitas ácidas; Tb and. = tobas andesíticas; Cg = conglomerados vulcanoclasticos; Gt = granitoides; Mc = metacineritas; Q = cuarcitas; Cz = calizas; Pz = Pizarras; Ar = areniscas.

NOTA.—Las denominaciones reseñadas corresponden a las del PNIM (1971) o a las que D. Antonio Romero, como titular de las concesiones mineras ha establecido (comun. pers.). Las que llevan interrogantes se han establecido por algún topónimo próximo.

Llerena, indicando 17 concesiones mineras (Grupo Montecapilla) con una producción de 800 Tm/año y ley del 55 por 100 en SO₂Ba, y con unas reservas inferidas de 300.000 Tm. (40.00 Tm. seguras). Asimismo indican la existencia de indicios de barita en Malcocinado, Ahillones, Valverde de Llerena, Trasierra y Granja de Torrehermosa, explotadas de forma irregular e intermitente.

En los últimos años se han expuesto algunas de las características morfológicas, mineralógicas y químicas de estas mineralizaciones (MIRAS et al., 1988; MIRAS y GALAN, 1990; MIRAS y RODRIGUEZ VIDAL, 1990) que se ven complementadas de manera importante con este trabajo, en el que además de indicarse las zonas más favorables para la prospección de baritas, se caracterizan numerosas muestras, con vistas a su aprovechamiento industrial.

ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

Las mineralizaciones de barita estudiadas se encuentran en la parte central de la Zona de Ossa-Morena (fig. 1), particularmente restringidas al Dominio Zafra-Alanís-Córdoba (QUESADA, 1983), aunque también existen algunos filones esporádicos de barita encajados en materiales de la Fm. Azuaga y en secuencias postorogénicas (Cuenca Autuniense del Charco de la Sal).

Desde un punto de vista litoestratigráfico, el área presenta en la base un potente conjunto vulcanosedimentario del Precámbrico Superior, constituido por areniscas, metacineritas, tobas, pizarras, rocas carbonatadas y granitoides (Fm. Loma del Aire y Fm. Malcocinado), sobre el que descansa en discordancia erosiva un paquete detrítico grosero (Fm. Torreárboles), que daría paso a las formaciones detrítico-carbonatadas del Cámbrico Inferior (Fm. Pedroche, Fm. Santo Domingo, Fm. Alconera).

Toda la zona ha sufrido una evolución dinámica compleja en la que probablemente estén implicadas varias etapas orogénicas. Los rasgos estructurales más destacables corresponden al plegamiento hercínico y al comportamiento rígido

posterior del orógeno que desarrolló numerosos sistemas de fracturas, algunos de los cuales fueron aprovechados por las soluciones mineralizantes para formar depósitos filonianos de barita.

El metamorfismo regional hercínico apenas ha afectado a los materiales de esta zona, pero los procesos de alteración (silicificaciones generalizadas, propilitización de los granitoides precámbricos, dolomitización y anqueritización en este caso en rocas carbonatadas, etc.), son bastante significativos por el efecto que han producido sobre las mineralizaciones de barita.

CARACTERISTICAS DE LAS MINERALIZACIONES

Las observaciones efectuadas y los datos analíticos obtenidos sobre las mineralizaciones de barita de esta zona (MIRAS, 1991) han permitido su agrupación, teniendo en cuenta básicamente la edad y litología de los encajantes y, en algunos casos, también las relaciones tectónicas de barita-encajantes (tabla II). De este modo se ha establecido la siguiente clasificación:

TABLA II

Clasificación y principales características de las mineralizaciones de barita estudiadas

Grupo *	Mineralización	Tipología	Encajante	Mineralogía	Alteraciones
1	Usagre	Filoniana	Calizas y pizarras	BA, Q, sulfuros de Hg, Pb, Zn, Fe, Cu, sulfosales y carbonatos	Silicificación
1	C. Ventoso	Estratiforme	Calizas y pizarras	BA, Q y carbonatos	Sideritización, silicificación
1	San José	Filoniana	Calizas y pizarras	BA, Q, sulfuros de Cu, Pb, Fe y carbonatos	Silicificación, dolomitización, propilitización
1	C. del Hierro	Filoniana	Calizas y lodos ferruginosos	BA, carbonatos, oxihidróxidos de Fe y menas de cobre	Limonitización, sideritización, silicificación, dolomitización
2	C. Travieso-Cantalgallo	Estratiforme	Metacineritas y tobas	BA y Q	Silicificación
3	Ahillones	Filoniana	Granitoides	BA y Q	Propilitización, silicificación
3	Roca	Filoniana	Aglomerados y tobas	BA y Q	Silicificación
3	Minas Viejas	Filoniana	Metacineritas	BA, Q y Galena	Silicificación
3	El Montés	Filoniana	Tobas	BA y Q	Silicificación

(*) Grupo 1 (en relación con rocas detrítico-carbonatadas del Cámbrico Inferior); Grupo 2 (en relación con materiales vulcanosedimentarios del Proterozoico Superior); Grupo 3 (en relación con fracturas posthercínicas).

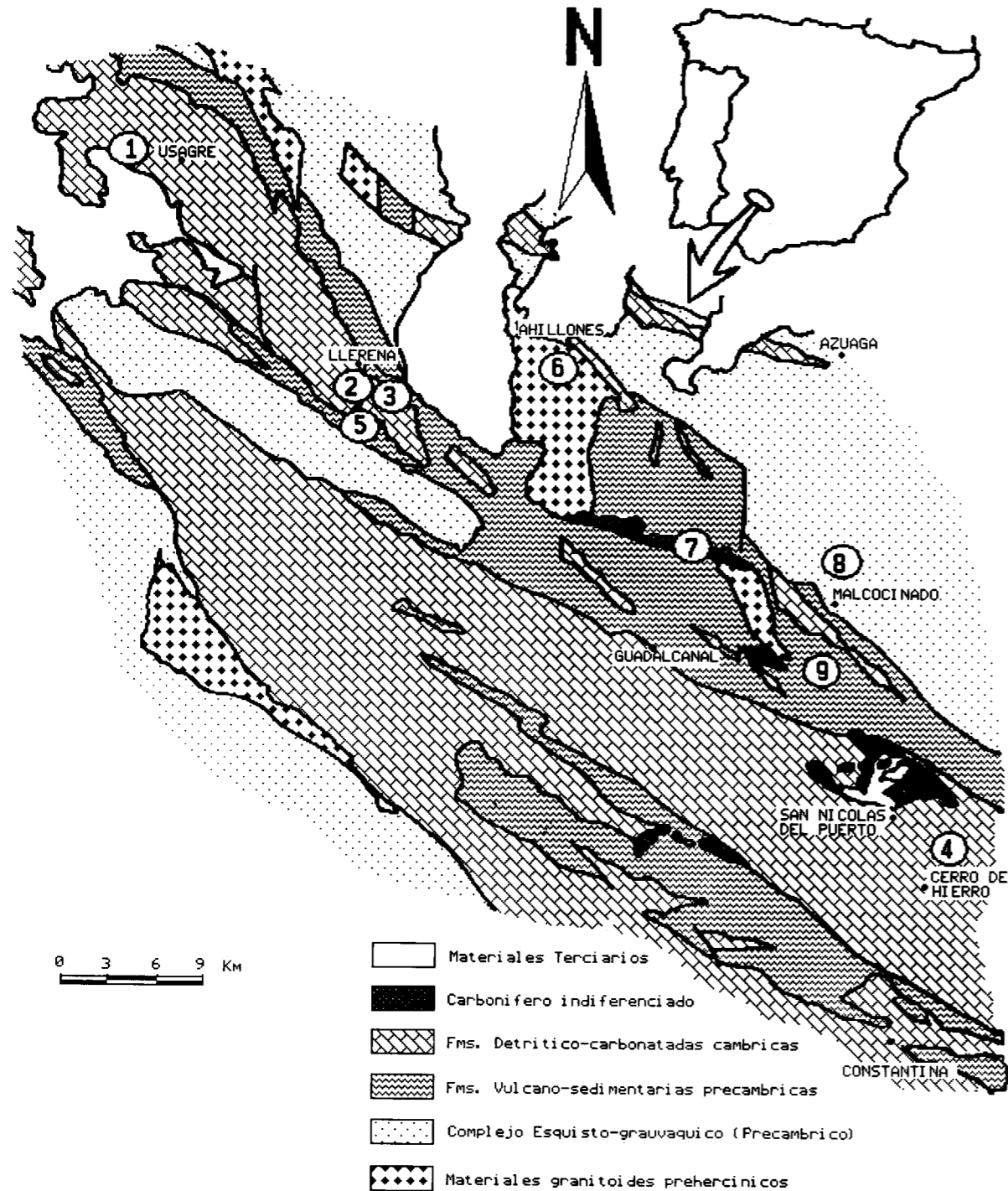


Figura 1.—Esquema geológico de la parte central de la zona de Ossa-Morena, con indicación de las principales mineralizaciones de barita: (1) Usagre, (2) Cerro Ventoso, (3) San José, (4) Cerro del Hierro, (5) Cerro Travieso-Cantalgallo, (6) Ahillones, (7) Roca, (8) Minas Viejas, (9) El Montés.

1) *Mineralizaciones de barita en relación con formaciones detrítico-carbonatadas del Cámbrico Inferior.*

Manifiestan una gran variedad de tipologías, habiéndose observado pequeños cristales de barita detrítica y de barita diseminada en las rocas carbonatadas, barita cementando sedimentos porosos o suturas estilolíticas, lechos incipientes de barita masiva, barita laminar, y nódulos de barita (MIRAS et al., 1988). También pueden hallarse depósitos filonianos asociados a relleno de fracturas en estos materiales*, así como barita cristalizada en el seno de lodos ferruginosos que rellenan cavidades kársticas (MIRAS y RODRIGUEZ VIDAL, 1990).

Los minerales que acompañan a la barita en la mayor parte de estos depósitos son cuarzo, filossilicatos y carbonatos (siderita, calcita y anquerita), con sulfuros de Fe y Cu como accesorios. Las baritas kársticas sólo se han encontrado en el yacimiento de Cerro del Hierro, y están asociadas a oxi-hidróxidos de hierro.

La composición química de la barita difiere notablemente en los distintos yacimientos estudiados, presentando contenidos medios en SiO_2 entre el 1 por 100 en Cerro del Hierro y el 22 por 100 en San José, estos últimos en relación con baritas laminares y con fuerte silicificación. Los porcentajes medios en Fe, Ca y Al no son especialmente significativos ($<0.4\% \text{Fe}_2\text{O}_3$; $<0.8\% \text{CaO}$; $<0.3\% \text{Al}_2\text{O}_3$). El estroncio se encuentra sustituyendo isomórficamente al Ba en la estructura de la barita, lo que permite su fácil y rápida determinación mediante difracción de rayos X. Son frecuentes las variaciones en Sr a pequeña escala (zonaciones) y su proporción media es diferente en relación con la tipología de la barita, destacando el alto contenido en las baritas kársticas (hasta 6.7% molar en SO_4Sr).

2) *Mineralizaciones de barita asociadas a materiales vulcano-sedimentarios del Proterozoico Superior (Unidad Loma del Aire).*

Son potencialmente las más importantes desde el punto de vista económico, ya que algunos le-

(*) Estas baritas filonianas se pueden incluir también en el grupo de las mineralizaciones relacionadas con fracturas posthercynicas.

chos estratiformes de barita masiva se han podido seguir en más de una decena de kilómetros (Cerro Travieso-Cantalgallo), llegando a alcanzar en algunos puntos más de 3 m. de potencia.

En estos depósitos predomina la barita masiva, con cuarzo y filossilicatos (micas) como impurezas más significativas. La mayoría de los afloramientos de barita en este grupo son estratiformes (barita masiva y laminar), y apenas se detectan sulfuros como minerales accesorios.

La pureza media de estas baritas se aproxima al 89 por 100 SO_4Ba , con un contenido medio en SrO del 1.4 por 100, y con Fe_2O_3 y $\text{Al}_2\text{O}_3 <0.2\%$.

3) *Depósitos de barita en relación con fracturas posthercynicas.*

Constituye el grupo más heterogéneo en cuanto a los tipos de encajantes (granitoides, vulcanitas, aglomerados, tobas, metacineritas, calizas, etc.), pero poseen la característica común de presentarse en filones que cortan la disposición general de los materiales de esta zona.

En su mayoría han sido objeto de labores de explotación, especialmente en el área limitada por las localidades de Ahillones, Guadalcanal, Malcocinado y Alanís.

La mayor parte de estos filones son subverticales, orientados preferentemente según direcciones de fracturación distensivas posthercynicas: $\text{N}170^\circ\text{-}190^\circ \text{E}$, $\text{N}75^\circ \text{E}$, $\text{N}30^\circ \text{E}$ y $\text{N}120^\circ \text{E}$.

Los contactos con las rocas encajantes suelen ser netos, aunque localmente se han observado zonas de brechificación y alteraciones de carácter hidrotermal (tabla II). La barita se presenta en grandes cristales tabulares de color blanco o rosado, que dan lugar a los agregados característicos de este mineral. No se observa en ellos ningún efecto de deformación.

El mineral que con más frecuencia acompaña a estas baritas es el cuarzo, tanto paragenético como tardío y de alteración. En algunos puntos es importante la presencia de sulfuros (galena, cinabrio, esfalerita, pirita y calcopirita) como impregnaciones y relleno de huecos y fisuras, así como de sus minerales de alteración (cerusita, azurita, malaquita, covellina y oxi-hidróxidos de hierro). También se ha detectado en diversos

yacimientos la presencia de siderita, anquerita, calcita, hematites y goethita, consecuencia de recristalizaciones y de alteraciones tardías.

Estas baritas presentan los contenidos medios en SO₄Ba más elevados (> 94 %), con excepción de algunas muestras silicificadas o propilitizadas que localmente se encuentran en Ahillones y El Montés, y que consecuentemente poseen valores significativos en SiO₂ y CaO. Por otra parte, el porcentaje en SrO es más bajo que en las baritas de los otros grupos (< 0.7 %), lo que parece relacionarse con su génesis (baritas filonianas originadas por removilización de baritas anteriores).

PROPIEDADES Y APLICACIONES

La barita se puede utilizar como mineral industrial (lodos de sondeos, papel, tintes, vidrios, aislantes, etc.) y como materia prima de compuestos de bario (cromatos, fosfatos, sulfatos, titanatos, hidróxidos, sulfuros, etc.) que originan aplicaciones en pigmentos, aleaciones, electrónica, industria química, etc.

En la tabla III se recogen las principales especificaciones requeridas para las aplicaciones más comunes de la barita. Como puede apreciarse estos usos se fundamentan en propiedades como el peso específico, blancura, índice de refracción

TABLA III

Especificaciones requeridas para baritas en sus aplicaciones más comunes

	Lodos de sondeos *		Industria Química	Cargas y extendedores UNE (48063)	Pinturas y esmaltes UNE (48064)	Industria del Vidrio
	OCMA DFCP-3	API 13A+				
Peso específico ...	> 4.20	> 4.20		4.30 - 4.48	4.3 - 4.5	> 96 %
SO ₄ Ba ...			> 94 %	> 97 %	> 94 %	
SO ₄ Sr ...			< 1 %			
SiO ₂ ...			< 1 %	< 1 %	< 2 %	< 2.5 %
Fe ₂ O ₃ ...			< 1 %	< 0.2%	< 0.05 %	< 0.15 %
Al ₂ O ₃ ...			< 1 %			
Calcio ...		< 250 ppm				
Flúor ...			Trazas			
TiO ₂ ...						Trazas
Sales solubles ...	< 0.10 %			0.2 - 0.5 %	< 0.2 %	
Viscosidad (2.5 ± 0.01 g/cc) ...	< 125 cP					
Tamizado en húmedo ...	97 % < 74µm	< 3 % > 74µm		99 % < 50µm**	99 % < 50µm	
Blancura ...	90 % < 44µm	< 5 % > 44µm		> 95-96 %		
Absorción de aceite				15-30 %	6-12 %	
pH ...				6-8		
Humedad y volátiles ...				< 0.5 %	< 0.5 %	

(*) Las especificaciones requeridas para las baritas utilizadas en lodos de sondeos son dadas internacionalmente por la Oil Companies Association (Londres, U.K.) (OCMA), y por el American Petroleum Institute (Dallas, Texas) (API).

(**) Existen distintas calidades según las granulometrías: I) 0.5-1µm; II) 1-5µm; III) 5-10µm.

e inercia química, que dependen básicamente del contenido en SO₄Ba y del tipo y proporción de impurezas.

Con la finalidad de conocer el posible interés aplicado de las baritas estudiadas se han realizado ensayos sobre 45 muestras baríticas representativas de los yacimientos más importantes de la región (tabla IV).

La mayor parte de estas baritas poseen sílice como impureza más significativa, lo que no debe suponer ningún problema de separación por densidades con una molienda adecuada. Sin embargo el pequeño tamaño de grano del cuarzo y de la barita, en muchos casos inferior a 50 µm, y su íntima relación de crecimiento (recristalizaciones con contactos netos e irregulares) conducen

TABLA IV
Características de interés aplicado de algunas baritas de las mineralizaciones estudiadas

Yacimiento	SO ₄ Ba (%)	SiO ₂ (%)	Peso específico	Blancura (%)	Aplicaciones recomendadas
Usagre ...	55-84	14-35	3.5-4	< 77	A
Cerro Ventoso...	85-99	0.3-10	4-4.3	72-86	A, B, C*, D, E
San José ...	70-91	5-28	3.6-4	< 74	A*
Cerro del Hierro.	98-99	< 0.5	> 4.3	80-99	A, B, C, D, E
Cerro Travieso-Cantalgallo ...	80-93	4-14	3.8-4.2	< 85	A
Ahillones ...	74-84	> 7	< 3.9	< 67	A*
Roca ...	93-96	< 2.3	> 4.2	< 74	A, B, D, E*
Minas Viejas ...	90-98	< 4	> 4	—	A*, B*, D*, E*
El Montés ...	< 92	> 6	> 4	—	A*

A = lodos de sondeos; B = industria química; C = cargas y extendedores; D = pinturas y esmaltes; E = vidrio.

(*) Necesita tratamientos de concentración.

a que se recomiende un tratamiento de micronización para un mejor aprovechamiento y una revalorización hacia usos de alto valor añadido (química, pinturas, vidrio, etc.).

Las baritas del yacimiento de Cerro del Hierro, que poseen contenidos en sílice muy bajos, presentan el inconveniente de estar frecuentemente asociadas a oxi-hidróxidos de hierro, lo que les supone una pérdida de blancura en muchos casos (tabla IV).

Se han realizado algunos ensayos en un separador isodinámico magnético sobre cinco muestras de este tipo, con objeto de obtener concentrados de barita en diversos tamaños de moliendas (tabla V). Los resultados fueron bastante satisfactorios, ya que una inspección al microscopio de la barita separada permitía estimar, en todos los casos, concentrados superiores al 97 por 100 SO₄Ba, sin realizar ningún tipo de lavado. Además se muestra que el tamaño de molienda influye en el rendimiento del proceso, debido al distinto tamaño de grano y frecuente aglomeración de la hematites y otros oxi-hidróxidos de Fe, en relación con la barita. Por otra parte hay lógicamente un considerable aumento de la blancura, llegando al 99 por 100.

Se puede afirmar, por consiguiente, que a pesar de las impurezas y características texturales que presentan las baritas estudiadas, mediante la in-

TABLA V

Resultados de las concentraciones magnéticas realizadas sobre muestras de las mineralizaciones de Cerro del Hierro

Muestras	Fracción	Concentración (%)		Blancura (%)
		Fe	Ba	
1	100-150 µm	15	85	
	150-200 µm	8	92	97
	> 200 µm	nd	nd	
1	100-150 µm	13	87	
	150-200 µm	9	91	99
	> 200 µm	44	56	
3	100-150 µm	6	94	
	150-200 µm	11	89	98.5
	> 200 µm	32	68	
4	100-150 µm	1	99	
	150-200 µm	4	96	98.5
	> 200 µm	31	69	
5	100-150 µm	20	80	
	150-200 µm	14	86	97.5
	> 200 µm	35	65	

corporación de algunas modificaciones en las plantas de tratamientos (ciclizado y/o concentración magnética) se pueden obtener productos con utilidades más diversas, y en general de mayor calidad y con un mayor valor añadido.

Teniendo en cuenta estas propiedades y las po-

sibilidades de mejora, y de acuerdo con las especificaciones exigidas en cada caso, se puede recomendar una utilización exclusiva en lodos de sondeos para las baritas de Usagre, San José, Cerro Travieso-Cantalgallo, Ahillones y El Montés, es decir para la mayor parte de las mineralizaciones estratiformes y para aquellos yacimientos filonianos que más han sido afectados por procesos de alteración (propilitización y silicificación) (tabla IV).

La mayor parte de las muestras de Cerro Ventoso, Roca y sobre todo Cerro del Hierro son aptas para cualquiera de las aplicaciones más comunes de la barita (tabla III), aunque hay que tener en cuenta que la amplia variabilidad en SrO encontrada en este último yacimiento sólo permite una aplicación en industria química para aproximadamente un 20 por 100 de las muestras analizadas.

CONCLUSIONES

- Se ha comprobado la existencia de una importante cantidad de indicios y yacimientos de barita en la parte central de la Zona de Ossa-Morena, con tipologías estratiformes, filonianas y kársticas.
- Las mineralizaciones estratiformes se asocian a materiales vulcanosedimentarios del Proterozoico Superior y a las formaciones detrítico-carbonatadas del Cámbrico Inferior. Las baritas con tipología filoniana aparecen asociadas a fracturas posthercínicas encajando en materiales diversos (rocas carbonatadas, vulcanoclásticas, granitoides, etc.). Las baritas kársticas se encuentran en el seno de lodos ferruginosos que rellenan cavidades kársticas en el yacimiento de Cerro del Hierro.
- El cuarzo es la impureza más frecuente y abundante de las baritas estudiadas, especialmente en las mineralizaciones estratiformes. Como minoritarios y trazas detectados destacan filosilicatos, carbonatos, sulfuros y oxihidróxidos de Fe.
- Desde el punto de vista químico la mayor parte de las baritas analizadas tienen más del 82 por 100 SO_4Ba , con sólo SiO_2 y SrO como impurezas más significativas.

— Las propiedades físicas y características tecnológicas de las baritas estudiadas permiten su utilización en lodos de sondeos, restrictivamente para las muestras de yacimientos estratiformes y para aquellas filonianas que han sido intensamente afectadas por alteraciones hidrotermales o superficiales. Las baritas del resto de los yacimientos pueden dirigirse hacia usos de mayor rendimiento económico (industria química, cargas y extendedores, pigmentos, vidrios, etc.), recomendándose ligeras modificaciones en la planta de tratamiento (ciclado y/o concentración magnética) para proporcionar un mayor valor añadido a los productos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado parcialmente con la ayuda concedida por la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación n.º 4031 «Mineralogía Aplicada».

REFERENCIAS

- IGME, 1975. Mapa Metalogenético de España, Hoja 67-68 (Cheles y Villafranca de los Barros).
- MIRAS, A.; HERNANDEZ, M. J., y GALAN, E. (1988): *Nota sobre la presencia de mineralizaciones de barita al sur de Llerena (Badajoz, España)*. Bol. Soc. Esp. Min., 11-1, pp. 173-178.
- MIRAS, A., y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1990): *Geología y depósitos de barita del Cerro del Hierro (Sevilla)*. Bol. Soc. Esp. Min., 13(1), pp. 66-67.
- MIRAS, A., y GALAN, E. (1990): *Geoquímica de las mineralizaciones de barita en el SO del Macizo Ibérico*. Bol. Soc. Esp. Min., 13(1), pp. 68-69.
- MIRAS, A. (1991): *Geoquímica y Mineralogénesis de los depósitos de barita de Badajoz y Sevilla (Zona central de Ossa-Morena)*. Tesis Doct., Universidad de Sevilla, 481 pp.
- MORO, C. (1980): *Los yacimientos de barita asociados al sinclinal de Alcañices-Carbajales de Alba y sus métodos de prospección*. Tesis Doct., Universidad de Salamanca, 415 pp.
- PNIM (1971): *Programa Nacional de Investigación Minera (Barita)*. IGME.
- QUESADA, C. (1983): «El Carbonífero de Sierra Morena. En: C. Martínez (Ed.), Carbonífero y Pérmico de España. IGME, pp. 243-278.
- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P.; OSBORNE, J.; LARREA, F.; BAEZA, L.; ORTEGA, C.; TORNOS, F., y SIGÜENZA, J. M. (1987): *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Publ. Dirección General de Industria, Energía y Minas, Junta de Extremadura: 131 pp.

Original recibido: Enero 1992.
Original aceptado: Septiembre 1992.

MINIPROGRAMAS (II)

Programas simples para modelado de acuíferos.

Por A. NAVARRO ALVARGONZALEZ (*)

RESUMEN

Se ofrece un programa breve y simplificado (menos de 50 líneas en BASIC) para la modelización de acuíferos con el método de diferencias finitas. Se explican con detalle las ventajas y limitaciones del método, la base matemática del programa y su desarrollo informático. Se dan ejemplos varios de aplicación.

El trabajo ofrece aclaraciones sobre puntos que no se suelen detallar en la literatura corriente sobre el tema: Tratamiento de regímenes permanente y transitorio, condiciones y flujos de borde, asignación de recargas/extracciones, circulación de flujos subterráneos y balance de masas global y pormenorizado en tiempo y unidades espaciales.

Palabras clave: Acuífero, Modelo matemático, Diferencias finitas, Piezometría, Balance de masas.

ABSTRACT

A very simple and direct program (less than 50 lines in BASIC) for aquifer modeling using finite difference methodology is described. Detailed explanations are given about limitations and advantages of the method, mathematical basis of the program and its computed code. Examples are offered.

The paper gives details on subjects that are not clearly spelled in available technical literature: steady-state or transient flow, boundary conditions, recharge/discharge contributions, groundwater flow circulation and mass balance, global and locally.

Key words: Aquifer, Mathematical model, Finite differences, Piezometry, Local mass balance, Global mass balance.

III. DIFERENCIAS FINITAS (MALLA UNIFORME)

1. Preámbulo

El método de diferencias finitas se basa en la discretización del modelo en una serie de unidades de volumen, llamadas en superficie celdas o elementos, sobre los cuales se aplican las ecuación de continuidad física de Laplace o Poisson, con las condiciones límites de Dirichlet, Neumann o Cauchy, que ya se mencionaron en las formulaciones de páginas anteriores.

La principal diferencia de este método con el

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España.

de elementos finitos consiste en que aquí, a cada elemento diferencial se le aplica una altura piezométrica única, asociada a la geometría del propio elemento, valor piezométrico que sustituye y representa la piezometría real del acuífero dentro de la superficie del elemento en cuestión. Recordemos que en los métodos de elementos finitos, la piezometría en el interior y en los bordes de cada elemento era una función lineal de la piezometría en los vértices o nudos.

2. Matemáticas

Este tratamiento diferente es fundamental en la contrapartida física del modelo. En el método de

diferencias finitas se divide la superficie de la zona en la que se encuentra el acuífero en elementos diferenciales, es decir, elementos que se consideran con área diferencial «dA». En el caso que estamos exponiendo, estos elementos son de forma cuadrada, y todos ellos iguales. Si se orientan unos ejes coordenados en el sentido de los lados de estos elementos diferenciales de área, en las direcciones de los ejes, las coordenadas serán algo así como:

$$\begin{aligned} \text{Vértice 1} & \quad x, y \\ \text{Vértice 2} & \quad x+dx, y \\ \text{Vértice 3} & \quad x+dx, y+dy \\ \text{Vértice 4} & \quad x, y+dy \end{aligned} \quad [1]$$

en cuyo caso, las coordenadas del nudo o centro, al que asignamos el valor piezométrico representativo del elemento, serán:

$$x+(dx/2), y+(dy/2) \quad [2]$$

Con el mismo rigor puede asignarse al nudo las coordenadas

$$x, y \quad [3]$$

en cuyo caso, las de los vértices pasarían a ser

$$\begin{aligned} x-(dx/2), y-(dy/2) \\ x+(dx/2), y-(dy/2) \\ x+(dx/2), y+(dy/2) \\ x-(dx/2), y+(dy/2) \end{aligned} \quad [4]$$

Existen varios sub-métodos para el tratamiento matemático, según se elijan estas diferencias finitas, pero, al nivel de detalle que estamos examinando, todos ellos son buenos si la discretización del área del modelo se hace en elementos suficientemente pequeños. Estos elementos suficientemente pequeños pueden ser muy grandes, incluso de decenas de kilómetros cuadrados. La piedra de toque fundamental es la de obtener al final un sistema de cálculo de las piezometrías que resulte resoluble, y en caso

de hacerse por iteraciones, que lleve a un proceso de convergencia en la solución.

Consideremos en la figura 1 uno de estos elementos o celdas diferenciales, que denominamos «N», lo mismo que a su nudo o centro. Este elemento tiene a su alrededor otros cuatro elementos, «i, j, k, m», con los cuales limita a través de lados l(n-i), l(n-j), l(n-k), l(n-, m) de longitudes L. También será «L» la distancia entre los nudos respectivos, y el área de los elementos será $A=L^2$.

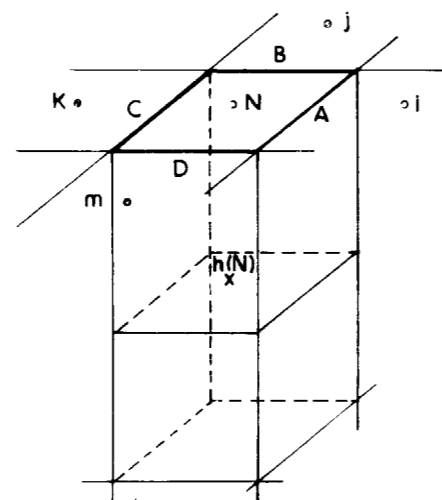


Figura 1.

Cada uno de estos nudos tiene asignada una piezometría $h(n)$, $h(i)$, $h(j)$, $h(k)$, $h(m)$, correspondiente al instante de tiempo que llamamos t_0 , por ejemplo, a las 16 horas del 27 de junio de 1989.

Eligiendo un intervalo de tiempo apropiado, por ejemplo, un día, o un segundo, un mes, etc... y una longitud L, también apropiada, por ejemplo, un metro, o un kilómetro, etc..., las ecuaciones de continuidad física, como la de Poisson

$$T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) + R = S \frac{\delta h}{\delta t} \quad [5]$$

pueden expresarse en función de estos diferenciales de la manera siguiente:

$$T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) = \text{Flujo subterráneo neto en el elemento} \quad [6]$$

$R = \text{Rec}/\text{descarga neta por la superficie} \quad [7]$

$$S \frac{\delta h}{\delta t}$$

=Variación del agua almacenada en el elemento [8]

El término [6] se compone de la suma de flujos que entran o salen del elemento «N» a través de sus lados, durante el intervalo de tiempo dt . Según la Ley de Darcy, entre los nudos «N» e «i» es flujo sería algo así como,

Flujo = gradiente * sección * permeabilidad [9]

pero el gradiente es $[(h(N)-h(i))/\text{dist}(n-i)]$ y la sección es L^2 espesor, donde L es también igual a «dist n-i», y espesor multiplicado por permeabilidad es la transmisividad, de manera que volviendo a [9] resulta que el flujo entre los nudos «n» e «i» es:

$$(h(N)-h(i)) * T(n-i) \quad [10]$$

siempre que la «T» esté expresada en unidades de cuadrado de longitud por cada «dt».

El flujo subterráneo total, por lo tanto, será la sumatoria de cuatro términos similares al [9], uno para cada uno de los lados del elemento «N». Para mayor sencillez del modelo que estamos examinando la transmisividad en el lado común a los elementos «N» e «i» se toma como promedio de las transmisividades asignadas a los puntos «N» e «i»,

$$T(N-i) = [T(N)+T(i)]/2 \quad [11]$$

Con lo que el total del flujo subterráneo resulta

$$\text{SUMA } .5 * [T(N)+T(z)] * [h(n)-h(z)] \quad [12]$$

$z = i, j, k, m$

La recarga/descarga neta al acuífero, a través de la superficie del elemento «N» es un número, para cada intervalo de tiempo dt considerado,

$$R = R[N, (t, t+dt)] \quad [13]$$

Y la variación [8] de almacenamiento en el acuífero en el intervalo de tiempo en cuestión es,

$$VA = A(N) * S(N) * [h(N, t+dt) - h(N, t)] \quad [14]$$

Y el resultado general es:

$$\begin{aligned} .5 * [T(N)+T(i)] * [h(N, t) - h(i, t)] + \\ + .5 * [T(N)+T(j)] * [h(N, t) - h(j, t)] + \\ + .5 * [T(N)+T(k)] * [h(N, t) - h(k, t)] + \\ + .5 * [T(N)+T(m)] * [h(N, t) - h(m, t)] + \\ + R[N, (t, t+dt)] - \\ - A(N) * S(N) * [h(N, t+dt) - h(N, t)] = 0 \end{aligned} \quad [15]$$

Hay que hacer notar que en la ecuación 15 aparecen dos tipos de piezometrías, «h». Un tipo son las «h» del elemento «N» en cuestión, y de los que tiene alrededor, en el instante t_0 , que hemos representado en [15] por $h(N, t)$ y similares. Otro tipo de piezometría es la «h» del elemento «N» al final del intervalo «t+dt», que hemos representado por « $h(N, t+dt)$ ». La ecuación [15] es lineal para todas las «h», y hay una ecuación como la [15] para cada elemento «N». Si en el instante inicial $t=t_0$ conocemos las « $h(n, t)$ » podemos calcular las « $h(n, t+dt)$ ».

En la parte de flujo subterráneo de la ecuación [15], basada en la Ley de Darcy, hemos sustituido una ecuación diferencial por unas diferencias finitas. Para que los flujos fueran los exactos, los valores de las «h» a usar en la fórmula [15] tendrían que ser, no los iniciales « $h(N, t)$ », ni los finales « $h(N, t+dt)$ », sino unos intermedios, « $h(N, t+\alpha * dt)$ » con $0 < \alpha < 1$. Lo que ocurre es que el error que se comete es un infinitésimo de segundo orden respecto al resto de la ecuación, y su efecto, cumplido el resto de condiciones, es despreciable. Para los flujos [6], en consecuencia, se podrían usar los valores iniciales « $h(N, t)$ » o los finales « $h(N, t+dt)$ ». En el primer caso, el valor incógnita de « $h(N, t+dt)$ » está explícito en la ecuación [15], pues sólo aparece en el término del almacenamiento [8], y se puede despejar y resolver ecuación a ecuación, inmediatamente. En el segundo caso, los valores de « $h(z, t+dt)$ » aparecen mezclados en las ecuaciones en los términos [6] y en el [8], de forma implícita, y para obtenerlos hay que resolver todo el sistema en conjunto.

En cualquier caso, hay tantas incógnitas como nudos o elementos «N», y tantas variables « $h(z, t+dt)$ » como elementos o nudos «N», de manera que siempre existe solución única.

En este miniprograma, se usa la variante implícita, pero la resolución del conjunto del sistema,

a fin de ahorrar espacio en el ordenador no se ataca directamente, sino que se lleva a cabo a base de sucesivas iteraciones, mediante un método llamado de «relajación», hasta que se cumple un cierto criterio de error.

3. El programa

El conjunto del programa se ofrece en la figura 2.

ra 2. Como casi siempre, el programa consta de cuatro partes:

- Lectura de datos de archivo, entre ellos la piezometría en el instante «t»=«t0».
- Cálculo de los coeficientes de las ecuaciones de continuidad [15] para cada uno de los nudos o elementos «N».

```

1 COLOR 15,4,4:CLS:"Nombre=DFS.BAS -Dif. Fin. Simple A.Navarro- Mayo 1992
2 INPUT"Archivo de datos=";AR$:AR$=AR$+".dat":INPUT"¿Escribir datos (s/n)";D$
3 OPEN AR$ FOR INPUT AS #1:INPUT #1,IN,N3,MA,M2,M3,E,AR,FC
4 DIM L1(IN,4),A1(IN,MA),Y1(IN),HO(IN),Y(IN),A2(IN),H(IN),H1(IN)
5 DIM B2(IN),N1(IN),Q(IN,4),S(IN),R(IN),R1(IN),T2(IN),T3(IN,4)
6 DIM T4(IN),N4(IN),B(IN) :LPRINT"Num.Pol=";IN:LPRINT"Num.Pol.reales=";N3
7 LPRINT"Num.Periodos=";MA:LPRINT"Num.Subper.=";M2:LPRINT"Num.Max.Iter.=";M3
8 LPRINT"Limite error=";E : LPRINT"Area Pol.=";AR$: LPRINT"FC=";FC:LPRINT
9 LPRINT:LPRINT:C=1:D=1/M2:E=E*D:FOR K=1 TO IN:N1(K)=0:INPUT #1,X,N4(K)
10 FOR J=1 TO 4:INPUT #1,L1(K,J):IF L1(K,J)<>0 THEN N1(K)=N1(K)+1
11 NEXT J:INPUT #1,HO(K),Y1(K),B2(K),B(K) : FOR J=1 TO MA
12 INPUT #1,A1(K,J): NEXT J : NEXT K : IF C$<>"s" THEN GOTO 21
13 N1=Num.Lados, N4=0=Libre, N4=1=Conf., L1(K,I)=Num.Pol.Adyacente,
14 HO=Piez.Inic., Y1=Trans., B2=Cota Muro, B=Coef.Alm., A1=Rec/Descarga
15 LPRINT"POL LAD L/C 1 2 3 4 PIEZ TRANS ALMA FONDO REC/EXTR."
16 A$="## ## ## ## ## ##":B$="###.### #####.# #.### #####.#":C$="###.##"
17 FOR K=1 TO IN :LPRINT K;"=";: "K=NUM. POL.
18 LPRINT USING A$:N1(K),N4(K),L1(K,1),L1(K,2),L1(K,3),L1(K,4);
19 LPRINT USING B$:HO(K),Y1(K),B(K),B2(K); : FOR J=1 TO MA
20 LPRINT USING C$:A1(K,J); : NEXT J :LPRINT : NEXT K :LPRINT :LPRINT
21 FOR K=1 TO IN : HO(K)=HO(K)*.01 : Y1(K)=Y1(K)*D*FC : B2(K)=B2(K)*.01
22 B(K)=B(K)*AR : Y(K)=Y1(K) : H(K)=HO(K) : NEXT K
23 FOR M=1 TO MA :FOR K=1 TO N3 : T2(K)=0 : T4(K)=0 : A2(K)=D*A1(K,M)
24 FOR J=1 TO 4 : T3(K,J)=0 : NEXT J : NEXT K : I3=0
25 FOR J3=1 TO M2 : FOR K=1 TO N3 : H1(K)=H(K) : NEXT K
26 I3=I3+1 : IF M3>I3 THEN 28
27 PRINT "Demasiadas iteraciones. Fin programa":END
28 FOR K=1 TO N3 : IF N4(K)<>1 THEN Y(K)=Y1(K)*(H1(K)-B2(K))/(HO(K)-B2(K))
29 NEXT K : FOR K=1 TO N3 :S(K)=B(K)*(H(K)-H1(K)) : T9=0 : S9=0
30 FOR J=1 TO N1(K) : L9=L1(K,J) : T8=(Y(K)+Y(L9))*0.5
31 Q(K,J)=T8*(H(L9)-H(K)) : T9=T9+T8 : S9=S9+Q(K,J) : NEXT J
32 R1(K)=C/(T9+B(K)) : R(K)=A2(K)-S(K)+S9 : NEXT K : S1=0
33 FOR K=1 TO N3 : S1=S1+ABS(R(K)) : NEXT K : PRINT I3; : IF S1<E THEN 35
34 FOR K=1 TO N3 : H(K)=H(K)+R1(K)*R(K) : NEXT K : GOTO 26
35 FOR K=1 TO N3 : T4(K)=T4(K)+R(K) : T2(K)=T2(K)+S(K)
36 FOR J=1 TO N1(K) : T3(K,J)=T3(K,J)+Q(K,J) : NEXT J : NEXT K
37 NEXT J3 :LPRINT :LPRINT :LPRINT
38 LPRINT" AÑO =" ;M," NUMERO DE ITERACIONES = ";I3
39 LPRINT " PQL NIVELH RESIDUAL INF-EXT VAR.ALM FLUJOL1 " ;
40 LPRINT "FLUJOL2 FLUJOL3 FLUJOL4" :LPRINT
41 Q$=" ## ###.## ###.### ###.### ###.###"
42 W$="###.### ###.### ###.### ###.###" : FOR K=1 TO N3
43 X=H(K)*100 :LPRINT USING Q$:K,X,T4(K),A1(K,M),T2(K);
44 LPRINT USING W$:T3(K,1),T3(K,2),T3(K,3),T3(K,4)
45 NEXT K:LPRINT:LPRINT: NEXT M:LPRINT"Progr.=dfs.bas Arch.=";AR$:

```

Figura 2.

- Resolución del sistema para obtener la piezometría en el instante «t»=«t+dt».
- En el instante elegido (al final de cada período de tiempo t0+dt+dt+...+dt), escritura de los resultados.

El modelo que se ofrece requiere/admite las siguientes condiciones físicas:

- Acuífero libre o confinado, o combinación de ambos.
- Acuífero verticalmente isótropo, y monocapa.
- Régimen permanente o transitorio.
- Acuífero horizontalmente anisótropo (T, S variables según elementos).
- Para cada intervalo de tiempo «dt» han de darse, para cada elemento «N» los datos de recarga/descarga vertical neta [7].
- Condiciones de borde impermeable (si es de flujo predeterminado, se incorpora al término de recarga/descarga [7]).
- Condiciones de borde de piezometría predeterminada.
- No admite condición de manantial, o de río, es decir, de movimientos verticales de flujo en función de diferencias piezométricas en vertical, y de permeabilidades verticales. Este es un programa SIMPLE.

Como el procedimiento de diferencias finitas se basa en balances de volúmenes de agua en intervalos de tiempo, balances realizados en cada elemento diferencial en que se divide el modelo, además de obtenerse la piezometría buscada, el mismo resultado ya envuelve un balance de masas. La interpretación física de los resultados del cálculo aparece por ello más completa y satisfactoria para el técnico, pues suma a las «h» los movimientos de agua.

Como siempre, hay que tener cuidado en usar un sistema consistente de unidades para los datos de partida. Las alturas piezométricas, tanto en los datos como en los resultados, se expresan en metros. La transmisividad se lee en [m²/día]. El área en hectáreas, y la recarga/descarga vertical neta en [hm³/período mayor] (que suele ser el año). Esto puede parecer complicado y se debe a un compromiso entre las

unidades prácticas usuales y las que utiliza internamente el programa para hacer los cálculos cada subperíodo. Unidades habituales son:

$$L = [\text{metro}] \quad \text{Area} = [\text{ha}] \quad \text{Caudal} = [\text{hm}^3/\text{año}] \\ T = [\text{m}^2/\text{día}]$$

Ahora bien, la resolución del sistema de ecuaciones se hace cada diferencial de tiempo [subperíodo], (mes, día, etc.), y con volúmenes de agua en [hm³]. Se utilizan una serie de parámetros para convertir las unidades de los datos de entrada en [hm] y [subperíodo] para la resolución de las ecuaciones y cálculo de las piezometrías intermedias y finales, y a la hora de escribir los resultados, se expresan en [metro] para la piezometría y en [hm³/per=año] para los volúmenes de agua.

A continuación se ofrece una descripción somera de las líneas del programa.

1. Color, nombre.
2. Identificación del archivo de datos. Así, el mismo programa se puede usar para archivos diferentes, siempre que se ajusten a la secuencia de datos requerida. Se pregunta aquí también si se quiere una escritura-eco de datos o no. El programa que se detalla escribe la mayoría de la información en impresora. Si se quiere que escriba en pantalla hay que reemplazar todas las instrucciones LPRINT por instrucciones PRINT.

3. Lectura de los datos iniciales del archivo. Se lee lo siguiente:

IN=Número de nudos, elementos o polígonos de que consta el modelo.

N3=Número de nudos de piezometría no predeterminada. N3 ha de ser menor, o a lo sumo igual a IN.

MA=Número de intervalos mayores de tiempo, al cabo de los cuales se van a escribir resultados.

M2=Dentro de cada intervalo mayor de tiempo hay M2 períodos menores de tiempo. Los nuevos valores de la piezometría se calculan para cada uno de estos períodos menores. Es decir, el sistema de ecuaciones se resuelve una vez para cada uno de estos períodos menores.

M3=Número máximo de iteraciones permitido dentro de cada período mayor. Si los datos que se introducen en el modelo son excesivamente disparatados, el procedimiento iterativo utilizado para resolver repetidas veces el sistema de ecuaciones en «h» no consigue la requerida convergencia dentro de ese número de iteraciones. El programa escribe una sentencia y se aborta.

E=Límite de error para considerar resuelto el sistema de ecuaciones. El criterio seguido es el siguiente: La suma de valores absolutos de los residuales en los balances en cada una de las ecuaciones del sistema no debe sobrepasar un valor FUNCION(E). Cuando $SUMA [abs(RES)] < FUNCION(E)$ se considera el sistema resuelto y se pasa al subperíodo (período menor) siguiente.

AR=Área de cada elemento o polígono (cuadrado), en hectáreas $[hm^2]$.

FC=Factor de conversión de $[m^2/día]$ a $[hm^2/año]$, es decir, 0.0365.

4.—5.—6. En función de los parámetros leídos más arriba, se dimensionan las variables que se usan en el programa. Son las siguientes:

HO(IN)=Piezometría de cada nudo «N» en el comienzo del cálculo ($t=t_0$). La unidad de entrada [L] es el metro.

H1(IN)=Piezometría de cada nudo «N» al comienzo de cada subperíodo $L=[m]$.

H(IN)=Piezometría de cada nudo «N» durante la resolución de las ecuaciones y al final de cada subperíodo $L=[m]$.

L1(IN, 4)=Para cada elemento o nudo, L1 indica el elemento o nudo vecino a través de cada lado.

A1(IN, MA)=Recarga/Descarga vertical neta de cada elemento o nudo durante cada período mayor de tiempo $L^3/PER=[hm^3/año]$.

Y1(IN)=Valor de la transmisividad del elemento de nudo IN en el instante inicial $t=t_0$. El dato se lee en $m^2/día$.

Y(IN)=Transmisividad durante el proceso. La transmisividad inicial Y1 se va modificando a Y en aquellos elementos que corresponden a acuífero libre cuyo espesor saturado va variando.

A2(IN)=Rec/Descarga vertical neta en el polí-

gono IN, para cada subperíodo (día, mes, etc...) del período (año, por ejemplo), en cuestión.

B2(IN)=Cota del muro asignada al acuífero en el nudo IN $L=[m]$.

N1(IN)=Número de lados permeables del polígono o elemento IN.

Q(IN, 4)=Flujo subterráneo que circula por cada lado 1, 2, 3 ó 4 del polígono o elemento IN $[hm^3/año \text{ o período}]$.

S(IN)=Coeficiente de almacenamiento asignado al elemento o polígono IN.

R(IN)=Residuo de la ecuación de balance del elemento IN $[hm^3/año \text{ o período}]$.

R1(IN)=Coeficiente corrector de las piezometrías H(IN) en las sucesivas iteraciones durante la resolución del sistema en H. R1 tiene las dimensiones de $[T/L^2]$, lo que equivale en el programa actual a $[subperíodo/hm^2]$.

T2(IN)=Sumatoria para todo el período de los cambios de volumen de agua almacenados en el acuífero en cada subperíodo $[hm^3/Per]$.

T3(IN, 4)=Flujo que ha circulado a través de los lados 1, 2, 3, 4 del polígono o elemento IN durante el período de tiempo M $[hm^3/Per]$.

T4(IN)=Suma de valores absolutos de los residuales en la ecuación del balance del elemento IN en cada subperíodo J3 $[hm^3/Per]$.

N4(IN)=Parámetro que vale 1 si el acuífero del elemento IN es confinado, y que vale cero si es libre.

B(IN)=Coeficiente de almacenamiento del elemento o polígono IN.

Una vez dimensionadas todas estas variables, se hace la escritura de los primeros datos leídos: Número de polígonos totales, IN; Número de polígonos de piezometría no predeterminada, N3.

7.—8. Se termina la escritura de los primeros datos: Número de períodos mayores, MA, Número de subperíodos, M2, Número máximo permitido de iteraciones, M3, en un período mayor de tiempo para la resolución de los sistemas en H. Se entiende que si el número máximo permitido por período es M3, el máximo por subperíodo se toma igual a $M3/M2$. Área de cada polígono, y factor FC.

9. Se da valor 1 al coeficiente C que interviene en la modificación de las H en cada iteración. Se calcula el inverso D del número de subperíodos, y se modifica el criterio de error E por período a error por subperíodo. Se inicia el «loop» en K, para completar la lectura de datos.

Se inicializa a cero un contador N1(K) de los lados permeables de cada celda o polígono. Se lee el número del polígono, y si en el polígono el acuífero es libre ($N4(K)=0$) o confinado ($N4(K)=1$).

10. Se leen, para cada polígono (=elemento o celda) los siguientes datos:

Polígono vecino L1(K,1) del K por el lado 1, polígono vecino L1(K,2) del K por el lado 2, polígono vecino L1(K,3) del K por el lado 3 y polígono vecino L1(K,4) del K por el lado 4.

Se calcula el número N1(k) de lados permeables.

11.—12. Se leen los valores de la piezometría inicial H0(K) [m] del nudo asociado al elemento K, la transmisividad Y1(K) $[m^2/día]$, la cota del muro B2(K) [m], el coeficiente de almacenamiento B(K), y para cada período J, la recarga/descarga vertical neta A1(K, J) $[hm^3/año]$. Se consulta (con C\$) si se quiere o no que se escriban estos datos. Si la respuesta es negativa, se salta a la línea 21. Si es afirmativa, se sigue con la línea 13.

13.—20. Escritura-eco de los datos de entrada.

21.—22. Se modifican los datos para darles un sistema coherente de unidades. La piezometría «H0» y la cota del muro «B2» se pasan de [metros] a [hectómetros]. La transmisividad «Y1», de $[m^2/día]$ a $[hm^2/subperíodo]$. Se calcula el producto del área «AR» por el almacenamiento «B», y el resultado se almacena en «B». Las variables de piezometría «H» y de transmisividad «Y» se inicializan a los valores de comienzo del primer instante $t=t_0$.

23.—24. Comienza un lazo mayor, que abarca el cálculo, para cada período (año) «M», desde el primero hasta el «MA», de la piezometría y otros resultados del modelo. Se inicializan a cero las variables sumatorias T2 (cambio volumen de agua almacenada), T3 (Flujo subterráneo a través de los lados) y T4 (Residuales). Se obtiene la Recarga/descarga vertical neta por subperío-

do, dividiendo la rec/des de cada período por el número de subperíodos.

25. Se inicia otro lazo amplio, que abarca el cálculo por subperíodos: formulación y resolución de las ecuaciones para obtener la piezometría al final de cada subperíodo. Se determina la piezometría inicial de cada subperíodo. En la primera pasada, esa altura se hace igual a la leída en los datos. En los subperíodos siguientes, se hace igual a la piezometría final del subperíodo anterior.

26.—27. Se cuenta el número de iteraciones, y si resulta mayor que el máximo prefijado, M3, se aborta el programa.

28. Si el elemento corresponde a un acuífero libre, se modifica la transmisividad en función del cambio de espesor (Se divide por el espesor inicial y se multiplica por el nuevo espesor).

29.—30.—31. Se calcula la variación de almacenamiento S, la transmisividad T8 en el lado J como promedio de las transmisividades de los nudos vecinos, y el flujo subterráneo Q a través de ese lado. Se inicializan sumatorias y se obtienen los valores, de la suma T9 de las transmisividades y de la suma S9 de los flujos subterráneos durante el subperíodo.

32. Se obtiene el factor de relajación R, como una impedancia hídrica. Es una cantidad, inversamente proporcional a las transmisividades y a los almacenamientos. La constante de proporcionalidad, C, se toma aquí igual a uno, pero puede asignársela valores entre 0,5 y 1, y en ciertos casos mejorar la velocidad de convergencia del proceso de iteraciones. El detalle de este factor de relajación y la constante C puede verse en TYSON y WEBER (1963). El uso de este factor de relajación se aclara en la línea 34.

Se obtiene el residual R(K) para el elemento K y el subperíodo en cuestión. El residual es el error o residuo de la ecuación de balance para el polígono y subperíodo. Se obtiene sumando la recarga/descarga vertical neta A2, más los flujos subterráneos S9, menos la variación de almacenamiento S.

Se inicializa a cero la sumatoria S1 de los valores absolutos de los residuos, para contrastarla con el criterio de error E.

33. Se obtiene la suma S1 de los residuos,

Se imprime el número de la iteración en curso. Se compara S1 con el criterio de error. Si es mayor, se va a la línea 34, donde se modifica la piezometría y se inicia una nueva iteración. Si es menor, se prosigue el proceso para completar el subperíodo, en las líneas 35-36-37.

34. Si la suma de residuales S1 es mayor que el criterio de error E, se modifican las H, y se pasa a una nueva iteración volviendo a la línea 26. La H se modifica añadiendo a la H actual una cierta cantidad, proporcional al residuo de ese elemento, (R(K), y al factor de relajación R1(K) que incluye la capacidad de almacenamiento y los valores de transmisividad de los lados de dicho elemento.

35. Si la suma de residuales S1 es menor que el criterio de error E, se van calculando los totales para todo el PERIODO de la suma de residuales R(K), de la variación del almacenamiento S(K), y de los flujos subterráneos, T3(K, J) (J=1, ..., 4). Estos valores aparecerán al escribir los resultados del período en cuestión.

37. Terminado el cálculo de un subperíodo, se pasa al siguiente. Si se trata del último subperíodo, se pasa a escribir, en las líneas que siguen, los resultados del período.

38.—44. Se escribe el período (año) y el número de iteraciones utilizado. Se escriben títulos. Se definen formatos de escritura. Se pasa el valor de H de [hm]a[m]. Se escribe el número del nudo (elemento o polígono), la piezometría X al final del período, el residual de ese elemento, la rec/des vertical neta, la variación de almacenamiento, y los flujos subterráneos por los lados 1, 2, 3 y 4.

45. Se pasa al período siguiente, o en su caso, se termina el cálculo escribiendo el nombre del programa y el del archivo de datos utilizado.

4. Ejemplos de aplicación

Para aclarar las explicaciones dadas, se ofrecen un par de ejemplos de aplicación del programa.

El primero de ellos se muestra en la figura 3. Es un acuífero costero sobre el que se ha trazado una red poligonal cuadrada con lados de longitud 1 km.

Se identifican en total 26 nudos, de los cuales 12 corresponden a elementos de piezometría no predeterminada, numerados del 1 al 12. El resto,

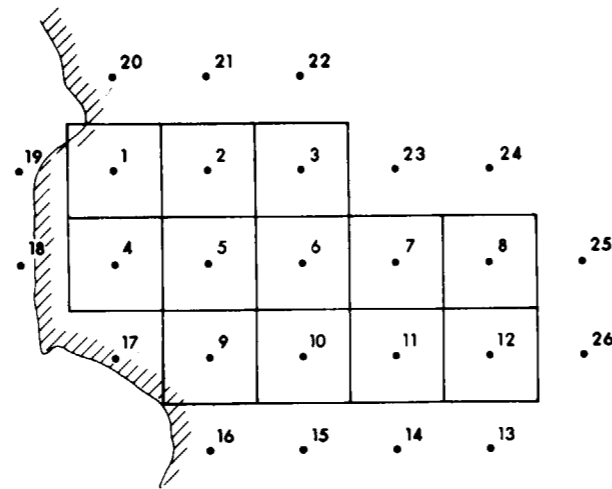


Figura 3.

numerados del 13 al 26, corresponden a nudos con piezometría predeterminada.

El modelo se lleva sobre dos períodos (años), con subperíodos de 36,5 días cada uno (10 subperíodos en cada período). Se fija 300 como número máximo de iteraciones por período, y el error máximo tolerable por año de 0.01 Hm³ extendido a toda el área del modelo.

En estas condiciones, el archivo de datos, que denominamos dfs.dat es el que sigue:

```

26 12 2 10 300 .01 100 0.0365
1 0 20 2 4 19 3 400 —50 .005 1 1.2
2 0 21 3 5 1 5 5000 —50 .005 1 .9
3 0 22 23 6 2 1 9000 —40 .012 1 —1
4 0 1 5 17 18 4 400 —50 .005 1.1 .8
5 0 2 6 9 4 3 7000 —47 .12 1.1 .7
6 0 3 7 10 5 7000 —40 .024 1.2 .8
7 0 23 8 11 6 15 7000 —35 .024 .9 .85
8 0 24 25 12 7 18 6955 —32 .023 .2 .19
9 0 5 10 16 17 1 400 —49 .26 1.1 1
10 0 6 11 15 9 7 5000 —43 .025 .2 .3
11 0 7 12 14 10 15 5000 —35 .036 .2 .3
12 0 8 26 13 11 35 400 —15 .048 2 1.8
13 0 12 0 0 0 50 400 —14 0 0
14 0 11 0 0 0 20 5000 —30 0 0 0
15 0 10 0 0 0 7 5000 —43 0 0 0
16 0 9 0 0 0 .55 400 —49 0 0 0
17 0 4 9 0 0 .6 400 —49 0 0 0
18 0 4 0 0 0 400 —50 0 0 0
19 0 1 0 0 0 400 —50 0 0 0
20 0 1 0 0 0 400 —50 0 0 0
    
```

```

21 0 2 0 0 0 .6 5000 —50 0 0 0
22 0 3 0 0 0 1.2 7000 —47 0 0 0
23 0 3 7 0 0 10 8000 —45 0 0 0
24 0 8 0 0 0 20 6000 —35 0 0 0
25 0 8 0 0 0 20 5000 —30 0 0 0
26 0 12 0 0 0 40 400 —13 0 0 0
    
```

La primera línea incluye el número total de nudos, IN=26, el número de nudos de piezometría libre, N3=12, el número de períodos mayores (años), MA=2, el número de subperíodos por período, M2=10, número máximo de iteraciones,

```

Num.Pol= 26
Num.Pol.reales= 12
Num.Periodos= 2
Num.Subper.= 10
Num.Max.Iter.= 300
Limite error= .01
Area Pol.= 100
FC= .0365
    
```

M3=300, el error máximo absoluto por período, E=.01 [Hm³/año], el área, A=100 [Hm²], y el factor de conversión de (m²/día) a (Hm²/año).

Las siguientes 12 líneas incluyen los datos para los nudos (elementos) de piezometría libre. El programa NECESITA que estos nudos vayan ANTES que los de piezometría fija (borde). Para cada uno de estos 12 nudos=polígonos=elementos se numeran:

- Número del polígono.
- Acuífero libre (0) o confinado (1).
- Con qué polígono limita por cada uno de sus lados.
- Piezometría inicial asignada al nudo.
- Transmisividad asignada al nudo.
- Cota del muro asignada al nudo.
- Coeficiente de almacenamiento asignado al elemento.
- Recarga/descarga vertical neta para cada uno de los períodos (año).

POL	LAD	L/C	1	2	3	4	PIEZ	TRANS	ALMA	FONDO	REC/EXTR.		
1	==	4	0	20	2	4	19	0.30	400.0	0.005	-50.0	1.00	1.20
2	==	4	0	21	3	5	1	0.50	5000.0	0.005	-50.0	1.00	0.90
3	==	4	0	22	23	6	2	1.00	9000.0	0.012	-49.0	1.00	-1.00
4	==	4	0	1	5	17	18	0.40	400.0	0.005	-50.0	1.10	0.80
5	==	4	0	2	6	9	4	3.00	7000.0	0.012	-47.0	1.10	0.70
6	==	4	0	3	7	10	5	10.00	7000.0	0.024	-40.0	1.20	0.80
7	==	4	0	23	8	11	6	15.00	7000.0	0.024	-35.0	0.90	0.85
8	==	4	0	24	25	12	7	18.00	6955.0	0.023	-32.0	0.20	0.19
9	==	4	0	5	10	16	17	1.00	400.0	0.260	-49.0	1.10	1.00
10	==	4	0	6	11	15	9	7.00	5000.0	0.025	-43.0	0.20	0.30
11	==	4	0	7	12	14	10	15.00	5000.0	0.036	-35.0	0.20	0.30
12	==	4	0	8	26	13	11	35.00	400.0	0.048	-15.0	2.00	1.80
13	==	1	0	12	0	0	0	50.00	400.0	0.000	-14.0	0.00	0.00
14	==	1	0	11	0	0	0	20.00	5000.0	0.000	-30.0	0.00	0.00
15	==	1	0	10	0	0	0	7.00	5000.0	0.000	-43.0	0.00	0.00
16	==	1	0	9	0	0	0	0.55	400.0	0.000	-49.0	0.00	0.00
17	==	2	0	4	9	0	0	0.60	400.0	0.000	-49.0	0.00	0.00
18	==	1	0	4	0	0	0	0.00	400.0	0.000	-50.0	0.00	0.00
19	==	1	0	1	0	0	0	0.00	400.0	0.000	-50.0	0.00	0.00
20	==	1	0	1	0	0	0	0.00	400.0	0.000	-50.0	0.00	0.00
21	==	1	0	2	0	0	0	0.60	5000.0	0.000	-50.0	0.00	0.00
22	==	1	0	3	0	0	0	1.20	7000.0	0.000	-47.0	0.00	0.00
23	==	2	0	3	7	0	0	10.00	8000.0	0.000	-45.0	0.00	0.00
24	==	1	0	8	0	0	0	20.00	6000.0	0.000	-35.0	0.00	0.00
25	==	1	0	8	0	0	0	20.00	5000.0	0.000	-30.0	0.00	0.00
26	==	1	0	12	0	0	0	40.00	400.0	0.000	-13.0	0.00	0.00

Figura 4a.—Escritura de datos.

ANO = 1 NUMERO DE ITERACIONES = 185

POL	NIVELH	RESIDUAL	INF-EXT	VAR.ALM	FLUJOL1	FLUJOL2	FLUJOL3	FLUJOL4
1	5.14	0.000	1.000	0.024	-0.763	0.304	0.245	-0.763
2	5.42	0.001	1.000	0.025	-8.937	3.528	4.739	-0.304
3	6.62	0.000	1.000	0.067	-16.532	11.237	7.891	-3.528
4	6.78	0.000	1.100	0.032	-0.245	1.100	-0.915	-1.008
5	7.58	0.000	1.100	0.055	-4.739	4.839	-0.044	-1.100
6	9.25	0.002	1.200	-0.018	-7.891	9.776	1.738	-4.839
7	13.07	0.000	0.900	-0.046	-8.236	12.526	4.540	-9.776
8	18.01	0.000	0.200	0.000	4.587	4.233	3.507	-12.526
9	8.11	0.001	1.100	1.848	0.044	2.767	-1.035	-1.027
10	10.09	0.000	0.200	0.077	-1.738	9.849	-5.466	-2.767
11	15.17	0.001	0.200	0.006	-4.540	5.369	8.826	-9.849
12	20.37	0.000	2.000	-0.702	-3.507	2.450	3.723	-5.369

ANO = 2 NUMERO DE ITERACIONES = 80

POL	NIVELH	RESIDUAL	INF-EXT	VAR.ALM	FLUJOL1	FLUJOL2	FLUJOL3	FLUJOL4
1	5.09	-0.000	1.200	-0.000	-0.779	0.146	0.212	-0.779
2	5.22	-0.001	0.900	-0.001	-8.848	3.175	4.916	-0.146
3	6.35	-0.001	-1.000	-0.003	-15.971	11.946	8.196	-3.175
4	6.40	-0.001	0.800	-0.002	-0.212	1.300	-0.899	-0.991
5	7.28	-0.001	0.700	-0.004	-4.916	4.579	0.932	-1.300
6	9.02	-0.002	0.800	-0.006	-8.196	9.820	2.147	-4.579
7	12.98	-0.001	0.850	-0.002	-8.019	12.432	4.555	-9.820
8	17.97	-0.000	0.190	-0.001	4.802	4.431	3.008	-12.432
9	7.90	-0.001	1.000	-0.055	-0.932	2.171	-1.151	-1.144
10	9.98	-0.001	0.300	-0.003	-2.147	9.638	-5.623	-2.171
11	15.11	-0.001	0.300	-0.002	-4.555	4.960	8.930	-9.638
12	20.24	-0.000	1.800	-0.006	-3.008	2.459	3.704	-4.960

Progr.=dfs.bas Arch.=dfs.dat

Figura 4b.—Escritura de resultados.

Para los polígonos o nudos de piezometría predeterminada, que componen las siguientes 14 líneas, la secuencia de datos es la misma, pero sobre estos elementos no se realiza balance hídrico. En consecuencia sólo necesitan valores aquellos datos que se relacionan con polígonos vecinos de piezometría libre. La mayoría de estos nudos sólo tienen un lado permeable, aunque los nudos 17 y 23 tienen dos. Los valores correspondientes a lados no permeables se ponen como 0, y también los valores del coeficiente de almacenamiento y de la recarga/descarga, magnitudes que no son utilizadas en estos nudos=polígonos=elementos.

Sí que se necesitan, en cambio, el o los números de los polígonos vecinos, la piezometría, la transmisividad y la cota del muro, que se encuentran situados en las mismas posiciones que en los 12 primeros elementos de piezometría libre.

El resultado aparece en la figura 4. Se escriben primero los valores generales; luego, según se elija o no, se escriben los datos.

Después se van escribiendo en pantalla los números de las sucesivas iteraciones, hasta alcanzar el criterio de error. Luego se escriben los resultados del primer año, se calcula el segundo año y se escriben sus resultados.

Para cada año y polígono de piezometría libre se escribe el nivel piezométrico resultante a fines del período, la infiltración/extracción durante el período, la variación del agua almacenada y los flujos por los lados. Después de la piezometría, y como información complementaria se escribe el residual. Ese residual se obtiene sumando todos los términos de la misma línea, detrás de él. Así, para el polígono o nudo 2, se obtiene:

$$1.000 + 0.025 - 8.937 + 3.528 + 4.379 - 0.304 = 0.001$$

Como hay polígonos que tienen un lado común, se verifica que el caudal subterráneo que entra en uno es el mismo que el que sale del vecino. Por ejemplo, los elementos 5 y 6 tienen un lado común: el segundo lado del 5 es el mismo que el cuarto lado del 6. De acuerdo con esto, el flujo subterráneo que entra al 5 por su segundo lado, 4.839 Hm³/año, es lo mismo que sale del elemento 6 por su cuarto lado, - 4.839 Hm³/año.

Como los datos de este ejemplo son imaginarios, durante el primer período se producen desequilibrios notables. El programa tarda 185 iteraciones en su convergencia. Para el segundo año, la situación de partida es ya más estable. Las variaciones de piezometría y de almacenamiento son menores, y el programa tarda sólo 80 iteraciones en alcanzar la convergencia.

Un segundo ejemplo lo compone una circulación en un recipiente, con un tabique intermedio, como se ve en la figura 5. Es un problema similar al que ya se vio al hablar del método de elementos finitos (NAVARRO, 1992). La única dife-

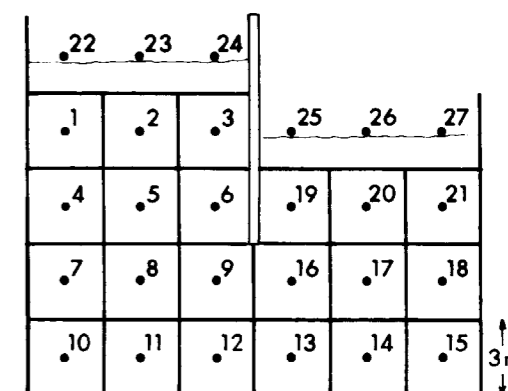


Figura 5.

rencia, a fin de conseguir una malla cuadrada, es que las distancias a uno y otro lado del tabique son de 9 metros, en lugar de 10 metros como en aquel ejemplo. En este caso se ha dividido el espacio en 27 nudos, de los cuales 21 son celdas reales, y los 22, 23, 24, 25, 26 y 27 son de borde, de piezometría predeterminada. Los 22, 23 y 24 tienen piezometría fija igual a 3 metros, los 25, 26 y 27 piezometría fija igual a 0 metros.

Como en realidad se trata de una sección de acuífero, se toma el espesor de esa sección igual a 1 metro, con lo que la transmisividad a aplicar es la permeabilidad del ejemplo de elementos finitos multiplicada por 1.

$$T=8.64 * 1$$

Como se va a ver un régimen permanente, el almacenamiento se hace igual 0, y períodos y subperíodos iguales a 1. Con esta base, el archivo de datos es:

27	21	1	1	300	0001	0.0009	0.0365
1	0	22	2	4	0	0	.864
2	0	1	23	3	5	0	.864
3	0	2	24	6	0	0	.864
4	0	1	5	7	0	0	.864
5	0	2	6	8	4	0	.864
6	0	3	9	5	0	0	.864
7	0	4	8	10	0	0	.864
8	0	5	0	11	7	0	.864
9	0	6	16	12	8	0	.864
10	0	7	11	0	0	0	.864
11	0	8	12	10	0	0	.864

12	0	9	13	11	0	0	.864	-50	0	0
13	0	16	14	12	0	0	.864	-50	0	0
14	0	17	15	13	0	0	.864	-50	0	0
15	0	18	14	0	0	0	.864	-50	0	0
16	0	19	17	13	9	0	.864	-50	0	0
17	0	20	18	14	16	0	.864	-50	0	0
18	0	21	15	17	0	0	.864	-50	0	0
19	0	25	20	16	0	0	.864	-50	0	0
20	0	26	21	17	19	0	.864	-50	0	0
21	0	27	18	20	0	0	.864	-50	0	0
22	0	1	0	0	0	3	.864	-50	0	0
23	0	2	0	0	0	3	.864	-50	0	0
24	0	3	0	0	0	3	.864	-50	0	0
25	0	19	0	0	0	0	.864	-50	0	0
26	0	20	0	0	0	0	.864	-50	0	0
27	0	21	0	0	0	0	.864	-50	0	0

El resultado de operativo arroja la siguiente distribución de la piezometría, referida a los actuales nudos:

Nudo	Piezometría inicial	Piezometría resultante
1	0	2,61
2	0	2,58
3	0	2,55
4	0	2,24
5	0	2,18
6	0	2,08
7	0	1,95
8	0	1,83
9	0	1,54
10	0	1,80
11	0	1,67
12	0	1,39
13	0	0,99
14	0	0,72
15	0	0,59
16	0	0,87
17	0	0,59
18	0	0,48
19	0	0,39
20	0	0,31
21	0	0,31
22	3	3
23	3	3
24	3	3
25	0	0
26	0	0
27	0	0

La tabla de resultados da cero para el resto de los valores, ya que se trata de movimientos muy pequeños de agua expresados en $Hm^3/año$. Pero si tras operar el programa pedimos que nos imprima los valores de los flujos que entran por el lado 1 del polígono 1, más por el lado 2 del polígono 2, más por el lado 2 del polígono 3, es decir, el total de agua que ENTRA en el recipiente, el valor que obtenemos es:

$$\text{print } T3(1,1) + T3(2,2) + T3(3,2) = \\ = 0.000397 \text{ (Hm}^3\text{/año)}$$

Este valor, convertido en ($m^3/día$), resulta ser

$$Q = 1.08 \text{ (m}^3\text{/día)}$$

valor idéntico al obtenido en aquel ejemplo con elementos finitos, como es también idéntica la distribución dentro del modelo de las líneas isopiezas.

5. Conclusión

Se trata, como se ve, de un programa sumamente sencillo y corto, por lo que necesariamente carece de refinamiento, y está sujeto a condiciones relativamente rígidas, dentro de su flexibilidad.

Sin embargo, en su rusticidad, el programa sólo necesita datos y parámetros que corresponden la mayoría de las veces a todo lo que se sabe de las condiciones de campo. Incluso, con frecuen-

cia, no se llegan a conocer ni esos datos mínimos.

La imaginación de un hidrogeólogo que no se ha enfrentado con un modelo le lleva muchas veces a querer un programa que simule condiciones más sofisticadas, sin darse realmente cuenta de que esto conlleva la introducción de nuevos datos y parámetros aún menos conocidos, con lo que el modelado puede convertirse en un acertijo, en un mero juego intelectual, o terminar con una recomendación final de nuevos estudios y medidas de campo que son imposibles de obtener.

Insistimos en que un programa tan simple como el explicado requiere no obstante el conocimiento de los parámetros y observaciones principales en el conocimiento profundo de cualquier acuífero:

- Geometría
- Niveles
- Transmisividad
- Almacenamiento
- Muro
- Recarga/extracción vertical neta (con frecuencia la mayor incógnita en el trabajo de campo).

En nuestra opinión, no merece la pena emprender modelos más elaborados si previamente no se controla en realidad este tipo de modelo simple.

El procedimiento adoptado aquí de resolución de las ecuaciones por relaciones sucesivas tiene también la ventaja de no requerir enormes espacios en el ordenador, aunque los cálculos sean más largos. Sin embargo, ello no es una gran desventaja, ya que la mayoría de los ordenadores personales a nivel técnico de hidrogeólogo están muy lejos de ser utilizados al ciento por ciento de su tiempo.

REFERENCIAS

NAVARRO ALVARGONZALEZ, A. (1992): *Miniprogramas (I). Programas simples para modelado de acuíferos*. Boletín Geológico y Minero, vol. 103, núm. 4, pp. 702-722. 6 ref., esp., bibl. ITGE.

TYSON, H. N., y WEBER, E. M. (1963): *Use of electronic Computers in the Quantitative Analysis of Hydrology and Geology of Ground Water Basins*. American Society of Civil Engineers, Water Resources Engineering Conference, Milwaukee, Wisconsin, May 13-17.

Original recibido: Junio de 1992.
Original aceptado: Junio de 1992.

Los acuíferos y las aguas residuales urbanas: la infiltración controlada.

Por P. NIETO (*)

RESUMEN

Se describe a grandes rasgos la ayuda que puede suponer la integración de la infiltración controlada, de una manera sistemática, en el Programa nacional de aguas residuales requerido por la Directiva 91/271/CEE, cuya elaboración está en curso. Previamente, se recogen las características más destacables en este contexto de estas ARU y de los acuíferos, sobre las cuales se apoyan unas actuaciones que se sugieren a título de ejemplo.

Palabras clave: Acuíferos, Protección de aguas subterráneas, Aguas residuales urbanas, Tratamiento terciario.

RESUME

Une description, dans ses grands traits, est présentée de l'avantage à considérer systématiquement l'infiltration contrôlée dans le Programme national des eaux résiduaires, dont l'élaboration est en route sous la demande de la Directive 91/271/CEE. Auparavant, il est fait un rappel résumé de caractéristiques de ces eaux et des aquifères, intéressantes à ce propos et qui peuvent donner lieu à des mesures proposées à titre d'exemple, dont la réalisation est considérée désirable.

Mots clé: Aquifères, Protection des eaux souterraines, Eaux résiduaires urbaines, Traitement tertiaire.

INTRODUCCION

En las últimas dos décadas, la atención creciente que los acuíferos han ido teniendo sobre todo en la España meridional, se localiza para la inmensa mayoría de los interesados en los caudales de agua que son extraídos de los sondeos —especialmente en épocas de sequía— con sus peculiares ventajas: buena calidad, estabilidad en el caudal, seguridad en el suministro, disponibilidad total, etc.

Sin embargo, no es éste el único aspecto importante de los acuíferos: aunque menos conocida, su relación con el vertido de las aguas residuales en general, y urbanas (ARU) en particular, ha ido tomando progresiva y lentamente una entidad apreciable caracterizada por su novedad y ambivalencia, entre otros aspectos.

Ultimamente, la llamada de atención que ha supuesto la publicación de la Directiva 91/271 de

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España.

la CEE, proporciona un renovado interés por todos los elementos que constituyen esta problemática, así como por la constructiva contribución que cada uno de ellos puede aportar en su resolución. Procurando seguir la filosofía general del documento, también en estos comentarios se asume el protagonismo de las ARU; las AR industriales (consideradas en la Directiva), así como las agrarias, son susceptibles de una simplificación operacional: aquéllas que sean asimilables a las urbanas por sus características pueden recibir la misma consideración que éstas, y aquellas otras que se diferencien suficientemente pueden igualmente ser integradas en el mismo grupo después de recibir el tratamiento parcial adecuado.

Este artículo tiene por objeto reunir y recordar rasgos destacables del binomio acuífero/ARU, al socaire de la actualidad que provoca la mencionada Directiva, y con un interés explícito por la protección de las aguas subterráneas. En otras palabras más amplias, pretende ser una contri-

bución a la integración del medio ambiente subterráneo en cuanto al tratamiento de las AR(U).

LAS ARU

La descripción de las características de este residuo líquido ha sido objeto de múltiples trabajos, estadísticas e investigaciones, siendo todo ello de fácil acceso y de conocimiento general. En el marco de este artículo interesa destacar lo siguiente:

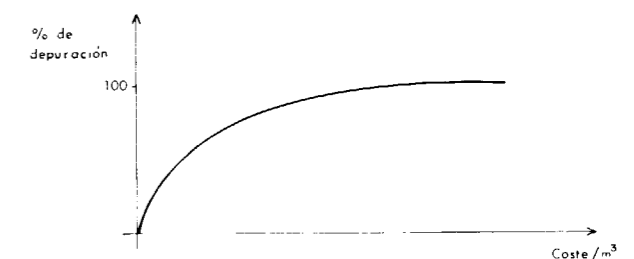
- En cuanto a su *caudal*, las ARU presentan un régimen de variación conocida (o fácilmente conocible) en cada lugar, de periodicidad principalmente diaria, con unos picos excepcionales que corresponden a las precipitaciones atmosféricas y que provocan una dilución enorme y breve. Durante la época de afluencia, los núcleos turísticos ven multiplicar el caudal de sus ARU por varias unidades, incluso por 10 ó por 20 en algunos puntos de escasa población fija; en la zona mediterránea y meridional en general, esta época coincide con los meses de mayor escasez de agua, y en ocasiones con alta demanda agrícola.
- En cuanto a la *carga contaminante* de las ARU, es de naturaleza fácilmente biodegradable excepto cuando recibe un aporte industrial de consideración por su toxicidad o elevada carga. Estadísticamente, esta última situación es muy improbable para los núcleos pequeños y ocurre solamente en algunos núcleos de tamaño medio, reservándose mayormente para las grandes aglomeraciones o zonas de elevado desarrollo industrial.
- En cuanto a la *composición química de base*, las ARU por el hecho de derivar del abastecimiento a la población con agua potable, presentan una salinidad no alta constituida por los aniones y cationes principales comunes, salvo excepciones.
- El *tratamiento convencional* de las ARU —con la salvedad comentada al principio para una eventual componente industrial o agraria— concentra en tiempo y espacio el proceso espontáneo global de la degradación natural, en las instalaciones de la planta depuradora:
 - Un tratamiento primario que elimina gran

parte de los sólidos en suspensión, similar a una filtración, a grandes rasgos.

- Un tratamiento secundario que elimina la carga orgánica de manera acelerada, generalmente mediante aporte forzado de oxígeno (aire), según el mismo proceso biológico que ocurre naturalmente en condiciones aerobias.
- Un tratamiento terciario que afina los resultados anteriores hasta el límite que se desee y, sobre todo, que elimina los nutrientes eutrofizadores: fosfatos y nitratos.

La fase secundaria requiere un aporte de reactivos (en forma de energía eléctrica) que hace considerable el coste de su mantenimiento; además, conseguir altos rendimientos en esta parte de la depuración obliga a un diseño de los equipos cuidadoso, así como a una laminación en las variaciones del influente. La fase terciaria presenta estos mismos puntos delicados sólo que agrandados considerablemente, en particular por lo que respecta a los reactivos necesarios —aquí, de tipo químico— y a los consiguientes residuos sólidos generados. Por otra parte, el coste de la instalación de estas fases da un salto al pasar del primario al secundario, y mayor aún de éste al terciario.

Una manera gráfica y conceptual de resumir estas consideraciones consiste en representar la variación (de tipo exponencial) del coste unitario que supone el tratamiento total de un agua residual, para alcanzar un determinado grado de depuración, como se hace en la figura adjunta.



- En el caso de los *núcleos de población costeros* es habitual considerar el vertido del efluente tratado al mar, mediante un emisa-

rio submarino. Esta práctica, que tiene la ventaja evidente de que en cuanto a la salinidad cualquier ARU puede ser vertida al mar, presenta el inconveniente de su coste elevado, así como, a veces, los problemas derivados del asentamiento en fondos arenosos, con el paso del tiempo.

LOS ACUIFEROS

El reconocimiento del potencial hidráulico que tienen los acuíferos en España es un hecho que está adquiriendo el nivel que le corresponde, en gran parte por el estímulo que supone la actual planificación hidrológica y la congruente labor de enfrentar la complicada problemática del agua con perspectivas de futuro.

El fundamento de esta importancia reside en las características intrínsecas de los acuíferos, algunas de las cuales interesa recordar brevemente en este lugar.

- La *extensión horizontal* de los sistemas acuíferos se mide habitualmente en km², con múltiples actividades de todo tipo en la superficie del terreno. Muchos e importantes sistemas —todos excepto los cautivos— se recargan en gran parte al recibir el agua en su superficie, por infiltración directa. La capacidad de recarga de un acuífero está siempre disponible, en cualquier día del año, con tal de que haya agua adecuada, cualquiera sea su procedencia: crecidas de río, avenidas, aguas de minas, efluentes en general, etcétera. En zonas áridas o crónicamente sobreexplotadas, cualquier tipo de agua es objeto de atención, especialmente en épocas de sequía.
- Los *parámetros hidrogeológicos* tanto físicos como químicos, representan diversos aspectos del comportamiento global y único del binomio roca/agua que se encuentran en continua interacción, más o menos intensa. Su valor numérico varía principalmente con la naturaleza de los materiales geológicos constituyentes, y también con la propia dinámica hidrogeológica que tiene lugar a lo largo de la infiltración en la superficie, de la percolación en la zona insaturada (o de aireación), y del flujo en la zona saturada, de manera semejante aunque diferente en cada caso.

A efectos prácticos, la resultante de todos estos vectores se manifiesta a través de la evolución con el tiempo de la velocidad de infiltración (m³/m²) en la superficie, y de la calidad (composición química y microbiológica) del agua subterránea en el manto acuífero.

- Este *comportamiento de filtro* físico, químico y biológico que ofrece el terreno poroso, representa una capacidad de depuración natural sobre la calidad del agua que lo recorre, y que motiva la inexistencia de contaminantes en el agua extraída por sondeos situados a suficiente distancia, en un mismo cuerpo de agua subterránea. Interesa aquí precisar un poco perspectivas análogas pero con diferencias determinantes de este filtro natural:
 - La dinámica física es destacable en la superficie del terreno, al ocurrir la infiltración del líquido. Sin embargo, también tiene importancia durante el resto del desplazamiento, principalmente en la percolación, al generarse o desprenderse materia sólida en virtud de las otras dinámicas (química y biológica): es necesario considerar el fenómeno de colmatación tanto en los primeros centímetros del suelo como a lo largo de la zona insaturada.
 - La dinámica química ocurre mediante reacciones entre el agua y sus solutos, y los diversos componentes mineralógicos de la roca, los cuales existen en cantidades finitas, por lo cual también son limitados los procesos correspondientes responsables, por ejemplo, de la capacidad de retención de metales pesados, de moléculas orgánicas de origen industrial de gran tamaño o con radicales libres, de pesticidas, etc., procesos que además y según las condiciones, presentan un grado de reversibilidad.
 - La dinámica microbiológica, por su parte, consiste en la actividad de microorganismos que conlleva la mineralización más o menos rápida (biodegradabilidad) de compuestos orgánicos: mientras se mantienen sus condiciones de vida coexistirá la metabolización de sus nutrientes y la correspondiente degradación de estos contaminantes orgánicos. En este caso, el

clima a través principalmente de la pluviosidad y el calor (insolación) tiene una influencia insuficientemente conocida.

Es evidente la complejidad de todo este comportamiento de la Naturaleza, así como el interés por mejorar su conocimiento, es decir, su investigación.

Un último factor que contribuye a disminuir las concentraciones de los sólidos disueltos iniciales, es la propia capacidad de dilución del agua subterránea preexistente, factor que aun siendo normalmente considerable, interesa contemplarlo como un margen natural de seguridad, más que como una solución disponible y susceptible de manipulación.

LOS ACUIFEROS Y LA DIRECTIVA 91/271-CEE

La necesidad específica de proteger los acuíferos está contemplada con anterioridad en la Directiva 80/68/CEE, que impide o limita el vertido directo o indirecto a las aguas subterráneas, de una serie de sustancias explicitadas. Se excluye de su ámbito de aplicación aquellos vertidos que contengan estas sustancias en cantidades y concentraciones que la autoridad competente considere lo suficientemente pequeñas como para eludir cualquier riesgo de deterioro, presente o futuro, de la calidad de las aguas subterráneas receptoras. Además, todo vertido debe estar sometido a un régimen de autorización —particular, que se concede caso por caso— que irá precedido de una investigación sobre el medio receptor. Un requisito indispensable para dicha concesión de vertido, consiste en garantizar un sistema de vigilancia de las aguas subterráneas concernidas y, en particular, de su calidad.

Esta Directiva tuvo su adaptación en España con la Ley de Aguas y su Reglamento.

Por todo lo expuesto hasta este momento, y teniendo presente los dos puntos:

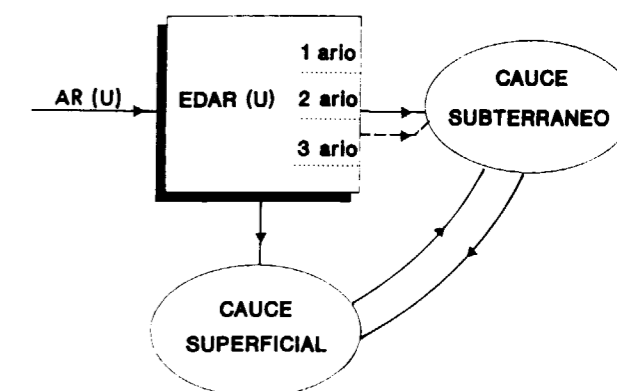
- Es siempre indispensable realizar un estudio de cada caso concreto;
- El grado de exigencia en el vertido es función del grado de vulnerabilidad del acuífero en ese lugar;

adquiere relevancia la contribución que los acuíferos pueden desempeñar en la depuración de las AR(U) mediante la **infiltración controlada**, complemento potencial que ofrece las siguientes particularidades:

- Coste mucho más bajo que un tratamiento terciario.
- Recuperación simultánea de los efluentes, en cualquier época del año en que resulten un excedente momentáneo o temporal.
- Garantía de márgenes de seguridad amplios.

La Directiva 91/271-CEE admite la posibilidad de esta participación al contemplar la viabilidad de «tratamientos adecuados» en su artículo 2.

Gráficamente, esta propuesta adoptaría la expresión siguiente:



La variedad de casos posibles que esta técnica puede encontrar en la práctica ofrece un amplio abanico. Algunos ejemplos de interés, son:

- En primer lugar, cuando el agua subterránea dulce está en contacto con materiales salinos muy solubles, o con la interfase del agua marina (todos los acuíferos litorales, prácticamente), entonces y a causa del fenómeno creciente de sobreexplotación, la protección de la calidad del agua subterránea requiere una limitación en las extracciones del acuífero o un incremento en los aportes que le lleguen, localmente. Sin embargo, la inercia socioeconómica de la zona suele hacer difícil limitar la cantidad de agua extraída en los sondeos, y su composición química llega a alcanzar unos valores más o menos excesivos.

Este es el caso frecuente que se da en la costa mediterránea, sobre la cual las estadísticas prevén una duplicación del turismo en esta última década, para el año 2000, y la consiguiente demanda de agua y su posterior vertido. Además existe el agravamiento estacional; es en la época de estiaje cuando se superponen en estas zonas todas las demandas de agua, que generalmente suelen ser múltiples: urbana, agraria e incluso industrial, si nos mantenemos en la escala kilométrica que corresponde a los acuíferos.

La posibilidad de la infiltración controlada en la gestión del AR(U) de estas zonas, cuando menos supone un freno al avance de la intrusión, como se viene haciendo en algunos lugares conocidos (Mallorca, por ejemplo).

- En zonas exclusivamente de regadío, la infiltración en época de excedentes de las AR(U) suficientemente tratadas, aunque con concentraciones razonablemente superiores a los requisitos normales (por ejemplo, en nitratos), no resultaría negativo puesto que este agua sería extraída meses después para el uso igualmente agrícola. Existe la capacidad informática para aplicar modelización con suficiente aproximación y definir volúmenes de infiltración, de flujo subterráneo, de caudales de extracción aguas abajo, de profundidad recomendable de extracción, etc., en las condiciones particulares de cada caso concreto.
- En el caso de los núcleos de población menores que generan caudales relativamente pequeños, ubicados en zonas de alta permeabilidad por porosidad, se está investigando la posibilidad de infiltrar metódicamente en el terreno las ARU simplemente decantadas: el material poroso se comporta como un reactor, soporte de los procesos de depuración natural ya comentados.

Por último, hay que resaltar la indispensable función de vigilancia (explicitada en la normativa mencionada) que garantice el correcto desarrollo de cada infiltración controlada. Tanto desde la perspectiva de cantidad como de calidad —a través respectivamente de los niveles piezométricos, y del muestreo representativo para su posterior análisis químico y/o microbiológico—, el seguimiento atento de una red específica de vigilancia indicará la evolución del agua subterránea en los puntos acuíferos elegidos estratégicamente.

El tratamiento de los datos que resulten en el tiempo permitirá ir ajustando el funcionamiento de las instalaciones y optimizar su rendimiento.

ACTUACIONES SUGERIDAS

Como idea general, podría enunciarse que es de interés para la gestión de las AR(U) integrar en sus estudios el ambiente subterráneo correspondiente, complementando la noción de «cauce superficial» con la de «cauce subterráneo», tal y como ocurre en la Naturaleza.

La aplicación en la realidad es diferente en cada caso: la complejidad comentada de este sistema dinámico imposibilita hoy por hoy una modelización matemática universal que tenga suficiente aproximación operativa; por ello, se requiere un ajuste empírico en cada lugar concreto, además de la aplicación de diferentes márgenes de seguridad. Es la consideración «caso por caso» prevista en la normativa mencionada.

Recapitulando los capítulos anteriores, se tiene en la página siguiente el esquema de la figura 1, que se comenta a continuación.

A partir: • de las *características del terreno*, principalmente hidrogeológicas, y relativas a su superficie, zona de aireación y zona saturada; • de las *características del vertido*, principalmente caudal y composición, y sus respectivos regímenes de variación; y • de las *características varias del lugar*, como son el calendario aproximado del regadío, la pluviometría, la influencia del turismo, la existencia de un tendido de colectores, etc.; a partir de estos datos previos y determinados, se pasa a definir el sistema para tratar las AR(U) consideradas. El efluente que derive de la EDAR tendrá unas características de caudal y composición —con un cierto margen de variación— sobre las que se podrá definir el diseño y funcionamiento del sistema de infiltración controlada. En esta última definición intervendrán con mayor precisión las características varias y las del terreno, siendo posible una acción en sentido inverso que lleve a modificaciones en las características del efluente y, por ende, en la definición del sistema de tratamiento, que así quedará terminada. La última fase consiste en la definición de la red de vigilancia específica (RVE) sobre el sistema previamente

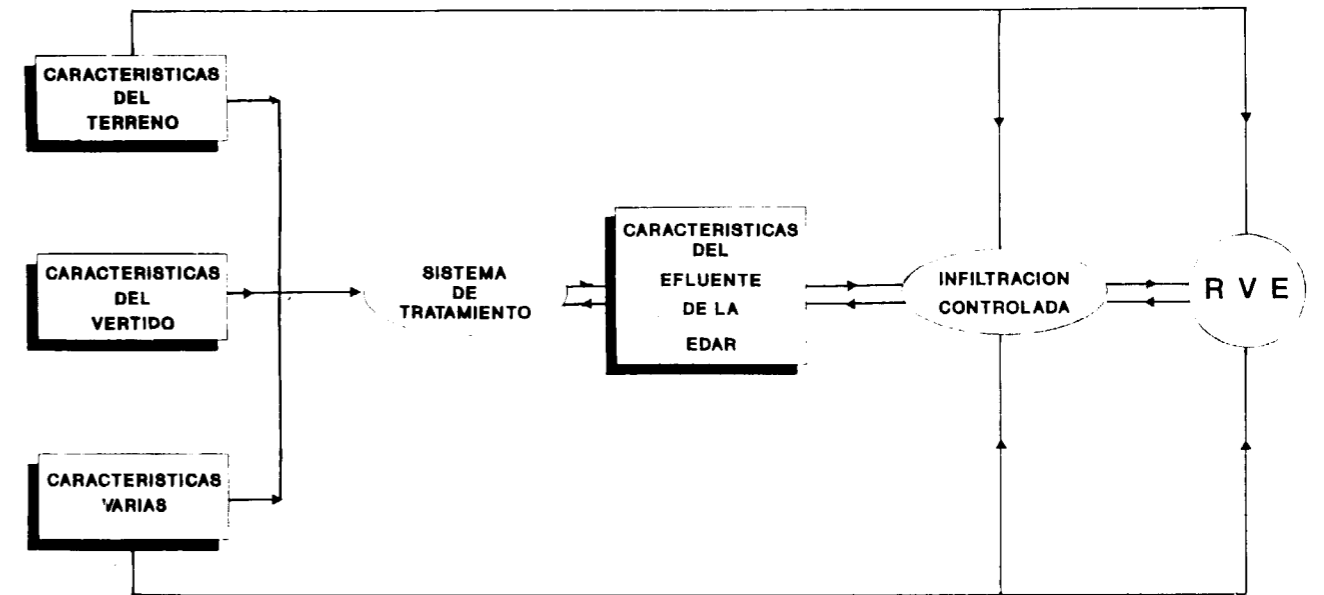


Figura 1.—Diseño y funcionamiento de una EDAR con infiltración controlada.

fijado de infiltración, y teniendo nuevamente en cuenta las características del terreno y las varias locales. Posteriormente, con la interpretación completa de los resultados que proporcione la RVE, hay cabida para ajustes de optimización en la explotación de la EDAR(U) y de la infiltración controlada.

En otro orden de cosas, parece conveniente establecer una prioridad entre las posibles diversas aplicaciones mencionadas, inspirándose en los criterios que contiene la Directiva 91/271, y susceptibles de tener cabida en el Programa previsto para la puesta en práctica de dicha Directiva, antes de 31-12-1993. Así:

- Por un lado, y desde la perspectiva protectora o restrictiva, están en lugar prioritario las zonas hidrogeológicas sensibles definidas por los perímetros de protección de los sondeos de abastecimiento urbano, que impedirán utilizar la infiltración controlada, o bien serán muy exigentes en esta aplicación, así como con cualquier vertido residual: la deter-

minación inicial de estas zonas sensibles puede ser holgada y amplia, ajustándose posteriormente sus límites con mayor precisión durante la revisión prevista en los cuatro años siguientes.

- Por otro lado, desde la perspectiva de estimular en lo deseable la infiltración controlada, figuran en primera línea las zonas acuíferas en estado crítico por sobreexplotación grave, con un índice elevado de degradación por intrusión (marina o salina) avanzada: es el caso no infrecuente en el litoral mediterráneo y en las islas, aunque no exclusivamente (cuencas del Duero, Tajo, Segura, etc.). En segundo lugar, se encuentran las zonas afectadas también por sobreexplotación de sus recursos subterráneos en grado no grave aunque sí considerable y, sobre todo, con alta velocidad de avance en su frente de intrusión. Por último, se tienen las zonas aquejadas de sobreexplotación de acuíferos, en general.

REFERENCIAS

Directiva del Consejo de 17 de diciembre de 1979, relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación causada por determinadas sustancias peligrosas (80/68/CEE).

Directiva del Consejo de 21 de mayo de 1991, sobre el tratamiento de las aguas residuales urbanas (91/271/CEE).

MURILLO, J. M., et al. (1991): *Tecnología básica de la recarga artificial de acuíferos*, 56 pp., ITGE.

NIETO, P. (1990): *Las redes de vigilancia de las aguas subterráneas*. Boletín Geológico y Minero, ITGE, pp. 766-774.

PORRAS, J. (1977): *Utilización de las aguas residuales urbanas para riego y recarga artificial*. Boletín Geológico y Minero, ITGE, pp. 225-240.

Original recibido: Junio de 1992.

Original aceptado: Julio de 1992.

Observaciones sobre la colonización vegetal en taludes excavados de carretera en la Comunidad Autónoma de Madrid.

Por J. C. ARRANZ GONZALEZ (*) y M.^a N. HIDALGO CASTRO (*)

RESUMEN

Se presenta los resultados obtenidos a partir de un estudio sobre vegetación natural en taludes de carretera de la Comunidad de Madrid. Se resalta de forma especial ciertas especies que, habiendo demostrado su capacidad de colonizar el medio en situaciones adversas, puedan ser susceptibles de utilizarse en rehabilitación de terrenos afectados por obras de infraestructura y minería.

Palabras clave: Vegetación, Colonización, Taludes de carretera, Madrid.

ABSTRACT

It shows the results that we obtain with a natural vegetation study in side road slopes of Comunidad de Madrid. We put out in a special way some species that have being proved their capacity to colonize the media in no favourable conditions and they can be susceptible to make use in the rehabilitation of terrains affected by mining or road and fabric works.

Key words: Vegetation, Colonization, Side road slopes, Madrid.

1. INTRODUCCION

El evidente interés que presenta la revegetación de taludes de carretera, tanto desde un punto de vista técnico como paisajístico, choca, en la mayoría de los casos, con la falta de datos relativos a la colonización espontánea.

Se va a analizar taludes de carretera desde el punto de vista de la colonización vegetal natural con el objeto de encontrar especies susceptibles de ser empleadas en revegetación, especialmente Gramíneas y Leguminosas.

La pradera mixta de Gramíneas y Leguminosas es posiblemente la combinación más idónea para la mejora de los aspectos químicos, biológicos y estructurales de los suelos y para proteger los taludes frente a la erosión.

(*) Area de Ingeniería Geoambiental. Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

2. PLANTEAMIENTO GENERAL

En general, todas las obras lineales y, en particular, las carreteras nacionales inciden en gran medida sobre el medio por las transformaciones que debe sufrir el terreno. En el caso de las grandes vías hay un incremento del tamaño medio de los taludes y, por tanto, un mayor impacto paisajístico, así como unos mayores problemas técnicos. Asimismo, las constantes remodelaciones que sufren (mejora de accesos, raquetas de cambio de sentido, desdoblamientos de carril, etc.) permiten que se pueda esperar un mayor número de taludes de distinta edad y una mayor posibilidad de selección de los mismos para su estudio.

El principal criterio tenido en cuenta a la hora de elegir los taludes fue el abarcar el más amplio espectro de medios desde el punto de vista de la geología, ya que se consideró este factor

como el único verdaderamente intrínseco de cada talud. También se buscaron diversas orientaciones cuando este aspecto fue posible.

En definitiva, se ha estudiado taludes localizados en las Carreteras Nacionales I (Madrid-Burgos) y III (Madrid-Valencia), limitándose este estudio a tramos correspondientes a la Comunidad de Madrid, por considerar que ésta ofrece la suficiente variedad en el medio geológico como para poder cubrir un buen espectro de materiales.

Se seleccionó un total de veinte taludes, once en la C. N. I y nueve en la C. N. III.

3. MEDIO GEOLOGICO

Se diferencian las siguientes zonas en la C. N. I (fig. 1):

1. Materiales correspondientes al Paleozoico Inferior, que proceden del metamorfismo que afectó a los materiales circundantes a las áreas graníticas. En esta zona se localiza, en las proximidades de Lozoyuela, el talud T-1.
2. Granitos y leucogranitos del Herciniano tardío (plutón de La Cabrera) que intrusionan los materiales metamórficos. Se localiza el talud T-2 en esta zona.
3. La tercera zona, en los alrededores de Cabanillas de la Sierra, incluye filitas micáceas pertenecientes al Paleozoico Inferior. Son materiales metamorfizados por la intrusión cercana de La Cabrera. Comprende los taludes T-3 y T-4.
4. La cuarta zona alberga una serie de sedimentos de facies lacustre de edad Paleógena concordantes al Cretáceo y pertenecientes a la Cubeta de Guadalix-Redueña (zona de Venturada) en su nivel inferior. Los materiales son lutitas rojas, yesos, yesos detríticos, arcillas y margas yesíferas. En esta zona se localiza el talud T-5.
5. La siguiente zona vuelve a pertenecer al dominio metamórfico, en las cercanías de El Molar. Incluye al talud T-6. Se trata en general de gneises pizarrosos que suelen englobar diques discordantes de granito.

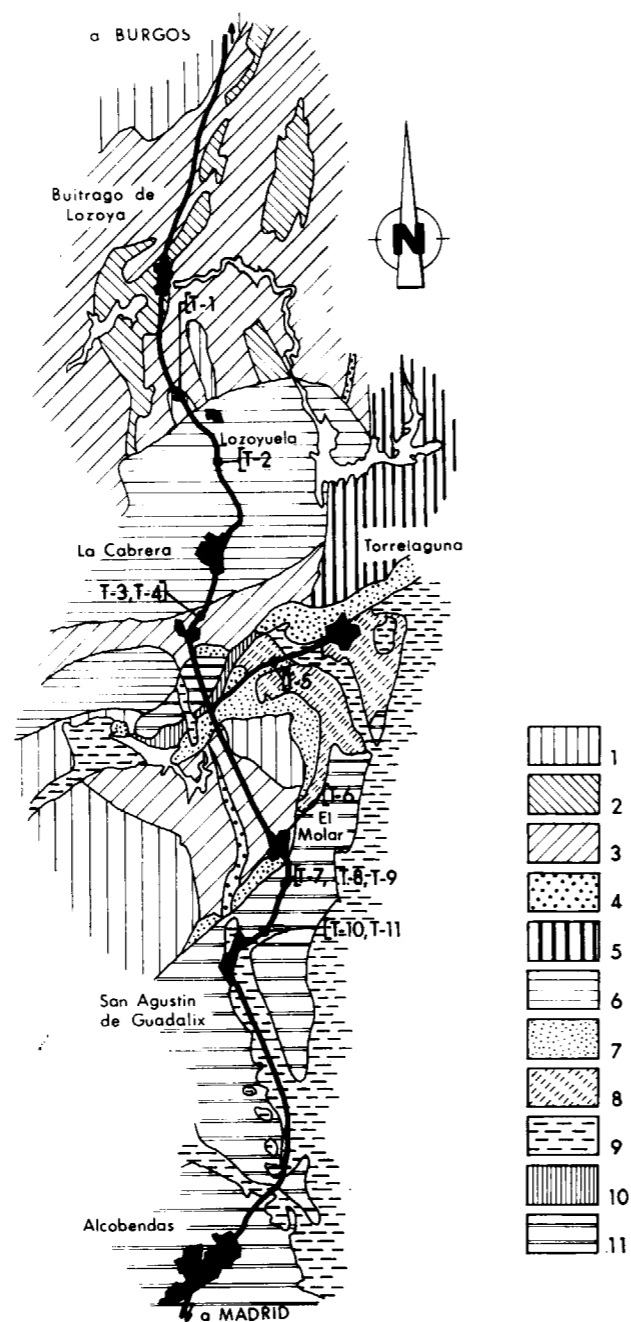


Figura 1.—Esquema de situación de los taludes de la Carretera Nacional I (E. 1:250.000).

1. Ortogneises glandulares.
2. Leucogneises no glandulares.
3. Gneises con anfíbolitas.
4. Gneis glandular.
5. Pizarras y cuarcitas.
6. Granitos.
7. Areniscas, microconglomerados, calizas y dolomías.
8. Lutitas rojas y yesos.
9. Cuaternario.
10. Arenas y gravas.
11. Arcosas.

6. Zona correspondiente a la facies Madrid, de edad Mioceno o Plioceno, procede de la destrucción de los granitos y gneises de la Sierra de Guadarrama. Se encuentran en ella los taludes T-7, T-8, T-9, T-10 y T-11.

Cambios rítmicos frecuentes durante el largo depósito produjeron la alternancia de capas de conglomerados cementados por arena, arenas, capas de arenas arcillosas y margosas.

En la C. N. III se distinguen las siguientes zonas (fig. 2):

7. Zona de las calizas de la serie del Páramo (Pontiense). Se trata de un tramo calcáreo formado en ambiente lagunar, muy karstificado y que suele presentar tonos rojizos debido a las arcillas de decalcificación. En la zona correspondiente a la margen derecha del río Tajuña se enclavan los taludes T-12 y T-20, en las cercanías de Arganda.
8. Zona de margas yesíferas y yesos perteneciente al Burdigaliense-Vindoboniense. Marca la transición entre el Cuaternario del Tajuña y las calizas del Páramo que quedan a ambos lados del río. En esta zona se encuentran los taludes T-13 y T-14.
9. Zona de calizas del Páramo en las proximidades de Villarejo de Salvanes. Sobre la superficie de estas calizas parameras y por fenómenos de disolución, se han acumulado en zonas protegidas de la erosión sedimentos de *terra rossa* originarios de un clima tropical atenuado que actuó durante el Plioceno y Cuaternario antiguo, y que han servido para el desarrollo posterior de suelos policíclicos (tierras pardas en general). En una hondonada de acumulación de estos materiales se sitúan los taludes T-16 y T-17.
10. Zona de la serie detrítica basal que se sitúa bajo las calizas del Páramo, de edad Pontiense, compuesta de arenas sueltas feldespáticas y limos arcillosos. En ella se localizan los taludes T-18 y T-19.
11. Por último, el talud T-15 se sitúa en una zona de yesos masivos grises y margas yesíferas del Mioceno Inferior.

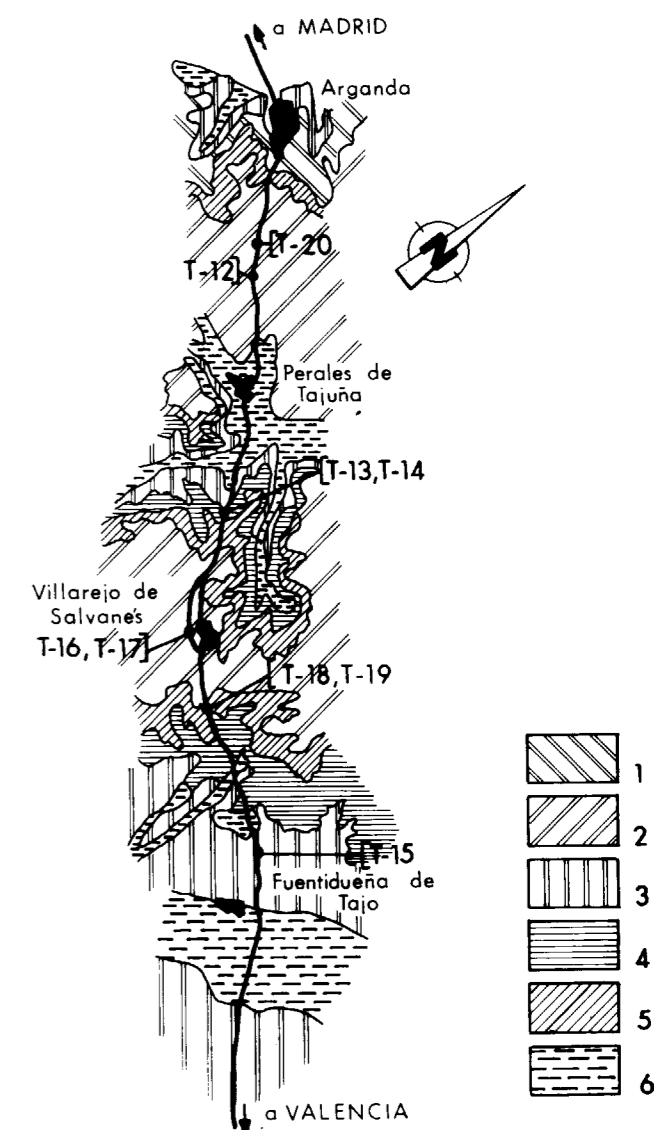


Figura 2.—Esquema de situación de los taludes de la Carretera Nacional III (E. 1:250.000).

1. Calizas, dolomías y margas.
2. Calizas del Páramo.
3. Yesos tableados y masivos.
4. Yesos detríticos y margas yesíferas.
5. Conglomerados, arenas y arcillas.
6. Cuaternario.

4. FACTORES ECOLOGICOS

La caracterización de los factores ecológicos climáticos se realiza mediante una aproximación a partir de datos generales, ya que la toma de me-

LOCALIZACION Y CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS

Taludes	Situación aproximada	Exposición	Observaciones	CARACTERISTICAS DE LA PENDIENTE MEDIA			
				Longitud (m)	Angulo (°)	Porcentaje (%)	Cobertura (%)
T-1	PK 70. Próxima desviación a Rascafría	NE	Materiales sueltos de alteración acumulados en grietas, escalones y base	6	40-45	84-100	5-15
T-2	PK 64-65. Al lado de un paso elevado	E	Gran acumulación de materiales sueltos	12	40	84	70-80
T-3	PK 54,400. Al lado de un paso elevado	E		9,5	40-45	80-100	80
T-4	PK 54,400. Al lado de un paso elevado	O	Más antiguo que T-3	8	40-45	80-100	80
T-5	Km. 8 desde la desviación a Torrelaguna, desde la CN-I	SE	Pendiente muy poco uniforme	5	30	56	50
T-6	PK. 53. En El Molar	E	Longitud de la pendiente variable	8	50	120	10-15
T-7	PK 39. Raqueta	E		18	45	100	5-10
T-8	PK 39. Raqueta	O		13	45	100	<5
T-9	PK. 39. Raqueta	SE		12	45	100	5
T-10	PK 36. Desviación a San Agustín de Guadalix	S		7	52	130	<5
T-11	PK 36. Desviación a San Agustín de Guadalix	NNO		3,5	70	274	10
T-12	PK 29,500	ESE	Materiales sueltos de alteración en resaltes	12	43-45	95-100	5-10
T-20	PK 30,500	SO		11	55-60	140-170	5
T-13	PK 41,700	ESE	Longitud de la pendiente variable	0-12	50	120	<5
T-14	PK 41,700	ONO	Longitud de la pendiente variable	0-12	50	120	<5
T-15	PK 57,300	N		16	30	57	5
T-16	Vía de servicio a la altura del Km. 50	E		—	60	173	<5
T-17	Vía de servicio a la altura del Km. 50	S		—	60	173	<5
T-18	PK 45	SO	Se apreciaba un deslizamiento	14	25-30	46-57	30
T-19	PK 45	NE	Terraplén	30	30	57	50

Carretera Nacional I: del T-1 al T-11.
Carretera Nacional III: del T-12 al T-20.

ASPECTOS CLIMATICOS

Taludes	Precipitaciones (mm.)	Temperaturas (° C)	Duración per. seco (meses)	Indice de LANG	Indice de MARTONNE
T-1	700-800	11 -12	2-4	Zona húmeda de bosque claro 59-73	Zona húmeda 31-38
T-2	600-700	11 -12	2-3	Zona húmeda de estepa y sabana 63-50	Zona húmeda-subhúmeda 27-34
T-3 y T-4	600-700	12 -13	2-3	Zona húmeda de estepa y sabana 46-58	Zona húmeda-subhúmeda 26-32
T-5	700-800	12 -13	2-3,5	Zona húmeda de bosque claro-húmeda de estepa y sabana 53-67	Zona húmeda-subhúmeda 30-36
T-6	700-800	13 -14	4,5	Zona húmeda de estepa 50-62	Zona húmeda-subhúmeda 29-35
T-7, T-8, T-9, T-10 y T-11	600-700	12 -13	2-4,5	Zona húmeda de estepa y sabana 46-58	Zona húmeda-subhúmeda 26-31
T-12 y T-20	500-600	12 15	2-5,5	Zona árida 20-26	Zona semiárida de tipo mediterráneo 12-21
T-13 y T-14	350-600	12,5-15	2-6	Zona árida 27-43	Semidesierto — Zona húmeda de estepa y sabana 16-25
T-15	400-650	13 -15	2,5-5,5	Zona árida — Zona húmeda de estepa y sabana 27-50	Semidesierto de tipo mediterráneo 16-29
T-16, T-17, T-18 y T-19	400-650	13 -15	2,5-5,5	Zona árida — Zona húmeda de estepa y sabana 27-43	Semidesierto de tipo mediterráneo 16-25

CARACTERISTICAS ANALITICAS

Taludes	Muestras	Textura (%)	Eqh (%)	Cc (%)	Cm (%)	Mineral principal	Mineral secundario	Accesorios y trazas
T-1	A	Franco-arenosa	11,60	11-12	4	Cuarzo	Mica	Feldespatos y clorita
	B	Arenoso-franca	8,77	8-9	5	Cuarzo	Mica, caolín y feldespatos	Clorita
T-2		Franco-arenosa	11,30	11-12	5	Cuarzo y feldespatos	—	Mica y caolín
T-3		Arenoso-franca	6,18	6	3	Cuarzo	Caolín, esmectita y mica	Feldespatos
T-4		Arenosa	5,00	5	2-3	Cuarzo	Mica, caolín y feldespatos	Clorita y esmectita
T-5		Franca/franco-arcillosa	24,52	24-25	13-14	Cuarzo, calcita y dolomita	Mica y feldespatos	Esmectita, caolín y paligorskita
T-6		Arenoso-franca	5,86	5-6	2-3	Cuarzo	Esmectita y mica	Clorita, feldespatos y caolín
T-7	A	Arenosa	3,63	3-4	2	Cuarzo	Esmectita y feldespatos	Caolín y mica
	B	Franco-arenosa	10,70	10-11	6	Cuarzo	Feldespatos	Caolín, esmectita y mica
T-8	A	Arenosa	3,30	3-4	2	Cuarzo	Feldespatos y esmectita	Caolín y mica
	B	Arenoso-franca	7,30	7-8	4-5	Cuarzo	Feldespatos	Caolín, esmectita y mica
T-9	B	Arenoso-franca	5,90	5-6	3-4	Cuarzo	Feldespatos	Caolín, esmectita y mica
	C	Franco-arenosa	8,30	8-9	4-5	Cuarzo	Feldespatos y esmectita	Caolín y mica
T-10		Arenoso-franca	6,84	6-7	3-4	Cuarzo	Feldespatos y esmectita	Caolín y mica
T-11		Franco-arenosa	12,70	12-13	7	Cuarzo	Feldespatos	Caolín, esmectita y mica
T-12		Franco-limosa	14,13	14-15	7-8	Calcita	Cuarzo y dolomita	Esmectita, sepiolita y mica
T-20		Franco-arenosa	12,60	12-13	6-7	Calcita	—	Cuarzo, mica y caolín

Eqh: Equivalente de humedad.
Cc: Capacidad de campo.
Cm: Coeficiente de marchitamiento.

CARACTERISTICAS ANALITICAS (Continuación)

Taludes	Muestras	Textura (%)	Eqh (%)	Cc (%)	Cm (%)	Mineral principal	Mineral secundario	Accesorios y trazas
T-13	A	Franco-limosa					Yeso	Caolín, esmectita y mica
	B	Franco-arenosa					Calcita	Sepiolita, esmectita y caolín
T-14 (*)								
T-15		Franco-arenosa	8,10	7-8	4	Yeso	Dolomita	Caolín, esmectita y mica
T-16		Franco-arcilloso-limoso	28,70	29	15	Cuarzo	Halloysita	Calcita, mica y esmectita
T-17		Franco-limoso	14,20	13-14	6-7	Calcita	Cuarzo	Mica, paligorskita, caolín y esmectita
T-18		Franco-arenosa	8,00	8	3-4	Cuarzo	Esmectita y calcita	Mica y caolín
T-19		Arenosa	5,03	5	2-3	Cuarzo	Esmectita y feldespatos	Calcita, dolomita y mica

(*) El T-14 no se muestreó por considerarlo semejante al T-13 en materiales y edad.
Eqh: Equivalente de humedad.
Cc: Capacidad de campo.
Cm: Coeficiente de marchitamiento.

didias directas en cada talud hubiera sido muy compleja y costosa.

El sustrato sobre el que se establece la vegetación fue analizado, tomando muestras en la zona de máximo enraizamiento, variable en cada caso, pero que se consideró, en términos generales, equivalente a la capa externa extraíble sin necesidad de fracturar el material. Estas muestras fueron analizadas en los laboratorios del ITGE para conocer aspectos químicos, mineralógicos y granulométricos. De los resultados obtenidos se dedujeron algunos parámetros notables relativos a la humedad del suelo.

La falta de cobertura hace que, en general, el proceso de erosión en esta capa superficial predomine sobre la incipiente edafización, haciendo que se pierda este efecto, sobre todo en época de lluvias. Por lo tanto, el análisis de los datos sólo es orientativo, ya que nunca se le podrá otorgar carácter de generalidad.

5. ESTUDIO DE LA VEGETACION

Como es sabido, la vegetación abandonada a sí misma va siguiendo unas tendencias de desarrollo determinadas por el clima... que la aproximan progresivamente a una comunidad final (tendencia a la clímax).

Se debe tener en cuenta que, en una escala territorial y debido a la acción antrópica, la vegetación del entorno será no climática. Esta acción del hombre afectó a la actual Comunidad de Madrid desde antiguo. A este efecto histórico hay que añadir otro más reciente: la excavación de taludes asociados a infraestructuras lineales. Esto obliga a pensar que lo que existirá serán ejemplos de sucesiones progresivas secundarias que irán a remolque de las sucesiones de su entorno inmediato.

Desde el punto de vista fitosociológico, la interferencia humana que supuso la excavación de los taludes y el hábitat desfavorable sólo permi-

INVENTARIO FLORISTICO

ESPECIES (POR FAMILIAS)	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-20	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	
PRIMULACEAE																					
<i>Coris monspeliensis</i> L.													*								
DIPSACACEAE																					
<i>Scabiosa stellata</i> L.													*	*	*						
CRASSULACEAE																					
<i>Sedum gypsicola</i> Boiss. et Reut.													o								
PAPAVERACEAE																					
<i>Papaver rhoeas</i> L.			*	*		*															
LINACEAE																					
<i>Linum suffruticosum</i> L.													*								
GUTIFERAE																					
<i>Hypericum hyssopifolium</i> Chaix	*																				
EUPHORBIACEAE																					
<i>Euphorbia broteri</i> Daveau													o								
PLANTAGINACEAE																					
<i>Plantago lanceolata</i> L.			*	*	*	*															
RESEDACEAE																					
<i>Reseda suffruticosa</i> Loeffl.														*	*						
ROSACEAE																					
<i>Potentilla reptans</i> L.						*															
<i>Sanguisorba minor</i> Scop.			*	*		o															
BORAGINACEAE																					
<i>Anchusa azurea</i> Miller									*												
<i>Anchusa officinalis</i> L.	*	*																			
<i>Echium plantagineum</i> L.						*															
<i>Echium vulgare</i> L.												*	*	*	*						
FAGACEAE																					
<i>Quercus ilex</i> L.																	*				
<i>Quercus pyrenaica</i> Willd.	*																				

INVENTARIO FLORISTICO (Continuación)

ESPECIES (POR FAMILIAS)	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-20	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	
BRASSICACEAE																					
<i>Alyssum alyssoides</i> (L.) L.	*	*							*												*
<i>Arabis serpillifolia</i> Vill.																					
<i>Biscutella auriculata</i> L.														*							
<i>Brassica nigra</i> (L.) Koch.																					
<i>Brassica repanda</i> (Willd.) DC.														*	*						
<i>Capsella bursa-pastoris</i> (L.) Med.				*	*																
<i>Diploaxis muralis</i> (L.) DC.			*	*	*																
<i>Diploaxis tenuifolia</i> (L.) DC.		*																			
<i>Erucastrum gallicum</i> (Willd.) O.E. Schulz.				*	*																
<i>Hirschfeldia incana</i> (L.) Lagr.-Fossat															*	*			*	*	
<i>Iberis amara</i> L.														*	*						
<i>Matthiola fruticulosa</i> (L.) Maire																					*
<i>Nasturtium officinale</i> R. Br.	*																				
<i>Sisymbrium irio</i> L.			*	*																	
<i>Sisymbrium matritense</i> P.W. Ball. et Heyw.																					*
FABACEAE																					
<i>Anthyllis lotoides</i> L.									*	*	*										
<i>Anthyllis montana</i> L.															*						
<i>Anthyllis tetraphylla</i> L.										*											
<i>Cytisus scoparius</i> (L.) Link									*												
<i>Genista scorpius</i> (L.) DC.									*												
<i>Hippocrepis ciliata</i> Willd.														*							
<i>Lathyrus angulatus</i> L.									*	*	*										
<i>Lathyrus aphaca</i> L.									*												
<i>Medicago sativa</i> L.									*												
<i>Melilotus alba</i> Medicus																					*
<i>Ononis pusilla</i> L.														*	*						*
<i>Ornithopus compressus</i> L.		*																			
<i>Lygos sphaerocarpa</i> (L.) Heyw.									*												
<i>Trifolium arvense</i> L.											*										
<i>Trifolium bocconeii</i> Savi												*									
<i>Trifolium campestre</i> Schreber											*	*									
<i>Trifolium fragiferum</i> L.												*									
<i>Trifolium resupinatum</i> L.												*									
<i>Vicia cracca</i> L.		*	*	*								*									
<i>Vicia lutea</i> L.		*																			
APIACEAE																					
<i>Daucus carota</i> L.														*							
<i>Eryngium campestre</i> L.									*												*

ESPECIES (POR FAMILIAS)	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-20	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	
GERANIACEAE																					
<i>Erodium ciconium</i> (L.) L'Hér.			*	*																	
<i>Erodium maritimum</i> (L.) L'Hér.				*																	
<i>Geranium rotundifolium</i> L.			*																		
LAMIACEAE																					
<i>Salvia lavandulifolia</i> Vahl																*					
<i>Thymus vulgaris</i> L.			*		*		*									*					
SCROPHULARIACEAE																					
<i>Antirrhium australe</i> Roth.														*	*						
<i>Linaria vulgaris</i> Miller																					
POACEAE																					
<i>Aegilops geniculata</i> Roth.												*								*	
<i>Avena sativa</i> L.												*									
<i>Avena sterilis</i> L.				*	*																
<i>Bromus madritensis</i> L.																					
<i>Bromus racemosus</i> L.																					
<i>Bromus rigidus</i> Roth						*															
<i>Bromus rubens</i> L.							*							*	*				*	*	
<i>Bromus squarrosus</i> L.														*	*				*	*	
<i>Bromus sterilis</i> L.														*	*						
<i>Bromus tectorum</i> L.														*	*						
<i>Dactylis glomerata</i> L.														*	*						
<i>Elymus repens</i> (L.) Gould														*	*						
<i>Festuca hystrix</i> Boliss.							*	*													
<i>Festuca rubra</i> L.								*	*												
<i>Festuca setacea</i> Guss.			*																		
<i>Hordeum hystrix</i> Roth.							*	*													
<i>Hordeum matritensis</i>				*	*																
<i>Hordeum murinum</i> L.			*						*							*	*				
<i>Hordeum vulgare</i> L.																			*		
<i>Koeleria vallesiana</i> (Honck.) Gaudin																*					
<i>Lolium multiflorum</i> Lam.		*																			
<i>Lolium perenne</i> L.		*																			
<i>Phleum phleoides</i> (L.) Karst.		*																			
<i>Taeniatherum caput-medusae</i> (L.) Nevski														*	*				*		
<i>Triticum aestivum</i> L.																	*				
<i>Vulpia ciliata</i> Dumort.																			*		
<i>Vulpia membranacea</i> (L.) Dumort.			*																		

INVENTARIO FLORISTICO (Continuación)

ESPECIES (POR FAMILIAS)	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-20	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	
ASTERACEAE																					
<i>Anthemis arvensis</i> L.		*	*	*			*				*										
<i>Artemisia caerulescens</i> L.												*									
<i>Calendula arvensis</i> L.							*						*								
<i>Carduus</i> sp.																				*	
<i>Carduus crispus</i> L.														*	*						
<i>Carduus vivariensis</i> Jordan																			*		
<i>Centaurea cyanus</i> L.							*	*													
<i>Centaurea solstitialis</i> L.															*	*					
<i>Crepis vesicaria</i> L.										*	*										
<i>Echinops strigosus</i> L.										*											
<i>Leucanthemum paludosum</i> (Poiret) Bonnet et Barr.											*										
<i>Pallenis spinosa</i> (L.) Cass.												*								*	
<i>Picnocom acarna</i> (L.) Cass.													*	*							
<i>Senecio elegans</i> L.																			*		
<i>Senecio helenitis</i> (L.) Schinz et Thell											*										
<i>Senecio vulgaris</i> L.	*		*	*																	
<i>Taraxacum dens-leonis</i> Desf.										*											
<i>Taraxacum obovatum</i> (Willd.) DC.										*											
CARYOPHYLLACEAE																					
<i>Gypsophila struthium</i> Loeffl.																				*	
<i>Paronychia capitata</i> (L.) Lam.				*	*			*													
<i>Silene</i> sp.			*	*																	
<i>Spergularia purpurea</i> (Pers.) G. Don fil.										*											

ten esperar, como mucho, la presencia de cuadros parciales de asociación.

Por otro lado, el modelo general de estudio fitosociológico basado en inventarios florísticos es difícilmente aplicable en este caso por dos motivos fundamentales:

* La gran dispersión de la vegetación, que obli-

garía a realizar un muestreo total en gran parte de los casos.

* La dificultad de realizar un muestreo sistemático por los problemas de acceso a toda la superficie a estudiar.

Por todo ello, predominará el estudio directo de las especies más interesantes y se intentará es-

tablecer algunas relaciones lógicas con la vegetación de cada entorno.

Las indicaciones sobre cobertura de la vegetación han de considerarse orientativas debido a la variabilidad anual, estacional y de construcción de los diferentes taludes. La apreciación de dicho dato se realizó a partir de fotografías, corrigiendo en función de la perspectiva.

Las conclusiones que se pueden derivar de este estudio en cuanto a la viabilidad teórica de especies encontradas y las relacionadas con las mismas en su entorno ecológico más inmediato, deberán ensayarse sistemáticamente como segundo paso en el proceso de selección de especies con vista a su posible aplicación real.

6. CONCLUSIONES

Talud 1 (T-1)

Materiales de textura gruesa, predominantemente silíceos, con baja capacidad de retención de agua. La escorrentía es muy alta. Por lo anterior se deducen limitaciones en cuanto a humedad disponible para la vegetación con sistema radicular superficial. Sin embargo, la presencia de *Quercus pyrenaica* indica la existencia de un movimiento interno del agua hacia el talud a través de grietas.

Por su orientación (NE) y pendiente, hay una reducción de la radiación solar incidente, muy acusada en primavera y otoño y casi total en invierno, lo que implica que los ciclos vegetativos se verán acortados previsiblemente por las bajas temperaturas.

Sólo es destacable la presencia de *Quercus pyrenaica* y las Gramíneas *Lolium perenne*, *Phleum phleoides* y especialmente *Lolium multiflorum*.

Talud 2 (T-2)

Materiales silíceos, de textura gruesa, con baja capacidad de retención de agua.

La buena permeabilidad y la elevada cobertura vegetal hacen que sea esperable una escorrentía no muy alta.

La orientación E supone únicamente una reducción muy ligera de la radiación y, previsiblemente,

de la ETP. Por tanto, es de esperar que las condiciones climáticas en el talud no difieran en exceso de las de la zona, salvo por la baja capacidad de retención de agua.

Se trata de una zona transicional en lo ecológico, apareciendo especies características del Mediterráneo semiárido y del Mediterráneo subhúmedo. Se ha observado una buena combinación de Gramíneas y Leguminosas: *Bromus tectorum*, *Festuca setacea*, *Hordeum murinum*, *Ornithopus compressus*, *Vicia cracca* y *Vicia lutea*.

Taludes 3 y 4 (T-3 y T-4)

Materiales silíceos, de textura gruesa, con baja capacidad de retención de agua.

Se trata de una zona transicional en sus características climáticas.

En cuanto a la vegetación, destacan *Bromus tectorum*, *Dactylis glomerata*, *Hordeum madritensis*, *Sanguisorba minor*, *Vicia cracca* y *Vulpia membranacea*.

En T-4, por su antigüedad, aparece además *Thymus vulgaris*.

Del mismo modo que en el talud T-2, de la orientación E y O de los taludes T-3 y T-4 se deduce una ligera reducción de la ETP. Sin embargo, y a pesar de la esquistosidad de los materiales, la baja capacidad de retención de agua y la elevada pendiente, unido todo ello a la menor cobertura, hacen esperable una gran escorrentía y, por ello, mayor sequedad que en el talud T-2.

Talud 5 (T-5)

Materiales de textura de media a fina, calizos.

Zona transicional en lo climático, pero su orientación SE produce un aumento de la radiación incidente y, por lo tanto, le otorga un carácter más xérico.

Es destacable la presencia de tres leguminosas arbustivas: *Cytissus scoparius*, *Lygos sphaerocarpa* y *Genista scorpius* y, además, *Thymus vulgaris*, *Lathyrus aphaca* y *Potentilla reptans*.

Talud 6 (T-6)

Materiales predominantemente silíceos, de tex-

tura gruesa a media, con una capacidad de retención de humedad relativamente baja.

Por su orientación E, la radiación incidente es semejante a la de su entorno más inmediato. Sin embargo, por su elevada pendiente, el balance hídrico es previsiblemente más desfavorable que el del resto de la zona en que está situado.

Entre las especies se puede destacar *Avena sativa* en las zonas de acumulación de materiales sueltos y, además, *Bromus rigidus* y *Sanguisorba minor*.

Taludes 7 (T-7), 8 (T-8), 9 (T-9), 10 (T-10) y 11 (T-11)

Materiales predominantemente silíceos, ricos en feldespatos, de textura gruesa en sus bandas claras, mientras que en las bandas más arcillosas y rojizas las texturas van de medias a gruesas. Es precisamente en la parte alta de estas bandas donde la cobertura vegetal es muy superior a la del resto (fig. 3).

La capacidad de retención de humedad es baja en las bandas más arcillosas y muy baja en las más arenosas.

El clima de la zona es subhúmedo y en los taludes 9, de orientación SSE, y 10, de orientación S, es de esperar un alargamiento del período seco, mientras que en el 11, de orientación NNO, es de esperar una reducción.

Destacan las siguientes especies vegetales: *Bromus madritensis* (T-8), *B. racemosus* (T-7), *B. rubens* (T-7), *B. tectorum* (T-7, T-9 y T-11), *Dactylis glomerata* (T-7 y T-8), *Elymus repens* (T-10), *Festuca hystrix* (T-7, T-8 y T-9), *F. rubra* (T-8 y T-9), *Hordeum hystrix* (T-7 y T-8), *H. murinum* (T-9), *Antyllis lotoides* (T-7, T-8 y T-9), *Lathyrus angulatus* (T-7, T-8 y T-9), *A. tetraphylla* (T-9), *Ornithopus compressus* (T-7), *Trifolium arvense* (T-9), *T. campestre* (T-7, T-8 y T-11), *T. bocconeii* (T-11), *T. fragiferum* (T-11), *T. resupinatum* (T-11), *Vicia cracca* (T-11) y una especie arbustiva, *Thymus vulgaris* (T-7).

Taludes 12 (T-12) y 20 (T-20)

Taludes excavados sobre calizas. Los materiales de alteración son de granulometría variable, con abundantes elementos gruesos y finos produci-

dos por la decalcificación. Los pH son altos, con riqueza en carbonatos, y texturas medias.

Están situados en zona semiárida y es esperable una mayor aridez por las orientaciones ESE en el T-12 y SO en el T-20.

En el talud 12 son destacables *Aegilops geniculata*, *Avena sativa* y *Medicago sativa*, mientras que en el talud 20 sólo es reseñable *Hippocrepis ciliata*.

Taludes 13 (T-13) y 14 (T-14)

En estos taludes se diferencian dos partes: una

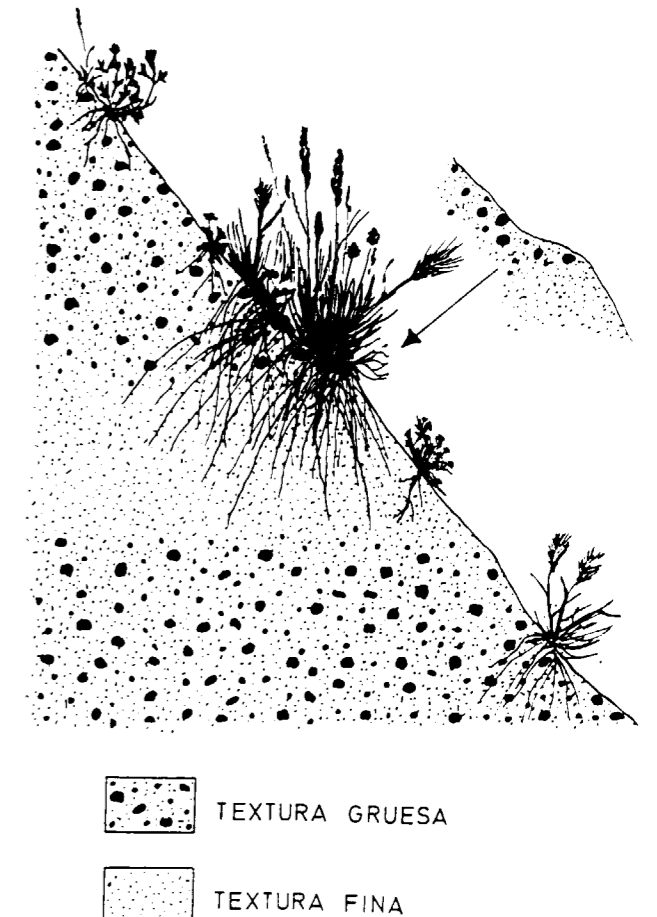


Figura 3.—Se muestra como la vegetación natural se desarrolla mejor sobre las bandas de textura más fina (en las arcosas). Este hecho podría ser aprovechado con fines de revegetación en el caso de hacer una berma en ese nivel.

de textura más fina y con predominio de yeso y otra más gruesa y caliza.

Sin embargo, no existen diferencias significativas entre la composición florística ni de los taludes ni de sus diferentes zonas, a pesar de que el T-14 es presumiblemente más fresco.

Destacan *Ononis pusilla*, *Bromus rubens*, *B. squarrosus*, *B. sterilis*, *B. tectorum* y *Taeniatherum caput-medusae*.

Talud 15 (T-15)

Materiales yesosos, de textura media a gruesa, de muy baja capacidad de retención de agua.

A pesar de estar situado en zona árida, su orientación N le confiere mayor frescor.

Es destacable *Anthyllis montana*, *Koeleria vallsiana* y dos especies características de su entorno: *Thymus vulgaris* y *Quercus ilex*.

Taludes 16 (T-16) y 17 (T-17)

Materiales de texturas de medias a limosas, ricos en carbonatos.

La elevada pendiente implica una alta escorrentía, siendo éste posiblemente el factor más limitante, además de la orientación S del T-17.

Son reseñables las siguientes especies: *Hordeum murinum*, *Triticum aestivum* y *Dactylis glomerata*.

Taludes 18 (T-18) y 19 (T-19)

Son taludes de texturas gruesas, silíceos, con muy baja capacidad de retención de agua.

El T-19 está constituido por materiales alóctonos en su mayor parte.

Se localizan en zona semiárida. Si bien en el T-19 la aridez se ve reducida por su orientación NE, en el T-18 ésta se ve aumentada por su orientación SO.

Es destacable la erosión en grandes regueros en el T-18 por la elevada longitud de su pendiente.

Entre las especies vegetales encontradas, hay que destacar las siguientes: *Bromus rubens* y *B. squarrosus* en ambos y de forma predominante en el T-19 *Melilotus alba*. Además, *Aegilops geniculata*, *Hordeum vulgare* y *Taeniatherum caput-medusae* en el T-18 y *Vulpia ciliata* en el T-19.

REFERENCIAS

CASADO, I. G.; DE NICOLAS, J. P., y MOSQUERA, M. T. (1980): *Atlas climático básico de la subregión de Madrid*. Comisión de Planeamiento y Coordinación del Área Metropolitana. Madrid.

IGME (1980): *Mapa geológico de la provincia de Madrid*, E. 1:200.000.

ITGE (1988): *Atlas geocientífico del Medio Natural de la Comunidad de Madrid*. Madrid.

ROQUERO, C., y PORTA, J. (1990): *Agenda de campo para el estudio del suelo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Madrid.

Original recibido: Junio de 1992
Original aceptado: Junio de 1992

Evolución geoquímica de la salmuera de la laguna de Alcahozo, Pedro Muñoz (Ciudad Real).

Por J. RODRIGUEZ (*), R. FORT (***) y M. BUSTILLO (*)

RESUMEN

La Mancha, por sus condiciones climáticas y geomorfológicas, es una región natural en la que se forman frecuentes encharcamientos que derivan hacia sistemas tipo «sebkha» en los que se produce precipitación de sales por evaporación.

En la laguna se han determinado las siguientes fases minerales: sulfato magnésico (epsomita, hexahidrita, pentahidrita y kieserita), sulfato cálcico (yeso), cloruro sódico (halita) y cloruro magnésico (bischofita). Las aguas de la laguna, en el periodo de máxima dilución, presentan una composición marcadamente sulfatada, con alto contenido en cloruros, magnesio y sodio.

En laboratorio se ha realizado el seguimiento de la evolución de la salmuera en condiciones equivalentes a las naturales, estableciéndose su correlación con la secuencia teórica de precipitación según VALYASHKO.

Por último, se hace una valoración más detallada de los contenidos en estroncio, lo que permite establecer la hipótesis, en función de los aportes, de que esta laguna funciona como un sistema cerrado con recargas limitadas a aportes de lluvia en su cuenca de recepción.

Palabras clave: Salmueras, Geoquímica, Cristalización de sales, Sedimentación actual.

ABSTRACT

The Mancha, according to their climatic and geomorphological characteristics, is a natural region with a frequent swampings which change into sebkha environments. In these sebkhas is very common the seasonal precipitation of evaporites.

In the pond studied, we have determined the precipitation of the next evaporite minerals: magnesium sulphate (epsomite, hexahidrite, pentahidrite and kieserite), calcium sulphate (gypsum), sodium chloride (halite) and magnesium chloride (bischofite). The waters of the pond, in the maximum dilution moment, present a typical sulphate composition with a high contents of chlorides, magnesium and sodium.

In the laboratory, we have tried to simulate the natural precipitation of the evaporites from original water of the pond. The results of this experiment are correlated with the theoretical precipitation sequence of VALYASHKO.

Finally, a more detailed study of strontium contents is carried out, establishing the conclusion that the water input of the pond is, probably, exclusively related to rain water.

Key words: Brines, Geochemistry, Crystalization of salts, Actual sedimentation.

INTRODUCCION

La Mancha es una de las regiones con mayor número de lagunas de España, al menos durante la estación lluviosa. Se extiende por una amplia al-

tiplanicie (altitud entre 650-750 m.), en la que los condicionantes geomorfológicos de horizontalidad del suelo y las condiciones climáticas semiáridas provocan un drenaje superficial deficiente y, por lo tanto, frecuentes encharcamientos (TELLO y LOPEZ, 1988).

(*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Fac. de CC. Geológicas. U. C. M. 28040 Madrid.

(***) Instit.º de Geología Económica (CSIC). 28040 Madrid.

Se pueden distinguir cinco grandes conjuntos lagunares en esta vasta región natural:

1. Lagunas de Ruidera.
2. Los humedales de las Tablas de Daimiel.
3. Lagunas situadas al SE de Albacete.
4. Lagunas de las cuencas de los ríos Riansares y Gigüela.
5. Lagunas situadas en la cuenca del río Záncara.

La laguna de Alcahozo, objetivo del presente estudio, se encuentra situada en el término municipal de Pedro Muñoz (Ciudad Real), muy próxima al límite de provincia de Ciudad Real y Cuenca (fig. 1). Pertenece a la cuenca del río Záncara. Como la mayor parte de sus vecinas, es de naturaleza endorreica y se caracteriza por carecer de conexión superficial con cursos fluviales. Su cuenca de recepción tiene una extensión aproximada de nueve kilómetros cuadrados (ORDOÑEZ et al., 1987) y un área de encharcamiento no superior al kilómetro cuadrado. Se trata de una laguna de carácter temporal o efímero, que se deseca completamente en la estación cálida (verano). Los aportes hídricos llegan a la laguna, fundamentalmente, por precipitación de aguas de lluvia; el aporte de aguas subterráneas a la misma ha sido valorado por ORDOÑEZ et al. (1987) y supone un 5 por 100 del total del agua de la laguna.

Morfológicamente se puede describir como una

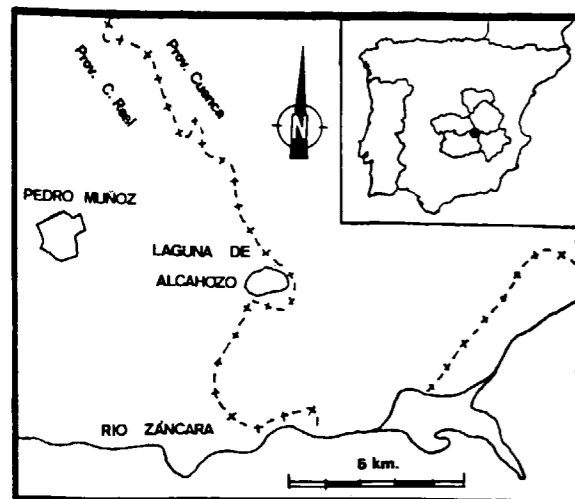


Fig. 1.—Localización geográfica de la laguna de Alcahozo.

pequeña depresión de fondo plano, en la que el eje de máxima extensión se dispone en la dirección E-O. Existe una diferencia negativa de cota de un metro respecto a la superficie de referencia (llanura manchega) y se encuentra limitada de ésta por escarpes o taludes que se corresponden con los bordes de la laguna.

Genéticamente, PEREZ GONZALEZ (1982) considera esta laguna como un fondo de dolina (fondo impermeable) generada durante procesos kársticos relacionados con los afloramientos mesozoicos próximos (zona de Mota del Cuervo). ORDOÑEZ et al. (1987) añaden a esta tesis una componente hidroéolica para explicar la génesis de esta depresión.

La laguna está enclavada sobre materiales de una cuenca terciaria, concretamente sobre unas facies miocenas compuestas por conglomerados, areniscas, margas y yesos de edad Burdigaliense y Vindoboniense (MAGNA 1:200.000, 1971) que han sedimentado de forma discordante sobre los depósitos paleógenos y que han sufrido un plegamiento muy suave y laxo con dirección N-S. A diferencia del conjunto de lagunas vecinas, en las que se ha detectado un fuerte control tectónico en la génesis de las depresiones endorreicas (BUSTILLO et al., 1978), en la laguna de Alcahozo no se detecta tal control.

Según sus características hidroquímicas, la laguna queda incluida en lo que HARDIE et al. (1978) denominan «saline lakes» (lagos salinos), al superar las 5.000 ppm de sales disueltas en el período de máxima dilución.

El endorreísmo de las lagunas manchegas, en esta zona, favorece la geoquímica particular de cada laguna. La composición de las aguas está condicionada por el lixiviado de las litologías de su cuenca de recepción y la hidrología de la misma.

Los condicionantes más importantes para que se produzca la precipitación salina actual, aridez del clima y confinamiento (PERTHUISOT, 1980), permiten transformar las aguas de la laguna en una salmuera en la que los distintos iones se concentran hasta alcanzar el producto de solubilidad (saturación) de distintos minerales salinos, concentración que se produce por evaporación. Esta precipitación salina actual en La Mancha ha sido estudiada desde diferentes aspectos por BUSTILLO et al. (1978), DE LA PEÑA et al. (1975, 1986),

MARFIL et al. (1975), ORDOÑEZ et al. (1983, 1987) y SORIANO et al. (1977).

En la laguna se puede observar una clara distribución de los sedimentos evaporíticos en aureolas concéntricas. Se han diferenciado tres aureolas:

1. Aureola exterior (anchura de banda 50 m.) constituida fundamentalmente por limos con eflorescencias salinas. Es la aureola más contaminada por otros materiales de origen no evaporítico, fundamentalmente terrígenos, fragmentos vegetales y minerales de la arcilla.
2. La aureola intermedia (80 m.) está caracterizada por una fina costra salina que en superficie presenta texturas rugosas.
3. La aureola interior (100 m.) está constituida por costra salina propiamente dicha.

Por debajo de la costra aparece un fango generado por materia orgánica debido a la descomposición de algas cianofíceas (CIRUJANO, 1980). Por debajo, y en contacto con este fango, se encuentra un nivel impermeable de arcillas de composición illítica (ORDOÑEZ et al., 1987), gracias al cual la laguna retiene el agua.

METODOLOGIA

Para tener un control de la evolución mineralógica en el conjunto de la laguna, se realizó un muestreo radial desde el borde de la laguna hasta el centro, con una sola línea de muestreo de dirección 55° E, en la que se clavaron estacas, con una separación constante de 10 m. entre muestras. En la línea se recogieron 23 muestras más otra serie de muestras interesantes por su situación o aspecto.

El muestreo de campo se realizó en el transcurso de los años 1989 (4 de julio) y 1990 (11 de julio), recogiendo en estos años fases sólidas en la estación seca. En el mes de enero de los años siguientes se recogieron cinco muestras de aguas de invierno.

Con el fin de evitar, en lo posible, las transformaciones de las fases cristalinas, se procedió al análisis mineralógico veinticuatro horas después del muestreo. Este análisis consistió en di-

fracción de rayos en polvo total. Las muestras pulverulentas se analizaron tal cual venían del campo. Las muestras cristalinas sufrieron un proceso de molturación suave que intentó evitar los procesos de deshidratación.

En el estudio geoquímico, tanto de las fases sólidas como de la salmuera, se llevó cabo análisis de los contenidos en sulfatos, cloruros, calcio, magnesio, sodio y estroncio; análisis de hierro, manganeso, potasio y litio tan sólo se realizaron en las fases sólidas. La elección de dichos elementos se basó en dos aspectos.

- a) Elementos mayores: la delimitación de los elementos mayores viene condicionada por la composición de la salmuera de la laguna. En este sentido ORDOÑEZ et al. (1985) han analizado sulfatos, cloruros, calcio, magnesio y sodio.
- b) Elementos menores y traza: para el estudio de elementos menores y traza se eligieron aquellos que, en un principio, pueden tener un cierto significado geoquímico en las fases salinas (litio, potasio, hierro, manganeso y estroncio).

La totalidad de los tratamientos geoquímicos se realizaron por vía húmeda. Se dispuso 0,25 gramos de muestra en vasos de precipitado, a los que se añadió ácido clorhídrico (HCl) diluido al 4 por 100. Se dejó actuar el ácido durante tres horas antes de volver a manipular el contenido de los vasos. A partir de esta solución se realizaron los análisis geoquímicos según diferentes técnicas.

El análisis de cloruros no se realizó a partir de la muestra atacada con ácido clorhídrico, ya que se estaría midiendo los cloruros totales debidos al ácido y los propios de la salmuera. Para este análisis se volvió a tomar la misma cantidad de muestra sólida, pero esta vez fue atacada con agua bidestilada durante dos horas, tiempo suficiente para el ataque de unas especies minerales —los cloruros— con alta solubilidad. Para determinar la cantidad de cloruros se utilizó el método de análisis volumétrico mediante nitrato de mercurio. Como controlador de la reacción de viraje de color se empleó el compuesto orgánico difenilcarbazona.

Los sulfatos se determinaron mediante gravimetría con cloruro de bario. El calcio y el magnesio

se han determinado mediante complexometría. El sodio, litio y potasio se determinaron mediante fotometría de llama. El estroncio, hierro y manganeso se definieron por absorción atómica.

La metodología empleada en el estudio geoquímico de la salmuera se ha variado ligeramente respecto a la utilizada en los análisis de las fases sólidas. Los elementos mayores, magnesio, calcio y sodio, se han analizado por fotometría de llama. Mediante esta técnica, y para las condiciones de dilución que presenta la salmuera, se ha ganado precisión en la estimación de los contenidos de calcio y magnesio, respecto a la estimación de estos mismos cationes por complexometría en las fases sólidas. Los sulfatos se han estimado mediante gravimetría y los cloruros por análisis volumétrico mediante nitrato de mercurio.

Por lo que respecta a los elementos menores y traza tan sólo se han analizado, por su importancia en determinadas fases salinas (concretamente en el yeso), el estroncio. El contenido de este elemento en la salmuera se ha determinado mediante absorción atómica.

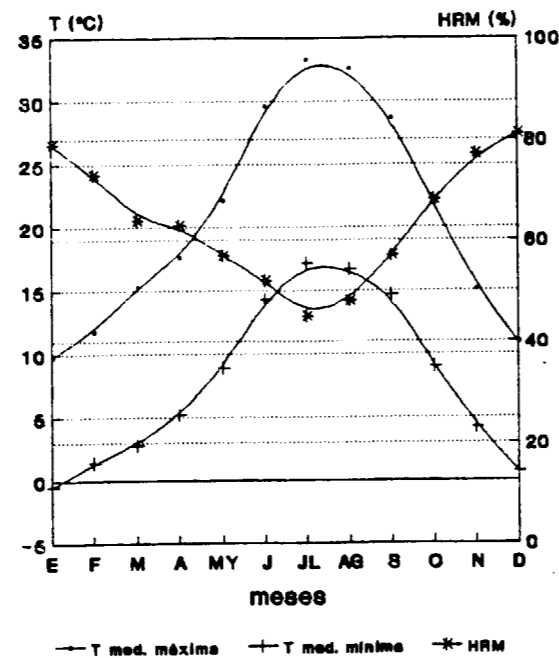
Diseño del experimento en la cámara climática

Para el estudio de la evolución geoquímica de la salmuera se utilizó una cámara climática que nos permitía reproducir las condiciones ambientales propias de la laguna de Alcahozo. La cámara climática utilizada es la VLK 04/300 de Heraeus. Lleva integrado un microprocesador-programador tipo PVMP que permite controlar la temperatura y la humedad de la cámara a lo largo de todo el experimento.

El estudio experimental de procesos naturales en laboratorio conlleva el riesgo de la no valoración, en su justa medida, de los factores condicionantes de dichos procesos. Se partió de una salmuera con unas determinadas características físicas y químicas, por lo tanto, los principales factores que se controlaron, en cuanto al desarrollo del proceso de formación de fases salinas, fueron fundamentalmente los climatológicos. Para la determinación precisa de dichos aspectos se han utilizado fichas climatológicas, editadas por el Instituto Nacional de Meteorología. Puesto que se pretende estimar las condiciones climáticas recientes del área de estudio, se han desestima-

do los datos de la estación de Pedro Muñoz, pues presentan valores de precipitaciones discontinuos en el tiempo y ausencia de valores térmicos. Los datos obtenidos para el presente estudio son el resultado del tratamiento estadístico de cinco estaciones meteorológicas que se encuentran en un radio menor de treinta kilómetros de distancia a la laguna estudiada. El tratamiento estadístico se corresponde con el período 1980-87.

En las estaciones de Las Pedroñeras (Cuenca), altitud 704 m.; El Toboso (Toledo), alt. 692 m.; Socuéllamos (Ciudad Real), alt. 674 m.; Alcázar de San Juan (Ciudad Real), alt. 664 m., y Campo de Criptana (Ciudad Real), alt. 710 m., se han tomado los datos referentes a temperaturas y precipitaciones. Con las medias de las observaciones de estas cinco estaciones se ha creado una «estación zonal» (fig. 2), a partir de la cual



HRM: Humedad Relativa Media

Fig. 2.—Síntesis climática en el área de estudio.

se ha calculado el balance hídrico (en RODRIGUEZ BLANCO, 1991). Otros aspectos importantes referidos a la climatología de la zona no se controlan en estas pequeñas estaciones, por lo

que los valores referentes a humedad relativa media, horas de sol y evaporación relativa media, se han obtenido en las estaciones meteorológicas correspondientes a las capitales de provincia de Ciudad Real, Toledo y Albacete.

El diseño se ha realizado para unas condiciones equivalentes a las de mediados de julio para la zona en la que se encuentra la laguna. Se han elegido estas fechas porque coinciden con la desecación total de la laguna y, por lo tanto, con el final del proceso de evaporación-concentración que da lugar a la precipitación salina en la laguna.

En el diseño se ha tratado de estimar todos los aspectos climáticos que influyen en mayor medida en el proceso:

Precipitación:

Para estas fechas (verano) las precipitaciones están muy relacionadas con las tormentas. No es un factor demasiado importante en la evolución del proceso evaporítico ya que se limita a retardarlo momentáneamente. La estación climatológica zonal ofrece unos valores próximos a un día de tormenta para el mes de julio.

Evapotranspiración:

Se trata de un proceso físico ligado fundamentalmente a la temperatura y a la humedad.

Radiación solar (horas de sol):

Es un parámetro difícil de considerar con el método utilizado. De todos modos se ha intentado valorar a la hora del diseño de la temperatura a lo largo del día.

Nubosidad:

En el método se han considerado días despejados; para este aspecto se han tenido en cuenta las horas de sol.

Viento:

Tiene importancia en cuanto a la redistribución de la humedad. Las variaciones en la velocidad

y dirección no se pueden controlar en el experimento.

Humedad:

Se ha trabajado con la humedad debida al proceso de evaporación de la salmuera. La distribución de la humedad por todo el habitáculo se garantizaba mediante un ventilador.

Temperatura:

Las variaciones térmicas en el período de tiempo considerado (mediados de julio) son prácticamente nulas, por lo que se ha repetido la rotación de temperaturas en ciclos de 24 horas. Se ha tomado como puntos de referencia las temperaturas máxima y mínima medias de la estación zonal para esas fechas en concreto (máxima de 33,3° C y mínima de 17,2° C).

Como resultado de la valoración del conjunto de aspectos que podían influir en la temperatura, se ha trabajado con los rangos de tiempo y temperatura expresados en el diseño de la evolución térmica que aparecen en la figura 3.

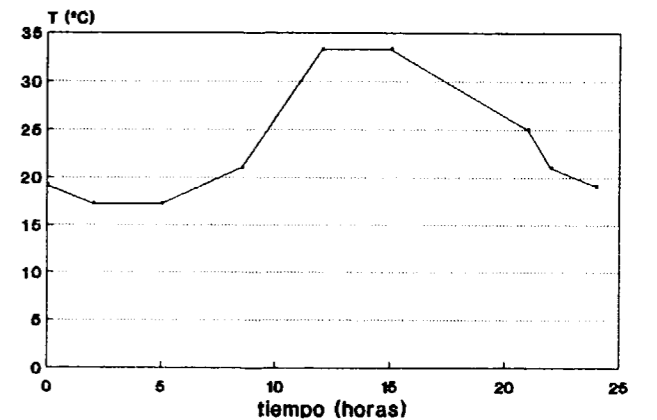


Fig. 3.—Diseño de la evolución térmica en la cámara climática.

El experimento se ajustó al horario real, por lo que fue imposible realizar tomas de la solución en el período comprendido entre las 21 h. y las 8,30 h. (período que se corresponde con las tem-

peraturas más bajas en el diseño del experimento). La razón de este ajuste está en que las fases detectadas por difracción de rayos X, y otras fases susceptibles de precipitación para la composición de esta salmuera, a excepción de la mirabilita, se forman y son estables en el rango de temperatura considerado en el experimento.

La evaporación es un fenómeno que se produce en la interfase agua-aire y es totalmente independiente de la profundidad de la cuenca considerada (PERTHUISOT, 1980). No obstante, es cierto que la evaporación concentra más rápidamente una masa de agua que tiene menor profundidad —menor lámina de agua— que otra con mayor profundidad. Tras ensayos previos se consideró válido un volumen de 1,5 litros de salmuera, lo que da una relación diámetro/profundidad de 8,33. Con este volumen se obtiene una cantidad suficiente de precipitados salinos para poder realizar el análisis mineralógico mediante difracción de rayos X.

En la cámara climática se introdujeron dos cristalizadores con las mismas características y con el mismo volumen de salmuera. En uno de ellos se estimó la evolución química de la salmuera mediante extracciones cada cierto tiempo, a la vez que se realizaban medidas de la temperatura y del pH en la solución. El segundo cristalizador se destinó a la observación de la precipitación de las distintas fases sólidas, a la vez que sirvió de referencia y cotejo —a partir de la difracción de la costra total— con las difracciones parciales que se iban realizando a medida que precipitaban las fases cristalinas en el primer recipiente. Esto nos iba a indicar la incidencia de las extracciones y separaciones de las fases sólidas en la química de la salmuera.

Una vez iniciada la precipitación de fases sólidas, se realizaron filtrados sistemáticos de la salmuera cada 24 horas. En el proceso de filtrado se diferenciaron y separaron los cristales que ya se encontraban en el fondo del recipiente de los que aún permanecían en superficie. De esta forma se intentó detectar la precipitación de las fases en orden y de una manera individualizada, para así obtener resultados lo más claros posibles en la difracción de rayos X, difracción que se realizó momentos después de cada filtrado.

RESULTADOS Y DISCUSION

Geoquímica y mineralogía de la fase sólida en la laguna

A partir de los datos geoquímicos obtenidos mediante análisis químicos (tabla I) se han construido una serie de gráficos (figs. 4 y 6) que representan la química en el conjunto de la laguna. Es de particular interés observar los descensos en el contenido de iones en la salmuera, descensos que vienen a significar, generalmente, la inclusión del ion en cuestión en una determinada fase que está precipitando.

Sulfatos (fig. 4a): El menor contenido en sulfatos se detecta en la primera muestra (tomada fuera del área de encharcamiento), con un valor del 20,65 por 100. Ya en la zona de encharcamiento, el contenido en sulfatos sube apreciablemente hasta 35,30 por 100. La curva de contenidos presenta cinco inflexiones importantes que se corresponden con pérdidas de sulfatos en la solución que se emplean en la formación de alguna fase mineral sulfatada.

La curva de contenidos en sulfatos del año 1990 se sitúa siempre por encima de la del año anterior. Las tendencias de la curva se mantienen, pero tanto los aumentos como los descensos son menos acusados que en el muestreo anterior.

Calcio (fig. 4b): Los contenidos en calcio de las primeras muestras se mantienen en valores próximos al 15 por 100. Se producen dos bajadas drásticas de Ca^{2+} de 11 por 100 y 9 por 100 en la solución entre los 40 y los 140 m. Desde ese punto hasta el centro de la laguna los contenidos en calcio permanecen constantes, sin superar en ningún momento el 1 por 100.

Magnesio (fig. 4c): En las cinco primeras muestras se observa un incremento en los contenidos de magnesio hasta un máximo del 14 por 100. Desde 50 m. hasta 80 m. se aprecia una bajada importante, con una pérdida de magnesio en la solución superior al 4 por 100. A partir de 140 m. se observan dos dientes de sierra con recuperaciones en el contenido de magnesio en 160 m. y 180 m. y pérdidas en 150 m. de un 2 por 100 y en 170 m. de 1,5 por 100. Las últimas muestras presentan un contenido relativo en magnesio próximo al 10 por 100.

160
TABLA I
Análisis químico en las fases precipitadas en la laguna

NM RI (%)	AÑO 1989											AÑO 1990										
	Li (ppm)	Na (%)	K (ppm)	Ca (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	SO ₄ (%)	Cl ⁻ (%)	RI (%)	Na (%)	K (ppm)	Ca (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	SO ₄ (%)	Cl ⁻ (%)		
1.44,22	270	2,15	1040	14,37	9,07	465	670	2986	20,65	2,16	74,28	1,20	3630	30,54	5,10	229	3487	7074	24,96	9,83		
2.18,02	150	1,72	475	12,71	6,17	95	370	1490	35,30	2,93	19,48	1,97	847	13,14	5,92	50	800	1422	43,30	7,58		
3.13,34	160	1,03	450	15,53	7,52	80	275	1515	43,93	1,66	16,00	1,43	803	12,88	6,54	55	679	1530	45,74	4,95		
4. 8,22	170	1,42	620	10,83	9,65	45	280	1960	41,85	2,03	16,04	1,38	1309	11,17	6,78	40	598	1992	47,09	3,74		
5. 7,22	100	2,07	895	4,49	13,74	65	280	1160	38,00	3,74	8,72	1,46	836	7,20	7,99	30	376	1248	44,76	3,80		
6. 7,62	80	2,45	1150	3,99	11,48	55	275	930	37,57	4,59	7,12	1,98	1188	6,04	8,95	20	328	1428	43,95	5,49		
7. 2,34	75	1,82	695	4,43	9,36	45	195	805	39,84	3,24	5,36	2,09	935	3,81	8,84	20	330	810	42,37	4,68		
8. 8,22	100	1,96	850	8,21	9,33	45	250	1085	36,12	3,50	7,60	1,97	1188	5,21	8,84	20	330	1146	43,75	4,81		
9. 9,34	125	2,24	1005	6,19	9,77	55	295	1455	36,48	4,15	5,16	1,87	1110	3,63	10,36	20	430	795	43,01	4,21		
10.10,34	120	2,08	1025	9,65	9,72	55	270	1430	38,79	3,85	8,20	1,85	1342	8,30	8,42	25	570	1686	45,87	4,97		
11. 5,66	75	1,34	720	4,76	10,00	35	190	870	39,81	2,76	7,52	1,46	1510	6,85	9,04	20	480	1175	50,83	3,70		
12. 0,98	50	1,24	525	3,56	9,63	25	150	645	41,95	2,34	4,72	1,37	890	4,21	9,54	15	295	880	50,38	3,11		
13. 3,94	30	1,26	480	2,17	10,33	20	70	270	43,50	2,39	4,92	0,94	715	2,36	9,82	10	160	575	48,06	2,31		
14. 3,42	20	3,18	1335	0,33	12,33	20	60	85	39,97	7,20	0,00	1,11	870	0,37	9,79	10	45	125	51,07	2,86		
15. 1,94	15	3,05	1195	0,65	10,32	10	35	70	39,84	7,32	5,64	1,41	990	0,42	10,87	10	60	85	51,77	2,90		
16. 1,14	15	3,72	1080	0,16	11,42	10	30	10	48,34	6,74	1,64	1,66	1122	0,49	9,94	10	65	100	48,20	4,00		
17. 2,30	25	5,54	1475	0,33	9,96	15	30	70	43,99	9,94	0,88	1,26	725	0,08	9,57	10	65	40	48,19	3,50		
18. 3,02	25	4,90	1280	0,33	10,23	10	35	45	37,97	10,93	1,32	1,34	860	0,16	10,10	10	35	60	48,41	3,20		
19. 0,00	20	5,47	940	0,16	9,05	15	85	30	47,75	9,49	0,88	1,66	1365	0,16	9,03	10	45	40	47,82	3,50		
20. 2,70	25	7,02	875	0,17	8,10	10	35	35	41,95	15,03	0,60	2,29	850	0,08	8,95	10	55	40	49,55	4,10		
21. 3,14	25	6,39	1020	0,17	9,24	10	40	45	40,93	13,87	0,52	1,77	1023	0,08	9,53	10	30	25	48,25	4,20		
22. 2,62	25	5,81	1265	0,16	9,29	10	20	40	41,13	14,60	0,00	1,50	1010	0,08	9,34	10	90	25	46,15	4,10		
23. 1,78	20	5,40	1355	0,16	9,21	10	35	10	40,21	12,15	0,00	1,19	1010	0,08	9,87	10	45	20	47,24	3,20		

RI: Residuo insoluble.
NM: Número de muestra.

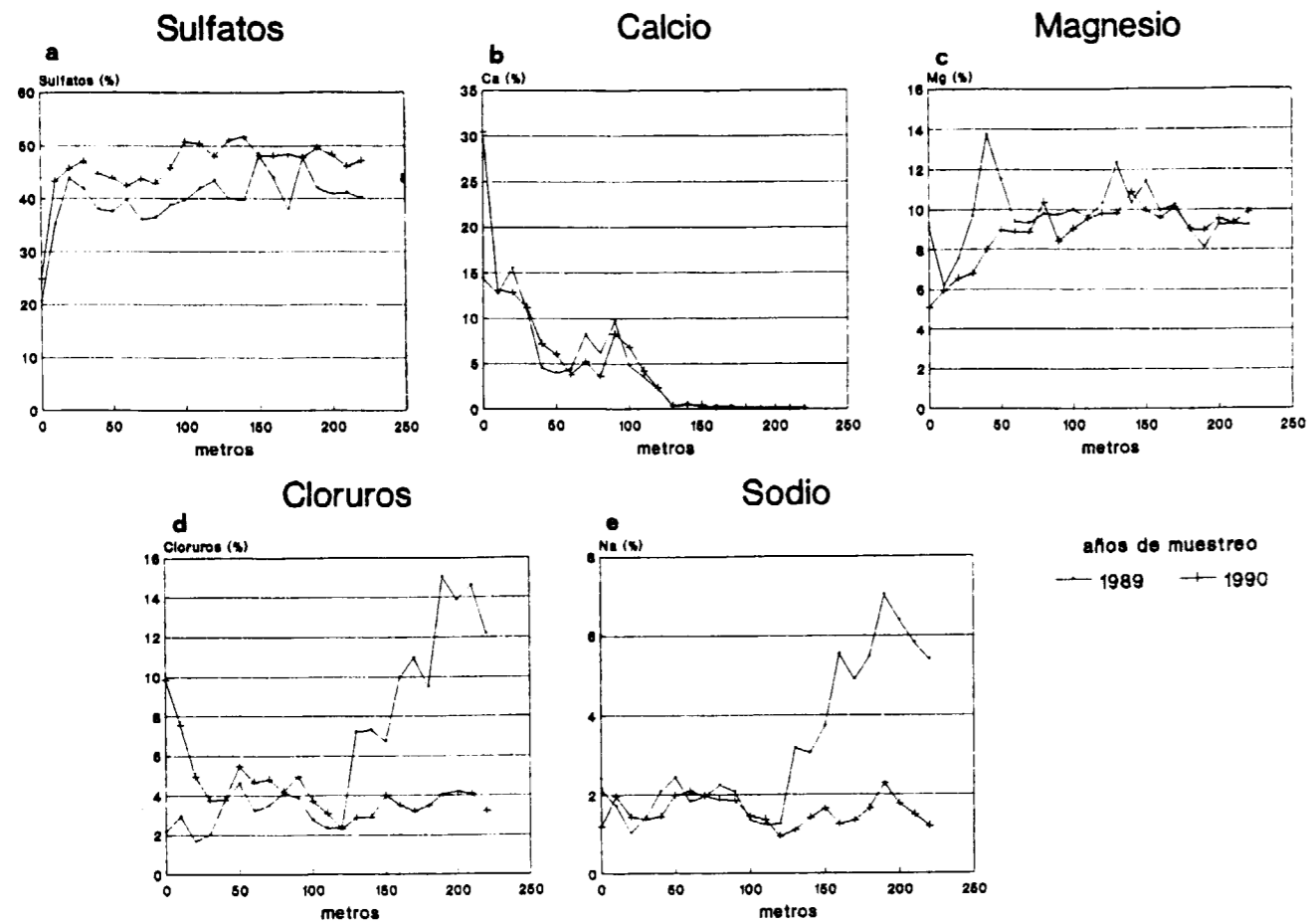


Fig. 4.—Análisis de los elementos mayores en las fases precipitadas en la laguna.

Cloruros (fig. 4d): Los contenidos de cloruros en las muestras iniciales se sitúan alrededor del 3 por 100. Para el muestreo del año 1989 el contenido en cloruros de la solución se dispara desde 130 m. hacia valores que llegan a alcanzar el 15 por 100 cerca del centro de la laguna. En 1990 los contenidos relativos de cloruros a partir de la segunda mitad de la línea de muestreo (130 m.) no se disparan hacia valores tan altos como los del año 1989. Se mantiene una tendencia regular similar a la del año anterior pero con inflexiones más atenuadas.

Sodio (fig. 4e): La tendencia del sodio es completamente paralela a la de los cloruros. Se observa un aumento importante en el contenido relativo en sodio en el primer muestreo a partir

de los 130 m. En el muestreo de 1990 se vuelve a observar la misma tendencia que en el año anterior, a la vez que es perfectamente correlacionable con la evolución de los cloruros.

La mineralogía de las distintas fases salinas se ha obtenido a partir de la difracción de rayos X de las muestras sólidas recogidas en la laguna durante los años 1989 y 1990 (fig. 5).

La difracción de rayos X de las fases sólidas precipitadas en la laguna permite distinguir dos grupos mineralógicos fundamentales: sulfatos y cloruros. Se han detectado carbonatos en las dos primeras muestras que provienen, probablemente, de zonas circundantes a la laguna y que han sufrido transporte eólico, o bien se correspon-

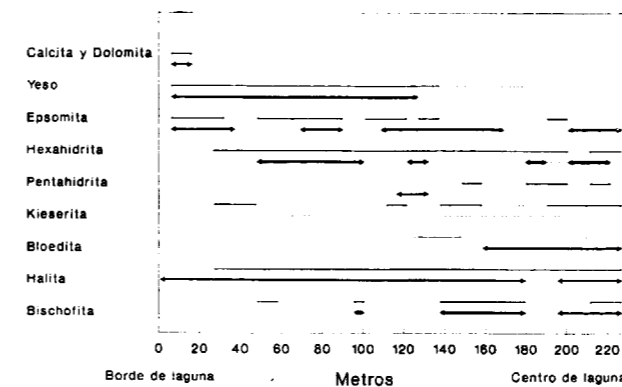


Fig. 5.—Mineralogía y situación de las fases precipitadas en la laguna.

Linea fina: año 1989; línea gruesa: año 1990; línea discontinua: Indicios.

den a los primeros precipitados químicos en épocas de máxima dilución.

Los cationes mayoritarios, para estas fases sólidas, son: magnesio, sodio y calcio. La combinación entre aniones (sulfatos y cloruros) y estos cationes da lugar a los distintos minerales salinos.

La primera fase en precipitar es el yeso. La concentración suficiente de sulfatos y calcio en la salmuera, junto con la baja solubilidad de esta especie mineral, lleva al yeso a precipitar en las trece primeras muestras. La geoquímica de ambos iones (figs. 4a-b) confirma la presencia de sulfato cálcico hasta la muestra 13. A partir de este punto, los contenidos en calcio son muy bajos y no encontramos otra fase mineral propiamente cálcica. Parece claro que la mayor parte del calcio se combina con el sulfato para formar yeso.

Los sulfatos magnésicos constituyen las fases más importantes cuantitativamente entre las fases detectadas. Al igual que ocurría con sulfatos y calcio, las tendencias de las curvas de contenidos (figs. 4a-c) permiten delimitar la pérdida conjunta de ambos iones en la solución. El mineral sulfatado magnésico formado por precipitación primaria es la epsomita ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$); a partir de éste y por sucesivas deshidrataciones se generan hexahidrita ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$) y en menor medida pentahidrita ($MgSO_4 \cdot 5H_2O$) y kieserita ($MgSO_4 \cdot H_2O$).

La combinación entre sulfatos y sodio no se detecta de una forma clara. Entre la mineralogía descrita (fig. 5) se encuentran indicios, fundamentalmente, de bloedita ($Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$), con una distribución muy limitada en el espacio. Este mineral debiera estar presente en mayor cantidad, y su ausencia se debe, como se comentará posteriormente, a su disolución y reprecipitación en nuevas fases minerales.

La fase clorurada más importante, por su extensión en el muestreo, es la halita. Las curvas de contenido en cloruros y sodio (figs. 4d-e) muestran una íntima relación entre los dos iones durante todo el muestreo. Este paralelismo en cuanto a la tendencia de contenidos, junto con la ausencia, casi sistemática, de fases sulfatadas sódicas, parece indicar que la mayor parte del sodio se reconduce hacia fases cloruradas, concretamente hacia la formación de halita (NaCl).

En las fases sólidas muestreadas también se ha detectado cloruro magnésico, concretamente bischofita ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). La geoquímica (figuras 4d-c) permite localizar la bajada conjunta de los iones involucrados cerca del centro de la laguna. Los datos mineralógicos (fig. 5) indican presencia de bischofita fundamentalmente en la segunda mitad del muestreo.

Evolución de los elementos traza

En principio, es necesario resaltar el hecho que los resultados obtenidos en el estudio de los elementos traza en las fases sólidas, a lo largo de los años 1989 y 1990, es muy similar en ambos, existiendo únicamente pequeñas diferencias, comparando una misma muestra para los dos años, en el valor absoluto, no así en la evolución general a lo largo de las diferentes muestras. Por ello, los diversos aspectos que se comenten, así como las conclusiones que se obtengan, son aplicables en ambos años.

El análisis detallado de los elementos traza estudiados pone de manifiesto dos tendencias claramente delimitadas:

1. La correspondiente al potasio (fig. 6b), en la cual se observa que, en general, todas las muestras presentan contenidos relativamente similares.

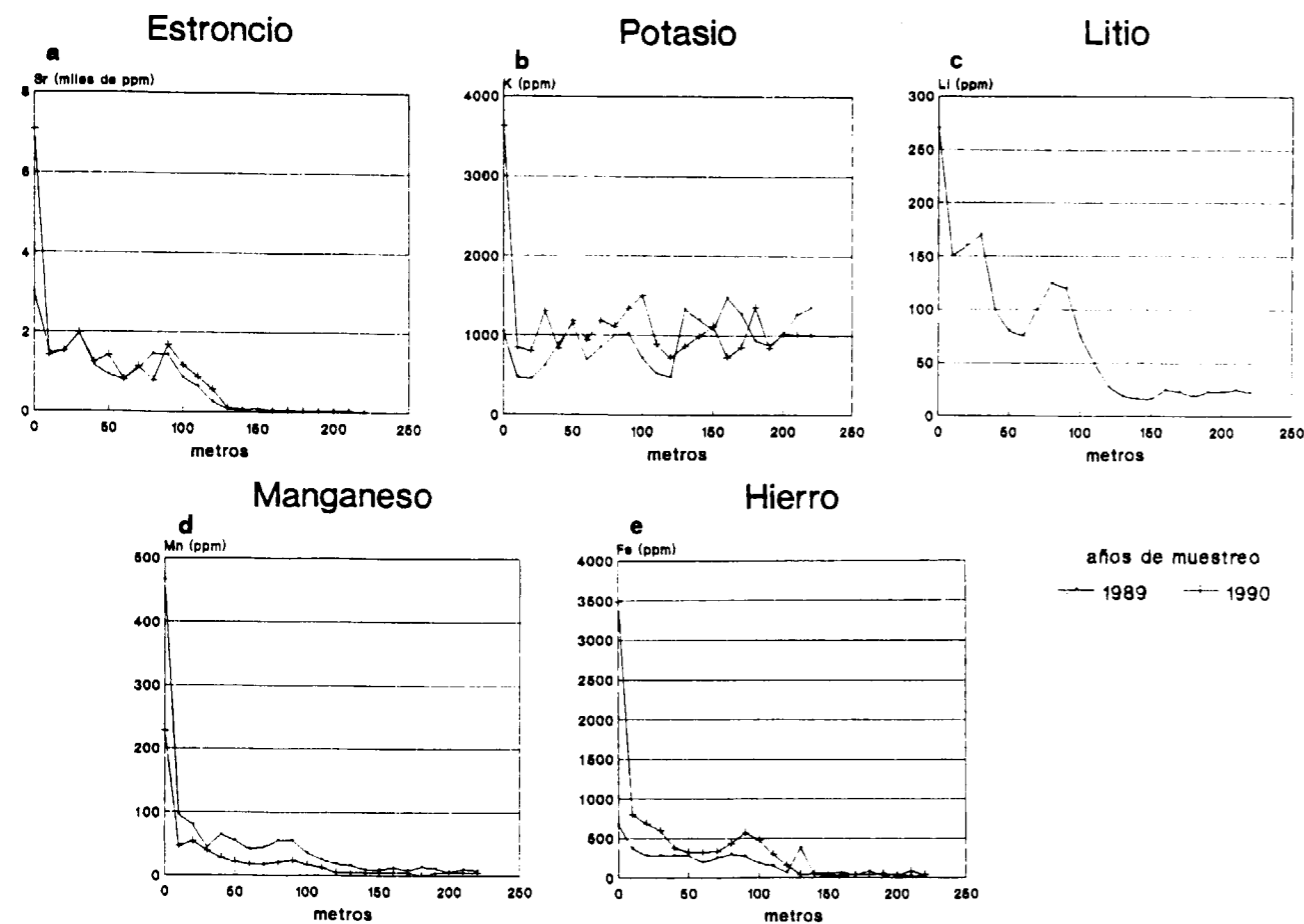


Fig. 6.—Análisis de los elementos menores y traza en las fases precipitadas en la laguna.

- Una segunda aplicable al resto de los elementos traza (Li, Mn, Fe y Sr) (figs. 6 c-d-e-a), en la que se cumple que las primeras 12-13 muestras presentan altos contenidos, mientras que éstos descienden notablemente a partir de dichas muestras. Aunque el comportamiento es semejante, las razones de éste, como se verá a continuación, son diferentes.

En cuanto al comportamiento del potasio, la similitud relativa en todas las muestras es el resultado de la conjunción de dos factores: la presencia de residuos insolubles y el carácter de las fases minerales precipitadas. Para el primer factor, las 12-13 primeras muestras poseen altos valores relativos en residuo insoluble (véase tabla I), probablemente de carácter arcilloso, lo que conlleva que en el ataque de la muestra se

liberen ciertas cantidades de elementos traza, en nuestro caso presentes en las arcillas en forma de elementos adsorbidos. Esta será, con toda probabilidad, la razón por la que el potasio, catión monovalente, esté presente en muestras en las que teóricamente no debería de estar, dado el carácter básicamente yesífero (y por tanto con catión divalente Ca^{2+}) de las primeras muestras.

La segunda tendencia la constituyen Li, Mn, Fe y Sr aunque, como se dijo anteriormente, los factores causantes son distintos. En el caso del litio, los altos valores relativos se deben, de nuevo, a la presencia de altos valores de residuo insoluble, mientras que el descenso significativo posterior se debe a la unión de dos efectos: la ausencia de residuo insoluble y la poca presencia de este elemento (Li) en las fases clorura-

das. En concreto, DEAN (1978) ni tan siquiera incluye este elemento en la lista de los elementos traza presentes en la halita.

Para el caso del hierro, manganeso y estroncio, sus comportamientos son similares y las razones también semejantes. Los tres elementos son divalentes y, en mayor o menor medida, según los casos, tienen facilidad para sustituir al calcio en la estructura del yeso. En este sentido, los altos valores relativos en las primeras muestras y el brusco descenso a partir de la muestra 12-13 es el resultado de la combinación de los dos factores involucrados anteriormente: residuo insoluble y tipo de mineral presente. Para el hierro y manganeso, la influencia del residuo insoluble es más patente aún que para el estroncio. El descenso provocado por la presencia de los minerales clorurados es determinante en el estroncio. Este elemento tiene gran facilidad para sustituir al calcio en el yeso mientras que está prácticamente ausente en la halita.

El estroncio es el elemento traza más estudiado en series evaporíticas, de ahí su importancia como indicador paleoambiental, diagenético, etcétera (FORT y BUSTILLO, 1986; ORDOÑEZ et al., 1989). En nuestro caso y dada la ausencia de procesos diagenéticos, los valores obtenidos entran dentro del rango mostrado por otros autores para materiales similares, valores que no suelen sobrepasar las 2.500 ppm (STEWART, 1963; BUTLER, 1973; DEAN, 1978). Estos valores sufrirían descensos notables si existiesen procesos diagenéticos posteriores (recristalización, deshidratación, etc.).

El estroncio ha sido también utilizado por diversos autores (en especial HOLSER, 1979) como indicador del carácter abierto o cerrado del cuerpo de salmuera que va evaporándose. Este aspecto resulta interesante en nuestro estudio, pues uno de los puntos de discusión permanente en las lagunas de La Mancha es su carácter cerrado o abierto, es decir, la posible presencia de recargas por acuíferos subterráneos. En este estudio, HOLSER (1979), en base a la utilización de los valores del coeficiente de distribución, establece que si la evaporación tiene lugar en un sistema cerrado, los sucesivos cristales van enriqueciéndose en sus contenidos en estroncio, mientras que si el sistema es abierto, se produce un descenso muy significativo en dichos contenidos. Para el caso de la laguna de Alcahozo,

poder establecer dicha secuencia es sumamente complejo, básicamente por dos razones:

- La inexistencia de muestras puras, más aún, la mezcla de varias fases minerales es frecuente; y
- La ausencia de poderes reflectantes de la mayor parte de las fases salinas, que impide establecer análisis cuantitativos mineralógicos.

En nuestros datos y para el estroncio en concreto, se observa una serie de subidas y bajadas en los contenidos analizados. Las subidas podrían ser debidas, de acuerdo con HOLSER (1979), a evaporación en un sistema cerrado, mientras que las bajadas estarían producidas por el aporte de aguas diluidas o bien por la presencia, en cantidades notables, de fases mineralógicas diferentes al yeso. Este segundo hecho está comprobado en los análisis mineralógicos y, para la primera posibilidad, pensamos que el descenso debería ser aún más significativo.

Por todo ello, pensamos que lo más probable es que la evaporación en la laguna de Alcahozo tenga lugar en un sistema cerrado o, como mucho, con un aporte puntual de muy pequeñas cantidades de soluciones diluidas. Esto en cuanto a la época del año en que se produce la precipitación de las sales. En relación a años consecutivos, aunque un muestreo de sólo dos años no sea estadísticamente representativo, pensamos que la relativa similitud entre ambos años analizados hace pensar que dicho cuerpo de salmuera está confinado y no recibe aportes significativos de otros tipos de agua.

Evolución experimental de la salmuera

En la figura 7 se puede observar la variación de la temperatura y humedad ambiente, así como la temperatura de la salmuera durante el proceso de evaporación en la cámara climática. El rango de temperatura ambiente (21 a 33,3° C) está relacionado con las medidas en el período horario comprendido entre las 8,30 y las 21,00 h., período que se corresponde con el de muestreo en la salmuera.

Los mínimos de humedad se corresponden con los máximos de temperatura. La humedad se mantiene entre el 40 por 100 y el 55 por 100

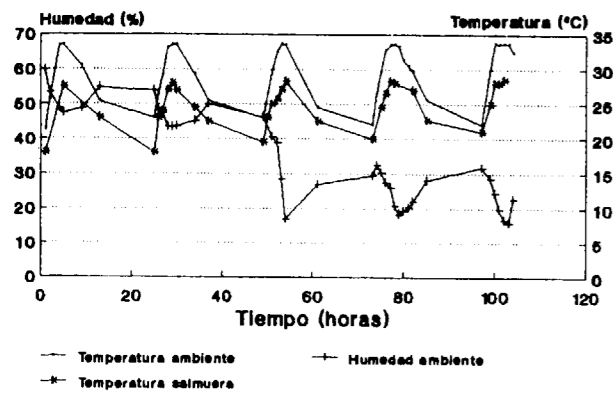


Fig. 7.—Evolución de la temperatura y la humedad durante el experimento.

(coincide objetivamente con la humedad propia de la zona en la que se encuentra la laguna, para el mes de julio). Este comportamiento se mantiene hasta que se produce la nucleación de los primeros cristales (alrededor de la hora 40). La formación de estas películas en la interfase líquido-aire dificulta la evaporación, con el consiguiente descenso de la humedad hasta valores comprendidos entre 15 y 35 por 100. La evolución de la humedad durante el experimento permite delimitar el momento de inicio de la precipitación mineral.

La composición inicial de la salmuera (t. 0, tabla II) presenta valores elevados en sulfatos, con altos contenidos en cloruros y en menor medida magnesio, sodio y calcio. El análisis químico de la evolución de los iones mayoritarios se expresa en la misma tabla y queda reflejado en la figura 8. Las líneas verticales se corresponden con los distintos filtrados de las sales precipitadas.

Hasta la hora 45 los distintos iones se van concentrando en la salmuera por evaporación. A partir de ese momento se pueden correlacionar los descensos conjuntos de los iones con las fases detectadas por difracción después de cada filtrado.

El control en esta evolución permite establecer el orden de precipitación, para esta salmuera, en las condiciones consideradas: sulfato cálcico, sulfato magnésico, cloruro sódico y cloruro magnésico. La evolución mineralógica es bastante

TABLA II
Evolución química de la salmuera durante su evaporación

Tiempo (h.)	Na (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	SO ₄ ⁼ (%)	Cl ⁻ (%)
0	0,98	0,06	1,28	10	6,08	3,05
5	1,28	0,08	1,61	15	8,35	4,10
13	1,38	0,09	1,74	20	9,16	4,35
25	1,56	0,10	1,96	20	10,72	5,40
26	1,89	0,09	2,02	25	12,07	6,90
27	1,95	0,09	2,94	35	12,70	5,38
28	1,95	0,10	2,94	30	13,90	5,63
29	1,95	0,09	2,94	30	13,15	5,63
30	1,95	0,10	3,24	35	13,58	5,88
34	2,10	0,09	3,24	30	13,45	6,13
37	2,55	0,12	4,43	25	15,92	6,75
49	2,70	0,07	3,53	30	17,47	7,25
50	3,30	0,05	4,43	20	17,11	8,88
51	3,45	0,04	4,28	25	16,99	9,00
52	3,45	0,04	4,13	25	19,00	9,00
53	3,45	0,04	4,13	25	18,32	9,25
54	4,05	0,05	5,02	20	19,85	9,75
61	3,90	0,07	4,43	25	20,08	10,25
73	4,50	0,07	4,73	25	20,07	11,38
75	4,50	0,06	4,58	20	15,10	11,63
76	4,20	0,06	4,43	25	15,92	11,50
77	4,80	0,05	4,13	10	16,18	12,75
78	5,10	0,07	5,02	30	18,02	14,00
82	5,40	0,07	5,32	25	19,01	14,38
85	5,70	0,07	5,32	25	19,56	16,75
97	5,70	0,08	6,48	20	19,06	15,75
99	6,00	0,08	6,48	15	16,49	17,25
100	6,30	0,08	6,48	10	16,99	17,75
101	5,10	0,08	7,06	15	20,20	17,75
102	4,50	0,08	7,06	15	20,53	18,00
103	3,90	0,08	6,78	15	20,13	17,25

similar a la ya descrita para las fases sólidas muestreadas en la laguna en los años 1989 y 1990 (tabla III).

En los dos primeros filtrados, los sulfatos constituyen las fases minerales precipitadas fundamentales. El descenso brusco de la concentración de calcio en la salmuera, producido a las 40 horas del ensayo, nos indica la precipitación de yeso, que es detectado por difracción de RX en los cristales recuperados en el primer filtrado. El calcio entra, prácticamente en su totalidad, en la estructura del yeso, no detectándose ninguna otra fase mineral cálcica. Las tendencias de la curva de contenidos en estroncio, como era de esperar, se corresponde paralelamente con la del calcio. Aunque a partir de las 80 ho-

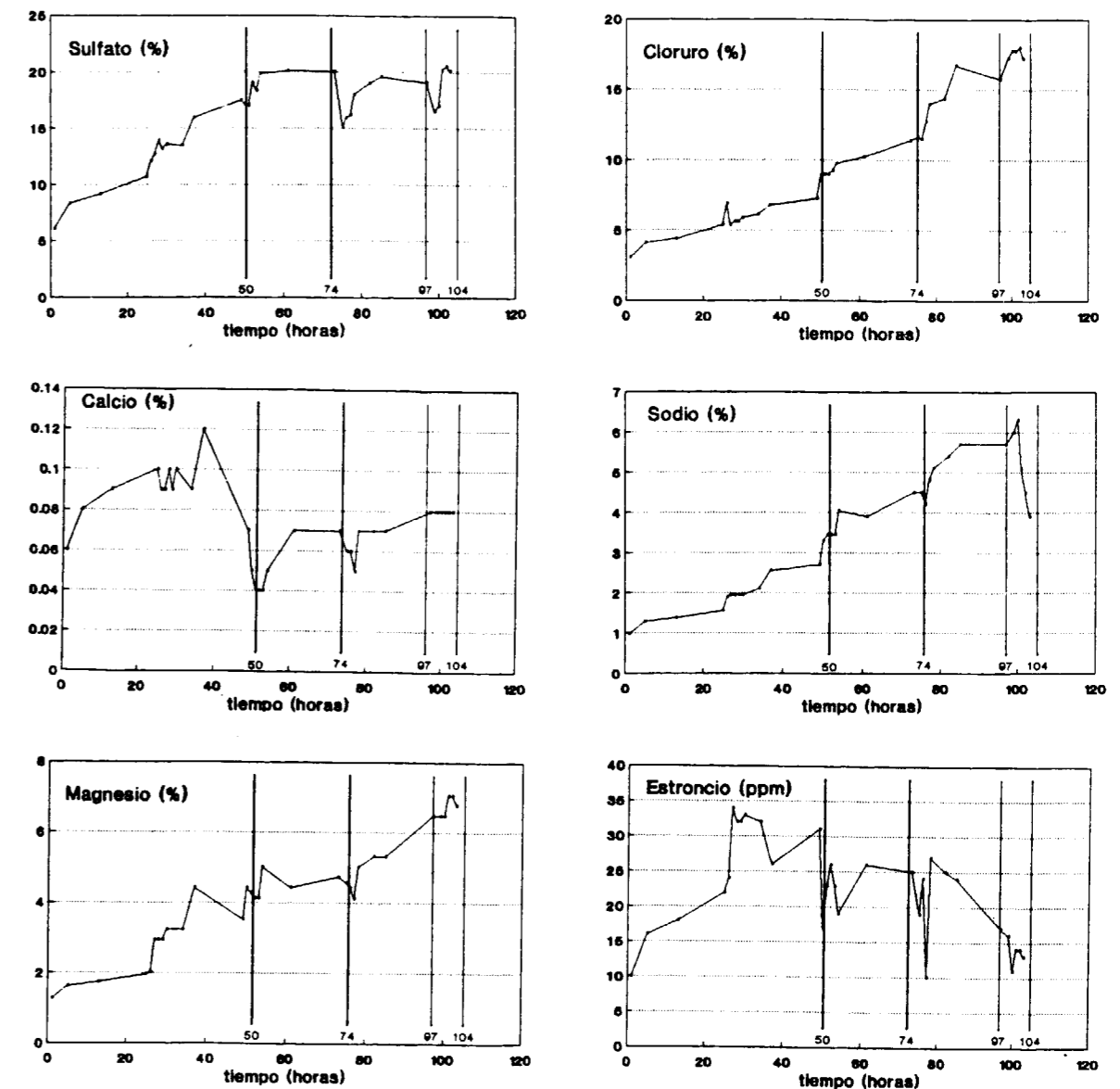


Fig. 8.—Concentración de los iones durante la evolución de la salmuera.

ras del ensayo el calcio tiende a estabilizar su concentración en la salmuera, mientras que el estroncio disminuye muy rápidamente hasta las 10 ppm.

No aparecen fases sulfatadas sódicas. Tan sólo encontramos indicios de la presencia de thenardita y mirabilita en el primer filtrado. Nos parece un tanto extraño encontrar aquí mirabilita, ya que este mineral no fue detectado en el análisis mineralógico de las fases sólidas de la laguna.

La evolución del magnesio durante la evaporación de la salmuera está relacionada con la del sulfato y del cloruro. La concentración del magnesio es continua a lo largo de todo el ensayo, con pequeños descensos que nos indican la precipitación de fases minerales magnésicas. Las fases más importantes, cuantitativamente, son las correspondientes al sulfato magnésico. Nuevamente, como ocurría con las fases sólidas muestreadas en la laguna, encontramos toda la

esto cabría preguntarse entonces por qué no está presente en ningún caso la mirabilita. En este sentido, no hay que olvidar que este mineral es una sal criofílica, es decir, estable a bajas temperaturas y, por tanto, los momentos en los que se realizó el muestreo no han sido los más adecuados para la identificación «a posteriori» de la mirabilita.

En cuanto a la correspondencia entre la secuencia teórica de Valyashko y los resultados obtenidos en la precipitación secuencial llevada a cabo en la cámara climática, se puede afirmar que los datos revelados por el análisis mineralógico de los filtrados (considerando básicamente los filtrados de superficie, pues los filtrados de fondo pueden haber sido parcialmente modificados por reacción posterior con la salmuera) son coherentes con la secuencia teórica de Valyashko establecida anteriormente. Quizás el único aspecto a comentar sea la presencia, ya en los primeros precipitados, de epsomita, cuando este mineral debiera aparecer más tarde según la composición del agua en los diagramas de Valyashko. En este sentido caben dos interpretaciones:

- La composición real de la salmuera es más magnésica de lo que los análisis químicos indican.
- La epsomita procede de la disolución de la bloedita (tal como se comentó anteriormente) a partir de la hidratación de la hexahidrita. La segunda hipótesis nos parece más plausible, sobre todo teniendo en cuenta que la disolución de la bloedita genera mirabilita y/o thenardita, y estos minerales han sido identificados en forma de trazas en el primer filtrado de fondo.

CONCLUSIONES

De acuerdo con el estudio llevado a cabo, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- La salmuera de la laguna de Alcahozo, de acuerdo con su composición química y los diagramas de Valyashko, se puede caracterizar como una salmuera del tipo sulfatado magnésico-sódica.
- Los resultados de los análisis mineralógicos de las fases sólidas precipitadas en la lagu-

na durante los años 1989 y 1990, indican que la secuencia de precipitación comienza con las fases sulfatadas (yeso y posteriormente sulfatos magnésicos) y finaliza con los cloruros de magnesio (bischofita). La halita está presente, prácticamente, a lo largo de toda la secuencia.

- Estos resultados mineralógicos concuerdan con los obtenidos a través del estudio geoquímico. A su vez, también concuerdan, en general, con los que serían de esperar considerando los diagramas de Valyashko.
- El estudio de elementos traza en las fases sólidas es coherente con los minerales presentes, observándose una mayor presencia de los cationes divalentes en los sulfatos (especialmente en el yeso) y una ausencia prácticamente total de aquéllos en las fases cloruradas.
- El estudio particular del estroncio revela que probablemente la evaporación y precipitación salina en la laguna de Alcahozo tiene lugar en un sistema cerrado o cuasi cerrado.
- El estudio llevado a cabo en la cámara climática pone de manifiesto un comportamiento lógico de los iones mayoritarios durante la secuencia de precipitación. Los iones se van concentrando hasta que llegan los primeros precipitados, para posteriormente ir variando su concentración en función de los tipos mineralógicos de precipitados, siendo éstos de nuevo coherentes con la secuencia de Valyashko.
- No se han observado diferencias notables entre los estudios en las fases salinas de la laguna y la secuencia experimental de precipitación, verificándose una gran igualdad entre ambos estudios.

REFERENCIAS

- BORCHER, H., y MUIR, R. O. (1964): *Salt deposits, the origin, metamorphism and deformation of evaporites. The University series in Geology* (ed. Fairbridge, R. W.) London. 338 pp.
- BRAITSCH, O. (1971): *Salt deposits their origin and composition*. Springer-Verlag. 297 pp.
- BUTLER, G. P. (1973): *Strontium geochemistry of modern and ancient calcium sulphate minerals*. In: *The Persian Gulf*

Holocene carbonates sedimentation and diagenesis in shallow Epicontinental Sea (B. H. Purser, edit.). Springer-Verlag, pp. 423-452.

BUSTILLO, M.^a A.; GARCIA, M.^a A.; MARFIL, R.; ORDOÑEZ, S., y DE LA PEÑA, J. A. (1978): *Estudio sedimentológico de algunas lagunas de la región manchega, sector Lillo-Villacañas-Quero (provincia de Toledo)*. Estudios Geológicos, 34, pp. 187-191.

CIRUJANO, S. (1980): *Las lagunas manchegas y su vegetación, I*. Anales Jard. Bot. Madrid, 37, pp. 155-192.

DEAN, W. E. (1978): *Trace and minor elements in evaporites*. In: *Marine Evaporites* (W. E. Dean y B. C. SCHREIBER, edit.). S.E.P.M. Short Course, n.º 4, Oklahoma City.

FORT, R., y BUSTILLO, M. (1986): *Estudio geoquímico de los yesos Miocenos de la zona este de la Cuenca de Madrid*. Estudios Geol., 42, pp. 387-395.

HARDIE, L. A.; SMOOT, J. P., y EUGSTER, H. P. (1978): *Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach*. In: *Modern and ancient lake sediments*. (Matter y Tucker, edits.) Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 2, pp. 7-41.

HOLSTER, W. T. (1979): *Trace elements and isotopes*. In: *Marine minerals*. (R. G. Burns, edit.) Reviews in Mineralogy, 6, pp. 295-346.

MAGNA 1:200.000, n.º 54 (1971): *Campo de Criptana*. I.G.M.E.

MARFIL, R.; BERMEJO, E. P., y DE LA PEÑA, J. A. (1975): *Sedimentación salina actual en las lagunas de la zona Corral Rubio-La Higuera (provincia de Albacete)*. Estudios Geol., 31, pp. 543-553.

ORDOÑEZ, S.; MINGARRO, F.; GARCIA DEL CURA, M.^a A., y LOPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1983): *Sedimentoquímica de las lagunas de La Mancha*. Rev. Mat. Proc., 1, pp. 335-336.

ORDOÑEZ, S.; MINGARRO, F.; GARCIA DEL CURA, M.^a A., y LOPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1983): *Sedimentoquímica e hidroquímica de lagunas castellano-manchegas: cuencas del Gigüela y del Záncara*. Comunic. X Congreso Nac. Sediment., Menorca, 4 pp.

ORDOÑEZ, S. (1984): *Las salmueras*. Investigación y Ciencia, 88, pp. 18-28.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M.^a A.; MINGARRO, F.,

y LOPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1985): *Datos hidroquímicos (1980-84) de lagunas saladas castellano-manchegas: cuencas del Gigüela y del Záncara*. I Congreso de Geoquímica de España, pp. 169-170.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M.^a A.; MINGARRO, F., y LOPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1987): *Mineralogénesis de sales sulfatadas-cloruradas magnésicas en la laguna de Alcahozo (La Mancha - Ciudad Real)*. Bol. Soc. Española de Mineralogía, 10-2, pp. 219-229.

ORDOÑEZ, S.; FORT, R., y BUSTILLO, M. (1989): *Caracterización geoquímica de la ruptura sedimentaria entre los yesos de la unidad salina e intermedia de la Cuenca de Madrid*. Estudios Geol., 45, pp. 45-54.

DE LA PEÑA, J. A.; MARFIL, R.; ALVAREZ, C., y BERMEJO, P. (1975): *Geochemistry of the recent saline sedimentation in the phonds of «La Mancha» (Spain)*. IXth Inter. Cong. Sedimentology, Nice, pp. 45-49.

DE LA PEÑA, J. A., y MARFIL, R. (1986): *La sedimentación salina actual en las lagunas de La Mancha: una síntesis*. Cuadernos de Geología Ibérica, 10, pp. 235-270.

PEREZ GONZALEZ, A. (1982): *Neógeno y cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral. Fac. CC. Geológicas U.C.M., 787 pp.

PERTHUISOT, J. P. (1980): *Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle*. Elf-Aquitaine, 4, pp. 207-233.

RISACHER, F., y FRITZ, B. (1984): *Estimation des variations en fonction de la température des produits de solubilité des principaux sels des milieux évaporitiques*. Sci. Géol. Bull., 37, pp. 229-237.

RODRIGUEZ BLANCO, J. (1991): *Evolución Geoquímica de la salmuera de la laguna de Alcahozo (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura. Fac. CC. Geológicas U.C.M., 86 pp.

SORIANO, J.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1977): *Sedimentación salina actual en las lagunas del norte de Alcázar de San Juan (Ciudad Real)*. Estudios Geol., 33, pp. 123-130.

STEWART, F. H. (1963): *Marines Evaporites*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 440-Y, 52 pp.

TELLO, B., y LOPEZ, F. (1988): *Guía física de España, 4. Los lagos*. Alianza Editorial. Madrid, 264 pp.

Original recibido: Junio de 1992.

Original aceptado: Septiembre de 1992.

INFORMACION

Sobre la caracterización mineralógica de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz).

Por M. J. LISO (*), A. LA IGLESIA (***) y M. A. RODRIGUEZ (*)

1. INTRODUCCION

La bismutita es un mineral secundario procedente de la alteración, en condiciones de superficie, de la bismutina (Bi_2S_3), bismuto nativo, aikinita (PbCuBiS_3), tetradimita (BiTe_2S) y otros minerales primarios de bismuto. A menudo aparece como pseudomorfa de tales minerales. Se encuentra en la zona de oxidación de venas hipotermales que contengan minerales de bismuto, apareciendo asociada a: silicita, malaquita, cerusita, pucherita, mixita, arsenobismita y limonita.

La composición química del mineral es oxicarbonato de bismuto, $\text{Bi}_2\text{O}_2\text{CO}_3$, aunque presenta sustituciones isomórficas de bismuto por plomo, cobre, hierro y calcio. Cristaliza en el sistema tetragonal, grupo espacial 4/mmm, con parámetros de celdilla 3.859 y 13.658 KX (PALACHE et al., 1960).

CALDERON (1910) cita la presencia de bismutina en Conquista y Ventas de Azuel (Córdoba) en yacimientos de cuarcitas bismutíferas acompañando al bismuto nativo. También en la sierra de Baza (Granada) acompañando a limonita y pseudomorfa con bismutina. BLAS (1951) cita ejemplares de bismutita en Ronda, Baza y Conquista, y bismutita telurífera

(*) Area de Mineralogía. F. de Ciencias. UNEX. Badajoz.
 (***) Instituto de Geología Económica. CSIC. F. Ciencias Geológicas. UCM. Madrid.

en Oliva de la Frontera (Badajoz). SOS Y BAINAT (1962) cita como minerales de bismuto a la bismita ($\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) en el Valle de la Serena, Trujillo y Mérida, sin hacer referencia a la bismutita. GALAN y MIRETE (1979) citan la aparición de bismutita asociada a bismuto nativo en Ventas de Azuel y otras localidades del batolito de los Pedroches (Córdoba) y en Estepona (Málaga). Asociada a bismutina en la Sierra de Baza (Granada) y asociada a scheelita en Oliva de la Frontera. En el libro de la Minería de Extremadura de la Junta de Extremadura (1987) se cita bismutina en San Nicolás del Valle de la Serena y en Oliva de la Frontera pero no se menciona la existencia de bismutita en Extremadura.

La zona de Oliva de la Frontera-Zahinos, está situada al SO de la provincia de Badajoz en el flanco meridional del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, en la zona da Ossa-Morena (suroeste del Macizo Ibérico).

La mina «Mari Juli», donde aparece el mineral, se encuentra a unos dos kilómetros de Oliva de la Frontera en dirección a Zahinos. Esta mina está formada por filones estrechos y con poca continuidad, con mineralizaciones de cuarzo-wolframio-bismuto-oro, en los que se han datado los siguientes minerales: cuarzo, turmalina, mica, wolframita, sheelita, oro nativo, magnetita, oligisto, birmutina, malaquita y azurita (Junta de Extremadura, 1987).

2. CARACTERIZACION DEL MINERAL

El espécimen estudiado es fibroso, alternando fibras de color verde, gris y amarillo (fig. 1). Es un mineral blando $H=3$, pesado $G=7$ y fácilmente fusible.

2.1. Análisis químico

Para la puesta en solución de las muestras se ha empleado el reactor a presión Perkin-Elmer con una mezcla de HCl y HNO_3 concentrados, durante media hora a 120°C . También se ha realizado la disgregación de las muestras utilizando la fusión con metaborato de litio (INGAMELLS, 1970).



Figura 1.—Aspecto de un agregado fibroso de bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz).

La estimación cuantitativa de cobre, hierro y calcio, se ha realizado en espectrofotómetro de absorción atómica Perkin-Elmer, usando llamas de aire-acetileno. Los contenidos de bismuto y teluro se han obtenido también por espectrofotometría de absorción atómica utilizando en este caso un sistema de generación de hidruros. La determinación de carbonatos se ha realizado por volumetría de retroceso (CASARES, 1963). Los resultados del análisis químico se presentan en la tabla I.

La fórmula cristalquímica calculada para el mineral es la siguiente: $\text{Bi}_{1.918}\text{Cu}_{0.015}\text{Fe}_{0.013}\text{Te}_{0.005}\text{Ca}_{0.071}\text{CO}_3\text{O}_2$.

TABLA I
Análisis químico de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz)

Bi_2O_3	89,36 %
CuO	0,74 %
Fe_2O_3	0,23 %
TeO_2	0,22 %
CaO	0,81 %
CO_2	8,42 %
H_2O	0,01 %
TOTAL	99,79 %

2.2. Difracción de rayos X

El estudio por difracción de rayos X se ha realizado en un difractor Philips, modelo PW 1.729, provisto de monocromador, usando radiación Cu K_α , contador proporcional y una velocidad de goniómetro de $1^\circ/\text{minuto}$.

Los valores de los espaciados interplanares experimentales y calculados, los índices de Miller de las reflexiones y las intensidades relativas de las mismas se presentan en la tabla II. Los valores de los espaciados medidos se ajustan perfectamente a los de la ficha 25-1464 del fichero ICPDS de difracción de rayos X, correspondiente a la bismutita Marropino Mine, Zambesia, Mozambique. Empleando el ajuste de mínimos cuadrados, se han calculado los siguientes parámetros celdilla: $a=b=3.868 \pm 0.011\text{\AA}$ y $c=13.699 \pm 0.012\text{\AA}$, en perfecto acuerdo con los de PALACHE et al. (1960) ($1\text{KX}=1.00202\text{\AA}$). A partir de estos datos, se puede calcular un valor para el volumen de celdilla de $204.957 \pm 0.034\text{\AA}^3$, considerando dos grupos $\text{Bi}_2\text{O}_2\text{CO}_3$ por celdilla unidad, se ha calculado un valor para la densidad del mineral de 8.256.

TABLA II
Difracción de rayos X de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz)

d A exp.	$1/I_0$	h k l	d A cal.
6.8584	37	002	6.850
3.7168	33	101	3.723
3.4253	24	004	3.425
2.9512	100	103	2.952
2.7378	37	110	2.735
2.5418	5	112	2.540
2.2829	18	006	2.283
2.1370	19	114	2.137
1.9345	22	200	1.934
1.8642	5	202	1.861
1.7505	21	116	1.752
1.7165	9	211	1.716
1.6821	5	204	1.684
1.6180	20	213	1.618
1.4772	7	206	1.476
1.4172	6	109	1.416
1.3682	5	001	1.370

2.3. Espectroscopía de infrarrojo

El estudio de absorción en el infrarrojo se ha realizado en un equipo Midac Corporation, modelo FT-IR, usando la técnica de la pastilla de KBr (0,5 mg. de muestra mezclada con 250 mg. de KBr). El espectro de infrarrojo del mineral se presenta en la figura 2.

2. CARACTERIZACION DEL MINERAL

El espécimen estudiado es fibroso, alternando fibras de color verde, gris y amarillo (fig. 1). Es un mineral blando H=3, pesado G=7 y fácilmente fusible.

2.1. Análisis químico

Para la puesta en solución de las muestras se ha empleado el reactor a presión Perkin-Elmer con una mezcla de HCl y HNO₃ concentrados, durante media hora a 120° C. También se ha realizado la disgregación de las muestras utilizando la fusión con metaborato de litio (INGAMELLS, 1970).



Figura 1.—Aspecto de un agregado fibroso de bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz).

La estimación cuantitativa de cobre, hierro y calcio, se ha realizado en espectrofotómetro de absorción atómica Perkin-Elmer, usando llamas de aire-acetileno. Los contenidos de bismuto y telurio se han obtenido también por espectrofotometría de absorción atómica utilizando en este caso un sistema de generación de hidruros. La determinación de carbonatos se ha realizado por volumetría de retroceso (CASARES, 1963). Los resultados del análisis químico se presentan en la tabla I.

La fórmula cristaloquímica calculada para el mineral es la siguiente: Bi_{1.948}Cu_{0.045}Fe_{0.013}Te_{0.005}Ca_{0.071}CO₃O₂.

TABLA I
Análisis químico de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz)

Bi ₂ O ₃	89,36 %
CuO	0,74 %
Fe ₂ O ₃	0,23 %
TeO ₂	0,22 %
CaO	0,81 %
CO ₂	8,42 %
H ₂ O	0,01 %
TOTAL	99,79 %

2.2. Difracción de rayos X

El estudio por difracción de rayos X se ha realizado en un difractómetro Philips, modelo PW 1.729, provisto de monocromador, usando radiación Cu K_α, contador proporcional y una velocidad de goniómetro de 1°/minuto.

Los valores de los espaciados interplanares experimentales y calculados, los índices de Miller de las reflexiones y las intensidades relativas de las mismas se presentan en la tabla II. Los valores de los espaciados medidos se ajustan perfectamente a los de la ficha 25-1464 del fichero ICPDS de difracción de rayos X, correspondiente a la bismutita Marropino Mine, Zambesia, Mozambique. Empleando el ajuste de mínimos cuadrados, se han calculado los siguientes parámetros celdilla: a=b=3.868±0.011Å y c=13.699±0.012Å, en perfecto acuerdo con los de PALACHE et al. (1960) (1KX=1.00202Å). A partir de estos datos, se puede calcular un valor para el volumen de celdilla de 204.957±0.034Å³, considerando dos grupos Bi₂O₂CO₃ por celdilla unidad, se ha calculado un valor para la densidad del mineral de 8.256.

TABLA II
Difracción de rayos X de la bismutita de Oliva de la Frontera (Badajoz)

d A exp.	I/I ₀	h k l	d A cal.
6.8584	37	002	6.850
3.7168	33	101	3.723
3.4253	24	004	3.425
2.9512	100	103	2.952
2.7378	37	110	2.735
2.5418	5	112	2.540
2.2829	18	006	2.283
2.1370	19	114	2.137
1.9345	22	200	1.934
1.8642	5	202	1.861
1.7505	21	116	1.752
1.7165	9	211	1.716
1.6821	5	204	1.684
1.6180	20	213	1.618
1.4772	7	206	1.476
1.4172	6	109	1.416
1.3682	5	001	1.370

2.3. Espectroscopía de infrarrojo

El estudio de absorción en el infrarrojo se ha realizado en un equipo Midac Corporation, modelo FT-IR, usando la técnica de la pastilla de KBr(0,5 mg. de muestra mezclada con 250 mg. de KBr). El espectro de infrarrojo del mineral se presenta en la figura 2.

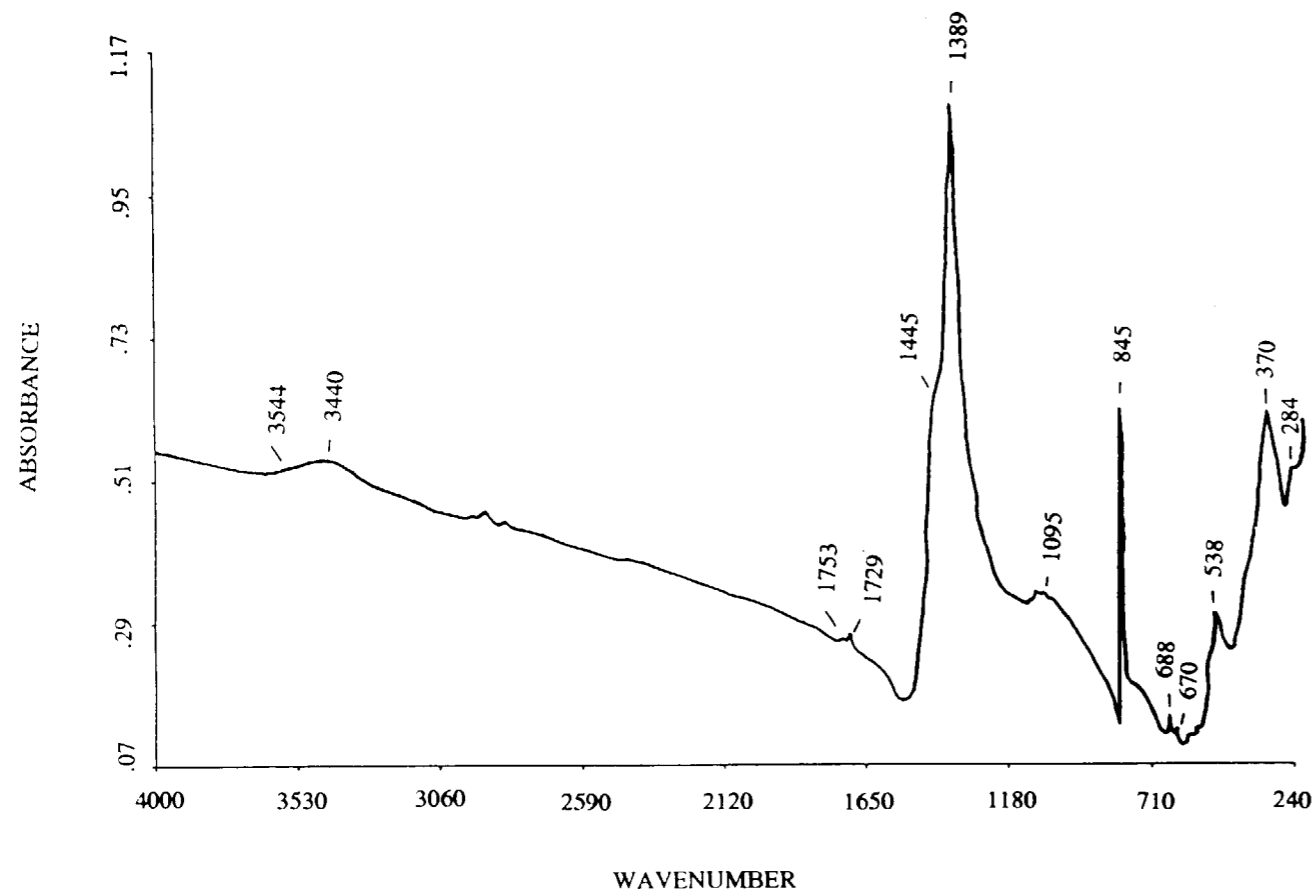


Figura 2.—Espectro de infrarrojo de la bismutita.

Las diferentes bandas se han asignado según el siguiente esquema:

- Banda amplia de gran intensidad a 1.389 cm^{-1} , que corresponde a vibraciones de tensión asimétrica del ión CO_3^{2-} .
- Banda muy débil a 1.095 cm^{-1} , que corresponde a vibración de tensión simétrica del ión CO_3^{2-} .
- Banda aguda de intensidad media a 845 cm^{-1} , que corresponde a vibraciones de deformación fuera del plano del ión CO_3^{2-} .
- Bandas muy débiles a 688 y 670 cm^{-1} , que corresponden a la vibración de deformación en el plano del ión CO_3^{2-} .
- Un triplete formado por la banda de intensidad media a 538 , 370 y un hombro a 284 cm^{-1} , que corresponden a vibraciones de tensión del enlace Bi-O.
- Finalmente, las pequeñas bandas, muy débiles, a 3.440

y 1.729 cm^{-1} , se deben al agua de hidratación del KBr, utilizado en la fabricación de las pastillas.

2.4. Estudios térmicos

El estudio térmico se ha realizado en un equipo Stanton 780, usando 10 mg. de muestra, caolín calcinado como sustancia de referencia y una velocidad de calentamiento de $10^\circ/\text{minuto}$.

Los diagramas de análisis térmico diferencial (ATD), termogravimetría (TG) y termogravimetría diferencial (DTG), aparecen en la fig. 3.

En la curva de ATD se aprecian cuatro efectos endotérmicos a las temperaturas de 409 , 436 , 680 y 715°C . Los dos primeros efectos corresponden a la descomposición del mineral y posterior eliminación del CO_2 , como justifica la pérdida de peso de un $7,71$ por 100 de la curva termoponderal y por el amplio efecto de la curva DTG en la región

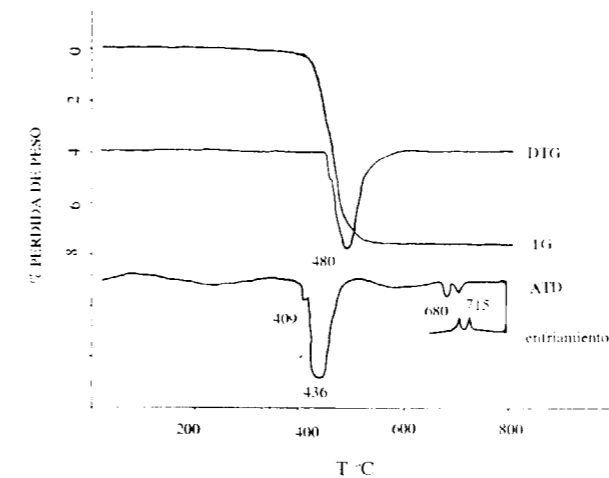


Figura 3.—Curvas de análisis térmico diferencial (ATD), termogravimétrico (TG) y termogravimetría diferencial (DTG) de la muestra de bismutita.

$400\text{-}550^\circ\text{C}$. Los dos últimos efectos endotérmicos de la curva ATD, corresponden a una transformación polimorfa reversible del Bi_2O_3 , ya que se obtienen los correspondientes efectos exotérmicos en la curva de enfriamiento. La difracción de rayos X realizada al residuo una vez enfriado, muestra que corresponde a la fase cristalina $\gamma\text{ Bi}_2\text{O}_3$. En líneas generales el diagrama de ATD es semejante al publicado por BECK (1950) de muestras de bismutita procedentes de Nuevo Méjico.

3. CONCLUSIONES

El análisis químico de la muestra procedente de la mina «Mari Juli» de Oliva de la Frontera (Badajoz) revela que se trata de un carbonato de bismuto, anhidro, con pequeñas sustituciones de bismuto por cobre, hierro, telurio y calcio.

Los valores de los espaciados interplanares determinados por difracción de rayos X de la muestra se ajustan perfec-

tamente a los de la ficha 25-1464 del fichero ICPDS, correspondiente a una bismutita de Zambesia, Mozambique.

Los parámetros calculados para la celdilla unidad son:

$$a=b=3.868 \pm 0.011 \text{ \AA} \text{ y } c=13.699 \pm 0.012 \text{ \AA}.$$

El espectro de IR, presenta bandas de absorción típicas de los carbonatos, y las correspondientes vibraciones del enlace Bi-O.

En los diagramas del análisis térmico se aprecian cuatro efectos endotérmicos, dos primeros debidos a la rotura de la estructura cristalina y eliminación consecuente del CO_2 , a 409 y 436°C y otros dos efectos a $680\text{-}715^\circ\text{C}$ que corresponden a una transformación polimórfica reversible del Bi_2O_3 .

BIBLIOGRAFIA

- BECK, C. W (1950): *Differential thermal analysis curves of carbonate minerals*. Am. Min., 35, 985-1013.
- BLAS, L. (1951): *Minerales de bismuto españoles*. Ion, V, 53, 743-785.
- CALDERON, S. (1910): *Los minerales de España*. Tomo II. Imp. Eduardo Arias, Madrid, 562 pp.
- CASARES GIL, J. (1963): *Tratado de análisis químico*. Tomo II, 8 edic. Artes Gráficas. Madrid. 266-268.
- GALAN, E., y MIRETE, S. (1979): *Introducción a los minerales de España*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. IGME. Madrid, 420 pp.
- INGAMELLS, C. O. (1970): *Lithium metaborate Flux in silicate analysis*. Anal. Chim. Acta. 52, 323-334.
- JUNTA DE EXTREMADURA (1987): *La Minería en Extremadura*. Conserjería de Industria y Energía, 88-89.
- PALACHE, C.; BERMAN, H., and FRONDEL, C. (1960): *The system of Mineralogy of Dana*. 7th Edition. Vol. II. John Wiley. New York, 1224 pp.
- SOS BAYNAT, V. (1962): *Minerales de Extremadura*. Bol. Geol. Min., tomo LXXIII, 101-102.

Noticias

REUNION DE LOS SERVICIOS GEOLOGICOS EUROPEOS

El encuentro anual de los directores de los Servicios Geológicos de Europa ha tenido lugar del 7 al 11 de septiembre pasado en Orleans (Francia), completando la reunión un recorrido de interés geológico por el Macizo Central y visita a la explotación de Oro de *Le Bourneix*.

La representación del Instituto Tecnológico Geominero de España estuvo presidida por su Director General D. Camilo Caride, acompañado por D. Agustín Navarro, Director de Aguas Subterráneas y Geotecnia, y D. José Antonio Espí, Director de Geología y Técnicas Básicas, asistiendo 25 representantes correspondientes a 19 países europeos.

Durante las sesiones se debatieron diversos temas de interés general, tales como la ampliación en dos miembros (Checoslovaquia y Hungría) y el necesario cambio de denominación de Wegs a Foregs, al modificar su exclusivo carácter europeo occidental. Otros asuntos de relieve fueron las actividades del grupo de acción de los Servicios Geológicos delante de la Comunidad Europea (al que re-

cientemente se ha incorporado el ITGE) y los informes de los grupos de trabajo referentes a las áreas de conocimiento de:

- Teledetección.
- Mapa Geoquímico Europeo.
- Geología Marina.
- Aplicaciones Informáticas.
- Banco de Datos y Sistemas de Información.
- Papel de los Servicios Geológicos en el Medioambiente.

Además, se presentó el libro de Síntesis Geológicas de Europa elaborado por los Servicios Geológicos Europeos con la colaboración de distintos departamentos del ITGE.

El próximo encuentro, correspondiente a 1993, se celebrará en Hannover (Alemania), presumiblemente del 6 al 10 de septiembre de ese año.

EN MEMORIA DE EMILIO ELIZAGA

El pasado 5 de septiembre falleció en Madrid Emilio Elizaga Muñoz, tras larga enfermedad que sobrellevó con gran espíritu, permaneciendo en su cometido hasta los últimos momentos.

Licenciado en Ciencias Geológicas en 1971 por la Universidad Complutense, ejerció su profesión inicialmente en la empresa privada incorporándose al Instituto Tecnológico Geominero de España en 1974, en donde ha permanecido hasta su fallecimiento acaecido a la temprana edad de 49 años.

Fue en el ITGE donde llevó a cabo su actividad científica más importante. Intervino en la realización del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), participando en la elaboración de más de 70 hojas y sus correspondientes memorias, así como en la investigación en los campos de sedimentología y estratigrafía, geología ambiental y riesgos natu-

rales, cuyos estudios se recogen en una treintena de publicaciones.

En 1990 obtuvo el Doctorado en la Universidad Complutense, con una tesis sobre la sedimentología y petrología de los depósitos lacustres neógenos de la zona prebética en la provincia de Albacete, que mereció la calificación de «cum laude».

Emilio Elizaga fue un gran impulsor del Grupo Español —hoy Sociedad Española— de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, y también fue pionero en España en el desarrollo y puesta en marcha de un sistema de catalogación y protección del Patrimonio Geológico.

Pero las cualidades más sobresalientes de Emilio, las que más echaremos de menos los que tuvimos la fortuna de ser sus amigos y compañeros, eran su honestidad personal, profesional y científica, así como su gran humanidad y generosidad que siempre recordaremos.

FERIAS Y CONGRESOS

24-26 NOVIEMBRE, 1992

Intertunnel'92 - Conferencia y Exposición (Túneles para transporte) - Basilea (Suiza)

Información:

The Conference Office
Intertunnel'92
The Institution of Mining and Metallurgy
44 Portland Place
London W1N 4BR (Inglaterra)

FEBRERO A MAYO, 1993

**Curso de Especialista Universitario (UCM)
Dpto. Cristalografía y Mineralogía
Facultad de CC. Geológicas - Madrid**

Información:

Dra. Emilia García Romero - Dña. Lorena Ortega Menor
Departamento de Cristalografía y Mineralogía
Facultad de CC. Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
28040 Madrid (España)

5-8 MAYO, 1993

Geotechnica'93 - Feria de Colonia

Información:

Geotechnica'93 - Köln Messe
Messeplatz, 1
Postfach 21 07 60-D-5000 Köln 21 (Alemania)

23-28 MAYO, 1993

XVIII Congreso Internacional de Tratamiento de Minerales - Sydney (Australia)

Información:

Jim Woodcock
Conventions & Marketing Coordinator
The Australasian Institute of Mining & Metallurgy
P.O. Box 122
Parkville Vic 3052
Australia

7-10 JUNIO, 1993

Segundo Simposio Internacional sobre Mecanización y Automatización de Minas - Lulea (Suecia)

Información:

D. José Luis Fuentes Cantillana
AITEMIN
Jefe del Departamento de Sistemas
Alenza, 1
28003 MADRID

14 JUNIO, 1993

Tercer Simposio Internacional sobre Canteras Buxton (Inglaterra)

Información:

Jack Berridge
Exhibition Director
Hillhead 93
7 Regent Street
Nottingham NG1 5BY
Inglaterra

5-8 JULIO, 1993

IV Simposio Internacional sobre la fragmentación de las rocas por voladura - Viena (Austria)

Información:

Conference Secretariat
Doz Dr. H. P. Rossmann
Institute of Mechanics
Technical University of Vienna
Wiedner Hauptstrasse 8-10/325
R-1040 Vienna (Austria)

6-9 SEPTIEMBRE, 1993

Conferencia Internacional sobre Minería y Metalurgia de los Minerales Complejos del Níquel Jinchang (China)

Información:

Prof. Chu Youyi
Conference Secretariat of Ni'93
The Nonferrous Metal Society of China
B 12 Fuxing Road
Beijing 100814 (China)

19-21 OCTUBRE, 1993

Infraestructuras Subterráneas de Transporte Tolón (Francia)

Información:

Journees D'Etudes Aftes
Aftes c/o/EDF Bureau 4/69
22-30 Avenue de Wagram
F-75008 Paris (Francia)

26-29 OCTUBRE, 1993

XX Convención de la A.I.M.M.G.M., AC Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de Méjico - Acapulco (Méjico)

Información:

XX Convención de la A.I.M.M.G.M.,
Geomet, A. C.
Apartado Postal 40-283
06140 MEXICO, D. F.

Libros

MINERIA IBEROAMERICANA. REPERTORIO BIBLIOGRAFICO Y BIOGRAFICO.

LOPEZ DE AZCONA, J. M.; GONZALEZ CASASNOVAS, I., y RUIZ DE CASTAÑEDA, E.

Editado por el Instituto Tecnológico Geominero de España. 4 vols. Madrid, 1992.

Este repertorio bibliográfico y biográfico de la minería iberoamericana representa la consumación de un esfuerzo de investigación histórica dilatado a lo largo de más de un siglo.

Hace exactamente cien años, algunos de los ingenieros de minas que integraban la Comisión del Mapa Geológico de España (actualmente, Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE) emprendieron, bajo la dirección de Manuel Fernández de Castro, un ambicioso proyecto: recopilar, en lo que estaba destinado a ser una «Bibliografía minera hispanoamericana», un vasto caudal de informaciones (manuscritos, publicaciones, notas biográficas) sobre el desarrollo histórico en Iberoamérica de la explotación minera y las ciencias vinculadas a ella. La obra se inició en 1891 y se prolongó a lo largo de todo el año siguiente, en un laborioso esfuerzo que tomó, como punto de partida, la bibliografía minera que habían confeccionado en 1871 los ingenieros Maffei y Rúa Figueroa.

Por falta de crédito para su publicación y fallecimiento de los promotores, el proyecto quedó interrumpido y sus logros, por iniciativa del académico Puig y Larraz, custodiados desde entonces en la biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.

Cuando se comenzó a hablar (1987) de aportaciones al V Centenario surgió a la Dirección del ITGE la idea de la preparación de esta obra. Iniciados los trabajos y vista la importancia que alcanzaba, se vio la necesidad de ampliar la promoción de la obra con dos doctorandos en historia hispanoamericana. Gracias a las colaboraciones económicas del Colegio de Ingenieros de Minas de España, de la Sociedad Estatal V Centenario y de varias entidades mineras, se decidió (1990) incorporar al equipo dirigido por el Académico López de Azcona los licenciados González Casasnovas y Ruiz de Castañeda y dar entrada como colaboradores a diversos especialistas españoles e iberoamericanos, en la preparación de lo que habría de ser la primera recopilación bibliográfica y biográfica de alcance continental acerca de la minería y sus ciencias afines iberoamericanas.

Vol. I.—Bibliografía Minera Hispano Americana (1492-1892).

Este primer volumen, con 486 pp., comienza con la presentación de la obra, que firman Camilo Caride de Liñán

y José Ramón Irisarri Yela. Representa la bibliografía, inédita hasta ahora, preparada en 1892 por la Comisión del Mapa Geológico de España. La recopilación consta de 2.156 referencias, la mayoría de ellas sobre minería y metalurgia, si bien sus autores incluyeron también, como ciencias afines, noticias sobre geología, mineralogía, sismología, etc. Una obra de singular importancia, tanto por la información que contiene como por ofrecer un inestimable ejemplo de la profundización científica en el pasado común que, animados por la coyuntura de 1892, emprendieron españoles e iberoamericanos.

Vol. II.—Bibliografía Minera Hispano Americana Suplemento (1492-1892).

Siguiendo los criterios temáticos perfilados por los impulsores iniciales de la Bibliografía, este segundo volumen, con 386 pp., completa el trabajo de aquéllos con 2.219 entradas bibliográficas sobre la minería, geología, etc., de Iberoamérica. La recopilación se realizó con las aportaciones de más de una decena de especialistas españoles e iberoamericanos, que revisaron minuciosamente los principales fondos bibliográficos de sus respectivos países. Como en el primer caso, el volumen se completa con diversos índices que posibilitan un acceso fluido y preciso al repertorio.

Vol. III.—Biografías (1492-1892)

Tal y como se había proyectado en 1892, los repertorios bibliográficos se acompañan con un extenso listado de noticias de carácter biográfico sobre los mineralogistas, mineros, políticos, ingenieros, geógrafos, etc., que, por su vinculación con la explotación minera, aparecen referenciados en la bibliografía en el citado volumen con 548 pp.

Vol. IV.—Bibliografía minera Ibero-Americana (1893-1992)

Este tomo agrupa más de cinco mil referencias —circunscritas ya a la historia de la minería y la metalurgia— en una muestra de la bibliografía contemporánea sin precedentes hasta la actualidad, que se acompaña, gracias a las posibilidades que ha ofrecido el tratamiento informático de los registros, de una completa serie de índices temáticos, geográficos y cronológicos.

Con la edición de esta obra, presentada en acto solemne en el museo del Instituto Tecnológico Geominero de España, se ha culminado un proyecto secular, en el campo bibliográfico y biográfico de la minería y sus ciencias afines.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

911166. **Alzamiento de mesetas y cambio climático.** RUD-DIMAN, W. E., y KUTZBACH, J. E. *Invest. cienc.* (1991), núm. 176, 42-50, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Clima, Variación, Circulación climática, Relieve continente, Meseta, Gas carbónico, Efecto invernadero, Mundo.

911180. **Viajes y expediciones cartográficas.** RODRIGUEZ ROSELLO, N.

Rev. MOPU (1991), núm. 385, 72-76, esp., bibl. ITGE.

* Cartografía, Triangulación, Histórico.

GEOLOGIA REGIONAL

911281. **The geology of the hercynian basement in the Catalanian coastal ranges (NE Spain).** JULIVERT, M., y ZAMARREÑO, I.

Acta Geol. Hisp. (1990), vol. 25, núm. 1-2, 168 pp., ing., bibl. ITGE.

* Cadena Costero Catalana, Orogenia hercínica, Primario, Zócalo.

911289. **El Paleozoico de los Guillerics.** DURAN, M. *Acta Geol. Hisp.* (1990), vol. 25, núm. 1-2, 83-103, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Orogenia hercínica, Roca ígnea, Metamorfismo regional, Metamorfismo de contacto, Microtectónica, Tectónica superpuesta, Cadena Costero Catalana, Provincia Gerona.

ESTRATIGRAFIA

911115. **Mineralogía y geoquímica del tránsito Cretácico-Terciario en la secuencia de Agost (provincia de Alicante, España).** MARTINEZ, F.; ORTEGA, M., y PALOMO, I.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 116-117, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Anomalía, Iridio, Illita, Caolinita, Esmectita, Paligorskita, Grupo serpentina, Grupo arcilla mineral, Composición mineralógica, Límite estratigráfico, Cretácico, Terciario, Provincia Alicante.

911116. **Mineralogía del tránsito Mioceno-Plioceno en el sector NO de la Cuenca de Vera (SE España). Implicaciones paleoambientales.** SANCHEZ BELLON, A.; ORTEGA HUERTAS, M.; SEBASTIAN, E., y BARRAGAN, G.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 118-119, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Paligorskita, Grupo serpentina, Cuenca sedimentaria, Mineralogía arcilla, Paleoambiente, Mioceno, Plioceno, Provincia Almería.

911272. **Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas lacustres cenozoicos de España.** ANADON, P.; CABRERA, L., y ROCA, E.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 167-184, 138 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Cenozoico, Sedimentación lacustre, Cuenca ante-país, Paleoclima, Falla extensión, España.

911280. **Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética).** SORIA, J. M., y FERNANDEZ, J.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 309-319, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Mioceno Sup., Plioceno, Pleistoceno, Ciclo sedimentario, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Cuenca salada, Paleogeografía, Paleoclima, Zona Bética, Provincia Granada.

911282. **Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the catalonian Coastal Ranges (NE Spain).** JULIVERT, M., y DURAN, H. *Acta Geol. Hisp.* (1990), vol. 25, núm. 1-2, 3-12, 33 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.
* Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero, Cadena Costero Catalana.

GEOMORFOLOGIA

911182. **Arrecifes artificiales.** MARTIN, E. F. *Rev. MOPU* (1991), núm. 385, 92-96, esp., bibl. ITGE.
* Arrecife, Deriva litoral, Oleaje, Control erosión, Región Valencia, Islas Canarias.

911184. **Erosión de la Barra del Trabucador durante la tormenta de octubre de 1990.** JIMENEZ, J. A.; SANCHEZ ARCILLA, A.; GARCIA, M. A.; VAN OVEREEM, J., y STEETZEL, M. *Rev. obras públicas* (1991), núm. 3299, 23-30, 2 ref., esp., bibl. ITGE.
* Erosión litoral, Barra litoral, Oleaje, Tempestad, Delta del Ebro, Provincia Tarragona.

GEOLOGIA MARINA

911156. **La dorsal centro-oceánica.** MACDONALD, K. C., y FOX, P. J. *Invest. cienc.* (1990), núm. 167, 52-60, 5 ref., esp., bibl. ITGE.
* Dorsal oceánica, Expansión fondo oceánico, Falla transformante, Desplazamiento falla, Fosa abisal, Tectónica placa, Cámara magmática, Expedición crucero, Dorsal Pacífico Este.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

910819. **La evaluación del impacto ambiental.** *Roc Maquina* (1989), núm. 6, 63-81, 15 ref., esp., bibl. ITGE.
* Estudio impacto medio, Política Estado, Legislación, Cantera, CEE, España.

910825. **Almacenamiento de residuos radiactivos de baja y media actividad.** ZULOAGA, P. *Tecnoambiente* (1991), núm. 3, 35-44, esp., bibl. ITGE.
* Residuo radiactivo, Almacenamiento subterráneo, Elección lugar, Edificio, Reacondicionamiento, Provincia Córdoba.

910826. **Aglomeración de cenizas residuales de pirlita.** BOUSO, C. *Tecnoambiente* (1991), núm. 3, 51-58, esp., bibl. ITGE.
* Residuo industrial, Ceniza residual, Polvo contaminante, Granulometría, Peletización, Reciclado, Cemento industrial, Planta piloto.

910827. **Medio ambiente y energía (I): El entorno medio ambiental de la energía.** ALEGRIA, F. *Tecnoambiente* (1991), núm. 3, 59-69, esp., bibl. ITGE.
* Estudio impacto medio, Energía, Protección medio ambiente, Lluvia ácida, Ozono, Efecto invernadero, Residuo peligroso, Acción preventiva, Tecnología.

910837. **El entorno geológico de las obras públicas.** JIMENEZ SALAS, J. A. *Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat.* (1990), 173-196, 15 ref., esp., bibl. ITGE.
* Obra pública, Mecánica suelo, Mecánica roca, Histórico.

910842. **Ayudas económicas de la CEE en materia de medio ambiente.** *Monografías de la Secretaría General del Medio Ambiente. MOPU* (1990), 196 pp., esp., bibl. ITGE.
* Programa, Cooperación internacional, Subvención, Préstamo, Protección medio ambiente, CEE, España.

910843. **Legislación ambiental aplicable a la minería, nacional, autonómica y comunitaria.** ITGE. *Serie: Ingeniería Geoambiental* (1989), 307 pp., esp., SP. ITGE.
* Legislación minera, Protección medio ambiente, España, CEE.

910844. **Programa Nacional de Estudios Geoambientales aplicados a la minería. Comunidad Autónoma de Navarra.** ITGE. *Serie: Ingeniería Geoambiental* (1989), 170 pp., 16 ref., esp., SP. ITGE.
* Estudio medio, Estudio impacto medio, Cantera, Sustancia no metálica, Protección medio ambiente, Reacondicionamiento, Navarra.

910846. **Entorno y paisaje de una ciudad histórica, Segovia: Caminos para su conservación.** YOLDI, L. *Secr. Gen. Técn. MOPU* (1990), 288 pp., 33 ref., esp., bibl. ITGE.
* Tesis doctoral, Estudio medio, Planificación urbana, Utilización terreno, Provincia Segovia.

911059. **Caracterización mineralógica de partículas atmosféricas.** QUERALT, I., y BATLLE, A. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, 17-18, 5 ref., esp., bibl. ITGE.
* Contaminación, Atmósfera, Variación temporal, Análisis químico, Contaminante, Aerosol, Cuarzo, Yeso, Acción hombre, Provincia Barcelona.

911068. **Caracterización de suelos residuales para su utilización en la obra pública.** SORIANO, J.; GARCIA CALLEJA, M. A., y PRENDES, N. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, 34-35, 7 ref., esp., bibl. ITGE.
* Suelo, Suelo residual, Roca madre suelo, Obras públicas, Propiedad geotécnica.

911143. **Formas, causas y mecanismos de alteración de los materiales pétreos de la torre de la Catedral de Granada.** SEBASTIAN, E.; SORIANO, J.; RODRIGUEZ NAVARRO, C., y ALVAREZ DE BUERGO, M. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, 161-162, 4 ref., esp., bibl. ITGE.
* Edificio, Piedra de construcción, Material ornamentación, Alteración meteórica, Contaminante, Cristalización, Disolución, Provincia Granada.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

911155. **Archaeopteryx.** WELLNHOFER, P. *Invest. cienc.* (1990), núm. 166, 42-50, 3 ref., esp., bibl. ITGE.
* Archaeornites, Archaeopteryx, Evolución biológica, Anatomía esqueleto, Morfología funcional, Adaptación, Paleoenvironment, Jurásico.

TECTONICA

911283. **The Hercynian structure of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain).** JULIVERT, M., y DURAN, H. *Acta Geol. Hisp.* (1990), vol. 25, núm. 1-2, 13-21, 22 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.
* Orogenia hercínica, Foliación, Exfoliación pizarrosa, Esquistosidad, Microtectónica, Cadena Costero Catalana.

HIDROLOGIA. HIDROGEOLOGIA

911149. **Reconocimiento limnológico de embalses por teledetección: aplicación a la Cuenca del Tajo.** ORTIZ CASAS, J. L., y PEÑA, R. *Ing. civ.* (1991), núm. 78, 5-14, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Limnología, Embalse, Teledetección multispectral, Cartografía automática, Cuenca Tajo.

911150. **La calibración automática de parámetros en los modelos hidrológicos determinísticos.** ESTRELLA, T. *Ing. civ.* (1991), núm. 78, 19-34, 19 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Calibración, Modelo matemático, Caudal, Balance agua, Optimización.

911183. **La calidad del agua.** ALMENDRAL, J. M. *Rev. obras públicas* (1991), núm. 3298, 73-75, esp., bibl. ITGE.
* Calidad agua, Gestión recursos agua.

911185. **Modelos de simulación de la calidad del agua de los ríos Nalón, Caudal y Nora (Asturias, España). II. Calibrado de modelos.** SAINZ BORDA, J. A.; ASCORBE, A.; LIANO, A.; PRESMANES, M., y TEJERO, I. *Rev. obras públicas* (1991), núm. 3299, 37-46, 7 ref., esp., bibl. ITGE.
* Calidad agua, Contaminación, Río, Simulación, Modelo, Calibrado, Residuo industrial, Residuo doméstico, Asturias.

911186. **Contaminación de aguas subterráneas. Los nitratos y su incidencia en España.** FERNANDEZ RUIZ, L.; LOPEZ GETA, J. A.; NAVARRETE, P.; OCAÑA, L., y SANCHEZ GUZMAN, J. *Tecnoambiente* (1991), núm. 5, 47-52, esp., bibl. ITGE.
* Agua subterránea, Acuífero, Contaminación, Abono, Nitrito, Residuo industrial, Acción preventiva.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

911037. **Técnica de topografía de rayos X Berg-Barrett. Características y aplicaciones.** GUIBERTEAU, F.; LUMBREIRA, F. L.; PEREZ, J., y DOMINGUEZ, A. *Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.* (1990), vol. 29, núm. 6, 393-402, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Difracción RX, Dislocación cristalina, Imperfección cristalina, Imperfección de superficie, Proyección estereográfica, Ecuación matemática.

911041. **Dureza de minerales cerámicos.** LISO, M. J., y ALBARRAN, C. *Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.* (1990), vol. 29, núm. 6, 423-424, 4 ref., esp., bibl. ITGE.
* Mineral, Dureza, Materia prima, Cerámica.

911042. **Crecimiento de cristales en geles a través de la técnica de interferometría holográfica.** SANTOS, A. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, 4 ref., esp., bibl. ITGE.
* Crecimiento cristalino, Gel coloidal, Interferometría, Holografía.

911043. **Estudio computacional de la transmitancia óptica en sistemas precipitantes. Aplicación a los casos de nucleación y crecimiento.** MARTIN, J.; GARCIA RUIZ, J. M., y ALCANTARA, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, esp., bibl. ITGE.

* Nucleación, Crecimiento cristalino, Precipitación, Simulación, Probabilidad.

911065. **Aplicación del análisis digital de imagen al estudio de la reactividad potencial de áridos silicatados.** PRENDES, N.; SORIANO, J., y GARCIA CALLEJA, M. A. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, 29-30 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Análisis imagen, Hormigón, Cemento industrial, Material construcción, Reacción química.

MINERALOGIA: SILICATOS

911050. **Espectroscopia IR y micro-Raman de filosilicatos. I. Talcos.** RULL, F.; MEDINA, J.; PRIETO, A. C.; DEL VALLE, A.; ALIA, J. M., y ACOSTA, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —5—, esp. bibl. ITGE.

* Filosilicato, Talco, Espectro Raman, Espectro IR, Vibración, Estructura cristalina.

911053. **Estudio térmico de allanitas naturales.** MIRAS, A. HERNANDEZ, M. J.; FORTEZA, M., y ALVAREZ, M. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —10—, esp., bibl. ITGE.

* Allanita, Sorosilicato, Análisis térmico, Propiedad óptica, Metamictización, Deshidratación, Provincia Badajoz.

911054. **Estudio térmico de cloritas trioctaédricas naturales.** PRIETO, A. C.; MARTIN, F.; LOBON, J. M., y RULL, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —11—, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Clorita, Grupo clorita, Análisis térmico, Propiedad termoquímica, Análisis químico.

911060. **Estimación semicuantitativa e interestratificados I/S del tipo IS e ISII, en mezclas con illita discreta.** AROSTEGUI, J.; ZULUAGA, M. C., y VELASCO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 19-20, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Illita, Smectita, Grupo mica, Grupo arcilla mineral, Poder reflector mineral, Mineral interestratificado, Difracción RX, Metodología, Composición mineralógica.

911061. **Caracterización por DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba).** ABAD, M. M., y MARTIN RAMOS, J. D.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 21-22, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Feldespato potásico, Grupo feldespato, Pegmatita, Difracción RX, Provincia Córdoba.

911063. **Evaluación de las fases no cristalinas en cerámicas arqueológicas por DRX.** HUERTAS, F. J.; HUERTAS, F., y LINARES, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 25-26, esp., bibl. ITGE.

* Cerámica, Material amorfo, Difracción RX, Poder reflector mineral.

911064. **La DRX y el análisis de imagen en el estudio de cerámicas arqueológicas: aplicación a las cerámicas neolíticas de Alonso Norte (Alcañiz, Teruel).** GALLART, M. D.; MATA, M. P., y LOPEZ AGUADO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 27-28, 5 ref., esp., bibl. ITGE.

* Cerámica, Util prehistórico, Dato RX, Dato mineral, Fotografía, Análisis imagen, Neolítico, Yacimiento arqueológico, Provincia Teruel.

911069. **Propiedades superficiales de las arcillas magnéticas de la Cuenca de Madrid y evaluación del método del azul de metileno.** REDONDO, R.; CUEVAS, J.; MORENO, A.; POZO, M., y LEGUEY, S.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 36-37, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Arcilla, Capacidad cambio ión, Floculación, Adsorción, Saponita, Stevensita, Sepiolita, Grupo arcilla mineral, Propiedad superficie.

911070. **Efecto de la molienda en la disolución de sepiolita.** CORNEJO, J.; RAMIREZ OTERINO, A., y HERMOSIN, M. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 38-39, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sepiolita, Grupo arcilla mineral, Molienda, Cristalinidad, Materia amorfa, Disolución, Acido.

911071. **Estudio comparativo de diversos mecanismos de disolución ácida de sepiolita.** CORNEJO, J., y HERMOSIN, M. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —40—, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sepiolita, Grupo arcilla mineral, Disolución, Acido, Acido clorhídrico.

911072. **Cinética de la síntesis hidrotermal de caolinita.** HUERTAS, F. J.; HUERTAS, F., y LINARES, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 41-42, esp., bibl. ITGE.

* Caolinita, Grupo arcilla mineral, Síntesis, Energía activación, Hidrólisis.

911073. **Hidrólisis de materiales cerámicos. Estudio preliminar.** NUÑEZ, R.; CAPEL, J., y REYES, E.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 43-44, esp., bibl. ITGE.

* Hidrólisis, Cerámica, Temperatura, Materia amorfa, Yacimiento arqueológico, Provincia Almería.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

911044. **Estudio morfológico y textural de una película delgada de diamante metaestable.** GARCIA RUIZ, J. M.;

MARTIN RAMOS, D.; MESSIER, R., y MARTIN CALLEJA, J. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* (1990), vol. 13, núm. 1, esp., bibl. ITGE.

* Diamante, Elemento nativo, Diagrama equilibrio, Nucleación.

911045. **Influencia de la evolución del pH en la conducta de nucleación de carbonatos en sistemas difusión-reacción.** PRIETO, M.; FERNANDEZ DIAZ, L., y LOPEZ ANDRES, S.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, esp., bibl. ITGE.

* Crecimiento cristalino, Gel coloidal, pH, Carbonato, Nucleación.

911047. **La stolzita de la Tala (Salamanca): Resolución estructural y espectro de reflectancia.** MOREIRAS, D.; MARCOS, C.; GARCIA GRANDA, S.; MARTIN IZARD, A.; VELASCO, F.; ARRIBAS, A., y MERCHAN, J. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —2—, 4 ref., esp., bibl. ITGE.

* Tungstato, Stolzita, Estructura cristalina, Malla elemental, Dato mineral, Índice refracción, Poder reflector mineral, Provincia Salamanca.

911048. **Estudio del proceso de rehidratación de la basanita mediante espectroscopia IR y Raman.** ALIA, J. M.; RULL, F.; ALVAREZ, J. L.; GARCIA, A. R., y PRIETO, A. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —3—, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sulfato, Basanita, Yeso, Espectro IR, Espectro Raman, Hidratación, Deshidratación.

911052. **El contenido en agua en las formaciones salinas.** DE LAS CUEVAS, C., y PUEYO, J. J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 8-9, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Contenido en agua, Sal gema, Inclusión fluida, Agua constitución, Agua intersticial, Análisis termogravimétrico.

911057. **Luminiscencia fotoestimulada del Mn²⁺ en apatito.** LIFANTE, G., y CALDERON, T.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —14—, esp., bibl. ITGE.

* Apatito, Fosfato, Luminiscencia, Manganeseo, Color, Espectro, Portugal.

911062. **Caracterización de sideritas y anqueritas de los yacimientos de hierro de Bilbao por DRX, FTIR Mössbauer.** GIL, P. P.; PESQUERA, A., y VELASCO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 23-24, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Siderita, Anquerita, Carbonato, Análisis químico, Espectro Mössbauer, Difracción RX, Espectro IR, Dato microsonda electrónica, Malla elemental, Provincia Vizcaya.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

911111. **Utilidad de la mineralogía en el análisis de cuencas: Aplicación al Sector Centromeridional de la Depre-**

sión del Ebro. GONZALEZ LOPEZ, J. M.; FERNANDEZ NIETO, C.; PEREZ, A.; VILLENA, J., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 110-111, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Composición mineralógica, Interpretación, Cuenca sedimentaria, Paleogeografía, Cuenca Ebro.

911112. **Caracterización mineralógica, química y evolución geoquímica de los materiales terciarios del Area del Río Perejiles (Cuenca de Calatavud).** ARAUZO, M.; GONZALEZ LOPEZ, J. M., y LOPEZ AGUAYO, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 112-113, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Composición mineralógica, Asociación mineral, Análisis químico, Coeficiente repartición, Perfil geoquímico, Cuenca sedimentaria, Mioceno, Cuenca Ebro, Provincia Zaragoza.

911113. **Diagenetic processes in «varicoloured» from the Italian Pennines.** VENIALE, F.; SETTI, M., y GRANATA, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —114—, ing., bibl. ITGE.

* Diagénesis, Autigénesis, Sedimento, Arcilla, Dickita, Illita, Clorita, Grupo arcilla mineral, Grupo clorita, Control tectónico, Cadena Apeninos.

911114. **Primera aportación al estudio mineralógico de las arcillas del Sector Oriental del Campo Arañuelo (Toledo).** LERMA, I.; DE ANDRES, A.; MUÑOZ, I., y VICENTE, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —115—, esp., bibl. ITGE.

* Arcilla, Acuifero, Interfase sedimento-agua, Dato mineral, Provincia Toledo.

911117. **Las margas «tegulinas» del Prebético de Alicante. Precisiones aportadas por su composición mineralógica.** LOPEZ GALINDO, A., y LOPEZ GARRIDO, A. C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 120-121, esp., bibl. ITGE.

* Marga, Composición mineralógica, Albense, Cenomane, Zona Prebética, Zona Bética, Provincia Alicante.

911271. **Sistemas lacustres cenozoicos de España.** ANADON, P., y CABRERA, L.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 154 pp., esp., bibl. ITGE.

* Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Cenozoico, España.

911273. **Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo Occidental).** RAMON, E.; CABRERA, L., y MARZO, M.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 185-203, 50 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Megaciclo sedimentario, Eoceno Medio, Bartonense, Oligoceno, Baleares, Isla Mallorca.

911274. **Los sistemas lacustres del Eoceno Superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro.** ANADON, P.; CABRERA, L.; COLLDEFORNIS, B., y SAEZ, A.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 205-230, 104 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Ciclo sedimentario, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Paleogeografía, Paleoclima, Eoceno Sup., Priabonense, Oligoceno, Chatiense, Cuenca Ebro.

911275. **Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno Inferior.** SALVANY, J. M.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 231-241, 28 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Evaporita, Oligoceno, Mioceno Inf., Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Cuenca salada, Tectónica sinsedimentaria, Cuenca Ebro, Navarra, Provincia Logroño.

911276. **Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (Sectores central y occidental) durante el Mioceno.** PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G., y VILLENA, J.

Acta Geol. Hisp. (1989), vol. 24, núm. 3-4, 243-257, 32 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Roca carbonatada, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Litofacies, Tectónica sinsedimentaria, Cuenca salada, Mioceno, Cuenca Ebro, Provincias Logroño, Zaragoza.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

911066. **Estudio automatizado de la textura de rocas mediante tratamiento de imagen y sus aplicaciones.** ALVAREZ, A.; PLANA, F., y PUIG, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —31—, esp., bibl. ITGE.

* Petrofábrica, Textura, Roca, Análisis imagen, Mármol sustancia, Material ornamentación, Italia, Turquía, Grecia.

911074. **Microestructura y microanálisis de piroxenos cristalizados en vidrios obtenidos a partir de rocas basálticas canarias.** VICENTE, I.; CALLEJA, P., y RINCON, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 45-46, 5 ref., esp., bibl. ITGE.

* Piroxeno, Grupo piroxeno, Basalto, Microestructura, Textura, Análisis químico, Material vidrio, Canarias.

911119. **Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación.** GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 122-124, 14 ref., esp., bibl. ITGE.

* Pegmatita, Metamorfismo regional, Anatexia, Provincia Córdoba.

911127. **Los enclaves con espinela +/- corindón de los granitoides calcoalcalinos postectónicos.** SUAREZ, O.; ARIAS, D.; CORRETGE, L. G., y CUESTA, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —137—, esp., bibl. ITGE.

* Enclave roca, Espinela, Corindón, Oxido, Granito, Composición calcoalcalina.

911128. **Procesos de moscovitización en granitos calcoalcalinos postectónicos.** CUESTA, A.; CORRETGE, L. G., y SUAREZ, O.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —138—, esp., bibl. ITGE.

* Moscovitización, Granito, Composición calcoalcalina, Intrusión, Proceso postectónico, Provincias La Coruña, Pontevedra.

911129. **Nuevas aportaciones sobre la petrología y geoquímica del Plutón de Peña Prieta (Zona Cantábrica, N de España).** GALLASTEGUI, G.; SUAREZ, O.; CUESTA, A., y CORRETGE, L. G.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —139—, esp., bibl. ITGE.

* Stock, Magmatismo, Composición calcoalcalina, Dato mineral, Región Cantábrica.

911131. **Tipología de circón en los granitoides del domo térmico Boal-Los Ancares. Zona Astur Occidental Leonesa.** CORRETGE, L. G.; SUAREZ, O., y FERNANDEZ SUAREZ, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —141—, esp., bibl. ITGE.

* Circón, Oxido, Granito, Anatexia, Composición calcoalcalina, Región Cantábrica, Arco Asturiano.

911133. **Sobre la presencia de uraninita como mineral primario de uranio en el granito de Trujillo (Cáceres) y su relación con las mineralizaciones de este elemento en dicho plutón.** REGUILON, R.; ARRIBAS, A., y MARTIN IZARD, A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —143—, esp., bibl. ITGE.

* Uraninita, Uranio sustancia, Granito, Oxido, Filón, Asociación mineral, Provincia Cáceres.

911136. **Las episienitas de la Sierra de Guadarrama, propuesta de clasificación petrográfica.** CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; PELLICER, J. M., y TORNOS, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 148-149, esp., bibl. ITGE.

* Sienita, Alteración hidrotermal, Epigénesis, Control tectónico, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

911138. **Emplacement and compositional features of granitic and metamorphic xenoliths in Stephanian-Permian calc-alkaline andesites (Rama Aragonesa, Iberian Chain).** LAGO, M.; TORRES, J. A.; AUQUE, L. F.; MANDADO, J., y VAQUER, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 152-153, esp., bibl. ITGE.

* Enclave roca, Granito, Roca metamórfica, Asociación mineral, Andesita, Estefaniense, Pérmico, Macizo Ibérico.

911139. **Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino, Trías-Lías, en el borde sur de las Cadenas Costero Catalanas (Tarragona).** LAGO, M.; POCOVÍ, A.; BASTIDA, J.; VAQUER, R.; ZACHMANN, D., y TORRES, J. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 154-155, esp., bibl. ITGE.

* Magmatismo, Composición alcalina, Enclave roca, Tierra rara, Trías, Hetangiense, Cadena Costero Catalana, Provincia Tarragona.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

911067. **Teledetección, proceso de imágenes e integración gráfica: nuevas herramientas para la exploración minera.** ORTEGA, E.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 22-33, esp., bibl. ITGE.

* Prospección minera, Teledetección, Análisis imagen, Cooperación internacional, CEE, Almadén, Provincia Ciudad Real.

YACIMENTOLOGIA: METALES

911075. **Mineralogía y química de los sulfuros de Ni-Fe-Cu asociados a las rocas ultramáficas del Macizo de Herbeira (Complejo de Cabo Ortegal, La Coruña).** MONTE-RRUBIO, S., y LUNAR, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 47-48, 9 ref., esp., bibl. ITGE.

* Sulfuro cobre, Sulfuro hierro, Níquel sustancia, Dato microsonda electrónica, Piroxenita, Peridotita, Composición ultrabásica, Serpentinización, Galicia, Provincia La Coruña.

911076. **Horzaco: un claro ejemplo de mineralización de Pb-Zn-Hg de edad pérmica (Cordillera Cantábrica, NO de España).** MARTINEZ GARCIA, E.; LUQUE, C., y BURKHARDT, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —49—, esp., bibl. ITGE.

* Filón, Yacimiento plomo-cinc, Mercurio sustancia, Discordancia, Pérmico, Región Cantábrica.

911077. **Variaciones de elementos traza (Pb, Zn, Sr, Mn y Fe) en rocas carbonatadas próximas a las mineralizaciones de esfalerita-galena en la Zona Centro de Cantabria (España).** BRAVO, J. I.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, 50-51, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Roca carbonatada, Análisis elemento traza, Galena, Esfalerita, Sulfuro, Fluido mineralizador, Génesis yacimiento, Región Cantábrica.

911078. **Mineralizaciones de Hg-As-Sb en el borde occidental de la Cuenca Carbonífera de Asturias y su relación con la tectónica.** LUQUE, C.; MARTINEZ GARCIA, E.; GARCIA IGLESIAS, J., y GUTIERREZ CLAVEROL, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —52—, esp., bibl. ITGE.

* Sulfuro, Mercurio sustancia, Arsénico sustancia, Antimonio sustancia, Yacimiento epitermal, Filón, Falla transcurrente, Control tectónico, Región Cantábrica, Asturias.

911079. **Mineralogía y texturas del yacimiento de sulfuros de Mutilloa: Mina Troya, Guipúzcoa.** VELASCO, F.; FERNANDEZ MARTINEZ, J. M.; HERRERO, J. M., y FANO, H.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 53-54, esp., bibl. ITGE.

* Sulfuro, Yacimiento estratoide, Calcopirita, Galena, Siderita, Pirita, Esfalerita, Textura, Urganiano, Aptiense, Albiense, Provincia Guipúzcoa.

911080. **Primeras evidencias sobre una mezcla de salmueras mineralizadoras en el entorno de los yacimientos de siderita de Bilbao.** ALVAREZ DIEGUEZ, L.; VELASCO, F., y ORTIZ HINGELMO, B.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —55—, esp., bibl. ITGE.

* Inclusión fluida, Siderita, Calcita, Carbonato, Fluido mineralizador, Diagénesis, Salmuera, Cretácico, Provincia Vizcaya.

911082. **Mineralizaciones de Pb-Zn asociadas a procesos de karstificación en medio reductor en la base del Weald.** PEREZ INGELMO, J. A., y BLANCO, J. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —57—, esp., bibl. ITGE.

* Sulfuro, Plomo sustancia, Cinc sustancia, Karst, Dolina de hundimiento, Medio óxido-reductor, Medio anaerobio, Kimmeridgiense, Provincia Soria.

911083. **Mineralizaciones de Pb-Zn(Ag) asociadas a rocas volcánicas del distrito de Mazarrón (Murcia). Geoquímica y metalogénia.** MORALES, J., y FENOLL, P.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —58—, esp., bibl. ITGE.

* Sulfuro, Plomo sustancia, Cinc sustancia, Plata sustancia, Roca volcánica, Stockwerk, Zona Bética, Provincia Murcia.

911085. **Geología, petrología y geoquímica de las mineralizaciones de mercurio del sector de Corchuelo (Almadén, Ciudad Real).** BORRERO, J., y HIGUERAS, P.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 61-62, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mercurio sustancia, Cinabrio, Sulfuro, Yacimiento epitermal, Composición alcalina, Lava, Sinclinal, Provincia Ciudad Real.

911089. **Geoquímica de mineralizaciones de barita en el SO del macizo Ibérico.** MIRAS, A., y GALAN, E.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 68-69, esp., bibl. ITGE.

* Anomalía, Bario, Barita sustancia, Remoción mineral, Diagénesis, Sr87-Sr86, Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Sevilla.

YACIMENTOLOGIA: NO METALES

911038. **Nuevos métodos para mejorar la calidad de la materia prima en la producción de azulejos.** POPOV, A.;

MARINOV, M.; VALERA, Z.; STOEV, S.; KUZEV, L.; GRUDEV, S., y SEWLOV, B.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1990), vol. 29, núm. 6, 403-407, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Materia prima, Caolín sustancia, Cerámica, Lixiviación, Hierro, Propiedad mecánica, Método nuevo, Calidad mineral.

911039. **Insuficiencia de los métodos de caracterización industrial de caolines para procesos cerámicos.** CONDE PUMPIDO, R.; GUITIAN, F.; CAMPILLO, G., y VARELA, A. *Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.* (1990), vol. 29, núm. 6, 409-413, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Materia prima, Caolín sustancia, Cerámica, Demanda, Calidad, Composición mineralógica, Granulometría, Porosidad, Análisis químico, Color, Propiedad mecánica.

911040. **Measurement of residual stresses in engineering ceramics by X-ray diffraction. A case study of spanish basalt glass-ceramic.** PARK, J. S.; SCHACKELFORD, J. F.; RINCON, J. M.; CALLEJAS, P., y DE VICENTE, I. *Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.* (1990), vol. 29, núm. 6, 414-420, ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Basalto, Vidrio, Cerámica, Difracción RX, Tensión, Propiedad termoquímica, Isla Gomera, Canarias.

911046. **Sulfatos de la Península Ibérica: Aspectos cristalográficos.** RODRIGUEZ GALLEGO, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —1—, esp., bibl. ITGE.

* Inventario, Sulfato, Cianotriquitita, Pickenigita, Península Ibérica.

911049. **Análisis de la cinética de rehidratación de la basanita.** SOBRON, F.; RULL, F.; ALVAREZ, J. L.; GARCIA, A. R., y ALIA, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —4—, esp., bibl. ITGE.

* Sulfato, Basanita, Yeso, Hidratación, Temperatura, Variación.

911051. **Las inclusiones fluidas en cristales de sal.** GARCIA VEIGAS, J.; PUEYO, J. J., y AYORA, C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 6-7, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Cristal, Inclusión fluida, Halita, Crecimiento cristalino, Velocidad crecimiento, Evaporación, Medio hipersalino.

911084. **Fenómenos epitermales asociados al vulcanismo pérmico de Atienza, Sistema Central Español.** CONCHA, A.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; SIERRA, J., y LILLO, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 59-60, 7 ref., esp., bibl. ITGE.

* Manifestación volcánica, Yacimiento epitermal, Barita sustancia, Propilitización, Arcilla, Pérmico, Provincia Guadalupe.

911086. **Las mineralizaciones de fluorita de Castillo de las Guardas: Control estructuras.** FLORES, E.; SAEZ, R., y RUIZ DE ALMODOVAR, G.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, —63—, esp., bibl. ITGE.

* Fluorita sustancia, Yacimiento hidrotermal, Filón, Control tectónico, Transgresión, Falla diestra, Provincia Sevilla.

911087. **Mineralogía y geoquímica del filón de fluorita Ana Mary (Lanusa, Huesca).** SUBIAS, J., y FERNANDEZ NIETO, C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 64-65, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Fluorita sustancia, Filón, Carbonato, Análisis elemento traza, Provincia Huesca.

911088. **Geología y depósitos de barita del Cerro del Hierro (Sevilla).** MIRAS, A., y RODRIGUEZ, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 66-67, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Barita sustancia, Paleokarst, Relleno kárstico, Roca carbonatada, Remoción mineral, Cámbrico Inf., Hercínico Sur, Provincia Sevilla.

911090. **Estudio geoquímico de la mineralización de baritina de Aladrén (Zaragoza).** OSACAR, M. C.; BESTEIRO, J., y RODRIGUEZ MARTINEZ, J.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1990), vol. 13, núm. 1, 70-71, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Barita sustancia, Filón, Burnonita, Sulfosal, Análisis químico, Distribución estadística, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

ECONOMIA MINERA

911144. **Necesidad de una política de seguridad minera.** GARCIA FONSECA, M.

España Seguridad Minera (1990), núm. 9, —7—, esp., bibl. ITGE.

* Seguridad, Mina, Explotación, Legislación minera, Política Estado.

911145. **Las rocas ornamentales.** SOLAR, J. B.

España Seguridad Minera (1990), núm. 9, 9-15, esp., bibl. ITGE.

* Piedra construcción, Material ornamentación, Mármol sustancia, Granito sustancia, Pizarra sustancia, Importación, Exportación, Mercado, España.

911146. **En la minería se está operando un profundo cambio estructural.** FERNANDEZ VILLA, J. A.

España Seguridad Minera (1990), núm. 9, 17-19, esp., bibl. ITGE.

* Mina, Carbón, Mano de obra, Economía minera, Planificación, Política Estado, Optimización, Gestión producción, Capacidad producción, CEE, España.

911147. **La previsión y control de la subsidencia originada por explotaciones subterráneas como un objetivo de la seguridad minera (I).** GOMEZ DE LAS HERAS, J., y OCHOA, A.

Ind. min. (1991), núm. 306, 33-36, esp., bibl. ITGE.

* Seguridad, Mina, Subsidencia, Previsión, Simulación, Modelo 3 dimensiones, ITGE.

911148. **Catastro y Minería.** HIDALGO, F.

Ind. min. (1991), núm. 306, 57-60, esp., bibl. ITGE.

* Legislación minera, Recurso mineral, Título mineral, Planificación urbana, Fiscalidad.

911170. **La industria minera española en 1988.** ITGE.

Panorama Minero (1988), 7-20, esp., SP. ITGE.

* Recurso mineral, Materia prima, Panorama mineral, Producción, Valor producción, Valor importación, España.

911171. **La industria minera mundial en 1988.** ITGE.

Panorama Minero (1988), 22-25, esp., SP. ITGE.

* Carbón, Petróleo, Gas natural, Uranio sustancia, Metal sustancia, Producción, Consumo, Precio, Mercado, Demanda, Mundo.

911176. **Metodología para la catalogación de reservas y recursos de materias primas minerales.** ITGE.

Panorama Minero (1988), 421-426, esp., SP. ITGE.

* Materia prima, Recurso mineral, Clasificación, Nomenclatura.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería
y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio
de Industria, Comercio y Turismo

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid. España
Teléfono: 250 02 03

Suscrip. anual (6 núms.). Año 1992: 5.280 ptas.

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección Teléfono

Ciudad (provincia) D. P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA
DATE

FIRMA
SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

