



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

20 ENE 1992

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 103

Julio - Agosto 1992

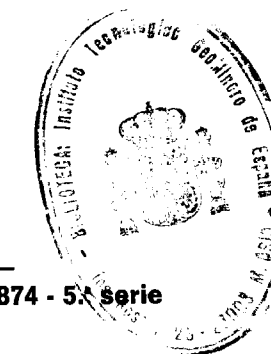
NUMERO 4



Volumen 103
Número 4
Julio - Agosto 1992

boletín geológico y minero

20 ENE 1993



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

Sumario

Geología	B. ESCANDELL, L. MORAGUES y E. RAMOS-GUERRERO: Geología de los alrededores de Sineu-Sant Joan: zona central de la isla de Mallorca (Mediterráneo Occidental) 3
	G. LOPEZ: Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la Cuenca Navarro-Cántabra y de la Plataforma Norcastellana.—Parte III: Estudio sistemático del subgénero <i>Platyceramus</i> Seitz 23
Aguas subterráneas	A. NAVARRO ALVARGONZALEZ: Miniprogramas (I).—Programas simples para modelado de acuíferos 82
Geoquímica	R. JIMENEZ-ESPINOSA y M. CHICA-OLMO: Aplicación del Krigeaje Factorial al estudio de anomalías geoquímicas 103
Ingeniería geoambiental	E. ALBERRUCHE DEL CAMPO: Cabecera del río Sor. Caracterización de su medio físico 110
Estudio de Minerales y Rocas	J. GONZALEZ DEL TANAGO, M. PEINADO Y J. L. BRANDLE: Turmalinas pegmatíticas y metasomáticas de Sierra Albarrana, Córdoba (España). 126
Información	A. LA IGLESIA: Comentario al artículo científico publicado por Louis Proust en 1804 sobre los minerales «platas rojas» 143
	Noticias y Notas Bibliográficas 149

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

Canteras para la extracción de granito ornamental en Porriño (Pontevedra).

Autor: Félix Bellido Mulas

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

Geología de los alrededores de Sineu-Sant Joan: zona central de la isla de Mallorca (Mediterráneo Occidental).

Por B. ESCANDELL (*), L. MORAGUES (*) y E. RAMOS-GUERRERO (**)

RESUMEN

A partir de observaciones de campo y de sondeos, se ha realizado el estudio geológico de un área aproximadamente delimitada por las localidades de Sineu, St. Joan, Ariany y Sta. Margalida, en la zona central de la isla de Mallorca.

El registro estratigráfico del área abarca a partir del Triásico Superior (facies Keuper), e incluye dos lagunas estratigráficas principales; la inferior, que es extensiva a la mayor parte de la isla de Mallorca, abarca el Cretácico Superior, el Paleoceno y el Eoceno Inferior y Medio. La laguna estratigráfica superior posee un carácter más local y abarca prácticamente la totalidad del Plioceno. Las litofacies mesozoicas y neógenas son similares y correlacionables con las del resto de la isla, mientras que las paleógenas poseen características que son propias de la zona central de Mallorca.

Estructuralmente, la zona está constituida por la superposición de cuatro unidades tectónicas cabalgantes, delimitadas mediante planos de cabalgamiento subhorizontales. La dirección del transporte es hacia el NO, y el acortamiento es del orden del 55 por 100. Estos materiales están posteriormente afectados por la acción de un conjunto de fallas normales con direcciones predominantes NO-SE a N-S y NE-SO que compartimentan la zona en una serie de bloques relativamente elevados y hundidos. El conjunto está fosilizado por sedimentos postorogénicos del Mioceno Superior.

Palabras clave: Geología regional, Zona Central, Mallorca.

ABSTRACT

This paper deals with the stratigraphic and structural results of a geological study carried out in the Central Zone of Mallorca Island. These results are based on surface and available borehole data.

The recorded sedimentary sequences range from Upper Triassic to Quaternary in age, although two major stratigraphic gaps occur. The first gap includes the Upper Cretaceous-Middle Eocene and is extensively recorded all over Mallorca. The second gap results in the absence of the pliocene sequences. Both, the Mesozoic and Neogene sedimentary sequences recorded in the study area are similar to those of the same age recorded in other zones of Mallorca Island. On the contrary, the major features of the Paleogene rocks differ from those observed in other Paleogene sequences of the Island.

Mesozoic, Paleogene and Early to Middle Miocene sequences were folded and thrust during the alpine compression which gave rise to the Betic Orogen. Four tectonic units, bounded by subhorizontal surfaces are defined. Transport direction of these units was to the NW and shortening of about 55 per 100 is deduced.

Extensional tectonics affected the zone after Langhian and normal, NW-SE to N-S and NE-SW orientated faults developed.

The structured Mesozoic-Middle Miocene sedimentary record in the study area is unconformably overlain by Upper Miocene to Quaternary post tectonic sequences.

Key words: Regional geology, Central Zone, Mallorca Island, Western Mediterranean, Betic orogen.

(*) LIGNITOS, S. A., c/ Joan Maragall, 16, Palma de Mallorca.

(**) Departamento de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Universidad de Barcelona.

1. INTRODUCCION

Las Islas Baleares forman un archipiélago que constituye las partes emergidas del Promontorio Balear, prolongación hacia el NE de las Cor-

dilleras Béticas (fig. 1). El Promontorio Balear divide la cuenca mediterránea occidental en el Surco de Valencia, situado al NO, y la Cuenca Argelina, situada al SE, y conlleva un incremento del espesor de la corteza continental, que adquiere valores de hasta 27 Km (BIJU-DUVAL et al., 1974). El Promontorio Balear termina abruptamente por el NE mediante el escarpe de Menorca, supuesta falla transformante que desplaza el bloque corso-sardo y dio origen a la abertura del Golfo de León.

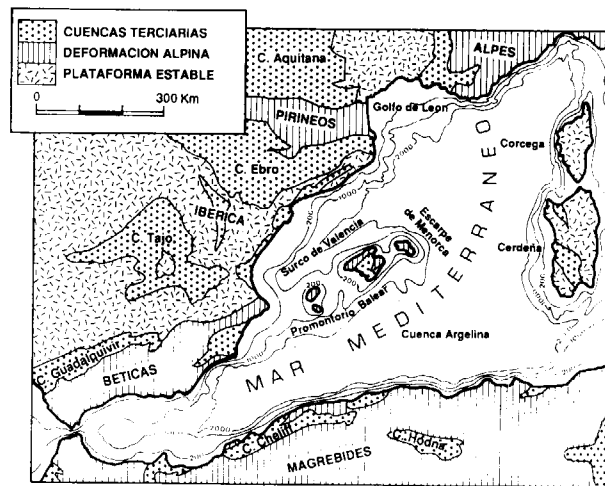


Figura 1.—Situación de las Baleares en el Mediterráneo Occidental. Modificado de BIJU-DUVAL et al. (1974).

A grandes rasgos, el área actualmente ocupada por el Promontorio Balear experimentó una extensión y adelgazamiento cortical durante el Mesozoico. Durante el Cenozoico este régimen se invirtió, produciéndose un importante acortamiento y engrosamiento cortical ligado al desarrollo de un sistema de cabalgamientos que alcanzó su máxima intensidad durante el Mioceno Inferior-Medio. Finalmente el área ha sido sometida a un régimen distensivo desde el Mioceno Medio.

Mallorca es la mayor de las Islas Baleares, y su relieve actual es el resultado, en gran parte, de la actuación de un conjunto de fallas extensionales post-langhienses de direcciones predominantes NE-SO, que han originado un sistema de horsts y grabens. Los grabens forman cubetas colmatadas por sedimentos postorogénicos que

pueden alcanzar los 1.500 m. de espesor (BENEDICTO, 1991) y constituyen áreas deprimidas localizadas preferentemente en la zona central de la isla (fig. 2). Los horts forman los relieves de las dos sierras principales: la de Tramuntana en el límite NO y la de Llevant al E, así como las pequeñas elevaciones de la zona central que forman los macizos de Randa y Sineu, este último objeto del presente trabajo (fig. 2). La estructura interna de estos relieves ha sido estudiada por numerosos autores; entre ellos cabe destacar los trabajos de FALLOT (1922), ALVARO (1987) y GELABERT et al. (1992) en la Sierra de Tramuntana; DARDER (1913, 1921 y 1925 a), SABAT (1986) y SABAT et al. (1988) en la Sierra de Llevant, y ANGLADA et al. (1986) en el Macizo de Randa. La característica común de todos estos horts es la de estar constituidos por un conjunto de escamas cabalgantes imbricadas que muestran direcciones de desplazamiento hacia el NO. Los horts están formados por materiales que incluyen desde el Paleozoico hasta el Mioceno Medio.

2. ESTRATIGRAFIA

El registro estratigráfico de la isla de Mallorca comprende desde el Carbonífero al Cuaternario, e incluye dos *gaps* principales. El inferior afecta al Carbonífero Superior y gran parte del Pérmico, mientras que el Superior afecta localmente al Cretácico Superior y de manera más generalizada al Paleoceno y Eoceno Inferior. No obstante, los materiales más antiguos (Paleozoico y Triásico Inferior y Medio) solamente afloran en las unidades tectónicas inferiores de la Sierra de Tramuntana.

En el área estudiada (fig. 3) las rocas más antiguas reconocidas pertenecen al Triásico Superior, si bien éstas se limitan a un afloramiento puntual de escasa entidad y calidad. Los materiales predominantes son jurásicos y terciarios.

El Jurásico está ampliamente representado en sus términos inferior (Lías) y medio (Dogger), faltando el Dogger terminal (Calloviense) y prácticamente todo el Malm, que queda reducido a pequeños afloramientos de Tithónico. Solamente ha sido reconocido el término inferior del Cretácico (Neocomiense). El Terciario está parcial-

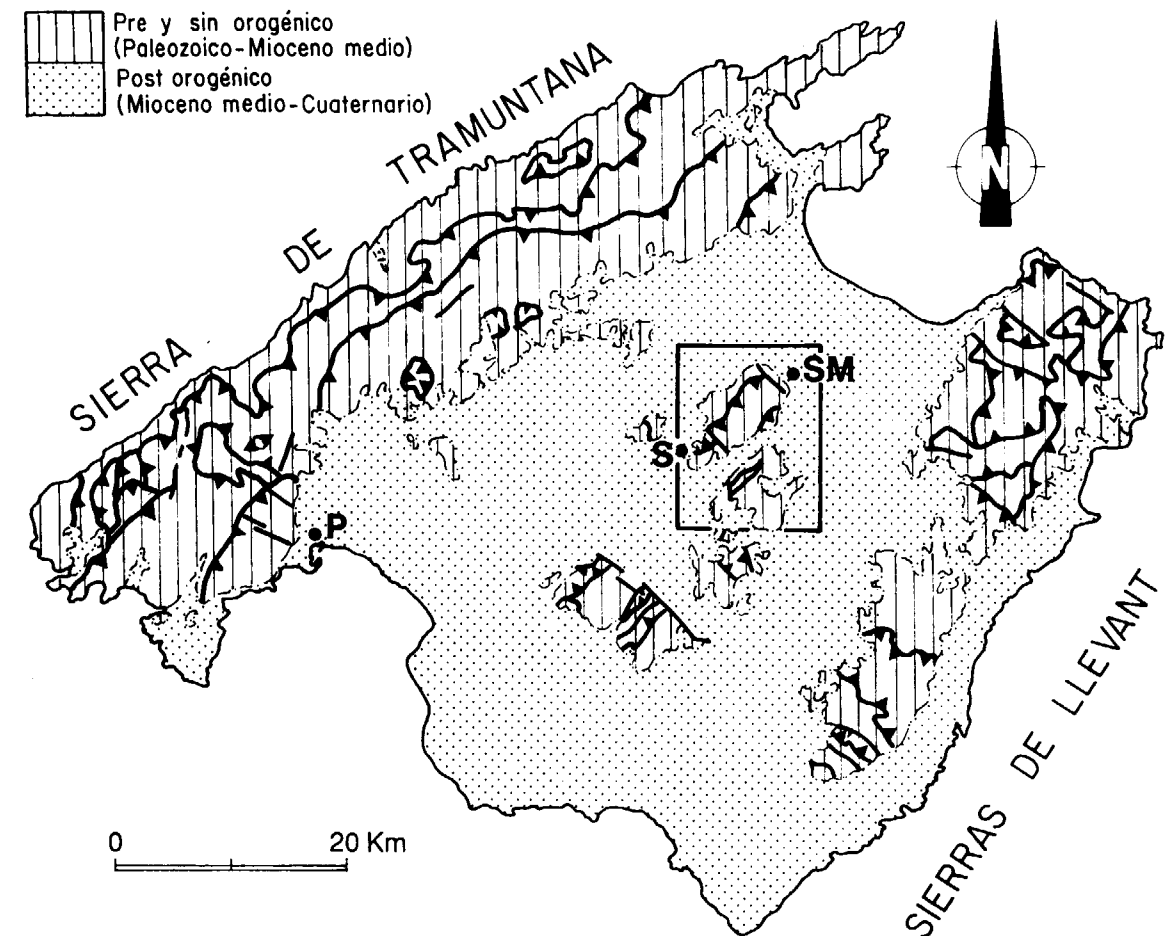


Figura 2.—Esquema geológico simplificado de la isla de Mallorca. El recuadro indica el área estudiada. P=Palma de Mallorca; S=Sineu, y SM=Santa Margalida.

mente representado mediante el Paleógeno Medio-Superior y el Mioceno.

Triásico Superior

(T_k en fig. 3). Escasamente representado, se limita a un único afloramiento de reducidas dimensiones y relacionado con una superficie de cabalgamiento que no permite reconstruir su sucesión estratigráfica. Los materiales son rocas basálticas (coladas de lavas y piroclastos) muy alteradas, similares a las que, en otros puntos de la isla, se intercalan entre las facies del Keuper (FALLOT, 1922; BOURROUILH, 1983; MATAILLET y PECHOUX, 1978; NAVIDAD y ALVARO, 1985, y RODRIGUEZ-PEREA et al., 1987).

Lías

En Mallorca, los depósitos del Lías representan la sedimentación en una plataforma marina somera y se dividen en dos partes: una inferior dolomítica y azoica y otra superior constituida por calizas de plataforma. Para muchos autores la unidad dolomítica inferior es atribuible al Triásico Superior (FALLOT, 1922, y DARDER, 1925 a), mientras que otros la atribuyen en parte al Triásico Superior y en parte al Lías Inferior (BOURROUILH, 1983; BARNOLAS, 1984, y SABAT, 1986) entre otros.

En la zona estudiada, el Lías aflorante queda caracterizado (fig. 4) por dos tramos: uno inferior dolomítico y otro superior calcáreo-dolomítico.

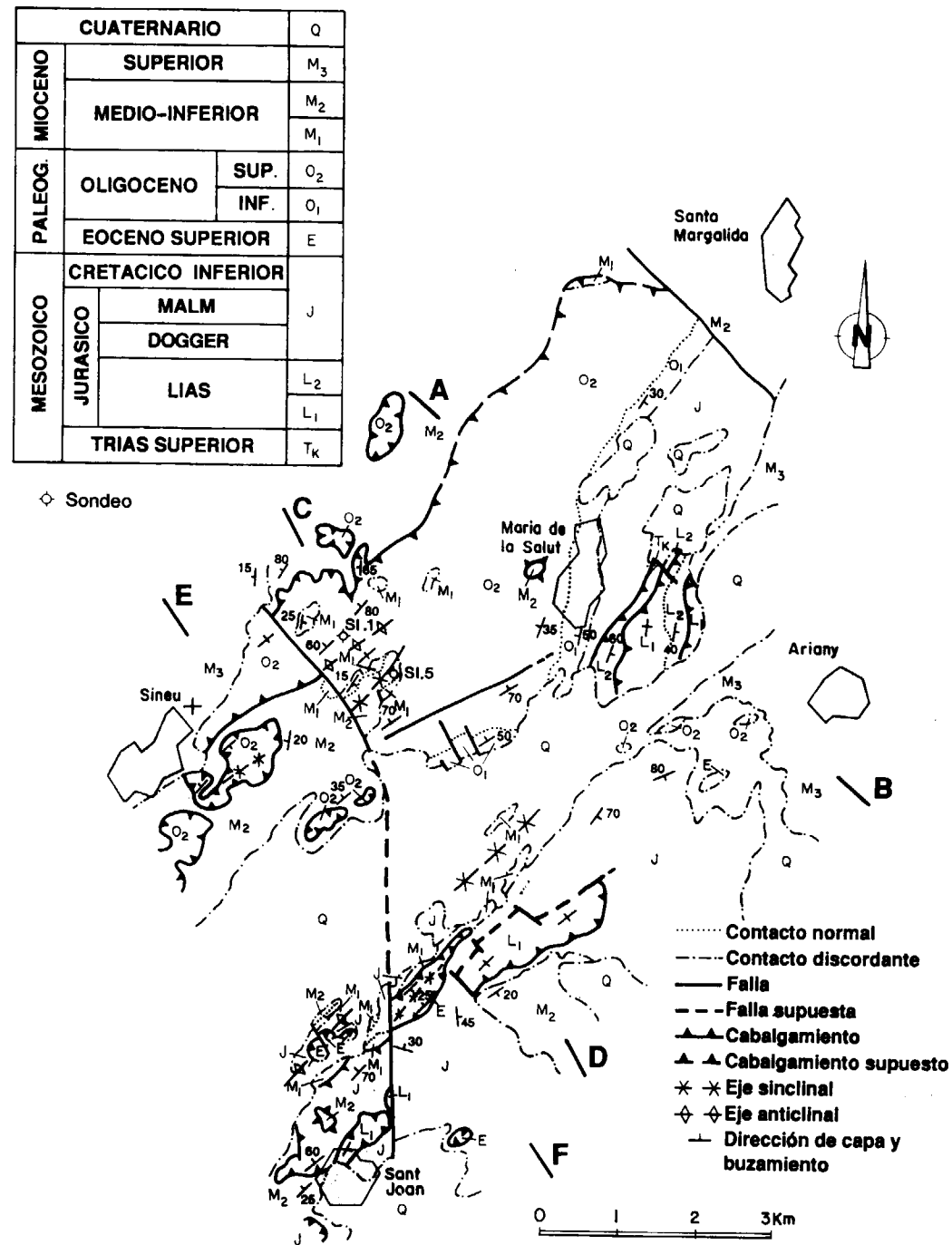


Figura 3.—Mapa Geológico de la zona de Sineu. Ver localización en figura 2. T_k=Lutitas versicolores y rocas volcánicas. L₁=Dolomías tableadas. L₂=Calizas y dolomías. J=Calizas, margas y margocalizas. E=Calizas, calcarenitas y detriticos. O₁=Conglomerados y areniscas marinas. O₂=Lutitas, areniscas, conglomerados, calizas y lignitos. M₁=Conglomerados, areniscas y calcarenitas. M₂=Margas, areniscas y conglomerados. M₃=Calizas nodulosas paraarrecifales, y Q=Eolianitas y depósitos coluviales.

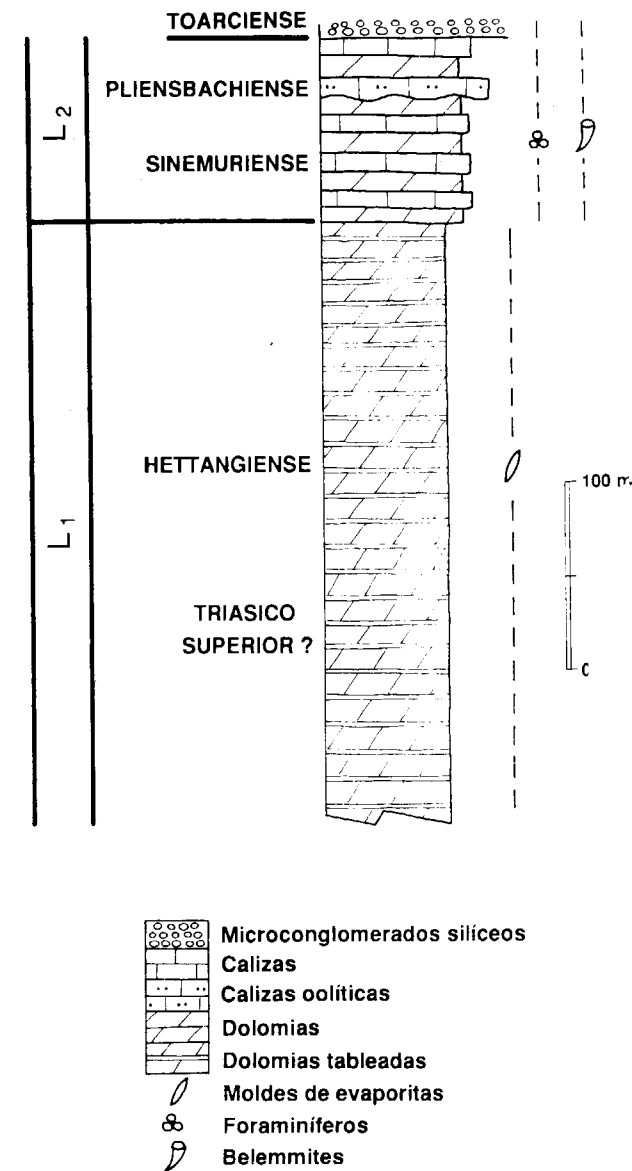


Figura 4.—Columna estratigráfica sintética del Jurásico Inferior (Lias) de la zona de Sineu.

El tramo dolomítico inferior (L₁ en fig. 3) está constituido por más de 300 m. de dolomías tableadas con una densa fracturación vertical. Se trata de un tramo azoico con algunos moldes de evaporitas que por sus características litológicas hacemos equivalente a la Fm. Felanitx (BARNOLAS, 1984), aunque probablemente también incluya parte de la Fm. Mal Pas (BARNOLAS, 1984). Este tramo dolomítico inferior pasa, mediante un

tránsito relativamente brusco, a un tramo calcáreo-dolomítico superior (L₂ en fig. 3) formado por una alternancia de calizas y dolomías en capas que no suelen sobrepasar el metro de espesor. Las calizas son micríticas, de colores grises, ocreos o rojizos, y en ellas son frecuentes las intercalaciones clásticas y oolíticas; en la parte inferior abundan las ferruginizaciones. La fauna es relativamente abundante, con restos de foraminíferos (*Orbitopsella praecursor*), braquiópodos y, especialmente, belemnites. Por su similitud litológica y contenido paleontológico, hacemos este tramo equivalente a la Fm. Es Barracà (BARNOLAS, 1984), de edad Sinemuriense-Pliensbachiense. Ocasionalmente (SO del Puig d'es Rafals) aflora un característico nivel cuarzoarenítico poco potente que, en base a criterios regionales, asignamos al Toarciense Inferior. No hemos reconocido dentro de la zona estudiada la presencia del *hard-ground* Toarciense, presente en numerosos puntos de la isla.

Dogger

Los materiales del Dogger afloran ampliamente en la zona estudiada, especialmente al N de Sant Joan y entre María de la Salut y Santa Margalida, donde se ha podido reconstruir una serie de unos 50 m. de potencia (fig. 5) constituida predominantemente por una alternancia rítmica de orden decimétrico de calizas y margas. Las calizas son *mudstones-wackestones* de color gris que ocasionalmente presentan una tenue laminación, y en ellas abundan las pistas de *Zoophycus*, filamentos de *Posidonia* y nódulos de sílex en posición estratiforme. Las margas son también grises y generalmente masivas. En ambas litologías son relativamente abundantes los ammonites y belemnites, en base a los cuales DARDER (1925 b) cita la existencia de un Bajociense con *Cadomites cf. languiferus*, *C. cf. baileanus*, *C. cf. bogoti*, *C. umbilicus*, *C. plicatissimus*, *Emileia broochi*, *E. cf. polyschides*, *E. cf. polimera*, *Perisphinctes martiusi*, *Sphaeroceras cf. gervillei*, *Phylloceras sp.*, *Possidonomya alpina* y *Patoceras sp.* y de un Bathoniense con *Morphoceras polymorphum* y la ya citada *Possidonomya alpina*. En unas canteras situadas al N de Sant Joan, hemos podido observar (fig. 5) cómo en la base de la serie Bajociense-Bathoniense afloran unos 5 m. de calizas nodulosas rosáceas y lutitas que, por

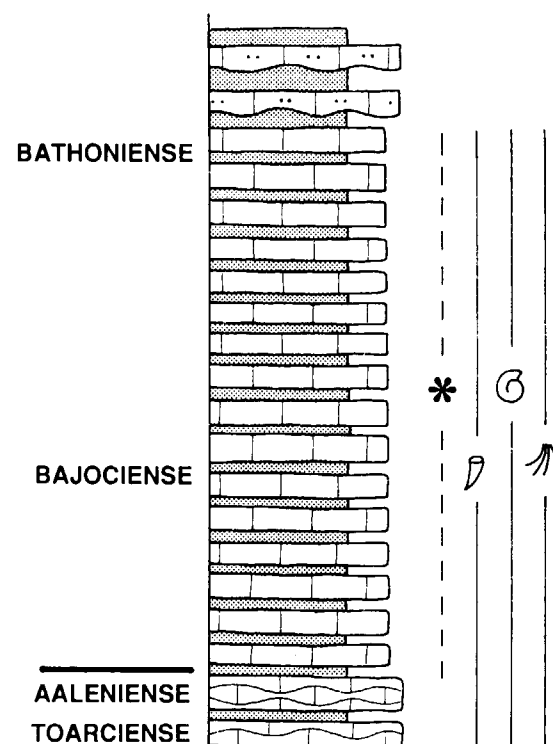


Figura 5.—Columna estratigráfica sintética del Jurásico Medio (Dogger) de la zona de Sineu.

criterios regionales, asignamos al Toarciense Superior-Aalenense.

En la parte central de la zona, al SO de Ariany, la sucesión del Dogger incluye, entre las margas grises, niveles poco potentes y con bases erosivas, de calizas oolíticas, en las que no hemos encontrado restos fósiles.

La disposición estratigráfica de los materiales del Dogger en la zona de Sineu se corresponde

a grandes rasgos con la propuesta por BARNOLAS (1984), donde las calizas nodulosas rosáceas basales serían el equivalente local del «Ammonítico Rosso Inferior» de dicho autor, mientras que la potente sucesión rítmica calcáreo-margosa y las calizas oolíticas superiores se corresponderían respectivamente con las Formaciones Cuber y Cutri.

Malm:

En la zona no se han reconocido prácticamente materiales atribuibles al Malm, excepción hecha de unos pocos y reducidos afloramientos de calizas nodulosas rojizas al SO de Ariany y en las proximidades de Sant Joan, que por su posición estratigráfica bajo las facies maiólicas neocomienses (fig. 6) y por su contenido en *Berriasella calisto* son atribuidas al Tithonico por HERMITE (1879) y DARDER (1925 b). Esta unidad sería equivalente al «Ammonítico Rosso Superior» de BARNOLAS (1984).

Cretácico:

En la zona de Sineu solamente se ha reconocido la presencia de Cretácico Inferior (Neocomiense), que se presenta como una sucesión monótona de niveles poco potentes de calizas margosas blanquecinas (facies maiólicas) en continuidad estratigráfica, mediante un tránsito más o menos rápido, con las facies tithónicas anteriormente descritas (fig. 6). Su límite superior, cuando es observable, está constituido por una superficie erosiva mediante la que se superponen materiales terciarios. Su potencia no ha podido ser establecida con exactitud, pero la estimamos entre 30 y 60 m. (fig. 7). Las calizas margosas del Cretácico Inferior contienen una abundante microfauna de Radiolarios, Tintínidos y Calpionelas (COLOM, 1969, 1975 y 1988), así como restos de Ammonites y Belemnites, conocidos desde antiguo (HERMITE, 1879; DARDER, 1925 b, y ROSSELLO, 1954). Estos autores han determinado la presencia de formas de *Lytoceras subfimbriaum*, *Desmoceras difficile*, *Astieria astieriana*, *A. sayni*, *Holcodiscus intermedius*, *Hoplites neocomensis*, *Phylloceras thetys*, *P. winckleri*, *Bacculites* sp., *Crioceras duvali*, *Odontoceras koenens* y *Kilianella roubaudiana*, entre otros. Esta

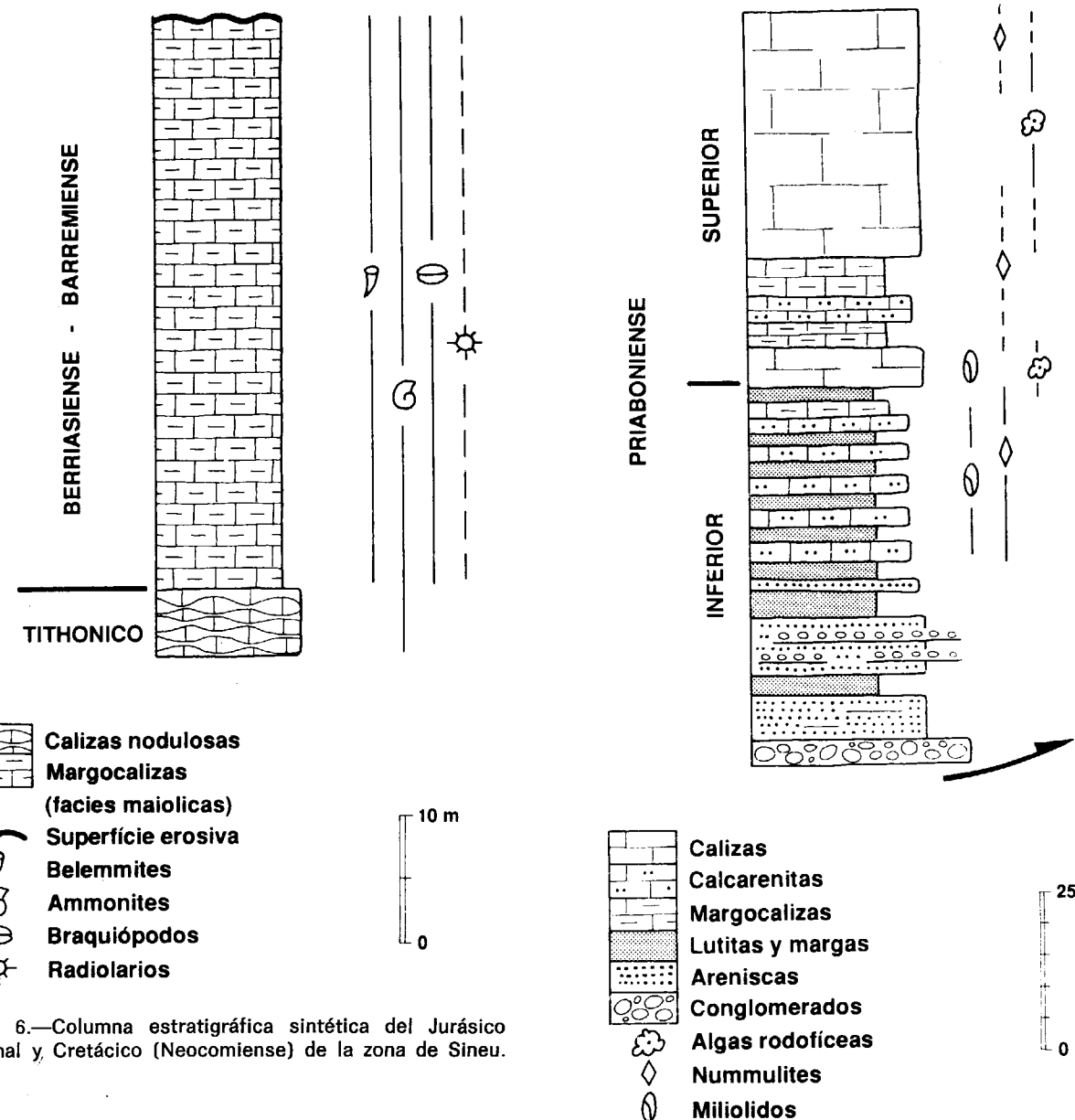


Figura 6.—Columna estratigráfica sintética del Jurásico Terminal y Cretácico (Neocomiense) de la zona de Sineu.

Figura 7.—Columna estratigráfica sintética del Eoceno Superior de la zona de Sineu (Puig de Sant Nofre).

asociación ha permitido establecer la existencia del Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y posiblemente el Barremiense.

Eoceno Superior:

En la zona de Sineu el Eoceno está exclusivamente representado por su término superior (Priaboniense), que aflora formando el Puig de Sant Nofre y otros pequeños relieves en los al-

rededores de Sant Joan (E en fig. 3). La sucesión estratigráfica del Priaboniense en esta zona alcanza casi 120 m. de espesor (fig. 7). Su límite inferior es una superficie de cabalgamiento, mientras que el superior viene dado por la superficie topográfica, por lo que la potencia total

de la serie priaboniense debe de ser mayor. La sucesión está constituida por tres tramos de litofacies claramente diferenciables: un tramo detrítico inferior, un tramo detrítico-carbonatado intermedio y un tramo predominantemente carbonatado superior.

El tramo detrítico inferior, de origen continental, está formado por unos 32 m. de conglomerados, areniscas y lutitas. Los conglomerados forman, principalmente, el nivel basal, y progresivamente se hacen menos frecuentes hacia techo; son cantosportados y texturalmente maduros. Las areniscas se disponen en potentes paquetes métricos y son grises y masivas. Las lutitas forman niveles métricos y son también grises y masivas, con porcentajes variables de carbonato. El tramo continental inferior es azoico.

El tramo detrítico-carbonatado intermedio, de unos 28 m. de potencia, está constituido por una alternancia métrica de lutitas y calcarenitas, incluyendo hacia techo un nivel de margocalizas. Las lutitas son rojizas, masivas y contienen abundantes Nummulites. Las calcarenitas, que se hacen dominantes hacia techo, son de colores claros, masivas, y contienen Nummulites y Miliólidos. Entre los Nummulites presentes en este tramo intermedio han sido determinadas formas pertenecientes a *Nummulites striatus*, *N. fabianii fabianii* y *N. garnieri* (RAMOS-GUERRERO, 1988), lo que permite asignar a este tramo una edad Priaboniense Inferior. Los tramos inferior e intermedio son equivalentes a la Fm. Margas del Calvari (RAMOS-GUERRERO, 1988).

El tramo carbonatado superior está constituido por casi 60 m. de calizas paraarrecifales masivas que intercalan un tramo de margocalizas y calcarenitas de similares características de las del tramo intermedio. Las calizas masivas son de color blanco, y contienen abundantes rodolitos y Nummulites, además de Miliólidos en los niveles basales. Entre los Nummulites se ha podido determinar la presencia de *Nummulites fabianii retiatus*, lo que nos permite deducir una edad Priaboniense Superior para este tramo. El tramo carbonatado superior es equivalente a la Fm. Calizas de Puig Galdent (RAMOS-GUERRERO, 1988).

Oligoceno:

Dentro del área estudiada, los sedimentos de

edad oligocénica son quizás los materiales que afloran más extensamente, estando constituidos (fig. 8) por una potente serie detrítica de más de 1.000 m., en la que se diferencian dos tramos: uno inferior marino y otro superior continental. La serie sintética representada en la figura 8 ha sido reconstruida tanto a partir de pequeños afloramientos en superficie, como mediante el estudio de sondeos (Sondeo SI.1 en fig. 9). El sondeo SI.1, de unos 420 m. de profundidad, está realizado íntegramente sobre los materiales oligocénicos del tramo superior aflorantes al NO del Puig d'en Bou (ver localización en fig. 3), y considerando que los buzamientos de los materiales perforados oscilan entre 30 y 45°, representa una serie de unos 335 m. de potencia real

El tramo inferior marino (O₁ en fig. 3), de unos 70 m., está constituido por un nivel basal conglomerático seguido por un conjunto de niveles métricos de areniscas. Los conglomerados basales no superan los 10 ó 15 m. de potencia, y se disponen discordantemente sobre las calizas y margocalizas mesozoicas; son texturalmente maduros, y alguno de sus cantos presentan perforaciones por litófagos. Las areniscas son grises, de tamaño medio a grueso, bien seleccionadas y con abundantes restos de fósiles marinos, principalmente macroforaminíferos (Nummulites y Miliólidos), y fragmentos de algas rodofíceas y equinodermos. Entre los Nummulites se han podido reconocer formas retrabajadas del Priaboniense (*N. striatus* y *N. fabianii*) conjuntamente con miliólidos complejos; es precisamente la presencia de estos miliólidos la que nos permite atribuir este tramo marino, por comparación con lo que sucede en numerosos puntos de la isla, al Estampiense basal (COLOM, 1929, 1971 y 1975; RAMOS-GUERRERO, 1988, y RAMOS-GUERRERO et al., 1989 a). El tramo inferior marino es equivalente a la Fm. Calcarenitas de Alaró (RAMOS-GUERRERO, 1988).

El tramo superior continental, de unos 950 m. de potencia, forma una megasecuencia grano y estrato creciente constituida esencialmente por margas con intercalaciones de facies carbonosas, calizas, areniscas y conglomerados; esta última litología se hace dominante hacia techo. Las margas son generalmente masivas, de colores claros, con evidencias de desarrollo de paleosuelos y ocasionalmente contienen restos vegetales (ALVAREZ-RAMIS et al., 1987; RAMOS-GUERRERO,

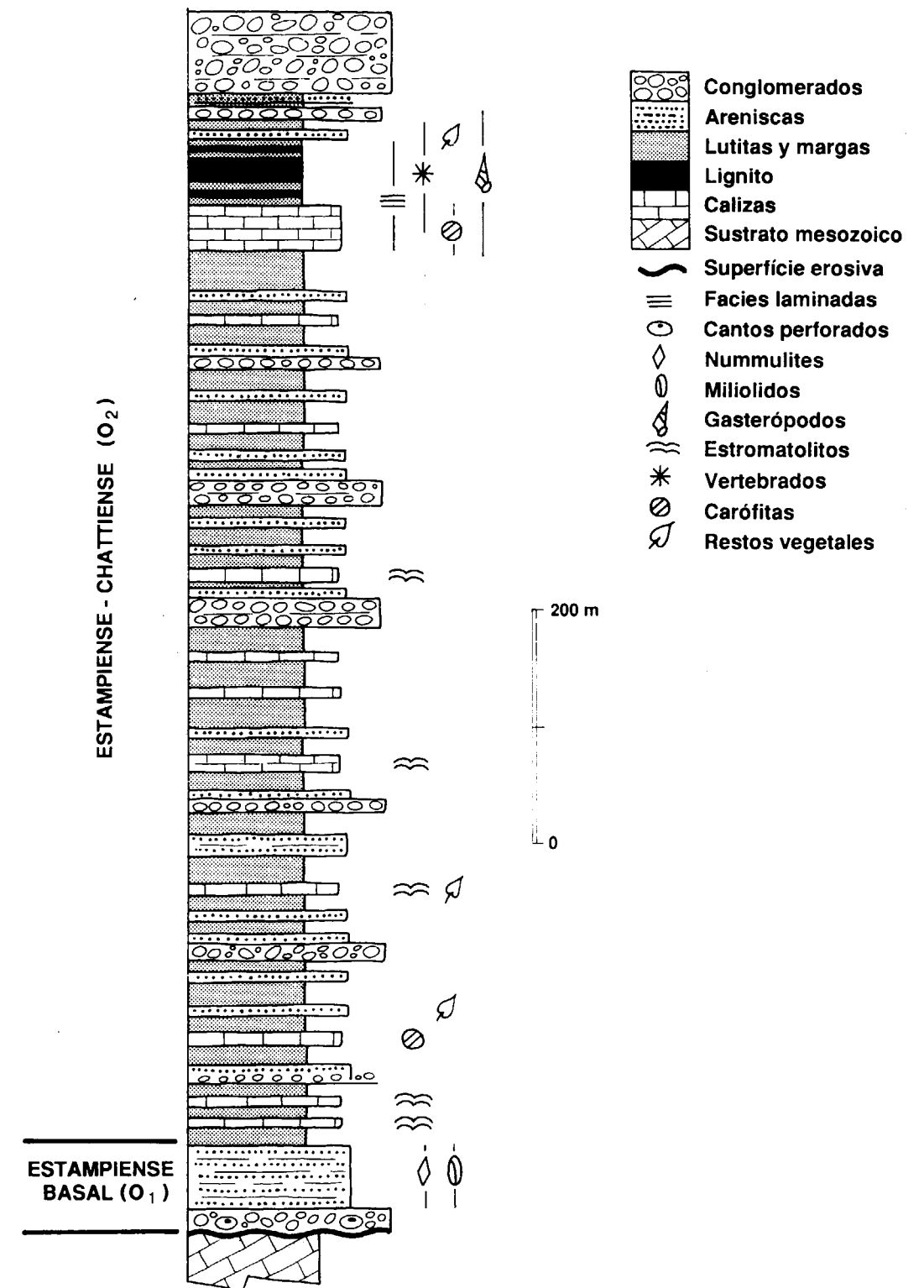


Figura 8.
Columna estratigráfica sintética del Oligoceno de la zona de Sineu.

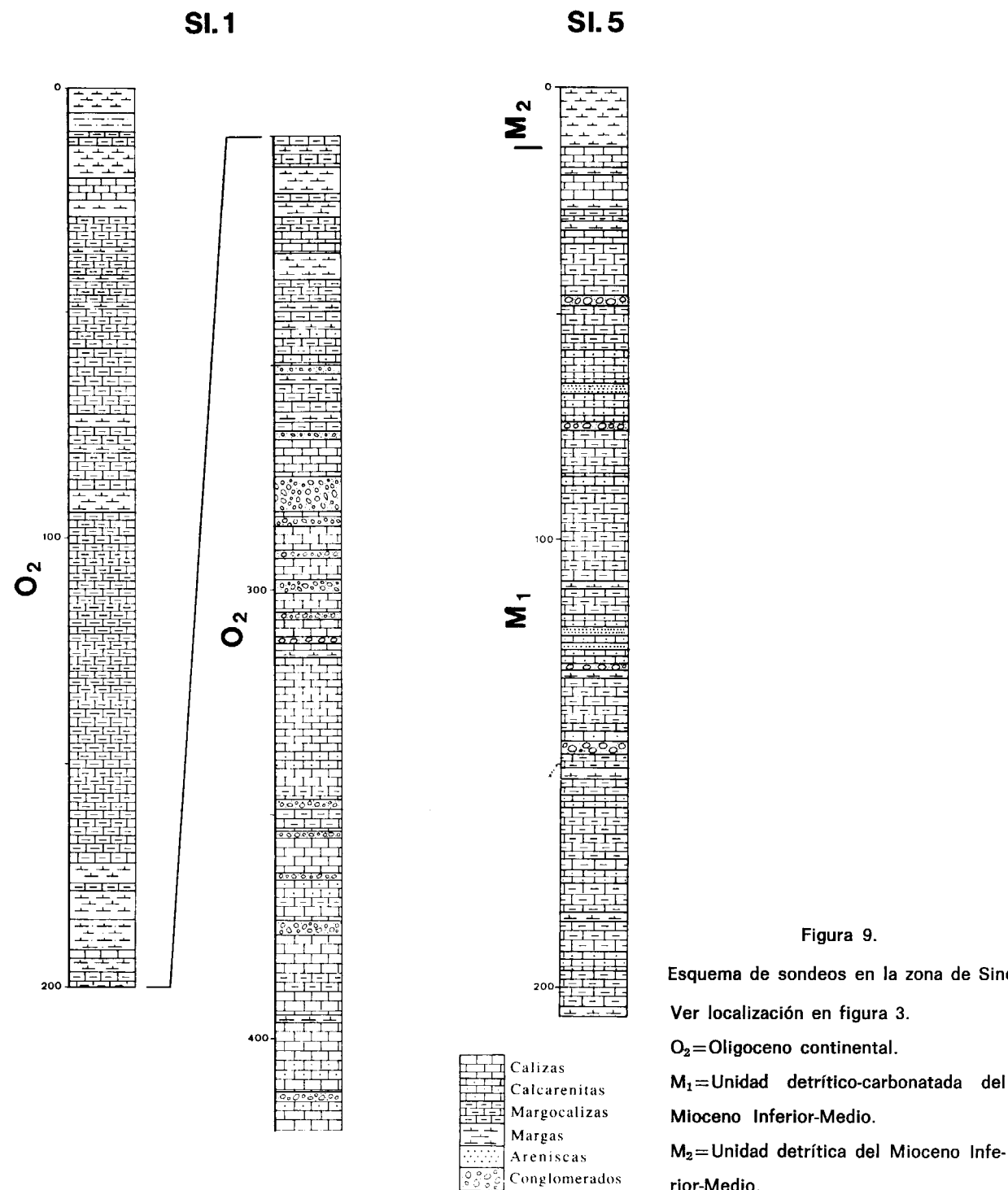


Figura 9.

Esquema de sondeos en la zona de Sineu.

Ver localización en figura 3.

O₂=Oligoceno continental.M₁=Unidad detrítico-carbonatada del Mioceno Inferior-Medio.M₂=Unidad detrítica del Mioceno Inferior-Medio.

1988, y RAMOS-GUERRERO y ALVAREZ-RAMIS, 1989-90). Las facies carbonosas se encuentran intercaladas entre las margas de la parte superior de la serie, donde llegan a constituir niveles lenticulares comercialmente explotables que pueden sobrepasar la decena de metros; estas facies carbonosas están constituidas por una alternancia milimétrica de lignito de tipo húmico y lutitas negras con un alto contenido en materia orgánica. En esta litología abundan los restos fósiles de gasterópodos límnicos (*Planorbarius* sp., *Lychnopsis* sp. e Hidrobiidos indeterminados entre otros) y restos de vertebrados (FORSYTH MAJOR, 1904; VIDAL, 1905, y HUGUENEY y ADROVER, 1982). Las calizas están representadas mediante dos litofacies claramente diferenciables: calizas algales masivas y calizas bioclásticas laminadas. Las calizas algales masivas forman bioconstrucciones estromatolíticas de poca potencia y extensión lateral, e intercaladas entre las margas anteriormente descritas, mientras que las calizas laminadas forman niveles de potencia métrica internamente constituidos por una alternancia rítmica de láminas milimétricas de carbonato y lutitas ricas en materia orgánica. Estas facies han sido interpretadas como los sedimentos lacustres más internos de los reconocidos entre los materiales continentales oligocénicos (RAMOS-GUERRERO et al., 1989 b). Entre las láminas de carbonato se ha encontrado una abundante asociación paleontológica constituida por otolitos de peces, gasterópodos y oogonios de carófitas, entre ellos, *Psilochara acuta* y *Chara microcera*. Las areniscas y los conglomerados se suelen presentar generalmente asociados entre sí, constituyéndose en secuencias positivas de potencia métrica en las que los conglomerados, dispuestos en niveles lenticulares, ocupan la parte inferior, mientras que las areniscas suelen disponerse a techo. Ambas litologías son texturalmente maduras, con un buen grado de selección y redondeamiento.

Los datos bioestratigráficos obtenidos para esta unidad, especialmente los referentes a las carófitas, el polen y los vertebrados, permiten atribuir un rango de Estampiense Medio-Chattienense (Oligoceno) a esta unidad, que litológicamente se corresponde con la Fm. Detrítica de Cala Blanca (RAMOS-GUERRERO, 1988).

Mioceno Inferior-Medio:

El Mioceno Inferior-Medio está constituido por una potente serie detrítica (fig. 10) discordantemente dispuesta sobre un basamento oligocénico o cretácico. Se diferencian claramente dos grandes unidades litoestratigráficas: una inferior detrítico-carbonatada (M₁) y otra superior detrítica (M₂) (ver figuras 3 y 10 y sondeo SI.5 en fig. 9).

La unidad detrítico-carbonatada inferior (M₁) adquiere una potencia máxima de hasta 70 m. (figura 10.A) y está formada por litologías muy variadas, entre las que destacan las margas, areniscas, calcarenitas, conglomerados y lutitas formando distintas asociaciones; así, al SE del Puig d'en Bou y sus alrededores esta unidad queda representada por un conjunto de margas grises y lutitas palustres con intercalaciones centimétricas de carbón. En los afloramientos que de manera dispersa se localizan entre Sineu y María de la Salut (p. e., Puig d'en Bou, fig. 10.A), así como en los situados inmediatamente al N de Puig de Sant Nofre, la asociación de facies característica está formada por niveles potentes y masivos de calcarenitas grises y conglomerados. Finalmente, en los afloramientos situados al N de Sant Joan, las litofacies características son margas más o menos arenosas y areniscas.

Las margas suelen ser grises y masivas, generalmente en niveles poco potentes y con ocasionales intercalaciones centimétricas de carbón. Contienen escasos foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos, entre los que se ha determinado la presencia de *Laticarinina pauperata*, *Valvulina stanforthi*, *V. spinosa* var. *miocénica*, *Gyroidina soldani*, *Amphistegina lessoni*, *Lagena orbignyana* var. *elliptica*, *Orbulina universa* y *Globigerinoides trilobus* (determinaciones de G. Colom), asociación que caracteriza al Burdigalienense (s.l.).

Las areniscas son de colores gris-verdosos, generalmente mal clasificadas, masivas y en niveles de potencia métrica; contienen gránulos dispersos, glauconita y escasos foraminíferos, especialmente *Planoperulina* sp. Son abundantes los pectínidos, entre los que DARDER (1925 b) y ROSSELLO (1954) citan la presencia de las especies miocénicas: *Flabellipecten pasinii*, *Chlamys praescabriusculus* y *Pecten tonrnali*.

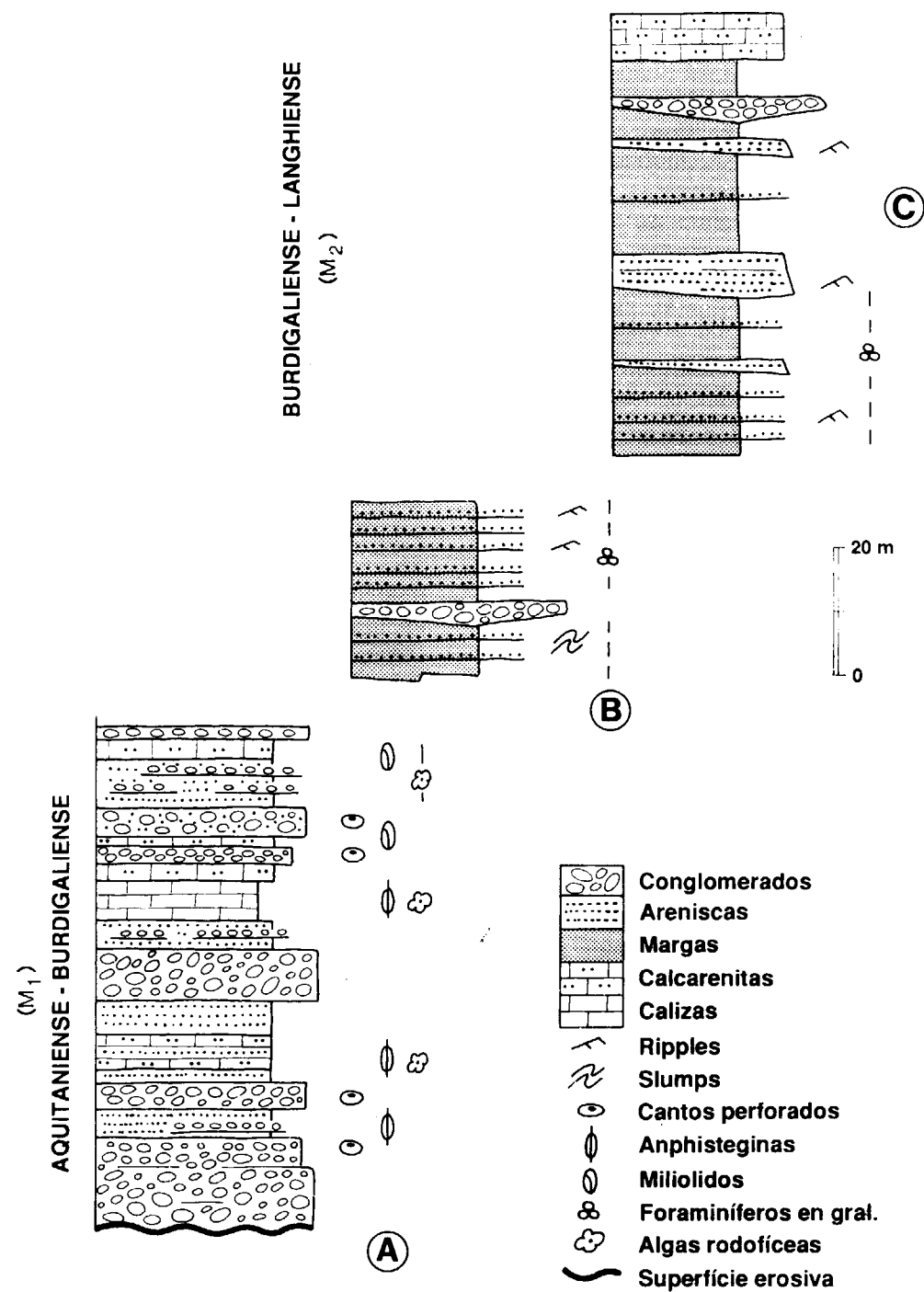


Figura 10.

Sucesiones estratigráficas del Mioceno Inferior-Medio.

A=Unidad inferior detrítico-carbonatada (M₁) en el Puig d'en Bou.

B=Unidad detrítica superior (M₂) en Sant Joan.

C=Unidad detrítica superior (M₂) en el Puig d'en Reig.

Las calcarenitas son biogénicas y forman niveles masivos y poco definidos de potencia métrica. En ellas son muy abundantes las incrustaciones de algas rodofíceas, los fragmentos de bivalvos, briozoos y corales, y los macroforaminíferos, entre los que se han determinado formas de *Miogypsinoidea* sp., *Miogypsina* sp., *Planoperculina* sp. y *Lepidocyclina* sp. principalmente, asociación que caracteriza el límite Chatiense-Aquitaniense y el Aquitaniense.

Los conglomerados se disponen en niveles masivos de potencia métrica que no presentan granoclasificación interna. Sus cantos son de redondeados a subredondeados y pueden llegar a tamaño bloque, presentan perforaciones debidas a litófagos y suelen contener una abundante matriz arenosa. La litología dominante son los carbonatos jurásicos, aunque también se puede observar algún canto de calizas y calcarenitas del Eoceno Superior y Oligoceno basal. Entre la matriz arenosa se puede observar algún foraminífero bentónico, por lo general inclasificable.

Las lutitas constituyen la litología menos representada y por lo general ocupa las posiciones estratigráficas más bajas en las series. Constituyen niveles masivos poco potentes, de colores pardo-rojizos, y contienen abundantes nódulos y concreciones carbonatadas de pequeño tamaño. Son interpretados como depósitos continentales-litorales con desarrollo de paleosuelos.

La unidad detrítico-carbonatada inferior (M₁) es correlacionable con la Fm. Calcarenítica de Sant Elm, definida por RODRIGUEZ-PEREA (1981) en la Sierra de Tramuntana.

La unidad detrítica superior (M₂) es predominantemente margosa, con intercalaciones de areniscas y conglomerados, pasando hacia techo (figura 10.C) a calcarenitas. La desconexión y poca continuidad entre los afloramientos de esta unidad en la zona, no permiten establecer con exactitud su potencia, no obstante, ésta debe de superar ampliamente el centenar de metros (figura 10.B y C). Tampoco hemos podido observar en la zona sus límites inferior ni superior, aunque regionalmente se trata de sendas discordancias (RAMOS-GUERRERO et al., 1989 a).

Las margas de esta unidad son generalmente masivas y localmente arenosas, de un típico color gris verdoso y contienen escasos restos fósiles,

principalmente foraminíferos, entre los que HOLLISTER (1934) cita la presencia de *Valvulina penatula*, *Dentalina* cf. *globifera*, *D.* cf. *munsteri*, *Lenticulina* cf. *rotulata*, *Pyrulina* cf. *acuta* y *Clanulina* cf. *laevigata*. Posteriormente, COLOM (1945, 1946 y 1956) publica una serie de trabajos de diversos afloramientos de la zona de Santa Margalida y Sineu, describiendo una amplia asociación micropaleontológica de foraminíferos planctónicos y bentónicos, diatomeas, espículas de esponjas, silicoflagelados, discoastéridos, etcétera, de edad Burdigaliense-Langhiense Inferior. En algunos puntos de las inmediaciones de Sineu estas margas intercalan niveles de silexitas glauconíferas especialmente ricas en espículas de esponjas y otros organismos silíceos.

Las areniscas y calcarenitas forman intercalaciones centimétricas a métricas con bases erosivas y marcas de base. Internamente presentan granoclasificación positiva, laminación cruzada de pequeña escala y planoparalela. La dirección de las paleocorrientes deducida por las marcas de base es N-S, no pudiéndose precisar su sentido. Pueden contener granos de glauconita y bioclastos (fragmentos de macroforaminíferos y bivalvos), generalmente inclasificables. Localmente incluyen numerosos cantos blandos.

Los conglomerados forman niveles lenticulares de potencia métrica; en unas ocasiones con fábrica cantosoportada, granoclasificación positiva y base claramente erosiva. En otras ocasiones los niveles conglomeráticos presentan una base no tan claramente erosiva, con geometría más tabular y fábrica de soporte de matriz en la que los clastos no presentan granoclasificación constituyendo depósitos de *debris-flow*. Los cantos de ambas facies conglomeráticas están bien redondeados, y su litología dominante son los carbonatos jurásicos, aunque también se han observado cantos paleógenos, cretácicos y paleozoicos.

Localmente algunos niveles se encuentran *slumpizados*, especialmente en la parte inferior de la serie.

La unidad detrítica superior (M₂) es una unidad de amplia distribución geográfica en toda la isla de Mallorca, y ha sido reconocida con similares características litológicas y cronoestratigráficas en la Sierra de Tramuntana (Fm. Turbidítica de Banyalbufar. RODRIGUEZ-PEREA, 1981), en otros

puntos de la Zona Central (Ud. Turbidítica de Randa. EGUIZABAL, 1982) y en la Sierra de Llevant (DARDER, 1925 a y BOURROUILH, 1983).

En algunos puntos de las proximidades de Sant Joan, dentro de la zona estudiada (Son Baró, Puig de Reig, etc.) se puede observar el techo de la unidad detrítica superior (M₂). Este está formado por un tránsito rápido y gradual a un tramo calcarenítico (fig. 10.C) bioclástico organizado en niveles de orden decimétrico, y cuyas características litológicas coinciden con las de la Unidad de Calcarenitias de Randa definida por EGUIZABAL (1982) en el Macizo de Randa, unos 10 Km. al SO, dentro de la misma zona central de la isla.

Mioceno Superior:

En el área de Sineu los materiales del Mioceno Superior, junto con los cuaternarios, representan los sedimentos postorogénicos que recubren discordantemente al conjunto de materiales estructurados anteriormente descritos (Triásico a Mioceno Medio). En la cartografía geológica (figura 3) solamente se ha diferenciado una unidad miocénica superior (M₃), constituida predominantemente por una sucesión de unos 20 ó 30 m. de calizas masivas paraarrecifales con un nivel conglomerático basal discontinuo y poco potente.

Las calizas son bioclásticas, de colores claros y aspecto noduloso, están muy recristalizadas y contienen abundantes moldes de corales y gasterópodos. Por sus características litológicas, atribuimos esta unidad a la Unidad Arrecifal definida por BARON (1977), a la que numerosos autores (BIZON et al., 1973 y ALVARO et al., 1984) atribuyen una edad de Tortoniense Superior-Messiniense.

Cuaternario:

En la zona estudiada, los depósitos cuaternarios se reducen a manchas superficialmente extensas, pero poco potentes, de sedimentos coluviales, principalmente lutitas con un contenido variable de cantos dispersos, sobre los que se desarrollan la mayor parte de los terrenos de cultivo.

Estos depósitos cuaternarios (Q en fig. 3) ocupan preferentemente una amplia depresión en la

zona central del área estudiada. Ocasionalmente están relacionados con la litología del sustrato. Se disponen discordantemente tanto sobre los materiales estructurados como sobre los materiales postorogénicos del Mioceno Superior. La máxima potencia, reconocida mediante sondeo, es de unos 7 m., siendo en general este valor del orden de 1 a 5 m. También se ha observado la existencia de pequeños afloramientos de eolianitas pliocuaternarias al O y NO de Ariany, discordantemente dispuestas sobre las calizas arrecifales del Mioceno Superior, pero debido a la reducida extensión de estos afloramientos, no han sido cartográficamente diferenciados.

3. ESTRUCTURA

Existen pocos trabajos previos sobre la estructura de la zona, éstos son los debidos a DARDER (1925 b), ROSSELLO (1954) y ESCANDELL y COLOM (1961 y 1962). El primero de ellos (DARDER, 1925 b), extendiéndose en sus observaciones sobre la Sierra de Llevant, estableció que la zona de Sineu está formada por la superposición de tres mantos tectónicos desplazados hacia el NO. Para este autor, la unidad inferior está constituida por margas y areniscas con foraminíferos de edad Burdigaliense. La unidad intermedia está constituida por sedimentos lacustres oligocénicos y, en el Puig de Sant Nofre, por calizas marinas del Eoceno Superior discordantes sobre el Cretácico Inferior. Finalmente se superpone una tercera unidad de dolomías triásicas y margocalizas cretácicas. Internamente, cada una de estas unidades presenta pliegues y otras estructuras menores.

Posteriormente ROSSELLO (1954) realiza otra interpretación de la estructura geológica de esta zona. Para este autor el acortamiento de la zona no se debe a una imbricación de mantos de cabalgamiento, sino a dos fases intensas de plegamiento, una pre y otra post burdigaliense, con pliegues muy apretados originados mediante compresiones de dirección NO-SE. Los cabalgamientos, de existir, se limitarían a estructuras de carácter muy local y poco significativas. De la misma opinión son ESCANDELL y COLOM (1961 y 1962), quienes definen la tectónica local a base de pliegues muy apretados, sin que se

pueda denotar la presencia de corrimientos como sucede en otros puntos de la isla.

A partir del estudio del mapa geológico (fig. 3), de algunos sondeos seleccionados (fig. 9) de los cortes geológicos (fig. 11) y de las observaciones de campo realizadas, podemos establecer que la zona está constituida por un conjunto de unidades tectónicas cabalgantes, superpuestas entre sí mediante planos de cabalgamiento que generalmente son subhorizontales; estas unidades quedan en ocasiones aisladas formando *klippes*. En general, la deformación interna se manifiesta mediante pliegues más o menos laxos. Se han definido cuatro unidades tectónicas, representadas en la figura 12.

La unidad inferior (I en figs. 11 y 12) constituye la unidad autóctona relativa y se desconoce su límite inferior. Esta formada por materiales del Jurásico Medio-Superior y del Cretácico Inferior (J en figs. 3 y 11), sobre los que se superpone discordantemente la serie del Mioceno Inferior y Medio (M₁ y M₂ en figs. 3 y 11). Los materiales están plegados mediante pliegues muy laxos de escala deca a hectométricos, cuyos ejes se alinean aproximadamente en dirección NE-SO.

La unidad II (fig. 12) se superpone directamente sobre la I mediante un plano de cabalgamiento subhorizontal. Está formada por materiales del Jurásico Medio-Superior y Cretácico Inferior sobre los que se dispone discordantemente una potente serie oligocénica (O₁ y O₂ en figs. 3 y 11). Discordantemente sobre los materiales oligocénicos y mesozoicos se superpone la serie miocénica inferior-media (M₁ y M₂). Internamente la unidad presenta pliegues de morfología variable; los más apretados y de menor escala (métricos a decamétricos) afectan principalmente a los materiales mesozoicos, mientras que los más laxos y de mayor escala (hectométricos a kilométricos), afectan predominantemente a los materiales terciarios. El recubrimiento mínimo de la unidad II sobre la I se ha calculado en unos 5,5 Km.

La unidad III (fig. 12) está constituida por un conjunto de pequeñas *klippes* en las proximidades del borde SE del área estudiada. Esta unidad se superpone, mediante un plano de cabalgamiento subhorizontal, sobre la unidad II, y está formada exclusivamente por sedimentos marinos del Eoceno Superior (E en figs. 3 y 11). Internamente estos materiales se presentan poco de-

formados, formando pliegues muy laxos. El plano de cabalgamiento es en general subparalelo a la estratificación. El recubrimiento mínimo de la unidad III sobre la II se estima en unos 0,8 Km.

La unidad IV (fig. 12) es superpone, también mediante un plano de cabalgamiento subhorizontal, sobre la unidad II. No se ha podido reconocer en campo su relación geométrica con la unidad III, y consideramos esta unidad superpuesta a la anteriormente descrita (Ud. III) por estar ésta constituida por los materiales más antiguos reconocidos en la zona; en efecto, la unidad IV está formada casi exclusivamente por carbonatos del Jurásico Inferior (L₁ y L₂ en figs. 3 y 11), aunque en el límite N del Puig d'es Rafals se ha cartografiado un pequeño afloramiento de Triásico Superior (T_k en fig. 3). Los materiales de esta unidad se presentan verticalizados en las proximidades de Sant Joan y al E del Puig de Sant Nofre, mientras que en el Puig d'es Rafals forman pliegues que son cortados por el plano de cabalgamiento. El recubrimiento mínimo de la unidad IV sobre la II y la III debe de estimarse en unos 3,8 Km.

Los materiales estructurados de las unidades I a IV son parcialmente recubiertos y fosilizados por sedimentos postorogénicos (M₃ y Q en fig. 3 y Pt en figs. 11 y 12) de edades Mioceno Superior a Cuaternario.

Los pliegues internos de todas las unidades tectónicas descritas se disponen con sus ejes alineados en dirección NE-SO, lo que sugiere un transporte en dirección NO-SE sin precisar el sentido. Por otra parte, el cabalgamiento basal de la unidad II corta la serie estratigráfica de dicha unidad en sentido ascendente hacia el NO (fig. 11, cortes A-B y C-D), lo que indica que el sentido de desplazamiento fue hacia el NO.

La edad del emplazamiento de los cabalgamientos debe de ser en parte coetánea con la sedimentación de la unidad detrítica del Mioceno Inferior-Medio (M₂), y en parte ligeramente posterior a dicha sedimentación. No obstante, no afectan a los sedimentos postorogénicos serravalienenses que afloran ampliamente a escasa distancia del límite norte de la zona cartografiada (RAMOS-GUERRERO et al., 1992), entre Sta. Margalida y Muro. Por lo tanto, atribuimos una edad de Langhiense (s.l.) al emplazamiento de los cabalgamientos.

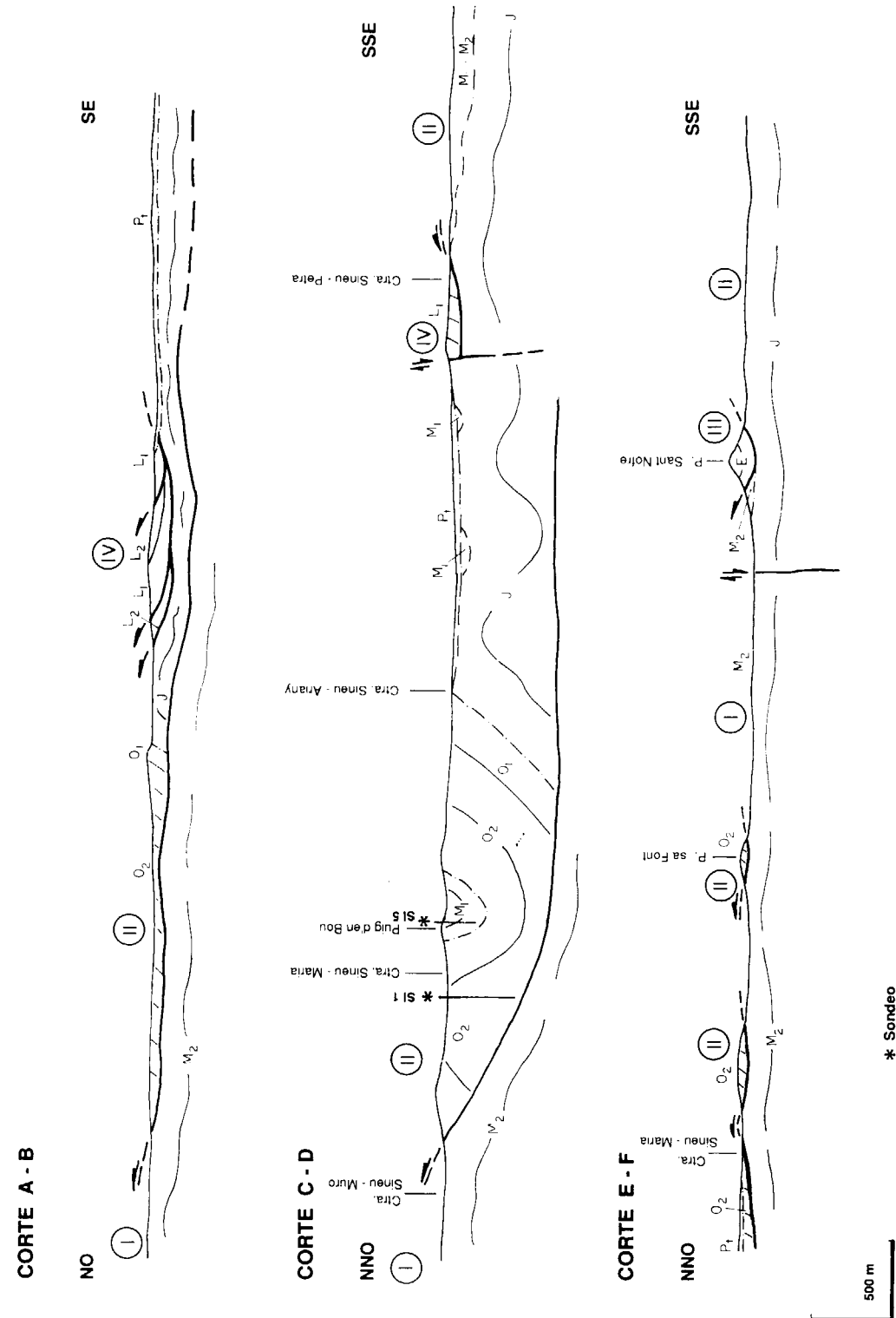


Figura 11.—Cortes geológicos de la zona de Sineu. Ver situación en figuras 3 y 12. I, II, III y IV=Unidades tectónicas representadas en la figura 12. Misma leyenda que figura 3.

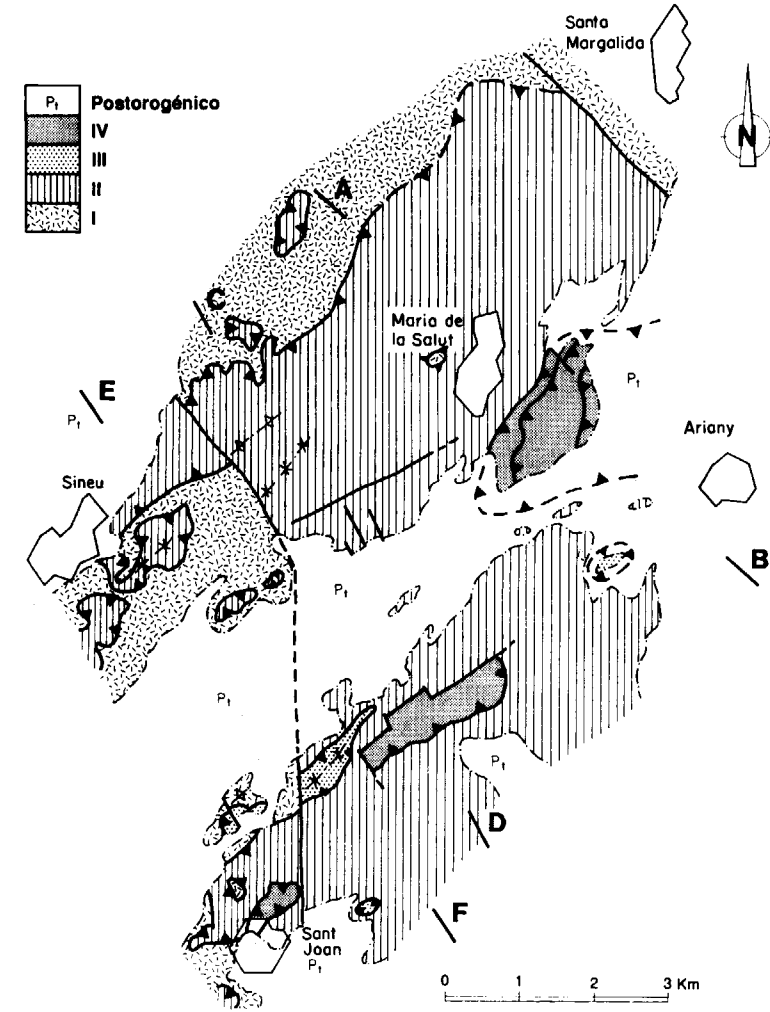


Figura 12.

Esquema tectónico de la zona de Sineu.

I, II, III y IV=Unidades tectónicas descritas en el texto.

A-B, C-D y E-F=Localización de los cortes geológicos representados en la figura 11.

Además de los cabalgamientos, se ha reconocido la existencia de fallas normales que presentan planos de falla verticales o con fuerte buzamiento y cuyas direcciones dominantes son N-S a NO-SE y NE-SO (figs. 3 y 12). Estas fallas delimitan la extensión de alguna de las unidades tectónicas anteriormente descritas, y configuran la zona estudiada como un bloque central relativamente hundido, que está limitado por el NE y el SO por sendos bloques relativamente levantados. No conocemos con exactitud el salto vertical de las fallas que limitan estos bloques, sin embargo, y a partir de los cortes geológicos de la figura 11 y observaciones de campo, se puede establecer que el bloque central está relativamente más hundido respecto al bloque suroccidental

que respecto al nordoriental. En el primer caso, el orden de magnitud del salto vertical debe ser de varias centenas de metros, posiblemente entre 500 y 800 m., mientras que el salto vertical entre el bloque central y el nordoriental (Sta. Margalida) no debe superar el centenar de metros.

Estas fallas cortan a las superficies de cabalgamiento y son fosilizadas por los materiales post-orogénicos del Mioceno Superior y del Cuaternario.

Tanto los materiales estructurados pre y sin orogénicos como los post-orogénicos están intensamente afectados por un sistema de diaclasis cu-

vos planos, verticales a subverticales, mantienen una dirección muy constante NO-SE.

4. CONCLUSIONES

En el área comprendida entre las localidades de Sineu, Sant Joan, Ariany y Sta. Margalida, en la zona central de la isla de Mallorca, se ha reconocido y caracterizado una sucesión estratigráfica que abarca desde el Triásico Superior (facies Keuper) hasta el Cuaternario. La serie contiene dos importantes *gaps*. El inferior incluye desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Medio, y el superior prácticamente todo el Plioceno.

Tanto los sedimentos mesozoicos como los neógenos sin y postorogénicos presentan grandes similitudes con los reconocidos en el resto de la isla, con los que pueden correlacionarse. Esta generalización no es válida para los materiales paleógenos. En efecto, el Eoceno Superior (Priabonense) queda coronado mediante un potente tramo de calizas paraarrecifales (Puig de Sant Nofre) que poseen unas características sedimentológicas propias, y que solamente han sido reconocidas en Vilafranca de Bonany y Randa, en la zona central de Mallorca (RAMOS-GUERRERO, 1988). Por otra parte, la zona constituye el límite meridional de la extensión de los materiales continentales oligocenos. Hacia el Sur de una línea que uniese aproximadamente la parte central del área aquí estudiada con Artá hacia el E y el macizo de Randa hacia el S o SO, no se reconocen materiales continentales oligocénicos. Al sur de esta línea los únicos materiales oligocenos reconocidos son sedimentos marinos someros. Por el contrario, hacia el N y NO de esa misma alineación, los materiales oligocénicos son siempre continentales, excepción hecha de su nivel basal, que presenta facies marinas. En la zona de Sineu, los materiales oligocénicos continentales representan los depósitos más distales del sistema aluvial que constituye la Fm. Detrítica de Cala Blanca, cuya área fuente estaba situada hacia el NO.

Estructuralmente, la zona está constituida por un conjunto de bloques relativamente elevados y hundidos que quedan limitados mediante fallas normales de dirección N-S a NO-SE. El conjunto está fosilizado por sedimentos postorogénicos del Mioceno Superior.

Los diferentes bloques están internamente estructurados en un conjunto de cuatro unidades tectónicas cabalgantes entre sí mediante planos de cabalgamiento subhorizontales. Internamente las unidades presentan pliegues con direcciones dominantes de sus ejes NE-SO. La dirección de emplazamiento de los cabalgamientos, deducida a partir de las estructuras, es hacia el NO, y el acortamiento mínimo calculado es de unos 18,1 Km., lo que supone un acortamiento del orden del 55 por 100, sin considerar la deformación interna.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer la participación del Dr. G. Colom en la clasificación de la microfauna, y de los Drs. F. Sàbat de la Universidad de Barcelona y A. Rodríguez-Perea, de la Universidad de les Illes Balears, en la lectura crítica del manuscrito original, así como a la empresa LIGNITOS, S. A., que nos ha permitido la utilización de los sondeos. Este trabajo ha sido parcialmente financiado mediante el proyecto GEO89-0426.

REFERENCIAS

- ALVAREZ-RAMIS, C.; RAMOS-GUERRERO, E., y FERNANDEZ-MARRON, T. (1987): *Estudio paleobotánico del Cenozoico de la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut*. Bol. Geol. y Minero, 98: 349-356.
- ALVARO, M. (1987): *La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares)*. Bol. Geol. y Minero, 98: 622-629.
- ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y SIMO, A. (1984): *El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica*. Bol. Geol. y Minero, 95: 3-25.
- ANGLADA, E.; SABAT, F., y SANTANACH, P. (1986): *Les charriages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, n. 7: 585-590.
- BARNOLAS, A. (Ed.) (1984): *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. Libro-guía de la excursión Grup. Exp. del Mesozoico, 263 pp.
- BARON, A. (1977): *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Mioceno Medio y Superior de la isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma, Ed. 1985, 180 pp (inédito).

BENEDICTO, A. (1991): *Estudio de la estructura y del relleno de la Cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y de subsuelo*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 170 pp. (inédito).

BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J.; MONTADERT, L.; COURRIER, P.; MUGNIOT, J. F., y SANCHO, J. (1974): *Geology of the Mediterranean Sea Basins*. En: *Geology of continental Margins*. C. A. Burk y C. L. Drake (Eds.). Springer-Verlag, pp. 695-721.

BIZON, G.; BIZON, J. J.; BOURROUILH, R., y MASA, D. (1973): *Présence aux îles Baléares (Med. Occ.) de sédiments «messiniens» déposés dans une mer ouverte, à salinité normale*. Con. Rend. Acad. Sci. Paris, 277 (12): 985-988.

BOURROUILH, R. (1983): *Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Balears)*. Memorias del IGME, t. 99, 2 vols.

COLOM, G. (1929): *Nota sobre las calizas con miliolas del Estampiense de Mallorca*. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo Homenaje a I. Bolívar: 237-239.

COLOM, G. (1945): *Los foraminíferos de concha arenácea de las margas burdigalienses de Mallorca*. Estud. Geol., 2: 3-34.

COLOM, G. (1946): *Los sedimentos burdigalienses de las Baleares*. Estud. Geol., 3: 21-112.

COLOM, G. (1956): *Los foraminíferos del Burdigaliense de Mallorca*. Mem. R. Acad. Cienc. y Artes Barcelona, 33 (5): 1-40.

COLOM, G. (1969): *Litomicrofacies de los terrenos secundarios de España*. Mem. R. Acad. Cienc. y Artes Barcelona, 39 (11): 457-492.

COLOM, G. (1971): *Variabilité et stabilité des Peneroplinae (Peneroplis, Dendritina, Spirolina) depuis l'Eocène jusqu'aux temps actuels*. Rev. de Micropaleontologie, 14: 48-53.

COLOM, G. (1975): *Geología de Mallorca*. Dip. Prov. Balears. Inst. Estud. Balearicos, CSIC, 2 vols., 522 pp.

COLOM, G. (1988): *Una revisión del grupo de los Tintinidos (infusorios oligotricos, lorricados). La evolución de sus especies en los mares paleozoicos y secundarios*. Rev. Esp. de Micropal., 3: 71-104.

DARDER, B. (1913): *Los fenómenos de corrimiento en Felanitx (Mallorca)*. Trabajos del Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol., 6: 1-9.

DARDER, B. (1921): *Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca)*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 21: 204-233.

DARDER, B. (1925a): *La tectonique de la region orientale de l'île de Majorque*. Bull. Soc. Geol. France, 25: 245-278.

DARDER, B. (1925b): *Estudio geológico de los alrededores de Sineu y del Puig de Sant Onofre (Región central de Mallorca)*. Trabajos del Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol., 34: 1-80.

EGUIZABAL, F. J. (1982): *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa (Mallorca)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Palma de Mallorca (inédito).

ESCANDELL, B., y COLOM, G. (1961): *Estudio geológico de la región de Sineu-Petra en la isla de Mallorca*. Notas y Coms. del IGME, 64: 17-35.

ESCANDELL, B., y COLOM, G. (1962): *Hoja geológica número 699: Porreras (Mallorca)*. Esc. 1/50.000. IGME.

FALLOT, P. (1922): *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. Thèse. Paris et Liege, 481 pp.

FORSYTH MAJOR (1904): *Exhibition of and remarks upon some remains of Anthracotherium from Majorca*. Proc. of the Zool. Soc. of London, 1: 456-458.

GELABERT, B.; SABAT, F., y RODRIGUEZ-PEREA, A. (1992): *A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic islands)*. Tectonophysics, 203: 167-183.

HERMITE, H. (1879): *Etudes geologiques sur les îles Baléares; Première partie Majorque et Minorque*. Thèse. Univ. de Paris.

HOLLISTER, J. S. (1934): *Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen*. Abh. Ges. Wiss. Göt. Math. Phys. Kl., III, 10: 121-154.

HUGUENEY, M., y ADROVER, R. (1982): *Le peuplement des Baleares (Espagne) au Paléogène*. Geobios, Mem. Spec. 6: 439-449.

MATAILLET, R., y PECHOUX, J. (1978): *Etude geologique de l'extremite occidentale de la Sierra Nord de Majorque*. Tesis doct. Univ. de Franche-Compte.

NAVIDAD, M., y ALVARO, M. (1985): *El vulcanismo alcalino del Triásico Superior de Mallorca (Mediterráneo occidental)*. Bol. Geol. y Minero, 96: 10-22.

RAMOS-GUERRERO, E. (1988): *El Paleógeno de las Baleares: Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis Doc. Univ. de Barcelona (inédito).

RAMOS-GUERRERO, E.; RODRIGUEZ-PEREA, A.; SABAT, F., y SERRA-KIEL, J. (1989a): *Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca area*. Geodinamica Acta, 3 (1): 53-72.

RAMOS-GUERRERO, E.; CABRERA, L., y MARZO, M. (1989b): *Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo occidental)*. Acta Geol. Hisp., 24: 185-203.

RAMOS-GUERRERO, E., y ALVAREZ-RAMIS, C. (1989-90): *Paleoflora del Oligoceno de Mallorca*. Boll. Soc. Hist. Nat. Balears, 33: 141-158.

RAMOS-GUERRERO, E.; BERRIO, I.; FORNOS, J. J., y MORAGUES, L. (1992): *Depósitos lacustres-palustres del Mioceno Medio de Mallorca: la Unidad de Calizas de Son Verdura*. Coms. del III Congr. Geol. de España.

RODRIGUEZ-PEREA, A. (1981): *Estudio sedimentológico del Mioceno basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona (inédito).

RODRIGUEZ-PEREA, A.; RAMOS-GUERRERO, E.; POMAR, L.; PANIELLO, X.; OBRADOR, A., y MARTI, J. (1987): *El Triásico de las Baleares*. Cuadernos de Geol. Ibérica, 11: 295-321.

ROSSELLO, J. (1954): *Aportación al estudio de la geología de la región central de Mallorca*. Imprenta Atlante. Palma de Mallorca, 59 pp.

SABAT, F. (1986): *Estructura Geològica de les Serres de*

Llevant de Mallorca (Balears). Tesis Doct. Univ. de Barcelona (inédito).

SABAT, F.; MUÑOZ, J. A., y SANTANACH, P. (1988): *Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island)*. Geologische Rundschau, 77 (1): 529-538.

VIDAL, L. M. (1905): *Note sur l'Oligocene de Majorque*. Bull. Soc. Geol. de France, t. V: 651-654.

Original recibido: Mayo de 1992.

Original aceptado: Septiembre de 1992.

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

Parte III. Estudio sistemático del subgénero *Platyceramus* Seitz.

Por G. LOPEZ (*)

RESUMEN

En la Cuenca Navarro-Cántabra y en la Plataforma Norcastellana, el subgénero *Platyceramus* Seitz está representado por 30 especies y subespecies, con una distribución estratigráfica que abarca desde el Coniaciense Medio hasta el Santoniense Superior. De ellas, las más representativas, y que serán tratadas en este trabajo, son: *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, *I. (Pl.) mantelli undatus* Heine, *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz, *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz, *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli turzoensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli herasensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli* subsp. inc., *I. (Pl.) barronensis* sp. n., *I. (Pl.) roberti* sp. n., *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner, *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz, *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm, *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n., *I. (Pl.) cycloides* subsp. inc., *I. (Pl.)* aff. *cycloides* Wegner, *I. (Pl.) tormensis* sp. n., *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz, *I. (Pl.) undulatoplicatus undulatoplicatus* Roemer, *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz, *I. (Pl.) undulatoplicatus* subsp. inc., *I. (Pl.)* cf. *undulatoplicatus* Roemer.

Palabras clave: Cuenca Navarro-Cántabra, Plataforma Norcastellana, Inocerámidos, *Platyceramus*, Cretácico Superior, Coniaciense, Santoniense.

ABSTRACT

The subgenus *Platyceramus* Seitz is represented in the Navarro-Cantabrian Basin and in the North-Castilian Platform by 30 species and subspecies, ranging from the middle Coniacian to the uppermost Santonian. The species studied in this paper are: *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, *I. (Pl.) mantelli undatus* Heine, *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz, *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz, *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli turzoensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli herasensis* subsp. n., *I. (Pl.) mantelli* subsp. inc., *I. (Pl.) barronensis* sp. n., *I. (Pl.) roberti* sp. n., *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner, *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz, *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm, *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n., *I. (Pl.) cycloides* subsp. inc., *I. (Pl.)* aff. *cycloides* Wegner, *I. (Pl.) tormensis* sp. n., *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz, *I. (Pl.) undulatoplicatus undulatoplicatus* Roemer, *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz, *I. (Pl.) undulatoplicatus* subsp. inc., and *I. (Pl.)* cf. *undulatoplicatus* Roemer.

Key words: Navarro-Cantabrian Basin, North-Castilian Platform, Inoceramids, *Platyceramus*, Upper Cretaceous, Coniacian, Santonian.

INTRODUCCION

En este trabajo se aborda la tercera parte de la Tesis Doctoral del autor (LOPEZ, 1990), continua-

ción de sendos artículos publicados en los dos números anteriores de este mismo volumen. En este tercer apartado se ha estudiado la sistemática de los subgéneros *Platyceramus* Seitz, que está representado por 30 especies y subespecies, y de las cuales se describirán las más representativas.

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

ESTUDIO SISTEMÁTICO

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 el 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.
- GAWB: Geologische Abteilung der Westfälischen Bergwerkschaftskasse (Bochum, R. F. A.).
- GPIM: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Münster (R. F. A.).
- GSH: Geologisches Staatsinstitut der Universität. Hamburg (R. F. A.).
- NLFB: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover (R. F. A.).
- PIB: Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Bonn (R. F. A.).

RHMS: Ruhrland- und Heimat-Museum der Stadt Essen (R. F. A.).

Subgénero *Platyceramus* Seitz, 1961

Especie tipo

Inoceramus (Platyceramus) mantelli Barrois, por designación original (SEITZ, 1961), p. 54.

Diagnosis

Equivalvo, inequilateral, de tamaño pequeño a muy grande, y generalmente muy plano. Umbo generalmente no sobresaliente. Perfil y ondulaciones subcirculares-ovaladas. Posible existencia de costillas divergentes en algunas especies, y que pueden dominar sobre las ondulaciones.

Discusión

HEINZ (1932) propuso el término *Platyceramus* como nuevo subgénero, pero al no presentar ni la diagnosis, ni la especie tipo, era un *nomen nudum* de acuerdo con las normas del CINZ.

Posteriormente, SEITZ (1961) realizó la diagnosis de *Inoceramus (Platyceramus)* y designó a *Inoceramus mantelli* como la especie tipo de este subgénero. Por lo que el nombre subgenérico obtuvo validez desde esa fecha, con lo cual se debe considerar a SEITZ como a su autor, tal y como ya habían puesto de manifiesto MATSUMOTO, NODA y KOZAI (1982) y NODA (1983).

De acuerdo con las diagnosis de SEITZ (1961), la distinción entre los subgéneros *Inoceramus (Platyceramus)* e *I. (Cladoceramus)* era difícil, debido a que únicamente se podían distinguir a partir de la presencia de costillas divergentes, al ser éstas muy débiles o inexistentes en *I. (Platyceramus)* y muy prominentes en *I. (Cladoceramus)*. Sin embargo, el perfil, abombamiento y curvatura de las ondulaciones eran muy similares. Por ello, la asignación subgenérica de las formas intermedias era muy difícil, lo que conllevó la eliminación del subgénero *I. (Cladoceramus)* [ver la discusión de *I. (Pl.) undulatopectatus*].

Por otra parte, COX (1969) consideró a *Platyceramus*

ramus como a un sinónimo de *Inoceramus*. Mientras que VOKES (1980), equivocadamente, consideró a *Platyceramus* como nombre inválido, sin tener en cuenta el trabajo de SEITZ (1961).

El estudio de las distintas especies de este subgénero realizado, tanto en base al material del norte de España como al material de otros autores, ha obligado a modificar la diagnosis dada por SEITZ (1961). Siendo especialmente significativo la inclusión de los caracteres diagnósticos de *I. (Cladoceramus)*, ya que, como se ha visto anteriormente, éste perdió su validez en favor de *I. (Platyceramus)*.

Distribución

Este subgénero presenta una distribución geográfica cosmopolita, y ha sido reconocido desde el Coniaciense al Maastrichtiense.

Inoceramus (Platyceramus) mantelli Barris, 1879

Tipo

El lectotipo, por designación de SEITZ (1962, p. 356), es el ejemplar figurado por BARROIS (1879, lám. 4, fig. 1) y refigurado por SEITZ (1962, lám. 10, fig. 1a), cuyo molde se conserva en el NLFB. Procede del Coniaciense de Lezennes (Lille, Francia).

Diagnosis

Valva muy plana, de tamaño pequeño a muy grande. Margen anterior relativamente bajo, muy amplio, y cóncavo hacia el exterior, delimitándose la denominada *oreja anterior*. Umbo generalmente agudo y recurvado anteriormente. Ornamentación variable, dependiendo de la subespecie, consistente en *lineae*, *circulae* o *annuloriae*, así como en ondulaciones planas y de crecimiento irregular.

Discusión

La especie *I. mantelli* fue establecida por DE MERCEY (1872, p. 21), pero sin dar descripciones, diagnosis o ilustraciones de los ejemplares. A su vez, DÉCOCQ (1874, p. 83) describió brevemente esta especie, pero tampoco figuró los

ejemplares. Posteriormente, DE MERCEY (1877, pp. 324-343) figura fragmentos de la concha y partes de la zona de charnela, pero ningún ejemplar que estuviese mínimamente completo.

El primero en establecer correctamente la especie fue BARROIS (1878, p. 478, y 1879, p. 454, lám. 4, figs. 1 y 2), al describir y figurar de forma completa la especie. Por ello, de acuerdo con las normas del CINZ se debe considerar a BARROIS como al verdadero autor de esta especie.

Posteriormente, HEINZ (1932, p. 10) consideró a *Inoceramus mantelli* como la especie tipo de *Platyceramus*. Pero como se ha visto en la discusión de este subgénero, éste fue *nomen nudum*, según las normas del CINZ, hasta el trabajo de SEITZ (1961).

SEITZ (1962, 1965) estudió en detalle esta especie, y dentro de ella distinguió las siguientes subespecies: *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, *I. (Pl.) mantelli undatus* Heine, *I. (Pl.) mantelli? rhenanus* (Heinz), *I. (Pl.) mantelli subrhenanus* Seitz e *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz.

Esta especie es muy común en el Coniaciense Superior y en el Santoniense Inferior de Hokkaido (Japón), aunque generalmente ha recibido la denominación de *Inoceramus yubariensis* Nagao y Matsumoto. NODA y TOSHIMITSU (1990) consideraron que *Inoceramus (Platyceramus) yubariensis* Nagao y Matsumoto (1940) es sinónimo de *I. (Pl.) mantelli* Barrois. Así mismo, estos autores consideraron que dos de las subespecies de *I. (Pl.) mantelli* establecidas por SEITZ (1962), en concreto *I. (Pl.) mantelli (?) rhenanus* Seitz e *I. (Pl.) mantelli subrhenanus* Seitz, debían considerarse como especies independientes; y, a su vez, también consideraron que las restantes subespecies debían ser eliminadas e incluidas todas ellas dentro de la especie *I. (Pl.) mantelli*. Para llegar a estas conclusiones se basaron en el estudio de una treintena de inocerámidos de Japón y en la medición de las ilustraciones aparecidas en el trabajo de SEITZ (1962).

Por lo que respecta a este trabajo, se ha seguido el criterio de SEITZ (1962) y, dadas las características que presentan algunos de los ejemplares, se han creado nuevas especies y subespecies. Por otra parte, se ha estudiado el material original de SEITZ (1962) y el de otros autores,

con lo que se han tenido suficientes datos como para efectuar la revisión de algunas de estas subespecies.

Distribución

Esta especie ha sido reconocida en el Coniaciense Superior de la región Surpirenaica Central (España), en el Coniaciense de Piccardie (Francia), y de Münsterland y Westfalen (R.F.A.), y en el Coniaciense Medio de la Cuenca de Badag y en Brezoi (Rumania).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli Barrois, 1879

Figs. 1-4, lám. 1, fig. 3

v* 1879 *Inoceramus Mantelli*, DE MERCEY; Barrois, p. 454, lám. 4, figs. 1 y 2.

. 1929 *Inoceramus circularis* SCHLÜTER; Heine, p. 52, lám. 4, fig. 23.

v. 1962 *I. mantelli mantelli* MERC. (BARROIS); Seitz, pp. 360-363, figs. text. 3 y 4, lám. 10, figs. 1 y 2, lám. 11, figs. 1, 2 y 6, lám. 12, fig. 3.

? 1972 *Inoceramus (Platyceramus) mantelli Mantelli* (MERCEY) BARROIS; Tröger, lám. 7, fig. X4310.

1976 *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Mercey; Szasz, p. 209, lám. 10, fig. 1, lám. 12, lám. 13.

? 1980 *Inoceramus mantelli* de Mercey; Mennesier y Sornay, p. 20, lám. 6, fig. 1.

. 1985 *Inoceramus mantelli mantelli* Mercey, 1872; Szasz, p. 171, lám. 33, figs. 1 y 2, lám. 34, fig. 1.

v. 1986a *I. (Pl.) mantelli mantelli* (BARROIS); López, pp. 22-25, fig. text, 11, lám. 1, figs. 3a y 3b.

v. 1986b *I. (P.) mantelli mantelli*; López, lám. 1, fig. 2.

. 1988 *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Mercey; Szasz e Ión, lám. 21, figs. 2 y 3.

Tipo

El mismo lectotipo que para *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*.

Diagnosis

Valvas muy planas y con un margen anterior amplio. Ondulaciones de curvatura más o menos subcuadrada o algo romboidal; típicas *circulae* o *lineae*.

Material

Se han estudiado ocho ejemplares, que corresponden a los moldes internos de tres valvas derechas (núms. 40262, 40741 y 40477), de cuatro valvas izquierdas (núms. 40259, 40261, 40294 y 40808), y de un ejemplar que presenta ambas valvas (núm. 40283). Las valvas suelen estar aplastadas y presentan la superficie erosionada, excepto en los ejemplares 40294 y 40808.

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40259	95,0	73,0	96,0	89,0	—	16,0	99°	71°
40261	192,3	170,0	215,3	157,4	63,4	44,0	110°	76°
40262	135,0	99,0	128,0	99,0	29,0	15,3	94°	71°
40283d	75,0	87,3	75,0	88,0	—	11,6	—	—
40283i	84,2	81,0	84,0	88,2	39,0	16,5	109°	—
40294	159,0	215,0	170,0	218,0	73,0	36,0	99°	69°
40741	77,0	64,0	73,0	52,0	—	12,0	—	—
40808	90,5	73,5	86,5	71,5	55,5	15,5	109°	70°

Las valvas son muy planas, con el mayor abombamiento situado alrededor del eje de crecimiento. La *oreja anterior* está muy marcada, especialmente en los ejemplares 40261 y 40294, con lo que el margen anterior es claramente cóncavo hacia el exterior, aunque el ejemplar 40808 presenta un margen anterior más recto. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es subcuadrado en los ejemplares 40283 y 40294, o con tendencia a ser algo romboidal en los ejemplares 40259, 40261, 40262, 40741 y 40808. El valor del ángulo A oscila desde un mínimo de 94° hasta un máximo de 110°. El valor del ángulo β oscila desde un mínimo de 69° hasta un máximo de 76°. El umbo no es prominente y es relativamente agudo y completamente progiro. El ejemplar 40808 presenta parte de la zona ligamentaria conservada, mostrando pequeños surcos de unos 1,5 mm. de anchura.

Las ondulaciones son irregularmente prominentes. Se aprecian *circulae* y *lineae*, aunque sólo en una parte de los ejemplares debido al estado de conservación. Las ondulaciones presentan una curvatura ovalada en los estadios iniciales, mientras que en los intermedios y posteriores es claramente subcuadrada en el ejemplar 40294 y algo romboidal en los ejemplares 40259, 40261, 40262, 40741 y 40808; de todas formas, la tendencia a ser más romboidal de algunos ejemplares, como el 40283, es debida a un aplastamiento. En los estadios posteriores, las ondulaciones presentan un cierto escalonamiento en el margen anterior, y son relativamente estrechas y algo redondeadas (especialmente en el ejemplar 40294), aunque algún ejemplar las presenta algo anchas (especialmente el ejemplar 40259). El número de las ondulaciones es variable, pasando de ser relativamente elevado en el ejemplar 40294, a bajo en el ejemplar 40259. El crecimiento de las ondulaciones varía desde los 5,5 mm. en los estadios iniciales hasta los 16,0-27,0 mm. en los estadios posteriores.

La relación de L en % de H varía desde el 130-109 % en los estadios iniciales, pasando por el 119-91 % en los intermedios, hasta el 87-73 % en los posteriores (fig. 1).

La relación de NA en % de HA varía desde el 63-80 % en los intermedios, hasta el 70-62 % en los posteriores (fig. 2).

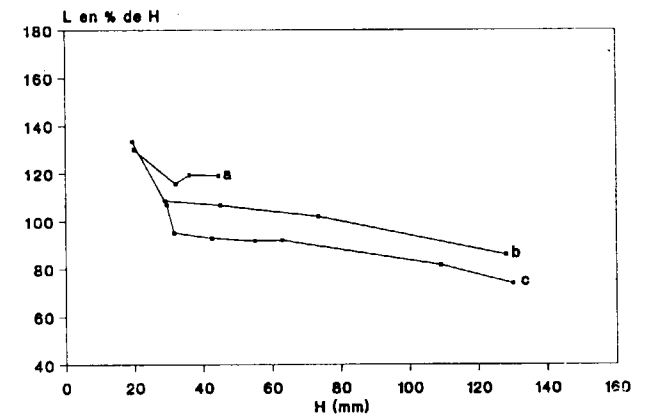


Figura 1.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) mantelli mantelli* Barrois. Valvas izquierdas: a=40259; b=40261; c=40294.

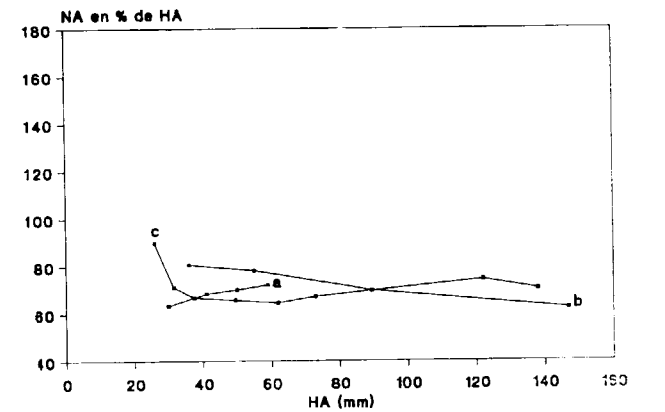


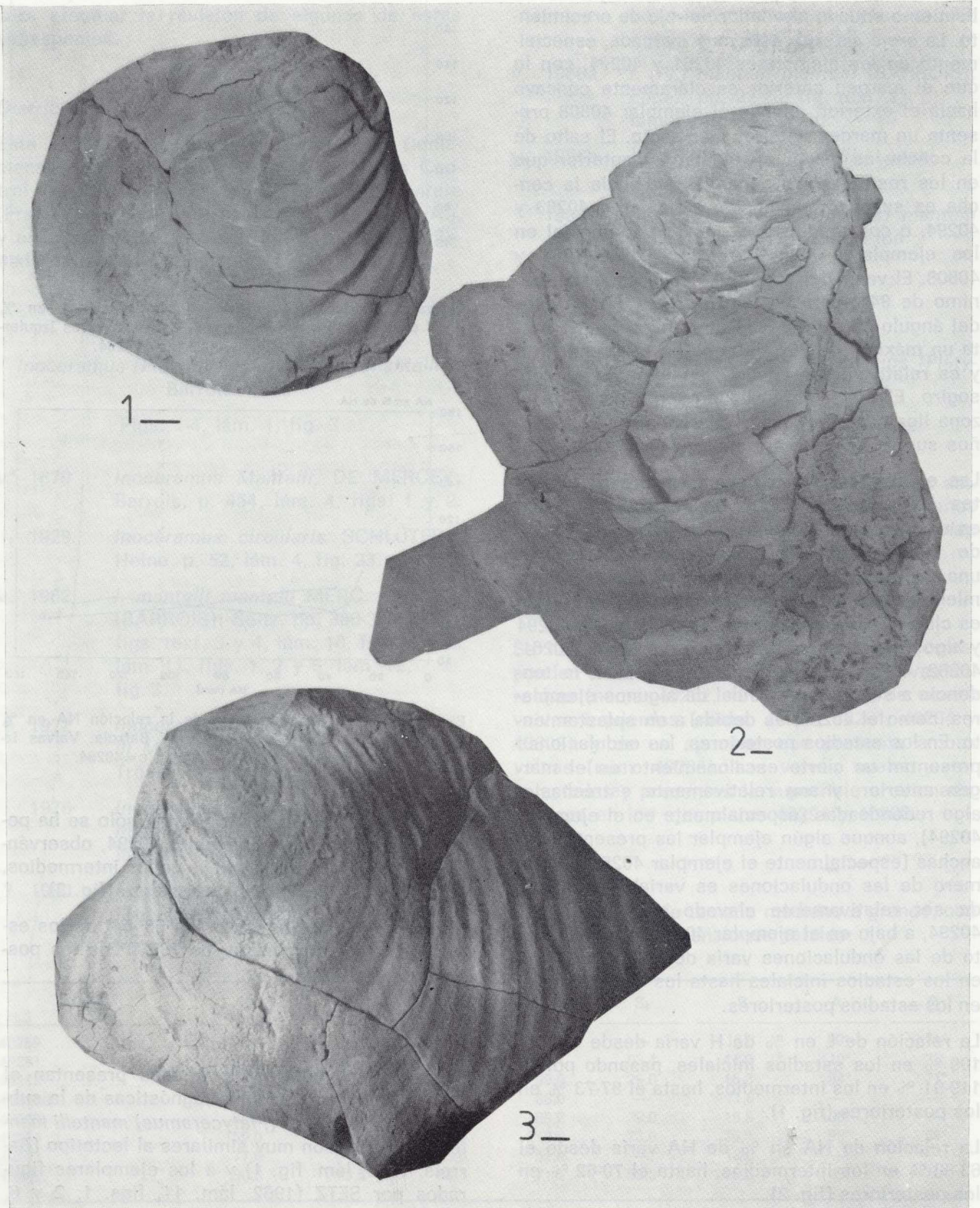
Figura 2.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) mantelli mantelli* Barrois. Valvas izquierdas: a=40259; b=40261; c=40294.

La relación de S en % de HA tan sólo se ha podido cuantificar en el ejemplar 40294, observándose que varía desde el 48 % en los intermedios, hasta el 43-37 % en los posteriores (fig. 3).

El ángulo WA oscila desde los 60°-51° de los estadios intermedios hasta los 70°-80° de los posteriores (fig. 4).

Discusión

Todos los ejemplares estudiados presentan el perfil y la ornamentación diagnósticas de la subespecie *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli*. Por ello, son muy similares al lectotipo (Barrois, 1879, lám. fig. 1) y a los ejemplares figurados por SETZ (1962, lám. 11, figs. 1, 2 y 6,



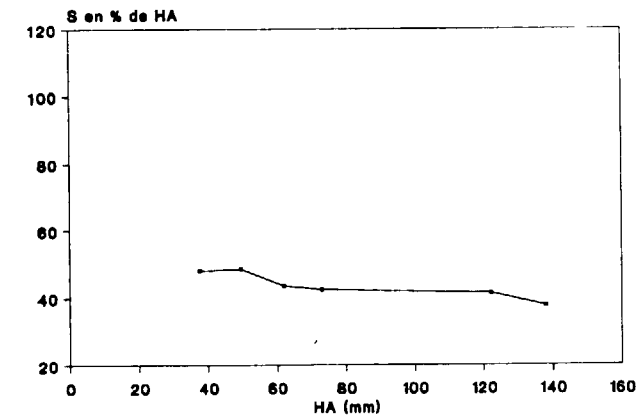
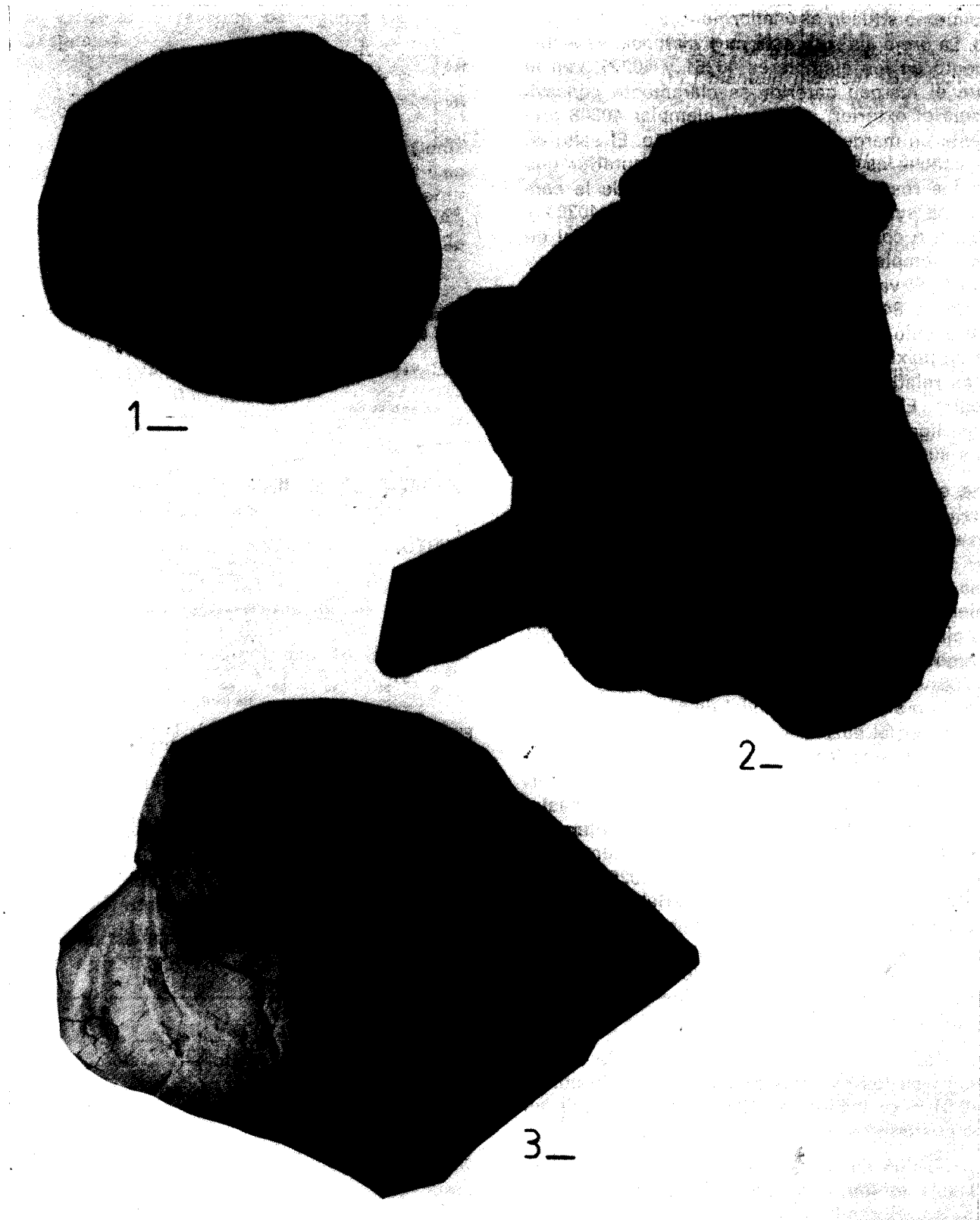


Figura 3.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) mantelli mantelli* Barrois. Valva izquierda núm. 40259.

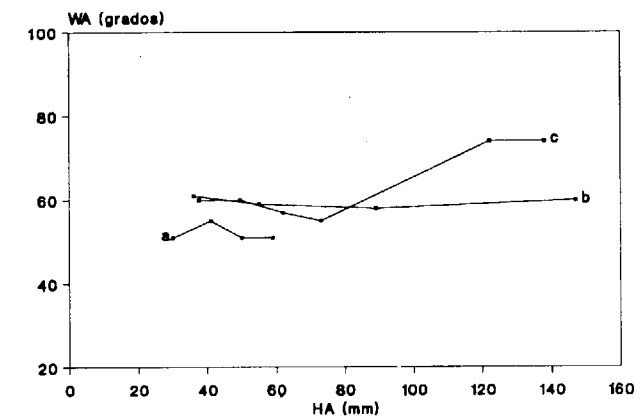


Figura 4.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) mantelli mantelli* Barrois. Valvas izquierdas: a=40259; b=40261; c=40294.

lám. 12, fig. 3) y SZASZ (1985, lám. 33, figs. 1 y 2, lám. 34, fig. 1), aunque se diferencian de éstos por poseer un valor del ángulo WA algo más elevado.

El ejemplar figurado como *Inoceramus circularis* por HEINE (1929, lám. 4, fig. 23) se diferencia de los aquí estudiados por presentar un perfil y unas ondulaciones más circulares e irregulares.

Así mismo, los ejemplares estudiados en el presente trabajo, se diferencian de los estudiados por LOPEZ (1968a, fig. text. 11, lám. 1, figs. 3a y 3b, 1986b, lám. 1, fig. 2) por tener un menor abombamiento y por presentar un mayor valor de la relación en % de H en los estadios posteriores.

El estudio del lectotipo y de los ejemplares figurados por SEITZ (1962) y LOPEZ (1986a, b) así como el estudio de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, ha permitido rehacer la diagnosis de la especie dada por SEITZ (1962.)

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Coniaciense Superior de la región Surpirenaica Central (España), en el Coniaciense de Piccardie (Francia), y en el Coniaciense Medio de Müns. terland y Westfalia (R. F. A.), de la Cuenca de Babadag y en Brezoi (Rumania).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie BA (Barrón, Alava), en la serie HE (Lastras de la Heras, Burgos) y en la serie VIC (Villaventín, Burgos). Mientras que en la Plata-

Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz, 1962. Valva izquierda. Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40292.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli undatus* Heine, 1929. Valva derecha. Nivel 3 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40609.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, 1879. Valva izquierda. Nivel 1 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40294.

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

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

forma Norcastellana se ha localizado en la serie VM (Villamartín, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Coniaciense Medio.

Inoceramus (Platyceramus) mantelli undatus
Heine, 1929

Lám. 1, fig. 2

* 1929 *Inoceramus circularis* SCHÜLTER
var. *undata* n. v.; Heine, p. 55,
lám. 5, fig. 24.

v. 1962 *I. mantelli undatus* SEINE; Seitz,
pp. 363-364, fig. text. 5, lám. 12,
fig. 6.

Tipo

El holotipo, por monotipia, es el ejemplar del GPIM figurado por HEINE (1929, lám. 5, fig. 24). Procede del Coniaciense del pozo de ventilación

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40609d	300,0	270,4	315,0	375,0	—	31,5	—	—
40609i*	270,0	265,0	310,0	265,0	58,0	—	—	—
40768	100,0	86,0	95,0	80,0	—	16,5	—	—

Las valvas son muy planas. No se puede cuantificar el abombamiento de la valva izquierda del ejemplar 40609 debido a que está fragmentada y aplastada. No se observa ningún escalonamiento de la concha. El margen anterior es muy recto, sin que se aprecie la concavidad hacia el exterior de la llamada *oreja anterior*, aunque en la valva derecha del ejemplar 40609 se aprecia una gran expansión del margen anterior. El salto de la concha está bastante marcado en el margen anterior de la valva derecha del ejemplar 40609. El perfil de las valvas es subcuadrado, algo romboide. El umbo sólo es parcialmente visible en la valva izquierda del ejemplar 40609, no siendo prominente, y sí completamente prosgiro.

Las ondulaciones son regulares. Se aprecian *annulocirculae* en los estadios iniciales e intermedios, pero, debido al estado de conservación, no

de la mina Preußen II (Grevel, Lünen, Westfalen, R. F. A.), a 54 m. de profundidad.

Diagnosis

Ondulaciones subcuadradas en los estadios iniciales, siendo ovaladas en los posteriores; en ambos estadios son bastante regulares, y con amplios crecimientos, que aumentan en los estadios posteriores. Presencia de claras *annulocirculae*.

Material

Se han estudiado dos ejemplares, que corresponden a los moldes internos de una valva derecha (núm. 40768) y de un ejemplar que presenta las dos valvas (núm. 40609).

Descripción

Los ejemplares son de gran tamaño, con las siguientes dimensiones totales:

se observan en los posteriores. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada en los estadios iniciales y en parte de los intermedios, mientras que en los restantes estadios de crecimiento la curvatura es circular. Sin embargo, el ejemplar 40768 no presenta una trayectoria de las ondulaciones completamente regular. Las ondulaciones suelen ser anchas y redondeadas, aunque algunas ondulaciones del ejemplar 40768 pueden estar algo aristadas. La anchura y el redondeamiento de las ondulaciones va aumentando durante la ontogenia, al igual que su crecimiento, que puede llegar a alcanzar los 28,0 mm. El número de ondulaciones es bastante bajo, sobre todo en los estadios posteriores de crecimiento.

Discusión

Durante los estadios iniciales y parte de los in-

termedios la curvatura de las ondulaciones es subcuadrada, al igual que en *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli*, mientras en los estadios siguientes la curvatura es ovalada, con un valor bastante elevado del ángulo WA. La existencia de *annulocirculae* es otro de los caracteres diagnósticos de *I. (Pl.) mantelli undatus*, que la diferencian de las claras *circulae* y *lineae* de *I. (Pl.) mantelli mantelli*. A partir de estas características, se observa que es más fácil diferenciar a esta subespecie de *I. (Pl.) mantelli mantelli* en los estadios posteriores.

El estado de conservación de los ejemplares aquí estudiados no permite cuantificar su variación ontogénica, al igual que sucede con los ejemplares estudiados por SEITZ (1962). De todas formas, las características de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra son semejantes a las de los figurados por HEINE (1929, lám. 5, fig. 24) y SEITZ (1962, fig. text. 5, lám. 12, fig. 6).

El estudio de los ejemplares figurados por SEITZ (1962), así como de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, ha permitido rehacer la diagnosis de la especie dada por SEITZ (1962).

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Coniaciense de Westfalen (R. F. A.).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Coniaciense Medio de la serie BA (Barrón, Alava).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli subrhenanus
Seitz, 1962

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar NLFB Ko478 figurado por SEITZ (1962, lám. 12, fig. 1). Procede del Coniaciense Medio del pozo X (a 140 m.), de la mina Graf Bismarck Gelsenkirchen, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.).

Diagnosis

Umbo redondeado o mínimamente agudo, algo

prominente. Ondulaciones de curvatura oval en los estadios iniciales y circular en los posteriores (diagnosis modificada de SEITZ, 1962, p. 366).

Discusión

El estudio del holotipo y de los otros ejemplares figurados por SEITZ (1962) y LOPEZ (1986a, b), ha permitido completar la diagnosis de la especie dada por SEITZ (1962).

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Coniaciense Superior de la región Surpirenaica Central (España) y en el Coniaciense Medio de Westfalen (R. F. A.).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli aff. subrhenanus SEITZ, 1962

Figs. 5-8, lám. 1, fig. 1

Comparar

v 1962 *I. mantelli subrhenanus* n. subsp.;
Seitz, pp. 366-367, lám. 11, figs. 3
y 4, lám. 12, fig. 1.

v 1986a *I. (Pl.) mantelli subrhenanus*
SEITZ; López, pp. 25-27, lám. 1,
fig. 4.

v 1986b *I. (P.) mantelli subrhenanus*; López,
lám. 1, fig. 3.

Material

Se han estudiado tres ejemplares, que corresponden a los moldes internos de dos valvas izquierdas (núms. 40292 y 40666) y de un ejemplar que presenta las dos valvas (núm. 407774).

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40292	85,3	74,0	82,4	98,0	45,0	15,0	112°	92°
40666	137,0	125,0	160,3	123,0	—	16,6	109°	—
40774d*	112,2	81,5	113,5	110,5	—	7,5	—	—
40774i*	110,5	98,5	112,5	111,5	—	11,0	—	—

Estas valvas son muy planas. El margen anterior está mal conservado en la mayoría de los ejemplares (núms. 40292, 40666 y 40774d), mientras que en la valva izquierda del ejemplar n.º 40774i está conservado, y se observa que es relativamente recto, con lo que no se aprecia la existencia de la llamada *oreja anterior*. El mayor salto de la concha se produce en el margen anterior. El perfil de la concha es subcuadrado en todos los ejemplares. El valor del ángulo A se sitúa alrededor de los 109°-112°. El valor del ángulo β tan sólo se ha podido observar en el ejemplar 40292, en el que alcanza los 92°. El umbo es redondeado, no muy prominente y prosogiro, aunque no está conservado en el ejemplar 40774 y está mal preservado en el ejemplar 40292.

En los estadios iniciales las ondulaciones son bastante redondeadas, como se aprecia en el ejemplar 40292, siendo algo aristadas y marcando un cierto escalonamiento hacia el margen anterior, en los estadios intermedios. Mientras que en los estadios posteriores son más redondeadas, anchas y menos marcadas. Debido al estado de conservación de los ejemplares, las *annulocirculae* sólo se aprecian en los estadios posteriores del ejemplar 40666. Las ondulaciones poseen una curvatura ovalada en los estadios iniciales del ejemplar 40666, el único en el que son visibles, mientras que en los estadios posteriores la curvatura es circular. El crecimiento de las ondulaciones no es constante, aumentando desde los 7,5-9,0 mm. en los estadios iniciales, hasta los 1,6-18,0 mm. en los estadios posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 144 % en los estadios iniciales, pasando por el 126-116 % en los intermedios, disminuyendo hasta el 94 % en los posteriores (fig. 5).

La relación NA en % de HA varía desde el 108 % en los estadios iniciales, pasando por el 115-98 % en los intermedios, disminuyendo hasta el 93 % en los posteriores (fig. 6).

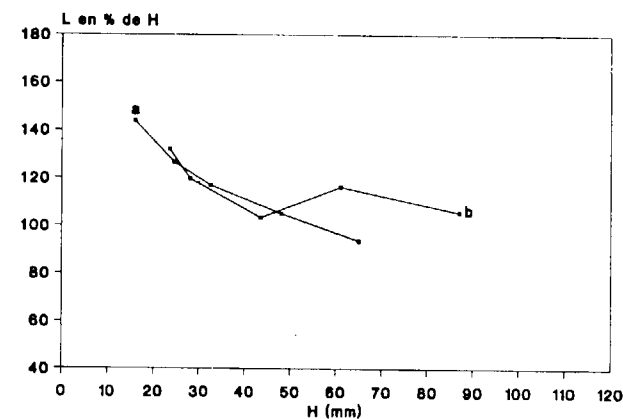


Figura 5.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz. Valva derecha: a=40292. Valva izquierda: b=NLfB Ko478 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 1).

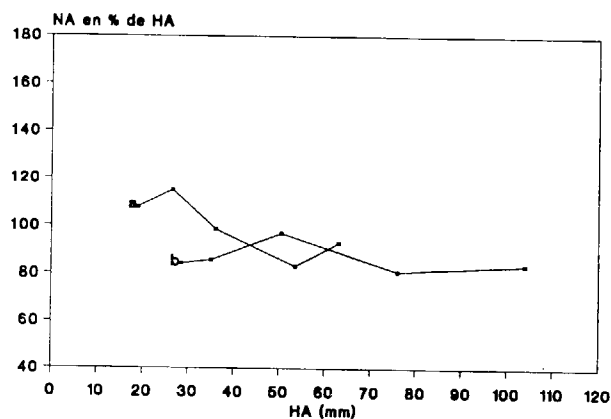


Figura 6.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz. Valva derecha: a=40292. Valva izquierda: b=NLfB Ko478 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 1).

La relación S en % de HA varía desde el 53 % en los estadios iniciales, pasando por el 50-47 % en los intermedios, hasta alcanzar el 51 % en los posteriores (fig. 7).

El ángulo WA oscila desde los 59° en los estadios iniciales, pasando por los 60° en los intermedios, hasta alcanzar los 61° en los posteriores (fig. 8).

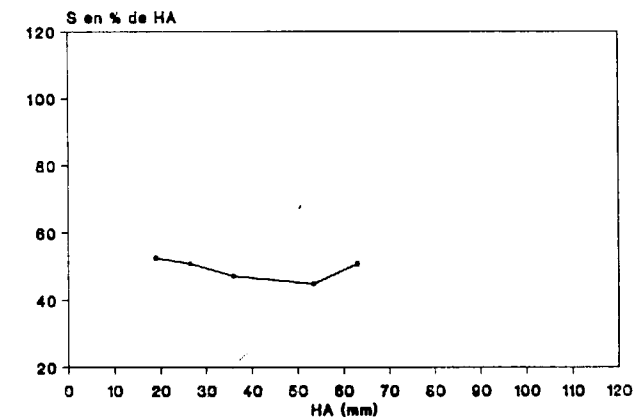


Figura 7.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz. Valva derecha: a=40292. Valva izquierda: b=NLfB Ko478 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 1).

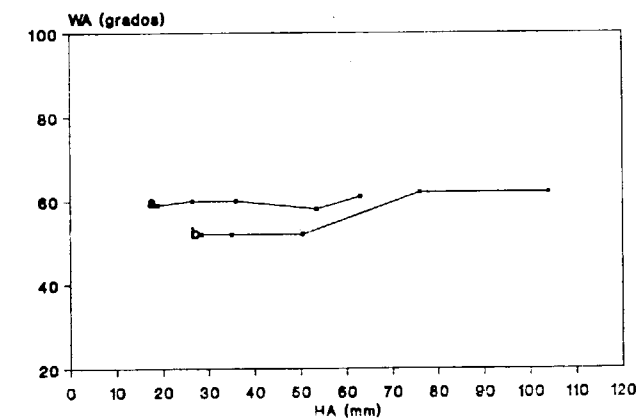


Figura 8.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) mantelli* aff. *subrhenanus* Seitz. Valva derecha: a=40292. Valva izquierda: b=NLfB Ko478 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 1).

Discusión

Los ejemplares estudiados presentan grandes semejanzas con el holotipo de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli subrhenanus* (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 1), especialmente por lo que respecta a sus ondulaciones algo estrechas y redondeadas, y la presencia de *annulocirculae*. Pero se diferencian por su curvatura de las ondu-

ciones, que es más similar a la del otro ejemplar figurado por SEITZ (1962, lám. 11, fig. 3), su mayor valor de la relación L en % de H (fig. 5) en los estadios iniciales y menor en los posteriores, su mayor valor de la relación NA en % de HA (fig. 6) en los estadios iniciales y más similar en los posteriores, su mayor y más constante valor del ángulo WA (fig. 8) y su mayor valor del ángulo β. Por todas las semejanzas y diferencias mencionadas anteriormente, se considera que los ejemplares estudiados corresponderían a una subespecie distinta y afín a *I. (Pl.) mantelli subrhenanus*.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en el Coniaciense Medio de la serie BA (Barrón, Alava) y de la localidad de Venta de Barindano (Navarra).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli beyenburgi Seitz, 1965

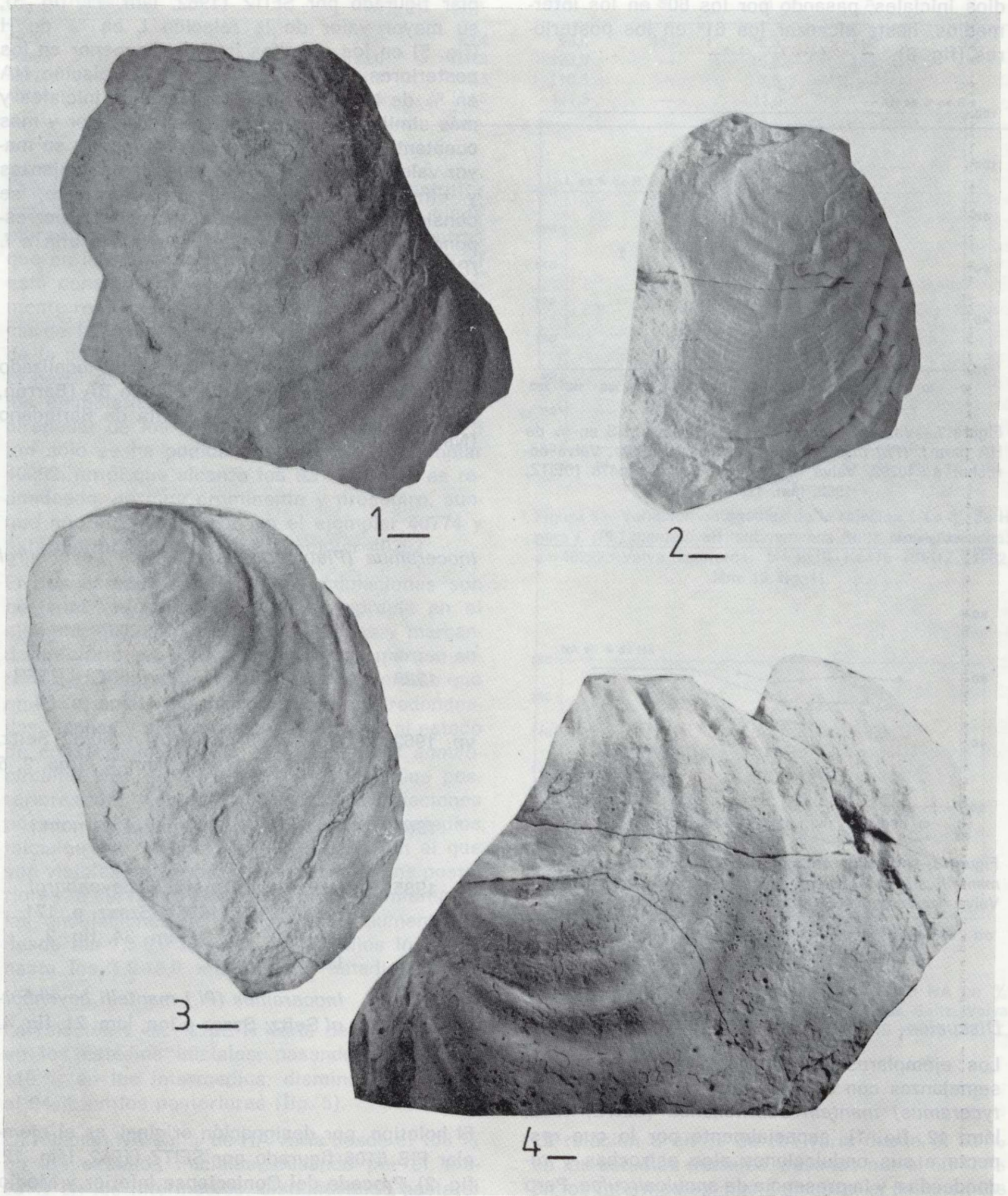
Lám. 2, fig. 3

- 1929 *Inoceramus circularis* SCHLÜTER var. *oblonga* n. v.; Heine, p. 54.
- vp. 1962 *I. mantelli angustus* n. nom.; Seitz, pp. 367-369, sólo lám. 12, figs. 2, 5 y 7 (no lám. 13, fig. 1).
- * 1965 *I. mantelli beyenburgi* n. nom.; Seitz, p. 96.
- 1985 *Inoceramus mantelli beyenburgi* Seitz, 1962 (1965); Szasz, p. 171, lám. 33, fig. 3, lám. 34, fig. 2, lám. 40, fig. 1.
- 1988 *Inoceramus (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz; Szasz e Ion, lám. 21, fig. 4.

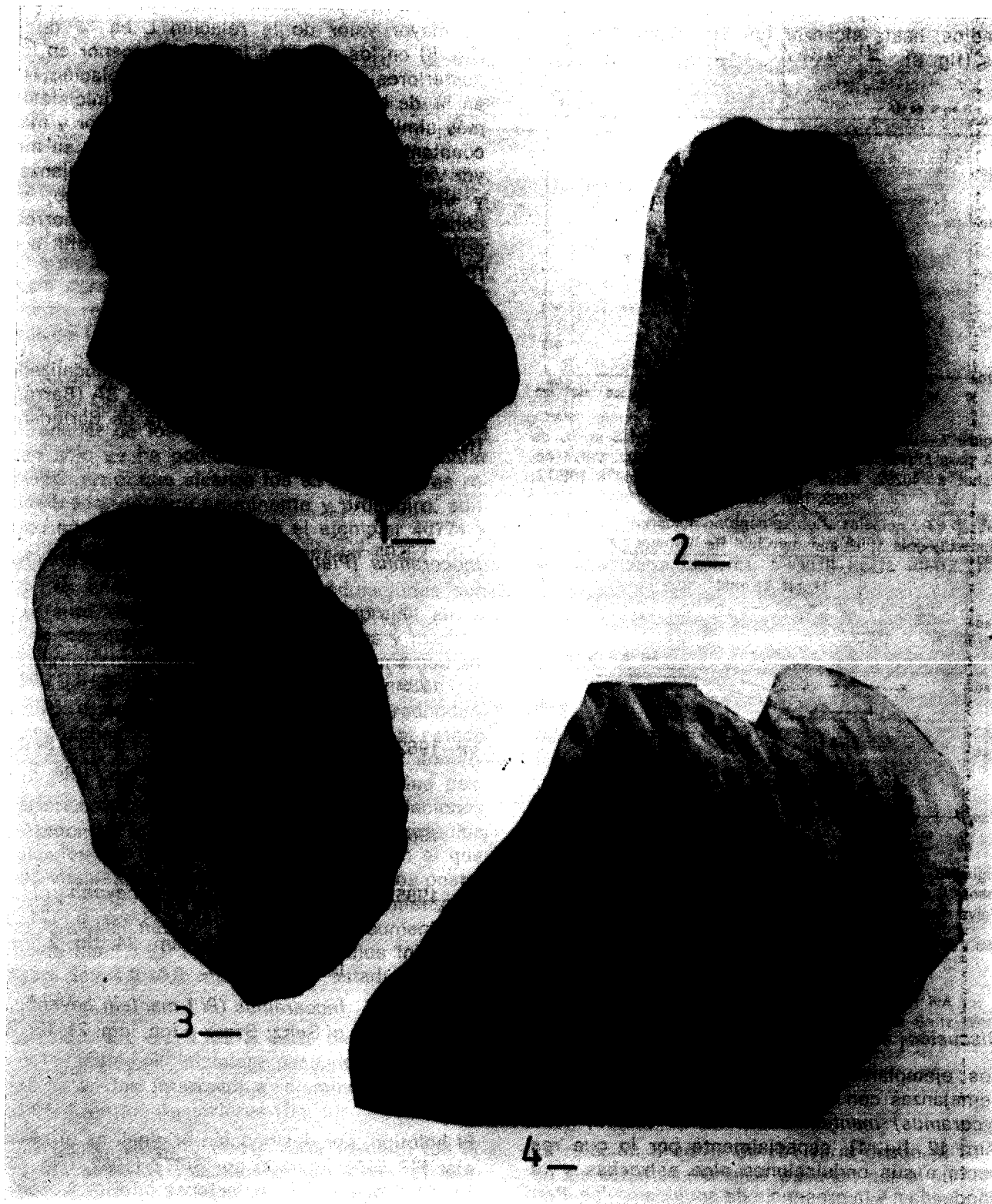
Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar PIB 6106 figurado por SEITZ (1962, lám. 12, fig. 2). Procede del Coniaciense Inferior y Medio del pozo Preußen II (Grevel, Lünen, R. F. A.), a

LAMINA 2



LAMINA 2



72 m. de profundidad. Nombre en honor de E. Beyenburg (ver discusión).

Diagnosis

Umbo agudo. Ondulaciones estrechas y redondeadas, su curvatura es circular en los estadios iniciales y ovalada en los posteriores.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40614), que corresponde al molde interno de una valva izquierda.

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40614*	121,0	90,0	134,0	81,0	34,5	14,0	—	—

Esta valva es muy plana. El margen anterior no está conservado. El perfil de la valva es romboidal. El umbo tampoco está conservado, pero por lo que se observa sería prosogiro.

Las ondulaciones son regulares y se aprecian débiles *annulocirculae*. La curvatura de las ondulaciones es circular en los estadios iniciales, siendo ovalada, con algunos tramos rectos, en los estadios posteriores. Las ondulaciones son algo estrechas y muy redondeadas, siendo bastante numerosas en los estadios iniciales, mientras que disminuyen en número en los estadios posteriores. El crecimiento de las ondulaciones varía desde los 5,0 mm. de los estadios iniciales hasta los 11,0 mm. de los estadios posteriores. El ángulo WA parece oscilar alrededor de los 60°

Discusión

SEITZ en 1965 (p. 96) cambió el nombre de la subespecie *Inoceramus (Platyceramus) mantelli an-*

gustus Seitz, que él mismo había creado (SEITZ, 1962, pp. 367-369). Ello lo llevó a cabo para evitar confusiones con una especie ya existente, se trataba de *Inoceramus (Sphenoceramus) angustus*, que había sido establecida con anterioridad por BEYENBURG (1936b). Por ello, SEITZ (1965) dedicó el nuevo nombre de esta subespecie, *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* al autor que había utilizado antes que él el término *angustus*.

Los ejemplares atribuidos por SEITZ (1962, lám. 12, figs. 2, 5, 7, lám. 13, fig. 1) a la subespecie *Inoceramus (Platyceramus) mantelli beyenburgi* no presentan todos los mismos caracteres. Existiendo entre el ejemplar GAWB 296 (SEITZ, 1962, lám. 13, fig. 1) y los restantes figurados por SEITZ (1962, lám. 12, figs. 2, 5 y 7) un gran número de diferencias, lo que obliga a atribuirlo a una subespecie distinta y afín (ver discusión de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli lamoldai* subsp. n.

El ejemplar estudiado en el presente trabajo está

LAMINA 2

Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli turzoensis* subsp. n. Valva derecha. Nivel 19 sup. de la serie TU (Turzo, Burgos). Ejemplar 40745. Holotipo.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli lamoldai* subsp. n. Valva derecha. Nivel 3 sup. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40770. Holotipo.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli beyenburgi* Seitz, 1965. Valva izquierda. Nivel A de la localidad de Zuazu (Alava). Ejemplar 40614.

Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli* subsp. inc. Valva izquierda. Nivel 2 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40269.

incompleto, pero es muy semejante a los figurados por SEITZ (1962, lám. 12, figs. 2, 5 y 7), SZASZ (1985, lám. 33, fig. 3, lám. 34, fig. 2, lám. 40, fig. 1) y SZASZ e ION (1988, lám. 21, fig. 4). Destacando, como características comunes con estos ejemplares, sus ondulaciones estrechas y de curvatura circular en los estadios iniciales, que son ovaladas y con tramos algo rectos en los estadios posteriores, así como su ángulo WA cercano a los 60°.

El estudio del holotipo y de los otros ejemplares figurados por SEITZ (1962), así como el estudio de ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, ha permitido rehacer la diagnosis de la subespecie dada por SEITZ (1962).

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Coniaciense Inferior y Medio de Westfalen (R. F. A.) y en el Coniaciense Medio de la Cuenca de Babadag (Rumania) y del Norte de Alemania (RFA).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Coniaciense Medio de la localidad de Zuazo (Alava).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli lamoldai subsp. n.

Figs. 9-11, lám. 2, fig. 2

- vp. 1962 *I. mantelli angustus* n. nom.; Seitz, pp. 367-369, sólo lám. 13, fig. 1 (no lám. 12, figs. 2, 5 y 7).
- 1965 *I. mantelli beyenburgi* n. nom.; Seitz, p. 96.
- ? 1988 *Inoceramus mantelli mantelli* de Mercey (Barrois), 1879; Ali-zade et al., p. 260, lám. 14, fig. 1.

Holotipo

El ejemplar 40770, correspondiente a una valva derecha.

Localidad tipo

Barrón, Alava.

Estrato tipo

Nivel 3 sup. de la serie BA (Barrón, Alava). Correspondiente al Coniaciense Medio.

Derivatio Nominis

En honor del Prof. Dr. Marcos A. Lamolda (Bilbao), uno de los más dinámicos investigadores de la bioestratigrafía de esta región, y al que agradezco sus consejos durante la realización de este trabajo.

Diagnosis

Perfil subcuadrado, algo alargado, ángulo A con valores medios de 102°-110°, ángulo β con valores medios de 72°-93°. Ondulaciones redondeadas, circulares en los estadios iniciales y ovaladas en los posteriores, *annulocirculae* en los estadios iniciales e intermedios y *annuloriae* en los posteriores. Valores de la relación L en % de H del 114% en los estadios iniciales y del 101% en los posteriores. Valores de la relación NA en % de HA del 108% en los estadios iniciales y del 85% en los posteriores. El ángulo WA oscila desde los 60° en los estadios iniciales hasta los 65° en los posteriores.

Material

Se han estudiado siete ejemplares, que corresponden a los moldes internos de tres valvas derechas (núms. 40770, 40825 y 40829), de dos valvas izquierdas (núms. 40543 y 40771), y a los contramoldes internos de dos valvas izquierdas (núms. 40740 y 40810). De estos contramoldes internos se han realizado moldes en escayola.

Descripción

Las valvas son de tamaño pequeño a mediano, y presenta las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40543	57,0	61,2	59,0	64,5	23,5	19,0	102°	72°
40740	62,7	40,4	59,0	43,3	5,5	7,4	108°	83°
40770	100,5	81,5	127,5	80,5	42,0	21,0	110°	93°
40771	143,3	140,5	147,5	113,5	—	14,5	—	—
40810	30,5	34,3	31,0	40,5	—	9,7	—	—
40825*	24,8	28,5	28,4	26,3	—	7,5	—	76°
40829	25,5	29,5	29,7	27,5	20,6	8,5	—	—

Todas estas valvas son bastante planas. Su mayor abombamiento se sitúa alrededor del eje de crecimiento (bien visible en el ejemplar 40829), delimitándose una pequeña área posterodorsal plana (especialmente en los ejemplares 40825 y 40829). El margen anterior es muy recto, especialmente en los ejemplares 40543 y 40825. No se aprecia la existencia de la llamada *oreja anterior*, aunque el margen anterior del ejemplar 40770 está algo curvado. El perfil de la concha es subcuadrado, algo alargado. El valor del ángulo A varía desde un mínimo de 102° hasta un máximo de 110°. El valor del ángulo β varía desde un mínimo de 72° hasta un máximo de 93°. El umbo es redondeado, ligeramente abombado, no sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son redondeadas y generalmente poco marcadas y desaparecen en los estadios posteriores. Los ejemplares 40825 y 40829 se distinguen de los restantes por presentar unas ondulaciones mucho más prominentes, especialmente en los estadios iniciales e intermedios. En ellos se distinguen *annulocirculae*, mientras que en los estadios posteriores se observan *annuloriae*. Las ondulaciones presentan una curvatura circular en los estadios iniciales y ovalada en los estadios posteriores. Las ondulaciones son bastante redondeadas, estando algo más aristadas hacia el margen anterior, como se aprecia en el ejemplar 40740. Así mismo, son anchas y poco marcadas, especialmente en el ejemplar 40543. El número de las ondulaciones es muy bajo, y su crecimiento es difícil de cuantificar debido a lo poco definidas que están las ondulaciones, pero pueden llegar a alcanzar los 9,5 mm. en los estadios posteriores.

La relación L en % de H tan sólo se ha podido cuantificar en el ejemplar 40770, alcanzando el 114-105% en los intermedios, y el 106-101% en los posteriores (fig. 9).

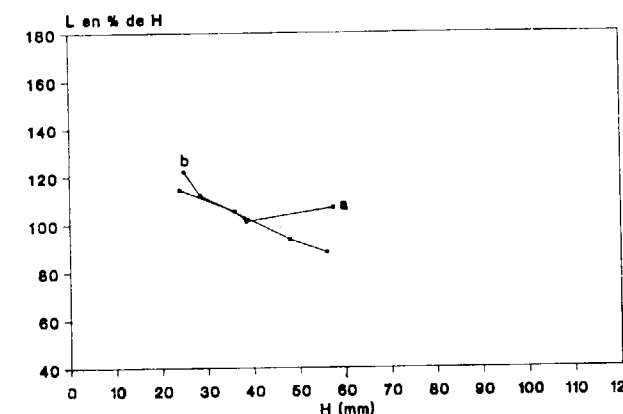


Figura 9.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n. Valvas derechas: a=40770; b=GAWB 297 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 7).

La relación NA en % de HA alcanza un valor del 108% en los estadios iniciales del ejemplar 40770, con unos valores para los intermedios que oscilan desde el 81% del ejemplar 40771 al 100-94% del ejemplar 40770. Los valores se sitúan alrededor del 85% en los posteriores del ejemplar 40771 (fig. 10).

El valor del ángulo WA es relativamente constante durante toda la ontogenia, situándose alrededor de los 65° para los ejemplares 40770 y 40771, mientras que en el ejemplar 40829 sólo alcanza los 60° (fig. 11).

Discusión

El ejemplar GAWB 296 figurado por SEITZ (1962, lám. 13, fig. 1) se diferencia del holotipo de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli beyenburgi* (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 2, y SEITZ, 1965) y de los restantes ejemplares figurados por SEITZ (1962, lám. 12, figs. 5 y 7) por poseer ondulaciones estrechas y poco prominentes, de curva-

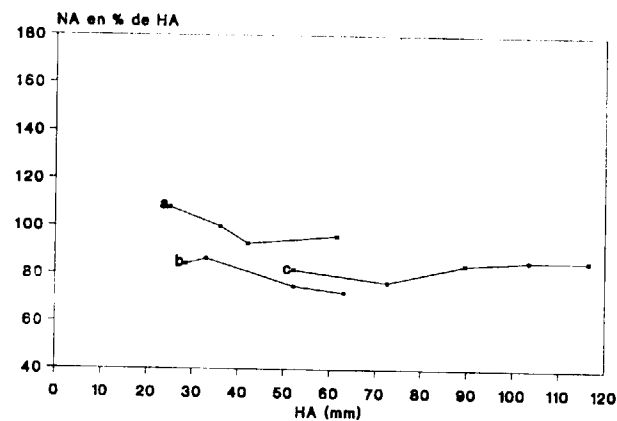


Figura 10.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n. Valvas derechas: a=40770; b=GAWB 297 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 7). Valva izquierda: c=40771.

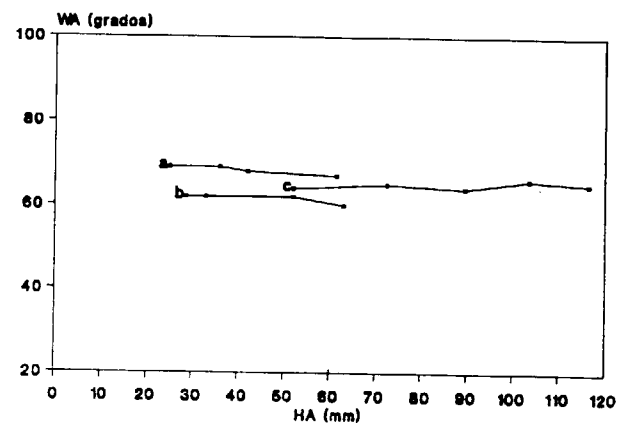


Figura 11.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) mantelli lamoldai* subsp. n. Valvas derechas: a=40770; b=GAWB 297 (SEITZ, 1962, lám. 12, fig. 7). Valva izquierda: c=40771.

tura más ancha, sin tramos rectos, con mayor valor de la relación NA en % de HA, mayor valor del ángulo WA (72° en los estadios iniciales y 80° en los estadios posteriores) y mayor valor del ángulo A (A=120°).

El perfil, la ornamentación, los valores de la relación L en % de H (fig. 9), NA en % de HA (fig. 10) y WA (fig. 11) de los ejemplares estudiados son similares a las del ejemplar GAWB 296 figurado por SEITZ (1962, lám. 13, fig. 1), con las únicas diferencias de que poseen un menor valor del ángulo A (102°-110°) y de que los ejem-

plares 40825 y 40829 poseen unas ondulaciones más marcadas. Por ello, muestran las mismas diferencias que el ejemplar GAWB 296 con los restantes ejemplares figurados por SEITZ (1962, lám. 12, figs. 2, 5 y 7).

Por todas las razones anteriores, se ha considerado que el ejemplar GAWB 296 figurado por SEITZ (1962, lám. 13, fig. 1) y los ejemplares 40543, 40740, 40770, 40771, 40810, 40825 y 40829 estudiados en el presente trabajo, son atribuibles a una misma subespecie, claramente diferente de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli beyenburgi*.

Así mismo, el ejemplar figurado como *Inoceramus mantelli mantelli* de Mercey (Barrois), 1879, por Ali-zade et al. (1988, lám. 14, fig. 1) parece presentar características muy semejantes a las de los ejemplares de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli lamoldai* subsp. n. estudiados en el presente trabajo. Pero su estado de conservación no permite confirmar esta interpretación.

Distribución

Esta nueva subespecie ha sido reconocida, aunque bajo otras denominaciones en el Coniaciense Inferior y Medio de Westfalen (R. F. A.) y en el Coniaciense de Azerbaidzhan.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en la serie BA (Barrón, Alava). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha localizado en la serie TOR (Torre, Burgos), en la serie VM (Villamartín, Burgos) y en la serie VMW (Villamartín, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Coniaciense Medio.

Inoceramus (Platyceramus) mantelli turzoensis subsp. n.

Lám. 2, fig. 1

Holotipo

El ejemplar 40745, correspondiente a una valva derecha.

Localidad tipo

Turzo (Burgos).

Estrato tipo

Nivel 19 sup. de la serie TU (Turzo, Burgos). Correspondiente al Coniaciense Medio.

Derivatio Nominis

Nombre procedente de la localidad tipo (Turzo, Burgos).

Diagnosis

Algo abombado (B=21,5), perfil subcuadrado, ángulo A con un valor de 118°, ángulo β con un valor de 96,5°. Ondulaciones subcuadradas. Valores de la relación L en % de H del 93% en los estadios iniciales y del 97% en los poste-

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40745	107,0	115,4	96,5	117,2	38,5	21,5	118,0°	96,5°

Esta valva está algo abombada. El margen anterior no está muy bien conservado, aunque se observa que es relativamente recto y con la oreja anterior mal conservada. No se aprecia un gran salto de la concha en el margen anterior. El perfil de la valva es subcuadrado. El umbo está muy erosionado, es prosogiro y parece que no es prominente.

La superficie de la valva está muy erosionada, con lo que tan sólo se aprecian ondulaciones y no líneas de crecimiento. La curvatura de las ondulaciones en los estadios iniciales no se puede observar debido al estado de preservación. En los restantes estadios de crecimiento la curvatura es subcuadrada, pero con los tramos rectos no muy marcados. La anchura de las ondulaciones no es constante, siendo normales las variaciones de anchura durante la ontogenia. Todas las ondulaciones, incluso las estrechas, son bastante redondeadas. El crecimiento de las ondulaciones puede llegar a alcanzar los 16,0 mm. en los estadios posteriores.

La relación L en % de H es muy constante, variando desde el 93% de los estadios intermedios hasta el 97% de los estadios posteriores.

La relación NA en % de HA es muy constante,

variando desde el 96% de los estadios intermedios hasta el 99% de los estadios posteriores. El ángulo WA oscila desde los 68° en los estadios iniciales hasta los 77° en los posteriores.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40745) que corresponden al molde interno de una valva derecha.

Descripción

Esta valva derecha es de gran tamaño, y presenta las siguientes dimensiones totales:

variando desde el 96% de los estadios intermedios hasta el 99% de los estadios posteriores.

El ángulo WA oscila desde los 68° en los estadios intermedios hasta los 77° en los estadios posteriores.

Discusión

El ejemplar estudiado se diferencia de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* por ser bastante abombado, presentar ondulaciones redondeadas, de curvatura subcuadrada, con tramos rectos muy poco marcados, por tener un elevado y constante valor de la relación NA en % de HA durante toda la ontogenia, así como un elevado valor del ángulo WA (77°).

Por su elevado abombamiento se asemeja a *I. (Pl.) mantelli? rhenanus* (HEINZ), pero se diferencia de ésta por tener ondulaciones de curvatura subcuadrada, valores de la relación L en % de H mucho más bajos, valores de la relación NA en % de HA más elevados y por un mayor valor del ángulo WA.

I. (Pl.) mantelli undatus Heine es la otra subespecie que también presenta ondulaciones con curvatura subcuadrada. Pero el ejemplar aquí es-

tudiado se diferencia de ella porque la curvatura de las ondulaciones no varía durante la ontogenia y su anchura no es constante.

Por todas las diferencias anteriores, y puesto que no se asemeja a ninguna otra de las subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* conocidas, se ha atribuido a este ejemplar a una nueva subespecie de *I. (Pl.) mantelli*, distinta y no comparable a ninguna de las subespecies conocidas de *I. (Pl.) mantelli*.

Distribución

En la Plataforma Norcastellana se ha localizado únicamente en el Coniacense Medio de la serie TU (Turzo, Burgos).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli herasensis
subsp. n.

Lám. 4, fig. 1

Holotipo

El ejemplar 40256, correspondiente a una valva derecha.

Número	h	l	HA _r	NA _r	S _r	B	A	β
40256	83,0	97,0	81,0	99,0	27,0	12,00	—	—

Esta valva es relativamente plana y su mayor abombamiento se sitúa en los estadios iniciales y alrededor del eje de crecimiento. El margen anterior no está conservado. El perfil de la valva es romboidal y alargado en el sentido del eje de crecimiento. El umbo es algo agudo, abombado, poco sobresaliente y prosogiro.

Las ondulaciones son numerosas en los estadios iniciales, mientras que son algo escasas en los posteriores. Se aprecian líneas de crecimiento, pero que sólo son visibles en los pocos restos de concha original que se conservan. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada en los estadios iniciales, pasando a ovalada, con

Localidad tipo

Lastras de las Heras (Burgos).

Estrato tipo

Nivel 1 sup. de la serie HE (Lastras de las Heras). Correspondiente al Coniacense Medio.

Derivatio Nominis

Nombre procedente de la localidad tipo (Lastras de las Heras, Burgos).

Diagnosis

Perfil romboidal. Ondulaciones numerosas, subcuadradas en los estadios iniciales y ovaladas con tramos rectos en los posteriores. El valor del ángulo WA oscila desde los 78° en los estadios iniciales y los 85° en los posteriores.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (número 40256), que corresponde al molde interno de una valva derecha, parcialmente erosionada y fracturada.

Descripción

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

algunos tramos rectos, en los estadios posteriores. Las ondulaciones son poco visibles en los estadios iniciales, mientras que son relativamente anchas y aristadas en los estadios posteriores. El crecimiento de las ondulaciones no se puede cuantificar debido al estado de conservación del ejemplar, aunque se observa que puede llegar a superar los 9,0 mm. en los estadios posteriores. El ángulo WA oscila desde los 78° de los estadios iniciales hasta los 85° de los estadios posteriores.

Discusión

El ejemplar estudiado se distingue de las subes-

pecies de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* por tener ondulaciones de curvatura ovalada durante toda la ontogenia, y con algunos tramos rectos en los estadios posteriores, así como un valor muy elevado del ángulo WA, que aumenta desde los 78° de los estadios iniciales hasta los 85° de los estadios posteriores. Por todas estas características, se puede atribuir a este ejemplar a una nueva subespecie de *I. (Pl.) mantelli*, distinta y no comparable a ninguna de las otras subespecies de *I. (Pl.) mantelli*.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en la serie HE (Lastras de las Heras, Burgos).

Inoceramus (Platyceramus) mantelli subsp. inc.
Lám. 2, fig. 4

Comparar

- v 1879 *Inoceramus Mantelli*, DE MERCY; Barrois, p. 454, lám. 4, figs. 1 y 2.
- . 1978 *I. mantelli* de Mercey; Robaszynski, lám. 2, fig. 7.
- . 1980 *Inoceramus mantelli* de Mercey; Mennessier y Sornay, p. 20, lám. 6, fig. 1.

Material

Se han estudiado 21 ejemplares, que corresponden a fragmentos de los moldes internos de dos valvas derechas (números 40464 y 40828), de dos valvas izquierdas (números 40269 y 40455), de 13 ejemplares de los que se desconoce a qué valva corresponden (números 40177, 40258, 40266, 40267, 40268, 40541, 40732, 40736, 40739, 40743, 40766, 40772 y 40773), y a los contramoldes internos de cuatro ejemplares de los que se desconoce a qué valva corresponden (números 40282, 40296, 40298 y 40299). De todos los contramoldes internos se han realizado moldes en escayola.

Descripción

Fragmentos de valvas derechas e izquierdas, con

un tamaño que depende del estado de preservación, y que oscila entre los 32,0 mm. de la dimensión máxima del ejemplar más pequeño y los 270,4 mm. del ejemplar más grande. Estos fragmentos son muy planos, con un abombamiento que no supera los 14,5 mm., aunque el ejemplar 40464 presenta un mayor abombamiento, pero ello es debido a la deformación que muestra. Debido al estado de conservación de los ejemplares, no se pueden tomar más dimensiones lineales o angulares. El umbo y el margen anterior no están conservados en ninguno de los ejemplares.

El número y regularidad de las ondulaciones es variable de un ejemplar a otro. Se han identificado *lineae* (números 40266, 40267, 40282, 40299, 40541 y 40736) o *annulocirculae* (números 40258, 40296, 40298, 40766, 40772 y 40773). Las ondulaciones poseen una curvatura circular (número 40269, 40282 y 40743), subcuadrada (número 40296) u ovalada (números 40732 y 40739), pero el estado de conservación no permite diferenciar la curvatura de los estadios iniciales y de los posteriores. Las ondulaciones son más anchas, redondeadas, menos marcadas y de mayor crecimiento en los estadios posteriores, como se puede observar en los ejemplares 40267, 40269, 40282, 40299, 40541, 40772 y 40773). En algunos ejemplares (números 40732, 40739 y 40743) las ondulaciones son estrechas y de poco crecimiento.

Discusión

Todos los ejemplares estudiados corresponden únicamente a fragmentos, que presentan características diagnósticas de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli*. Pero debido a su estado de conservación, no se puede observar, en ninguno de ellos, un número de características suficientes para atribuirlos a alguna subespecie. Así, estos fragmentos son comparables a cualquiera de los ejemplares de esta especie estudiados en este trabajo.

Así mismo, los fragmentos figurados por ROBASZYNSKI (1978, lám. 2, fig. 7) y MENNESSIER y SORNAY (1980, lám. 6, fig. 1), tampoco pueden ser atribuidos a ninguna subespecie, ya que muestran un estado similar al de los ejemplares estudiados en el presente trabajo.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie BA (Barrón, Alava), en la serie HE (Lastras de las Heras, Burgos) y en la localidad de Ollobarren (Alava). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha localizado en la serie NI (Nidaguila, Burgos), en la serie VM (Villamartín, Burgos) y en la serie VMW (Villamartín, Burgos). Su distribución corresponde al Coniaciense Medio y a la parte basal del Coniaciense Superior.

Inoceramus (Platyceramus) barronensis sp. n.
Figs. 5-7, lám. 3, figs. 1a, 1b y 1c

Holotipo

El ejemplar 40775, que presenta ambas valvas.

Localidad tipo

Barrón (Alava).

Estrato tipo

El nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Correspondiente al Coniaciense Medio.

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40775d	49,0	182,5	81,5	172,5	—	27,5	107°	—
40775i	71,0	185,0	89,5	170,5	37,5	38,5	108°	92°

Las dos valvas están muy abombadas en los estadios iniciales e intermedios, mientras que en los posteriores son muy planas. El margen anterior es bastante recto, sin que se aprecie la existencia de la llamada *oreja anterior*. Se observa un fuerte salto de la concha en el margen anterior. El perfil de la concha es romboidal. El valor del ángulo A se sitúa entre los 107°-108°. El valor del ángulo β sólo se ha podido observar en la valva izquierda, en donde alcanza los 92°. La zona de charnela está relativamente bien conservada, observándose pequeñas foseas de unos 1,1 mm. de anchura. El umbo es algo agudo y

Derivatio Nominis

Nombre procedente de la localidad tipo (Barrón, Alava).

Diagnosis

Muy abombado en los estadios iniciales e intermedios (B=38,0-27,0), siendo plano en los posteriores. Perfil romboidal, ángulo A con valores medios de 107°-108°, ángulo β con un valor de 92°. Ondulaciones romboidales en los estadios iniciales y subcuadradas en los intermedios, *circulae*. Valores de la relación L en % de H del 192% en los estadios iniciales y del 123% en los posteriores. Valores de la relación NA en % de HA del 58% en los estadios iniciales y del 69% y 85% en los posteriores. El ángulo WA oscila desde los 50° en los estadios iniciales hasta los 45° en los posteriores.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40775), que corresponde al molde interno de las dos valvas.

Descripción

Ambas valvas están incompletas y son de gran tamaño, presentando las siguientes dimensiones totales:

poco abombado, apenas prominente, y marcadamente prosogiro.

Las ondulaciones son estrechas en los estadios iniciales, siendo redondeadas en los estadios intermedios y posteriores. Se aprecia la existencia de *circulae* en los restos de concha original que se han preservado. Existen ondulaciones de recorrido irregular y que pueden llegar a desaparecer. La curvatura de las ondulaciones es romboidal en los estadios iniciales y posteriores, mientras que en los estadios intermedios es subcuadrada, pero sin llegar a ser pentagonal. En

los estadios iniciales e intermedios se delimitan débiles aristas en la concha, observándose claramente K1 y K2, y más débilmente K3. En la valva izquierda se aprecia la existencia de un ligero surco en los estadios intermedios, situado entre K1 y K2. El crecimiento de las ondulaciones es relativamente constante en los estadios iniciales e intermedios, en los que se sitúa alrededor de los 5,0 mm., mientras que aumenta en los estadios posteriores, en los que llega a alcanzar valores superiores a los 12,0 mm.

La relación L en % de H varía desde el 192% de los estadios iniciales, alcanzando valores de alrededor del 140-130% en los intermedios, y disminuyendo hasta el 123% en los posteriores (fig. 12).

La relación NA en % de HA varía desde el 58% de los estadios iniciales, alcanzando valores de alrededor del 76-71% en los intermedios, mientras que en los posteriores los valores disminuyen hasta el 69% para la valva derecha y aumentan hasta el 85% para la valva izquierda (fig. 13).

El ángulo WA se mantiene constante durante toda la ontogenia, alcanzando los 50° en la valva derecha y los 45° en la valva izquierda (fig. 14).

Discusión

El ejemplar estudiado en el presente trabajo muestra unos estadios iniciales muy abombados, al igual que los de *Inoceramus (Platyceramus)*

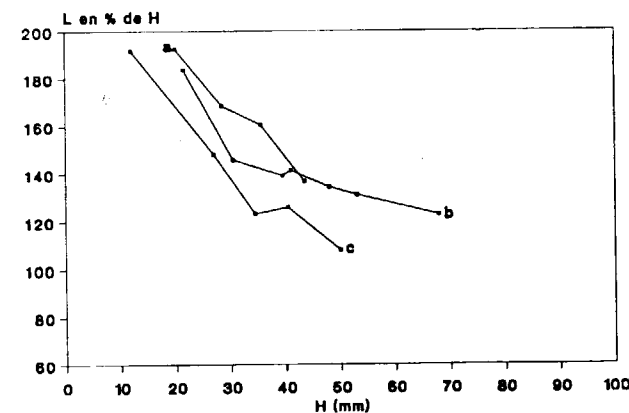


Figura 12.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) barronensis* sp. n. Valva derecha: a=40775. Valvas izquierdas: b=40775; c=RHMS 408 (SEITZ, 1962, lám. 11, fig. 5).

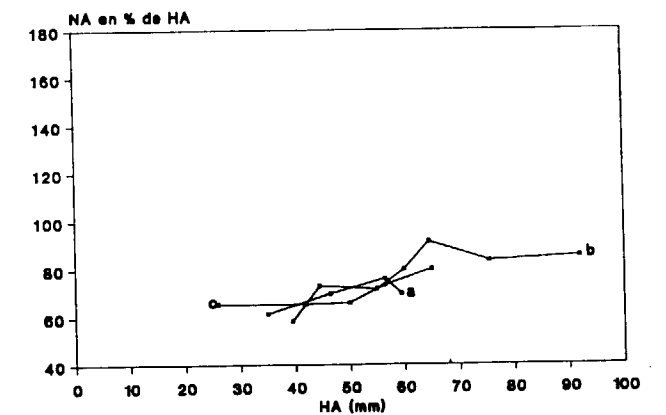


Figura 13.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) barronensis* sp. n. Valva derecha: a=40775. Valvas izquierdas: b=40775; c=RHMS 408 (SEITZ, 1962, lám. 11, fig. 5).

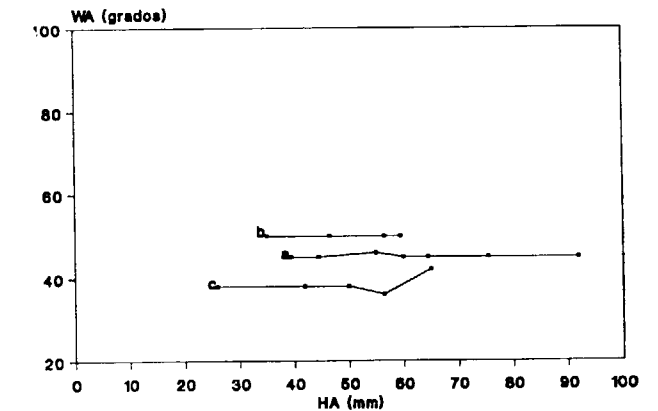


Figura 14.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) barronensis* sp. n. Valva derecha: a=40775. Valvas izquierdas: b=40775; c=RHMS 408 (SEITZ, 1962, lám. 11, fig. 5).

mantelli ? rhenanus, mientras que los estadios intermedios y posteriores son claramente característicos de *I. (Pl.) mantelli mantelli*. Aparte de estas similitudes, muestra claras diferencias con los ejemplares figurados por HEINZ (1934a, fig. 2), SEITZ (1962, lám. 11, fig. 5) y LOPEZ (1986a, lám. 1, fig. 5, y 1986b, lám. 1, fig. 4); entre éstas destacan su umbo más redondeado y poco sobresaliente, y sus estadios iniciales con un perfil más ancho y subcuadrado. Estas diferencias obligan a considerar que este ejemplar corresponde a una nueva especie. De todas formas, hay que destacar que las diferencias entre los valores de la relación L en % en H (fig. 12), de

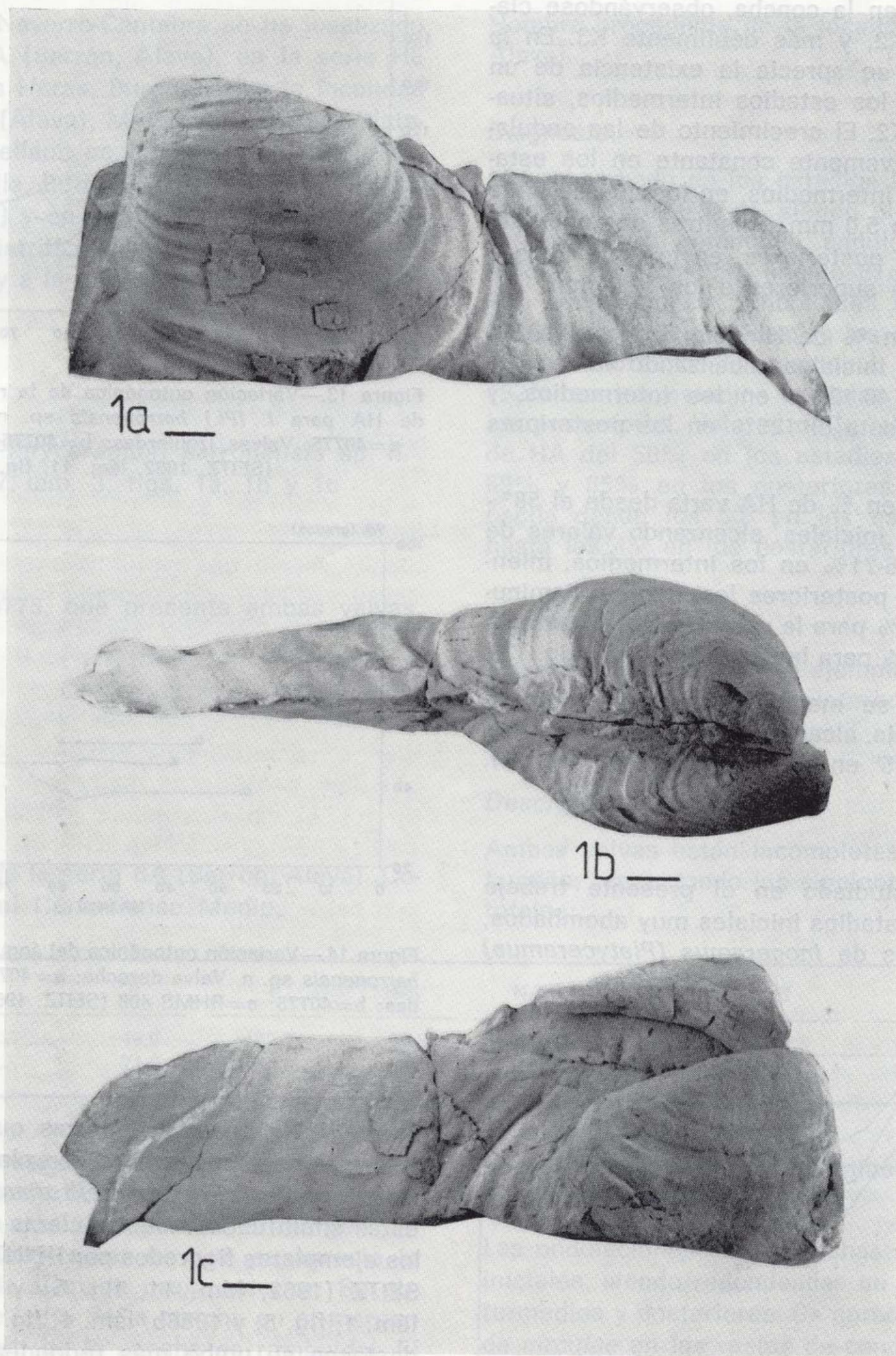


Figura 1a.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Valva derecha. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

Figura 1b.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Vista dorsal de ambas valvas. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

Figura 1c.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Valva izquierda. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

LAMINA 3



Figura 1a.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Valva derecha. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

Figura 1b.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Vista dorsal de ambas valvas. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

Figura 1c.—*Inoceramus (Platyceramus) barronensis* subsp. n. Valva izquierda. Nivel 3 inf. de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40775. Holotipo.

la relación NA en % de HA (fig. 13), y del ángulo WA (fig. 14), del ejemplar estudiado y del figurado por SEITZ (1962, lám. 11, fig. 5), son mínimas. Destacando únicamente que el ejemplar figurado por SEITZ muestra unos valores menores.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en la serie BA (Barrón, Alava).

Inoceramus (Platyceramus) roberti sp. n.

Figs. 15-17, lám. 4, figs. 2a y 2b

Holotipo

El ejemplar 40290, que presenta ambas valvas.

Localidad tipo

Barrón, Alava.

Estrato tipo

Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Correspondiente al Coniaciense Medio.

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40290d	69,5	65,0	69,5	65,0	—	9,0	100°	76°
40290i	110,0	102,0	111,0	107,0	—	9,0	105°	75°

Las dos valvas son bastante planas, con su mayor abombamiento situado en los estadios iniciales. El margen anterior es bastante recto, con lo que la *oreja anterior* está muy poco marcada, aunque lo está algo más en la valva izquierda. El mayor salto de la concha se sitúa en el margen anterior. El perfil de la concha es claramente subcuadrado. El umbo está deformado, no es sobresaliente y sí claramente prosogiro.

Las ondulaciones son mucho más escasas en los estadios posteriores. Se identifican *circulae*, aunque sólo se observan parcialmente, debido al es-

Derivatio Nominis

En honor del Dr. Robert Santamaría, que colaboró durante la realización de este y otros de mis trabajos, y a quien se debe una reciente zonación de ammonites (SANTAMARIA, 1991).

Diagnosis

Perfil subcuadrado, ángulo A con valores medios de 105°-100°, ángulo β con valores medios de 76°-75°. Ondulaciones subcuadradas algo pentagonales, flexionadas en forma de S al acercarse a la zona de charnela. Claras *circulae*. Valores de la relación L en % del 138% en los estadios iniciales y del 91% en los posteriores. Valores de la relación NA en % de HA del 114% en los estadios iniciales y del 94% en los posteriores. El ángulo WA oscila desde los 74° en los estadios iniciales hasta los 80° en los posteriores.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40290), que presenta las dos valvas.

Descripción

Estas valvas están algo aplastadas, son de tamaño relativamente grande, y presentan las siguientes dimensiones totales:

tado de conservación. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada algo pentagonal, son estrechas, generalmente redondeadas y muy resaltantes. La curvatura de las ondulaciones experimenta una flexión en forma de S al acercarse a la zona de charnela. El crecimiento de las ondulaciones puede llegar a ser muy grande, sobre todo en comparación con la estrechez de las ondulaciones. Este crecimiento varía desde los 3,5 mm. en los estadios iniciales a los 20,0 mm. en los estadios posteriores. Es destacable que, a partir de HA=50,0 mm. el crecimiento de las ondulaciones aumenta de forma espectacular.

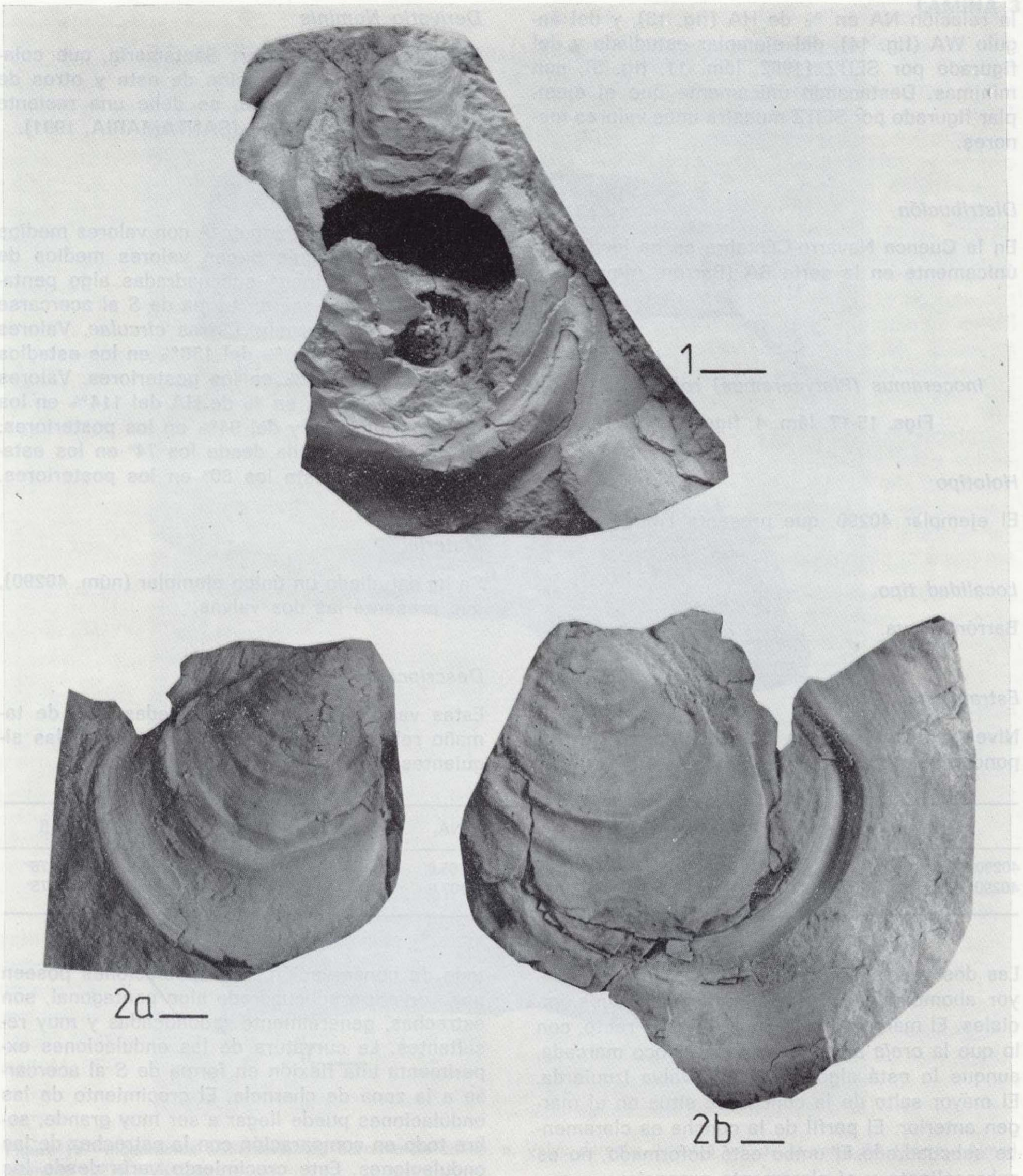


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli herasensis* subsp. n. Valva derecha. Nivel 1 sup. de la serie HE (Lastras de las Heras, Burgos). Ejemplar 40256. Holotipo.

Figura 2a.—*Inoceramus (Platyceramus) roberti* sp. n. Valva derecha. Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40290. Holotipo.

Figura 2b.—*Inoceramus (Platyceramus) roberti* sp. n. Valva izquierda. Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40290. Holotipo.

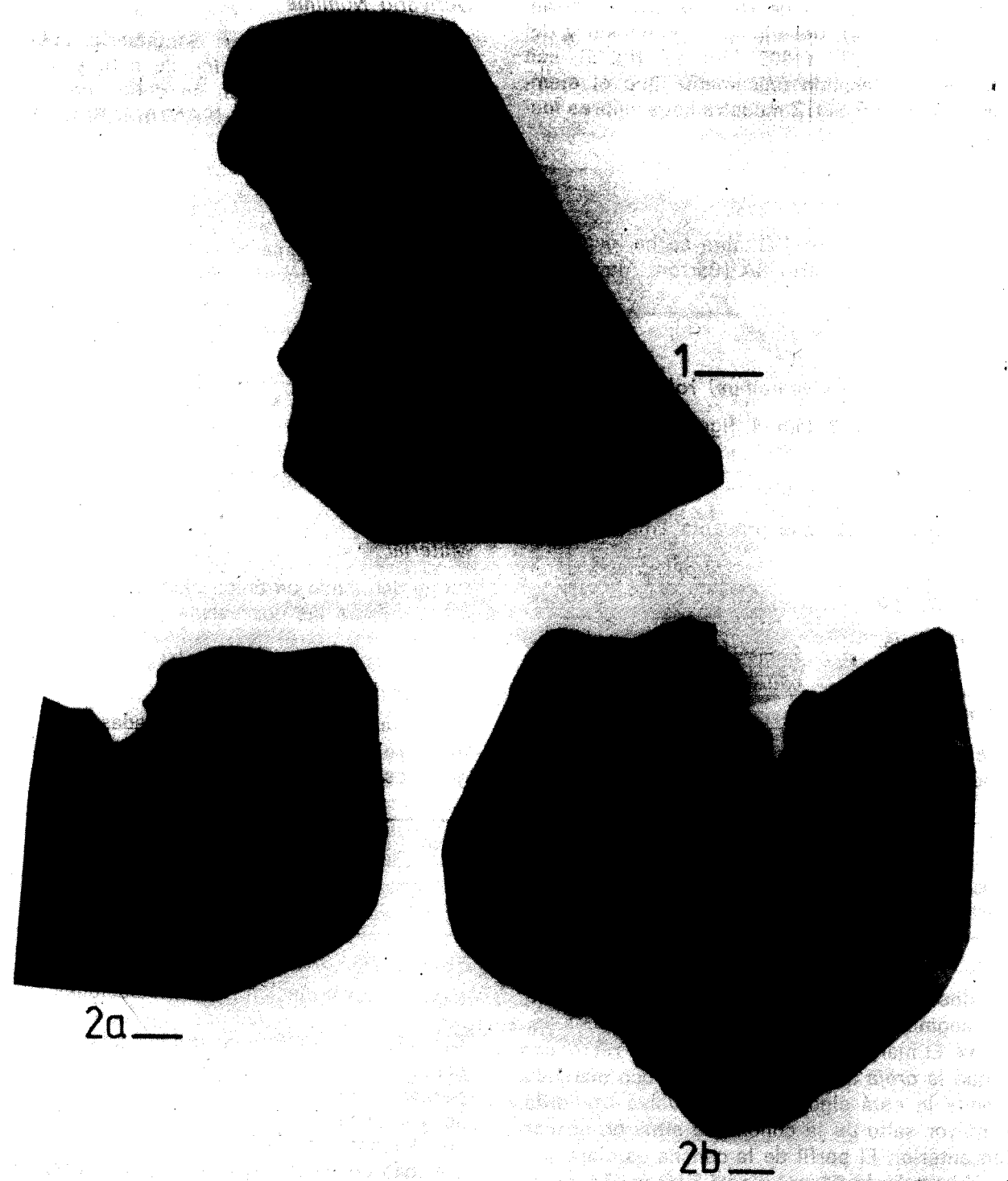


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) mantelli herasensis* subsp. n. Valva derecha. Nivel 1 sup. de la serie HE (Lastras de las Heras, Burgos). Ejemplar 40256. Holotipo.

Figura 2a.—*Inoceramus (Platyceramus) roberti* sp. n. Valva derecha. Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40290. Holotipo.

Figura 2b.—*Inoceramus (Platyceramus) roberti* sp. n. Valva izquierda. Nivel 4 de la serie BA (Barrón, Alava). Ejemplar 40290. Holotipo.

La relación de L en % de H varía desde el 138-110% de la valva derecha y el 108% de la valva izquierda en los estadios iniciales hasta el 94% de la valva derecha y el 91% de la valva izquierda en los posteriores (fig. 15).

La relación NA en % de HA varía desde el 114-103% de la valva derecha y el 102% de la valva izquierda en los estadios iniciales hasta el 94% de la valva derecha y el 97% de la valva izquierda en los posteriores (fig. 16).

El ángulo WA oscila desde los 74° en los estadios iniciales hasta los 80° de la valva derecha y los 78° de la valva izquierda en los posteriores (fig. 17).

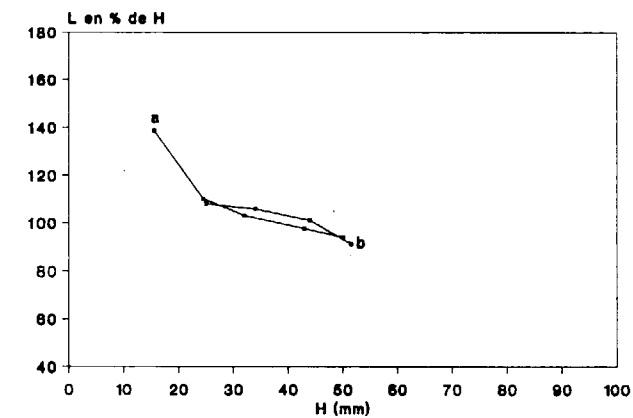


Figura 15.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) roberti* sp. n. Valva derecha: a=40290. Valva izquierda: b=40290.

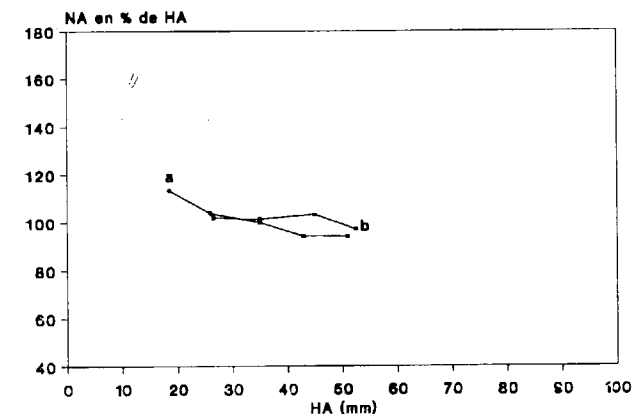


Figura 16.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) roberti* sp. n. Valva derecha: a=40290. Valva izquierda: b=40290.

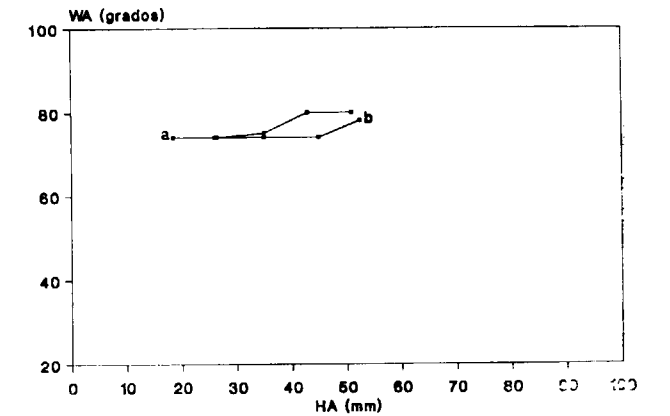


Figura 17.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) roberti* sp. n. Valva derecha: a=40290. Valva izquierda: b=40290.

Discusión

El ejemplar estudiado se distingue de las subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* por las siguientes razones:

a) De *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Barrois, por poseer ondulaciones de curvatura subcuadrada algo pentagonal y flexionadas en forma de S cerca de la zona de charnela, así como por su elevado valor del ángulo WA.

b) De *I. (Pl.) mantelli undatus* Heine, por tener ondulaciones de curvatura subcuadrada algo pentagonal durante toda la ontogenia, y flexionadas en forma de S cerca de la zona de charnela, así como por su elevado valor del ángulo WA.

c) De *I. (Pl.) mantelli ? rhenanus* (Heinz), por su menor abombamiento y sus ondulaciones flexionadas en forma de S cerca de la zona de charnela, así como por su elevado valor del ángulo WA.

d) De *I. (Pl.) mantelli subrhenatus* Seitz, por poseer ondulaciones de curvatura subcuadrada algo pentagonal y flexionadas en forma de S cerca de la zona de charnela, así como por su elevado valor del ángulo WA.

e) De *I. (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz, por mostrar ondulaciones de curvatura subcuadrada algo pentagonal y flexionadas en forma de S cerca de la zona de charnela, así como por su elevado valor del ángulo WA.

Asimismo, el ejemplar estudiado se diferencia de las nuevas subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* identificadas en este trabajo por presentar ondulaciones de curvatura subcuadrada algo pentagonal, y flexionadas en forma de S al acercarse a la zona de charnela, así como por poseer un elevado valor del ángulo WA (que puede alcanzar los 80°). Todas estas diferencias permiten atribuir a este ejemplar a una nueva especie, distinta de *I. (Pl.) mantelli*, aunque por su perfil y ornamentación se le puede considerar relativamente afín a esta especie.

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en la serie BA (Barrón, Alava).

Inoceramus (Platyceramus) cycloides Wegner,
1905

Tipo

El lectotipo, por designación de SEITZ (1961, p. 55) es el ejemplar GPIM 615 figurado por WEGNER (1905, p. 163, fig. text. 6), cuyo molde se conserva en el NLFb. Procede, según WEGNER (1905, p. 122), del «Untere Granulatenkreide» del Santoniense, en el pozo V de la mina General Blumenthal (Recklinghausen, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.).

Diagnosis

Concha plana, moderadamente abombada. Margen anterior recto o poco recurvado, es bajo y muy proporcionado con el resto de la concha. Angulo A claramente obtuso. Umbo generalmente prosogiro, aunque también puede estar más centrado respecto al resto de la valva.

Ondulaciones de curvatura más o menos circular o subcuadrada, aunque en ocasiones puede tener un carácter algo pentagonal. Crecimiento de las ondulaciones no muy grande, a pesar de que en los estadios posteriores es mayor e irregular. Ondulaciones más aplanadas y menos prominentes en los alrededores del eje de crecimiento, mientras que en el margen anterior y posterior están bien marcadas. En algunos esta-

dios posteriores pueden aparecer costillas divergentes, que no dominan sobre las ondulaciones (diagnosis según SEITZ, 1961, p. 55).

Discusión

SEITZ (1961) fue el primero en realizar un estudio en detalle de la especie *Inoceramus (Platyceramus) cycloides*, en el que distinguió las subespecies *I. (Pl.) cycloides cycloides*, *I. (Pl.) cycloides ahseensis* e *I. (Pl.) cycloides wegneri*.

PERVINQUIERE (1912) creó la especie *Inoceramus siccensis*, que se caracteriza por presentar un perfil ovalado a subcuadrado, un margen anterior curvado, amplio y plano, y numerosas ondulaciones estrechas y no muy redondeadas. Posteriormente, VOUTE (1951a) remarcó la semejanza entre *I. (Platyceramus) siccensis* e *I. (Pl.) cycloides*. Tras una observación en detalle de los moldes (depositados en el NLFb) de los ejemplares figurados por PERVINQUIERE (1912, lám. 8, figs. 2, 4a y 4b) y VOUTE (1951a, lám. 1a), se puede apreciar que en realidad *I. (Pl.) siccensis* debe ser considerada como una subespecie de *I. (Pl.) cycloides*, ya que no muestra diferencias suficientemente significativas. Estas tan sólo corresponden a la curvatura más ovalada de las ondulaciones en los estadios posteriores de *I. (Pl.) cycloides siccensis*, y a que también son más estrechas y aristadas.

Otra de las subespecies de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* es *I. (Pl.) cycloides colossus* Sornay, del Campaniense Inferior de Madagascar, que presenta ciertas afinidades con *I. (Pl.) cycloides ahseensis* (ver discusión de *I. (Pl.) cycloides ahseensis*).

Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides
Wegner, 1905

Figs. 18-25, lám. 5, fig. 1

? 1904-13 *Inoceramus inconstans* sp. nov.
var.; Woods, p. 291, fig. text. 50.

v* 1905 *Inoceramus cycloides* nov. sp.;
Wegner, pp. 162-164, fig. text. 6.

- 1920 *Inoceramus* var. *regularis* D'ORBIGNY; Köplitz, p. 27, lám. 1, fig. 2.
- p 1929 *Inoceramus cycloides* WEGNER; Heine, p. 39, lám. 2, sólo fig. 8.
- 1931 *Inoceramus cycloides* WEGN.; Riedel, pp. 661-662.
- 1937 *Inoceramus cycloides* WEGN.; Riedel, p. 215.
- 1959 *Inoceramus wegneri* BOEHM; Dobrov y Pavlova, p. 154, lám. 18, fig. 2.
- v. 1961 *I. (Platyceramus) cycloides cycloides* WEGNER; Seitz, pp. 58-63, lám. 1, figs. 1, 6 y 8, tabs. 10 y 11.
- ? 1962 *Inoceramus cycloides* WEGNER; Sturani, p. 83, lám. 8, fig. 1.
- vp. 1967 *I. (Pl.) cycloides cycloides* WEGNER; Seitz, pp. 77-79, sólo lám. 11, fig. 3, lám. 22, fig. 2 (no lám. 19, fig. 1).
- v. 1968 *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides* Wegner; Kauffman, lám. 1, fig. 1.
- ? 1979 *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* WEGNER, 1905; Oekentorp y Siegfried, p. 139, lám. 7, fig. 4.
- 1981 *Inoceramus (Inoceramus) cycloides cycloides*, WEGNER; Tzankov, p. 89, lám. 38, fig. 6.
- ? 1982 *Inoceramus (Cataceramus) cycloides* Wegner, 1905; Sobeyetski et al., pp. 94-95, lám. 10, fig. 3.
- 1984 *Inoceramus (Inoceramus) cycloides* Wegner; Bolaños y Buitron, pp. 410-411, lám. 1, fig. 4.
- v. 1986a *I. (Pl.) cycloides cycloides* WEGNER; López, pp. 29-33, figs. text. 13, 14 y 15, lám. 2, figs. 1, 2 y 3a-c, lám. 3, figs. 1 y 2.
- v. 1986b *I. (P.) cycloides cycloides*; López, lám. 1, fig. 5.
- p. 1986 *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner; Scott, Cobban y Merewether, sólo figs. 13d y 14d (no fig. 14f).
- v. 1988 *I. cycloides cycloides* WEGENER; Gómez-Alba, p. 178, lám. 88, fig. 2.
- Tipo**
El mismo lectotipo que *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner.
- Diagnosis**
Ondulaciones de curvatura más o menos circular o subcuadrada. Aumento del crecimiento de las ondulaciones en algunos estadios intermedios, mientras que en los estadios posteriores puede volverse irregular. Angulo A oscilando alrededor de los 101°-135° (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 59).
- Material**
Se han estudiado 45 ejemplares, que corresponden a los moldes internos de 15 valvas derechas (núms. 38312, 38386, 38411, 38563, 38600, 38635, 38646, 40058, 40063, 40110, 40129, 40131, 40211, 40223 y 40254), de 21 valvas izquierdas (números 38287, 38289, 38292, 38296, 38362, 38365, 38386, 38393, 39398, 38553, 38579, 38609, 38634, 40065, 40071, 40073, 40112, 40123, 40153, 40230 y 40254), de 4 ejemplares que presentan ambas valvas (núms. 38359, 38577, 38643 y 40274), y a los contramoldes internos de 4 valvas derechas (núms. 38309, 38370, 38557 y 38602) y de una valva izquierda (núm. 38286). De todos los contramoldes internos se han realizado moldes en escayola.
- Descripción**
Las valvas son de tamaño pequeño a muy grande, con las siguientes dimensiones totales:

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38287	16,5	31,5	29,5	26,0	24,0	2,0	106°	83°
38289*	52,0	47,0	59,5	47,0	—	14,0	—	—
38292*	58,5	61,5	66,0	34,5	—	10,5	—	—
38296	47,5	39,0	46,5	32,5	—	7,5	—	—
38312	35,5	25,5	22,5	31,5	—	8,0	—	—
38359d	84,9	82,5	75,0	78,5	20,0	7,5	109°	82°
38359i	82,4	76,4	79,5	81,5	25,0	10,5	107°	81°
38370	23,5	29,7	28,7	28,7	—	5,5	—	—
38386	26,5	38,7	27,0	34,5	16,5	7,0	116°	86°
38393	58,4	58,0	60,4	61,5	35,0	12,5	111°	78°
38411*	52,5	49,7	58,3	43,5	—	6,5	—	—
38553	19,5	19,5	22,2	18,7	—	6,0	—	—
38557	29,3	25,8	30,5	25,0	—	4,5	—	—
38563*	47,2	55,2	57,5	46,3	—	3,4	—	—
38577d	72,5	74,2	85,5	65,8	24,8	15,0	120°	92°
38577i	88,3	80,5	94,0	92,2	—	15,5	121°	99°
38579	67,4	81,3	72,0	81,3	43,2	12,5	101°	94°
38600	20,5	29,0	23,2	24,7	—	3,3	—	—
38602	18,0	25,2	27,8	20,0	—	2,9	—	—
38609	157,5	109,3	124,9	123,0	—	15,0	—	—
38634	26,9	27,4	29,3	28,3	17,2	6,5	111°	82°
38635	17,8	15,0	19,4	16,2	6,9	5,5	—	—
38643d*	74,5	68,0	74,5	71,5	—	7,5	—	—
38643i*	77,5	74,0	84,5	67,0	—	6,5	—	—
38646	87,0	92,3	93,8	83,0	40,5	16,0	118°	86°
40058	35,5	61,0	53,5	52,0	32,5	8,5	116°	84°
40063	25,0	28,5	31,5	29,4	19,8	4,5	111°	84°
40065	110,0	131,5	134,5	123,9	64,2	13,5	121°	84°
40071	67,0	71,7	73,0	64,0	—	8,5	—	—
40073	122,7	140,4	124,3	135,7	—	12,7	—	—
40110	31,5	48,3	38,2	46,3	25,8	6,5	121°	85°
40112	20,0	30,7	28,5	23,0	—	7,0	—	—
40123	59,5	65,0	66,4	67,0	18,5	12,5	119°	78°
40129	41,2	42,3	38,5	44,0	21,5	7,5	112°	85°
40131	39,5	57,0	48,5	57,3	39,0	8,5	110°	88°
40153	27,5	23,5	27,5	25,5	12,0	5,0	—	—
40211	61,7	58,2	71,1	60,0	34,5	14,5	111°	81°
40223	53,9	55,5	64,2	62,5	19,0	16,0	116°	82°
40230	50,5	54,5	59,0	50,5	24,5	7,0	127°	—
40254	46,0	42,5	43,0	42,0	15,0	7,5	—	—
40279d	33,0	29,0	33,9	24,7	—	5,5	—	—
40279i	39,0	34,5	37,5	25,5	10,5	6,5	—	—

Todas las valvas son bastante planas, oscilando desde un abombamiento (B) mínimo de 2,0 mm., hasta uno máximo de 16,0 mm. Las valvas son especialmente planas en el área posterodorsal, aunque no se llega a definir un ala. El margen anterior es relativamente recto (especialmente en el ejemplar 38643), aunque en algunos ejemplares puede ser algo más recurvado. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado en todos los ejemplares. El valor del ángulo A oscila desde un

mínimo de 101° hasta un máximo de 127°, aunque generalmente se sitúa alrededor de los 120°-111°. El valor del ángulo β oscila desde un mínimo de 78° hasta un máximo de 99°, aunque generalmente se sitúa alrededor de los 88°-81°. El umbo es pequeño, redondeado, poco o nada sobresaliente y claramente prosogiro.

Las ondulaciones son generalmente bastante redondeadas, especialmente en los ejemplares 38634, 38370, 38411, 38643, 40083, 40073, 40123, 40153 y 40279; aunque algunos ejemplares, especialmente 40063 y 40279, poseen unas ondu-

laciones más estrechas. Su número es variable. Se han identificado principalmente *crestocirculae* (especialmente en los ejemplares 38359, 38365, 38411, 38577, 38563, 38577, 38579, 38600, 38602, 38643, 38644, 38646, 40123, 40153, 40211, 40223 y 40254) y *circulae* (especialmente en los ejemplares 38386, 38609 y 40058), aunque en la mayoría de los restantes ejemplares no se observan debido a su estado de conservación. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada, con tramos de curvatura generalmente circulares, aunque algunos ejemplares (especialmente los ejemplares 38359, 38634, 40123 y 40223) poseen tramos de curvatura más rectos. El crecimiento de las ondulaciones suele ser bajo en la mayoría de los ejemplares, aumentando durante la ontogenia. Oscila desde un mínimo de 2,0 mm. en los estadios iniciales, pasando por los 3,5-4,0 mm. en los intermedios, hasta un máximo de 6,9 mm. en los posteriores.

La relación L en % de H varía, en las valvas derechas, desde el 172-108% en los estadios iniciales, pasando por el 110-102% en los estadios intermedios, hasta el 113-97% en los estadios posteriores (fig. 18). Mientras que en las valvas izquierdas varía desde el 162-103% en los estadios iniciales, pasando por el 122-100% en los estadios intermedios, y disminuyendo hasta el 104-93% en los estadios posteriores (fig. 19).

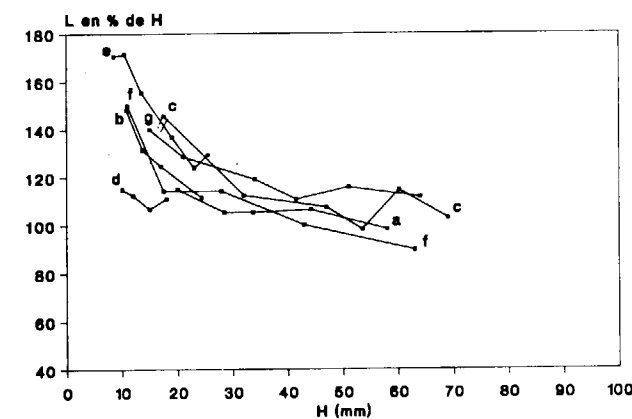


Figura 18.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas derechas: a=38359; b=38577; c=38646; d=40063; e=40110; f=NLfB Ko5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 1); g=NLfB Ko368 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 8).

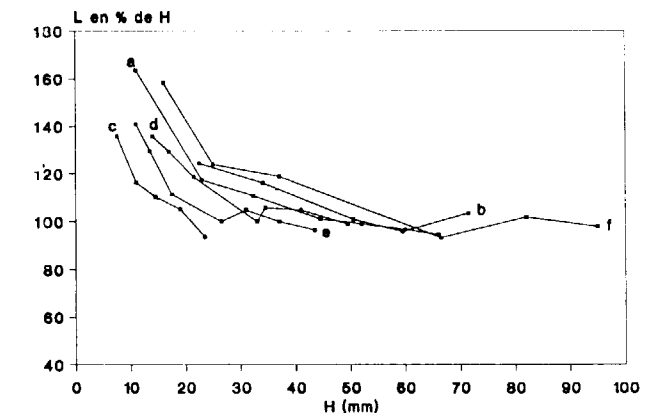


Figura 19.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas izquierdas: a=38359; b=38577; c=38634; d=40123; e=40230; f=PIB 5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 6).

La relación NA en % de HA varía, en las valvas derechas, desde el 120-90% en los estadios iniciales, pasando por el 103-80% en los estadios intermedios, hasta el 90-82% en los estadios posteriores (fig. 20). Mientras que en las valvas izquierdas varía desde el 110-86% en los estadios iniciales, pasando por el 94-81% en los estadios intermedios, hasta el 96-80% en los estadios posteriores (fig. 21).

La relación S en % de HA varía, en las valvas derechas núms. 40063 y 40110, desde el 66-57%

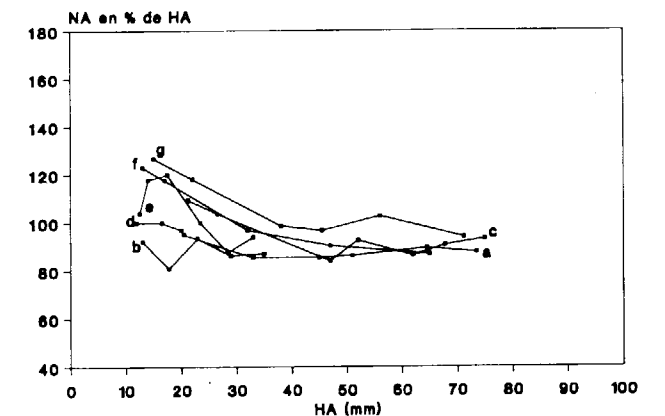


Figura 20.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas derechas: a=38359; b=38577; c=38646; d=40063; e=40110; f=NLfB Ko5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 1); g=NLfB Ko368 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 8).

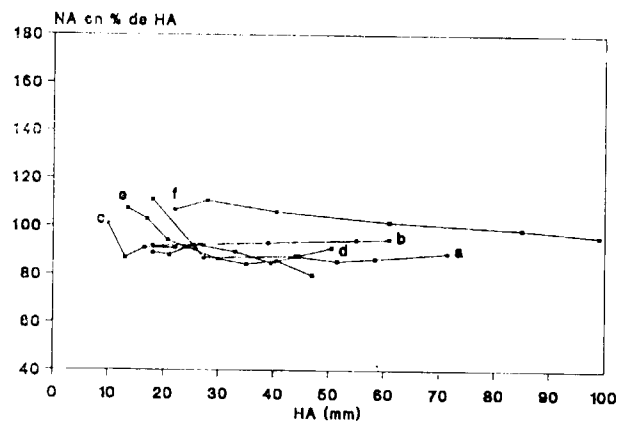


Figura 21.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas izquierdas: a=38359; b=38577; c=38634; d=40123; e=40230; f=PIB 5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 6).

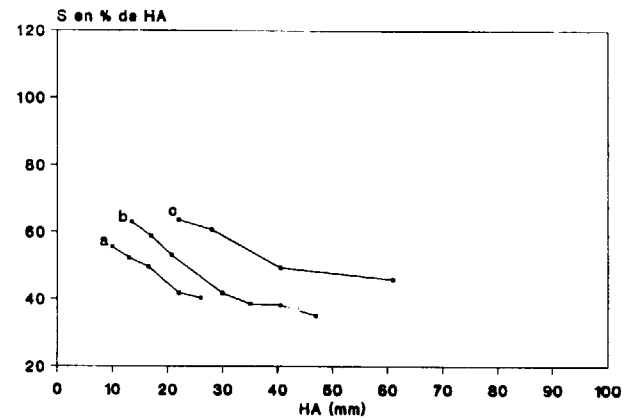


Figura 23.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas izquierdas: a=38634; b=40230; c=PIB 5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 6).

en los estadios iniciales, pasando por el 65-53% en los estadios intermedios, hasta el 63-58% en los estadios posteriores (fig. 22). Mientras que en las valvas izquierdas núms. 38634 y 40230 varía desde el 65-57% en los estadios iniciales, pasando por el 52-40% en los estadios intermedios, hasta el 40-35% en los estadios posteriores (fig. 23).

El ángulo WA oscila, en las valvas derechas, desde los 66°-60° en los estadios iniciales, pasando por los 66°-57° en los estadios intermedios, hasta los 68°-55° en los estadios posteriores (fig. 24).

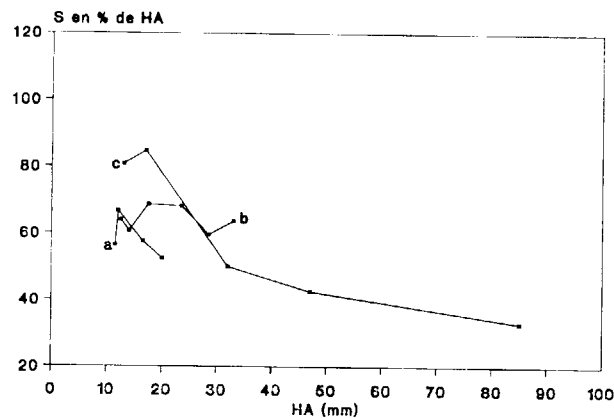


Figura 22.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas derechas: a=40063; b=40110; c=NLFb Ko5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 1).

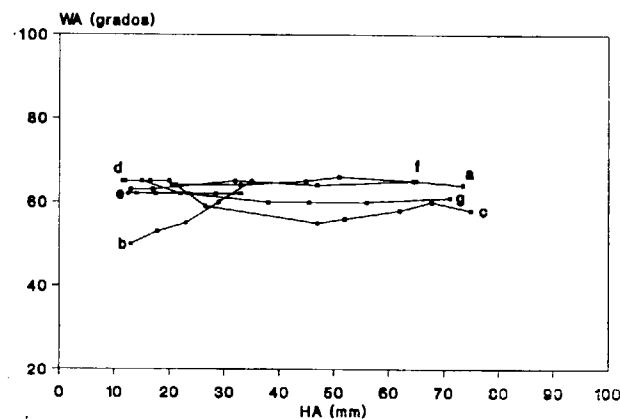


Figura 24.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas derechas: a=38359; b=38577; c=38646; d=40063; e=40110; f=NLFb Ko5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 1); g=NLFb Ko368 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 8).

Mientras que en las valvas izquierdas oscila desde los 70°-60° en los estadios iniciales, pasando por los 67°-57° en los estadios intermedios, hasta los 71°-54° en los estadios posteriores (fig. 25).

Discusión

Los numerosos ejemplares aquí estudiados presentan las características diagnósticas de la subespecie, incluyéndose por ello, dentro de la variabilidad de la subespecie. La observación del lec-

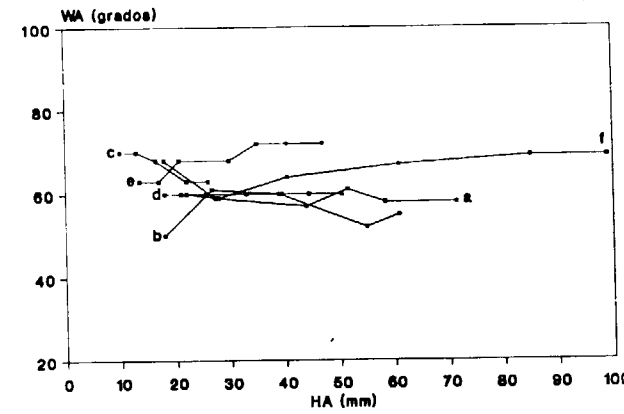


Figura 25.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides cycloides* Wegner. Valvas izquierdas: a=38359; b=38577; c=38634; d=40123; e=40230; f=PIB 5 (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 6).

totipo figurado por WEGNER (1905), de los ejemplares estudiados por SEITZ (1961 y 1967) y LOPEZ (1986a, b), así como de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, ha permitido completar la diagnosis de las ondulaciones y del ángulo A dada por SEITZ (1961).

El lectotipo de la subespecie (WEGNER, 1905, fig. text. 6) presenta un abombamiento muy bajo, un perfil y unas ondulaciones marcadamente subcirculares, y un ala posterodorsal no diferenciada, siendo todas estas características diagnósticas de la subespecie.

El ejemplar figurado como «*Inoceramus inconstans* sp. nov. var.» por WOODS (1904-13, fig. text. 50) presenta el perfil y la ornamentación diagnósticas de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides*, pero no se puede confirmar su atribución a esta subespecie, puesto que no está suficientemente completo.

NAGAO y MATSUMOTO (1940, lám. 10, fig. 4, lám. 11, fig. 2) figuraron dos ejemplares como «*Inoceramus ezoensis* var. *vanuxemiformis* var. nov.» que muestran semejanzas con *I. (Platyceramus) cycloides* y con *I. (Pl.) siccensis*. De todas formas se diferencian de ambas especies por sus ondulaciones subcirculares muy aristas y con un profundo valle entre ellas.

Los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 1, figs. 1, 6 y 8) presentan las características diag-

nósticas de esta subespecie, y son muy semejantes a los estudiados en el presente trabajo, aunque el propio SEITZ considera que uno de sus ejemplares (SEITZ, 1961, lám. 1, fig. 8) presenta caracteres semejantes a los de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides ahsenensis*. Posteriormente, KAUFFMAN (1968, lám. 1, fig. 1) figuró un ejemplar que corresponde a uno de los ya figurados por SEITZ (1961, lám. 1, fig. 6).

SEITZ (1967, lám. 11, fig. 3, lám. 22, fig. 2) figura varios ejemplares de *I. (Pl.) cycloides cycloides* WEGNER, algunos de los cuales (SEITZ, 1961, lám. 11, fig. 3) presentan caracteres inusuales en esta subespecie, como el mostrar un mayor abombamiento y el presentar marcados cambios en éste.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense-Campaniense Inferior de España, norte de Alemania, Inglaterra, Rumania, Cáucaso y Crimea, Japón, Puerto Rico, Nuevo México (EE. UU.) y México.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie AS (Astulez, Alava), en la serie FRN (Fresneda, Alava), en la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos), en la serie MA (Mambliga, Burgos), en la serie VIC (Villaventín, Burgos) y en la serie VIL (Villacián, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense.

Inoceramus (Platyceramus) cycloides ahsenensis Seitz, 1961

Figs. 26-33, lám. 5, fig. 4

- 1931 *Inoceramus cycloides* WEGN. var. *quadrata* n. var.; Riedel, p. 662, lám. 74, fig. 4.
- 1936a *Inoceramus cycloides* WEGNER, var. *quadrata* RIEDEL; Beyenburg, p. 294.
- 1937 *Inoceramus cycloides* WEGN. var. *quadrata* RIEDEL; Riedel, pp. 79, 88 y 89.

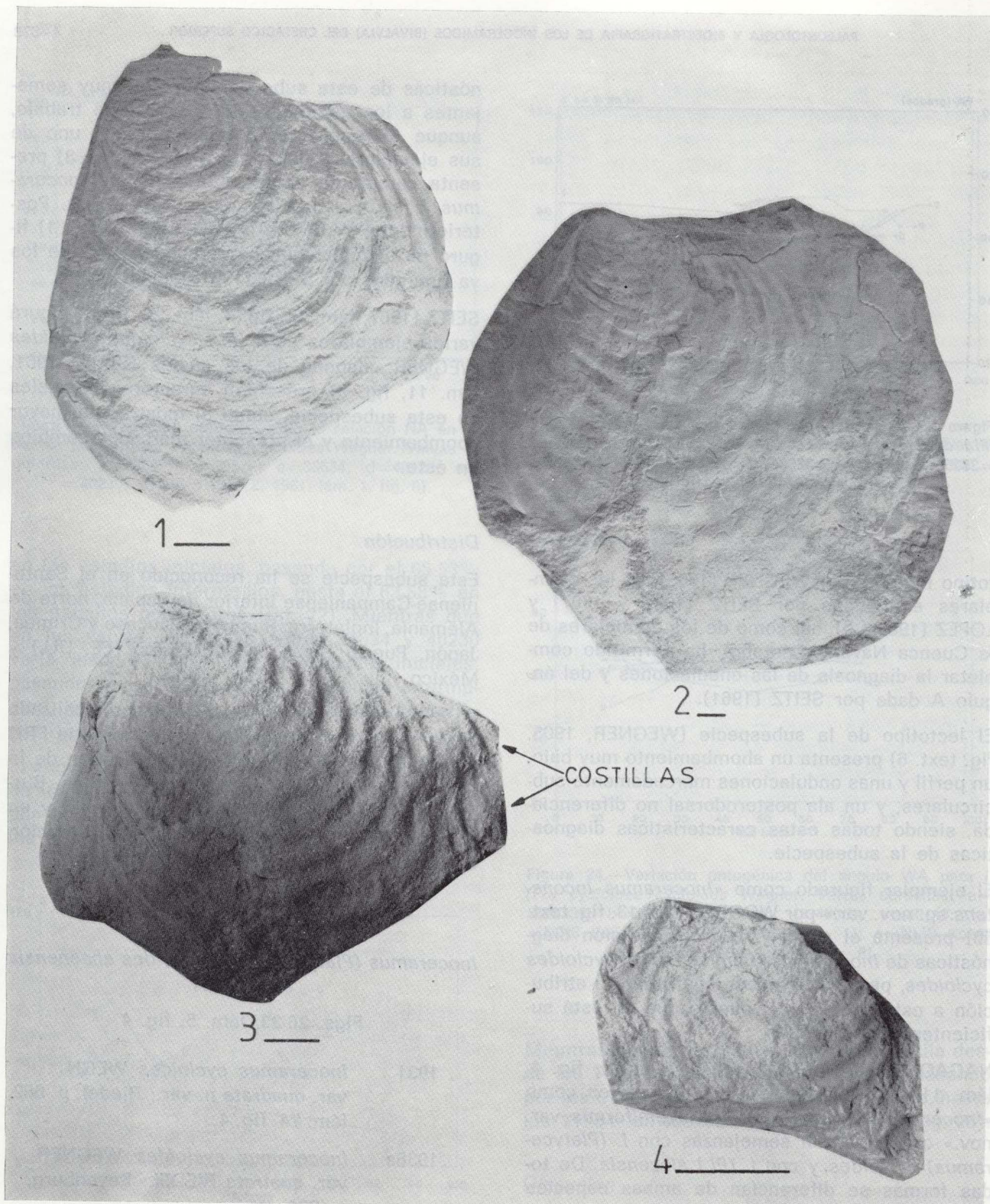


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides* Wegner, 1905. Valva izquierda. Nivel 119 de la serie VIL (Villacián, Burgos). Ejemplar 38359.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ahsenensis* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 107 de la serie VIL (Villacián, Burgos). Ejemplar 38548.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides wegneri* Böhm, 1915. Valva izquierda. Nivel 103 de la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos). Ejemplar 38644.

Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides* Wegner, 1905. Valva derecha. Nivel 114 de la serie VIL (Villacián, Burgos). Ejemplar 38288.

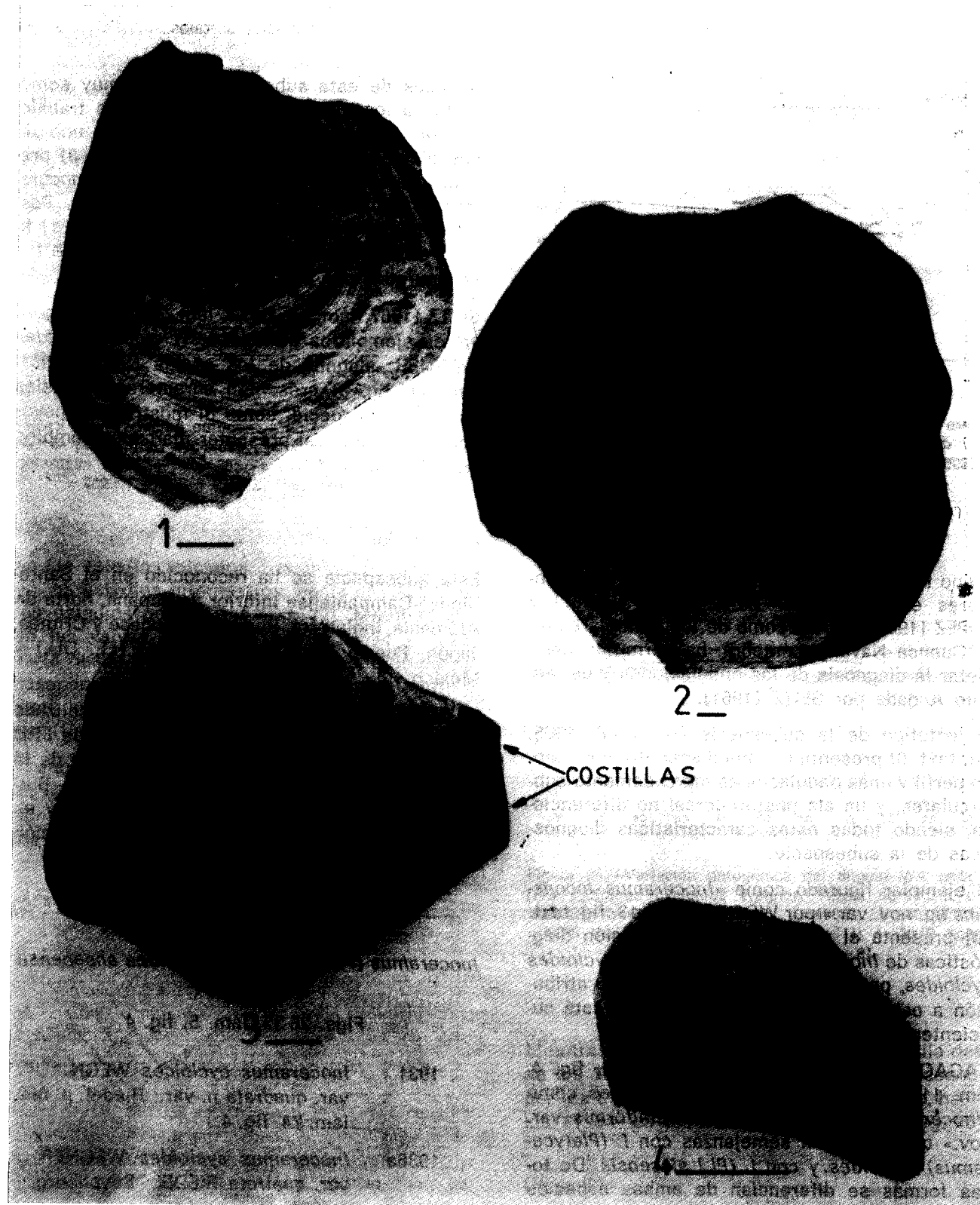


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides* Wegner, 1905. Valva izquierda. Nivel 119 de la serie VII (Villacián, Burgos). Ejemplar 38359.
 Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ahsenensis* Seitz, 1961. Valva izquierda. Nivel 107 de la serie VII (Villacián, Burgos). Ejemplar 38548.
 Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides wegneri* Böhm, 1915. Valva izquierda. Nivel 103 de la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos). Ejemplar 38644.
 Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides* Wegner, 1905. Valva derecha. Nivel 114 de la serie VII (Villacián, Burgos). Ejemplar 38288.

- v* 1961 *I. (Platyceramus) cycloides ahsenensis* n. nom.; Seitz, pp. 63-68, lám. 1, figs. 3, 7, 9 y 10, tabs. 12 y 13.
- v. 1967 *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* SEITZ; Seitz, pp. 81-84, lám. 1, figs. 2 y 3, lám. 11, figs. 1 y 2, lám. 13, fig. 3, tabs. 12 y 13.
- ? 1981 *Inoceramus (Inoceramus) cycloides ahsenensis* SEITZ; Tzankov, p. 89, lám. 38, fig. 7.
- v. 1986a *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* SEITZ; López, pp. 33-36, lám. 2, fig. 4.
- v. 1986b *I. (P.) cycloides ahsenensis*; López, lám. 1, fig. 6.

Diagnosis

Ondulaciones de curvatura subcuadrada, que presentan tramos rectos que se sitúan a ambos flancos del eje de crecimiento, por lo que la curvatura forma un ángulo (ángulo de ondulación) algo agudo en esta posición (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 75).

Material

Se han estudiado 16 ejemplares, que corresponden a los moldes internos de 5 valvas derechas (núms. 38347, 40083, 40218, 40323 y 40331), de 7 valvas izquierdas (núms. 38379, 38548, 38629, 40072, 40152, 40206 y 40208), de 3 ejemplares que presentan ambas valvas (núms. 38282, 38547 y 40285), y al contramolde interno de una valva derecha (núm. 40120). De todos los contramoldes internos se han realizado moldes en escayola.

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar GAWB 427, figurado por RIEDEL (1931, lám. 74, fig. 4), cuyo molde se conserva en el NLFb. Procede de los estratos con *Hauriceras pseudogardeni* Schlüter y con *Inoceramus (Sphe-noceramus) patootenensis* de Loriol (Campanien-se Inferior) de Schlense Ahsen (Lippe-Seitenkanal, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.).

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38347	106,8	113,9	120,2	86,7	31,5	17,5	122°	—
38379	67,5	69,0	81,0	65,0	38,5	12,0	114°	78°
38282d	180,0	167,0	151,0	182,0	—	12,0	—	—
38282i	142,0	162,0	179,0	142,0	33,0	13,5	121°	88°
38547d	58,5	54,2	59,2	53,5	27,5	10,0	103°	82°
38547i	68,5	57,5	76,0	53,5	21,0	10,5	104°	83°
38548	187,5	173,5	188,9	168,9	82,7	23,0	117°	86°
38629	44,0	42,8	49,3	37,0	—	8,8	118°	78°
40072	204,5	213,0	195,7	183,5	84,2	16,5	115°	80°
40083	28,3	26,4	36,3	24,0	—	4,5	—	—
40120	201,5	95,6	178,0	120,5	41,0	19,5	115°	95°
40152	151,0	108,0	158,0	102,0	33,5	14,5	106°	81°
40206	96,2	84,5	104,2	94,4	27,3	26,0	105°	75°
40208	216,5	179,5	221,7	195,8	—	18,9	119°	—
40218	56,8	56,2	52,8	51,5	15,8	9,3	119°	92°
40285d	60,0	59,0	64,5	67,8	30,5	9,4	117°	90°
40323	56,0	68,5	63,5	55,5	—	9,2	—	—
40331	95,5	91,8	103,3	77,5	—	8,8	—	—

Las valvas son generalmente muy planas, oscilando desde un abombamiento (B) mínimo de 4,5 mm. hasta uno máximo de 23,0 mm., con la excepción de la valva izquierda del ejemplar

40206 que alcanza los 26,0 mm. Las valvas son especialmente planas en el área posterodorsal, aunque sin llegar a definirse un ala. El margen anterior es relativamente recto, especialmente

en los ejemplares 40120 y 40206, aunque en algunos puede ser algo más recurvado. El salto de la concha es mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado en todos los ejemplares. El valor del ángulo A oscila desde un mínimo de 103° hasta un máximo de 122° aunque generalmente se sitúa alrededor de los 122°-115°. El valor del ángulo β oscila desde un mínimo de 75° hasta un máximo de 95°, pero generalmente se sitúa alrededor de los 88°-80°. El umbo es pequeño, redondeado, poco o nada sobresaliente y es claramente prosogiro.

Las ondulaciones son relativamente estrechas (especialmente en el ejemplar 40331) o más anchas (especialmente los ejemplares 40120, 40285 y 40323). Se han identificado principalmente *crestocirculae* (ejemplares 38379, 38547, 38629, 40083, 40218, 40285 y 40331) y *circulae* (ejemplares 38282, 40072, 40120, 40206 y 40323), aunque en la mayoría de los restantes ejemplares no se observan debido a su estado de conservación. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada, con tramos marcadamente rectos, especialmente en los ejemplares 38282, 38347, 38547, 40072 y 40285. Las ondulaciones suelen ser bastante redondeadas, especialmente en los ejemplares 38282, 38629, 40120, 40206, 40218, 40285, 40331 y 40323 y su número es muy variable. El crecimiento de las ondulaciones suele ser bajo en los estadios iniciales, situándose alrededor de los 4,5 mm., mientras que aumenta hasta alrededor de los 10,0-12,0 mm. o más en los estadios posteriores.

La relación L en % de H varía, en las valvas derechas, desde el 152-120% en los estadios iniciales, pasando por el 120-110% en los estadios intermedios, hasta el 110-103% en los estadios posteriores (fig. 26). Mientras que en las valvas izquierdas varía desde el 152-137% en los estadios iniciales, pasando por el 130-96% en los estadios intermedios, hasta el 110-87% en los estadios posteriores (fig. 27).

La relación NA en % de HA varía, en las valvas derechas, desde el 124-93% en los estadios iniciales, pasando por el 93-80% en los estadios intermedios, hasta el 88-82% en los estadios posteriores (fig. 28). Mientras que en las valvas izquierdas varía desde el 128-96% en los estadios iniciales, pasando por el 100-77% en los esta-

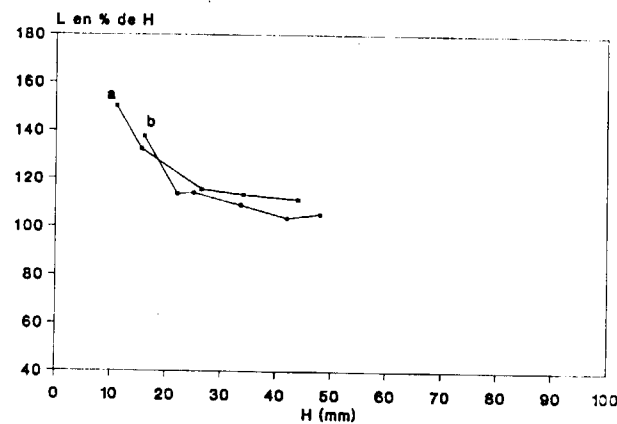


Figura 26.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas derechas: a=38547; b=40285.

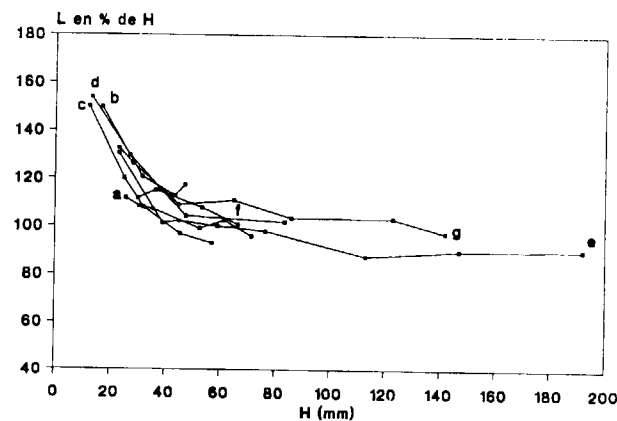


Figura 27.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas izquierdas: a=38282; b=38397; c=38547; d=38548; e=40072; f=40152; g=GAWB 427 (RIEDEL, 1931, lám. 74, fig. 4).

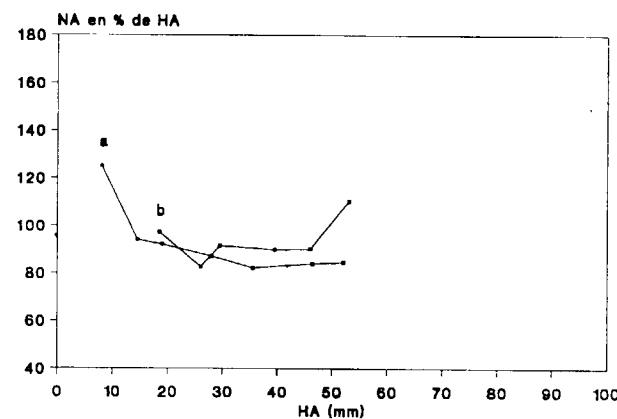


Figura 28.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas derechas: a=38547; b=40285.

dios intermedios, hasta el 95-87% en los estadios posteriores (fig. 29).

La relación S en % de HA varía, en la valva derecha núm. 40285, desde el 64-50% en los estadios intermedios, hasta el 56-50% en los estadios posteriores (fig. 30). Mientras que en las valvas izquierdas de los ejemplares 38282 y 40072 varía desde el 73-50% en los estadios intermedios, hasta el 47-33% en los estadios posteriores (fig. 31).

El ángulo WA oscila, en las valvas derechas, desde los 68° del ejemplar 38547 y los 43° del ejemplar 40285 en los estadios iniciales, pasando por los 70° del ejemplar 38547 y los 51° del ejemplar 40285 en los estadios intermedios, hasta los 68° del ejemplar 38547 y los 53° del ejemplar 40285 en los estadios posteriores (fig. 32). Mientras que en las valvas izquierdas oscila desde los 62°-58° en los estadios iniciales, pasando por los 68°-56° en los estadios intermedios, hasta los 71°-56° en los estadios posteriores (fig. 33).

Discusión

El término variedad *quadrata* que utilizó RIEDEL (1931), ya había sido utilizado anteriormente por ETHERIDGE (1881, p. 143, lám. 2, fig. 7), al referirse a *Inoceramus convexus* var. *quadrata*, como ya pone de manifiesto SEITZ (1961, p. 64). Puesto que, de acuerdo con el CINZ, tiene prio-

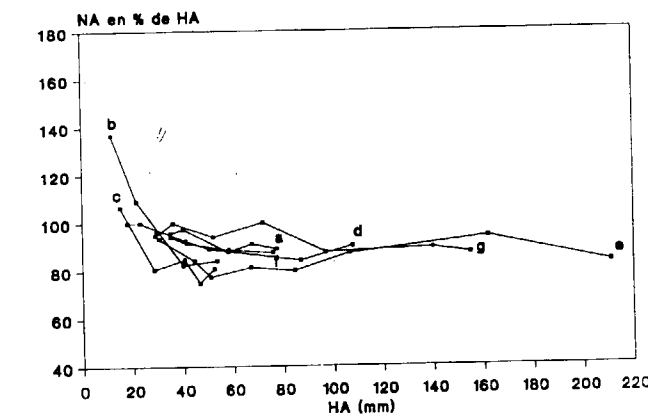


Figura 29.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas izquierdas: a=38282; b=38379; c=38547; d=38548; e=40072; f=40152; g=GAWB 427 (RIEDEL, 1931, lám. 74, fig. 4).

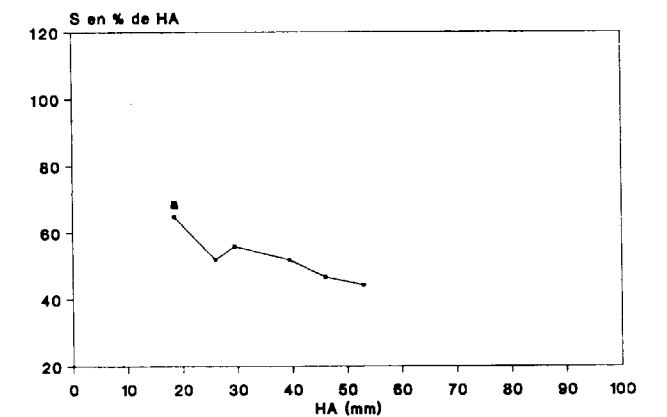


Figura 30.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valva derecha núm. 40285.

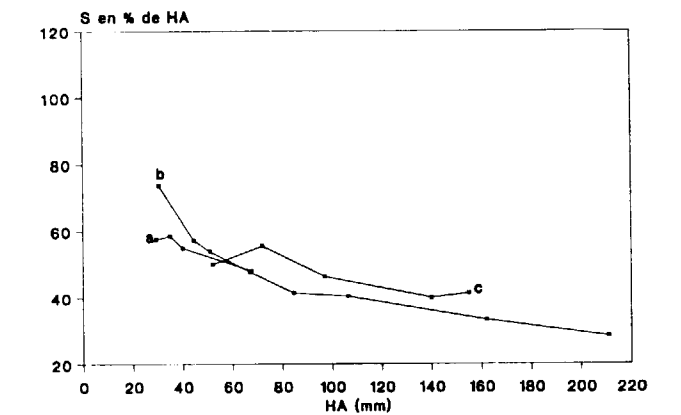


Figura 31.—Variación ontogénica de la relación S en % de HA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas izquierdas: a=38282; b=40072; c=GAWB 427 (RIEDEL, 1931, lám. 74, fig. 4).

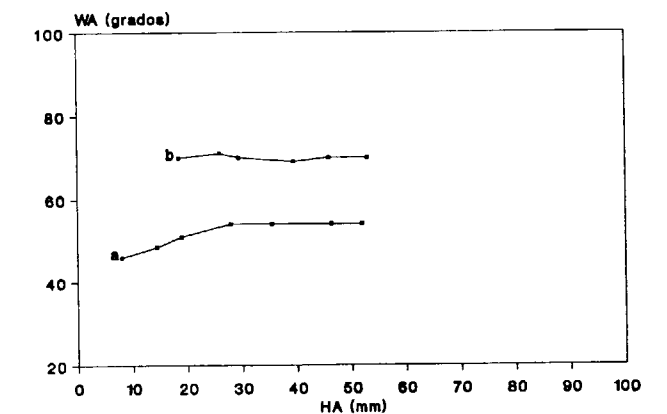


Figura 32.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas derechas: a=38547; b=40285.

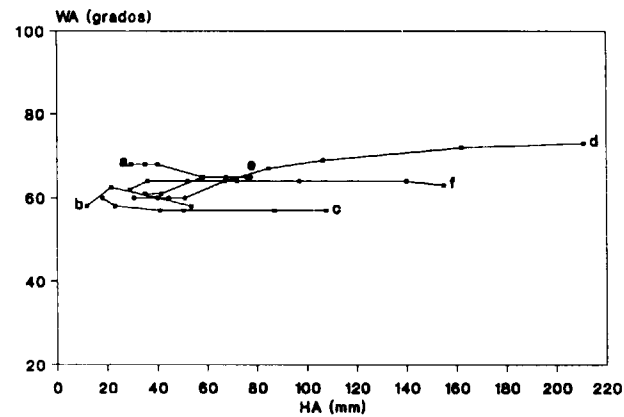


Figura 33.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides ahsenensis* Seitz. Valvas izquierdas: a=38282; b=38379; c=38547; d=38548; e=40072; f=40152.

ridad la primera variedad que recibió esta denominación, es decir, la de ETHERIDGE, SEITZ (1961) propone el nuevo nombre de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides ahsenensis* para referirse a la variedad creada por RIEDEL (1931).

El holotipo (RIEDEL, 1931, lám. 74, fig. 4) presenta claramente las características diagnósticas de esta subespecie. Mientras que los numerosos ejemplares estudiados en el presente trabajo son muy semejantes al holotipo, y por ello también presentan los caracteres propios de la subespecie. Es remarcable la existencia de los tramos rectos muy prominentes presentes en la curvatura de las ondulaciones, y que se sitúan a ambos lados del eje de crecimiento. La observación del holotipo, de los otros ejemplares estudiados por SEITZ (1961 y 1967) y LOPEZ (1986a, b), así como de los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra, ha permitido completar la diagnosis de la ornamentación de esta subespecie dada por SEITZ (1961).

Los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 1, figs. 3, 7, 9 y 10, y 1967, lám. 1, figs. 2 y 3, lám. 11, figs. 1 y 2, lám. 13, fig. 3) presentan las características diagnósticas de la subespecie, aunque algunos muestran una curvatura más ovalada, y sin tramos rectos bien definidos (SEITZ, 1981, lám. 1, fig. 10), o bien están muy deformados (SEITZ, 1967, lám. 1, figs. 2 y 3).

TZANKOV (1981, lám. 38, fig. 7) figura un ejemplar que no parece mostrar el perfil diagnóstico de esta subespecie. Pero el mal estado de con-

servación de su ejemplar no permite descartar su atribución a esta subespecie.

El ejemplar figurado por LOPEZ (1986a, lám. 2, fig. 4, y 1986b, lám. 1, fig. 6) es muy típico de esta subespecie, mostrando unas ondulaciones estrechas, algo aristadas y de curvatura algo recta, siendo muy similar a los ejemplares estudiados en el presente trabajo.

Inoceramus (Platyceramus) chouberti Sornay es una especie del Coniaciense (SORNAY, 1969) de Tarfaya (Marruecos), que presenta un perfil y unas ondulaciones similares a *I. (Pl.) cycloides ahsenensis*, aunque se diferencia de ésta por estar algo más abombada y con la curvatura de las ondulaciones más romboidal.

La subespecie *Inoceramus (Platyceramus) cycloides colossus* Sornay es del Campaniense Inferior de Madagascar, y presenta algunas afinidades con *I. (Pl.) cycloides ahsenensis*, como el que las ondulaciones muestren tramos rectos en el margen anterior y en el posterior. Pero se diferencian en que el valor del ángulo que forman estos tramos rectos de las ondulaciones es de 60° en *I. (pl.) cycloides ahsenensis*, y de 70° a 80° en *I. (Pl.) cycloides colossus*; así mismo, en esta última especie el margen anterior es más amplio y con una caída progresiva de la concha.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en el Santoniense-Campaniense Inferior de España, el norte de Alemania (R. F. A.) y Bulgaria?

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie AS (Astúlez, Alava), en la serie ASN (Astúlez, Alava), en la localidad de Castresana (Burgos), en la serie FRN (Fresneda, Alava), en la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos), en la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra) y en la serie VIL (Villacián, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense.

Inoceramus (Platyceramus) cycloides wegneri Böhm, 1915

Figs. 34-36, lám. 5, fig. 3

vp. 1905 *Inoceramus cycloides* nov. sp.; Wegner, pp. 162-164, sólo fig. text. 5 (no fig. text. 6).

- * 1915 *Inoceramus Wegneri* nov. sp.; Böhm, p. 426.
- 1923 *I. Wegneri* BÖHM; referencia de Köplitz, p. 626.
- 1926 *Inoceramus Wegneri* J. BÖHM; Heinz, p. 103.
- n 1928a *I. Wegneri* J. BÖHM; Heinz, lám. 3.
- p 1940 *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO sp. nov. forma β; Nagao y Matsumoto, p. 25, sólo lám. 7, fig. 2.
- vp. 1961 *I. (Platyceramus) cycloides wegneri* JOH. BÖHM; Seitz, pp. 74-78, sólo lám. 2, figs. 2, 4, 5 y 8 (no lám. 3, fig. 6), tab. 5.
- ? 1962 *Inoceramus wegneri*; Jolkicev, p. 144, lám. 11, figs. 3-4.
- n 1981 *Inoceramus (Inoceramus) wegneri* Böhm, 1915; Tzankov, p. 83, lám. 26, figs. 1-3.
- n 1982 *Inoceramus (Cataceramus) wegneri* Boehm; Sobeyetski et al., p. 95, lám. 10, fig. 4.
- v. 1986a *I. (Pl.) cycloides wegneri* BÖHM; López, pp. 36-38, lám. 3, fig. 3.
- v. 1986b *I. (P.) cycloides wegneri*; López, lám. 1, fig. 7.

Tipo

El lectotipo, por designación de SEITZ (1961, p. 75), es el ejemplar GPIM 614 figurado por WEGNER (1905, fig. text. 5) y refigurado por SEITZ (1961, lám. 2, fig. 8), cuyo molde se conserva en el NLF. Procede del «Untere Granulatenkreide» (WEGNER, 1905, p. 122) del pozo IV de la mina General Blumenthal (Lippe-Seitenkanal, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 66 m. de profundidad.

Diagnosis

Costillas divergentes, con ondulaciones que dominan sobre las mismas. El crecimiento de las ondulaciones es variable en cada parte de la valva (diagnosis según SEITZ, 1961, p. 75).

Material

Se han estudiado 8 ejemplares, que corresponden a los moldes internos de una valva izquierda (núm. 38400), de 3 ejemplares que presentan ambas valvas (núm. 38301, 38368 y 38644), y a los contramoldes internos de dos valvas izquierdas (núms. 40075 y 40253), y de dos ejemplares (números 38405 y 38583), cuyo estado de conservación no permite asegurar de qué valva se trata.

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38301d* ...	69,5	75,0	79,5	73,5	—	7,0	—	—
38301i ...	74,0	81,0	78,0	76,0	—	7,0	—	—
38644d ...	69,3	72,5	79,4	74,7	28,0	10,5	115°	85°
38644i ...	92,5	92,5	99,5	94,3	—	9,0	—	—
40075 ...	89,5	55,0	89,0	55,0	—	7,5	—	—

Las valvas están generalmente mal conservadas y son muy planas, oscilando desde un abombamiento (B) mínimo de 7,0 mm., hasta uno máximo de 10,5 mm. Las valvas son especialmente planas en el área posterodorsal, aunque sin llegar a definir un ala. El margen anterior es relativamente recto. El salto de la concha es algo mayor en el margen anterior que en los restantes

márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado en todos los ejemplares. Los valores de los ángulos A y β tan sólo se han podido obtener en la valva derecha del ejemplar 38644, alcanzando los 115° para el ángulo A y los 85° para el ángulo β. El umbo es pequeño, redondeado, poco o nada sobresaliente y claramente prosogiro, aunque en varios ejemplares no está conservado.

Las ondulaciones son generalmente redondeadas, especialmente en el ejemplar 38583. En ocasiones pueden ser relativamente estrechas, especialmente en el ejemplar 40075. Se han identificado *crestocirculae* en los ejemplares 38583, 38644, 40075 y 40253, aunque en la mayoría de los restantes ejemplares no se observan debido a su estado de conservación. En todos los ejemplares se observa claramente la existencia de costillas divergentes, que no dominan 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 no muy prominentes, con un grosor que varía desde un mínimo de 3,5 mm., hasta un máximo de 11,0 mm. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada-circular, y su número es variable. El crecimiento de las ondulaciones suele ser bajo en los estadios iniciales, situándose alrededor de los 2,5-4,5 mm.; mientras que en los estadios intermedios y posteriores aumenta de forma inconstante, llegando a alcanzar los 11,0 mm. o más en los estadios posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 134% en los estadios iniciales, pasando por el 113% en los intermedios, y disminuyendo hasta el 109% de los posteriores (fig. 34).

La relación NA en % de HA varía desde el 153-112% de los estadios iniciales, pasando por el 101% en los intermedios, y disminuyendo hasta el 95-88% de los posteriores (fig. 35).

El ángulo WA se sitúa alrededor de los 59° en los estadios iniciales, pasa por los 65°-64° en los intermedios, hasta alcanzar los 69°-64° en los posteriores (fig. 36).

Discusión

Los ejemplares aquí estudiados presentan las características diagnósticas de la subespecie, sin mostrar ningún carácter que no se encuentre dentro de la variabilidad de la especie.

Esta subespecie se diferencia de las restantes subespecies de *I. (Pl.) cycloides* por poseer costillas divergentes en los estadios posteriores de crecimiento.

Uno de los ejemplares figurados como *Inoceramus cycloides* nov. sp. por WEGNER (1905, fig.

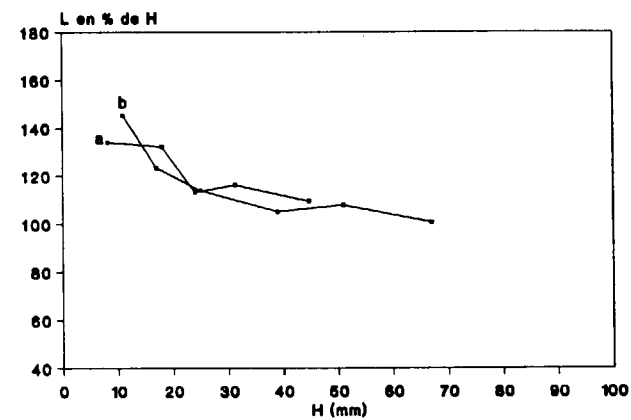


Figura 34.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm. Valvas derechas: a=38644; b=GPIM 614 (WEGNER, 1905, fig. text. 5).

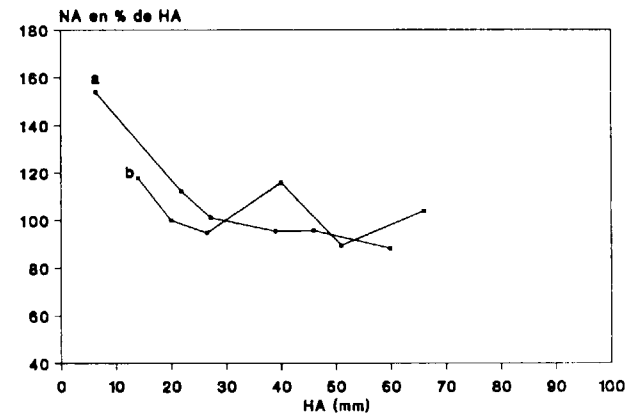


Figura 35.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm. Valvas derechas: a=38644; b=GPIM 614 (WEGNER, 1905, fig. text. 5).

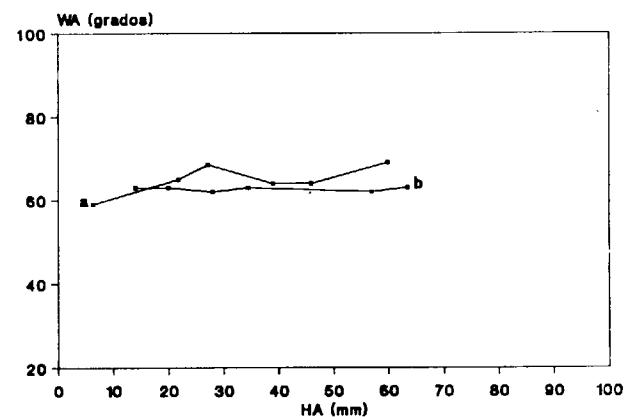


Figura 36.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides wegneri* Böhm. Valvas derechas: a=38644; b=GPIM 614 (WEGNER, 1905, fig. text. 5).

text. 5) presentan unas costillas divergentes débilmente marcadas y además las características diagnósticas de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides*. Puesto que éstas son las características diagnósticas de *I. (Pl.) cycloides wegneri* Seitz, su atribución a esta subespecie no ofrece dudas.

Algunos de los ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 2, figs. 2, 4, 5 y 8) presentan el perfil y la ornamentación diagnósticas de esta subespecie, siendo similares a los estudiados en el presente trabajo. Mientras que otro de sus ejemplares (SEITZ, 1961, lám. 3, fig. 6) corresponde al figurado como «*Inoceramus digitatus* SOW. A. RÖMER» por SCHMIDT (1873, lám. 5, fig. 11), y se diferencia de *I. (Pl.) cycloides wegneri* por mostrar unas ondulaciones más romboidales y unas costillas divergentes más pronunciadas, aunque SEITZ (1961) lo atribuía a una deformación.

TZANKOV (1981, lám. 26, figs. 1-3) figura unos ejemplares maastrichtenses, descritos como *Inoceramus (Inoceramus) wegneri* Böhm; pero en ninguno de ellos se observa la existencia de claras costillas divergentes, aparte de que uno presenta tan sólo los estadios iniciales de crecimiento. Por ello, al no presentar la característica diagnóstica, estas formas del Maastrichtense no pueden ser asignadas a la subespecie *I. (Platyceramus) cycloides wegneri*, que por otra parte, está restringida al Santoniense Inferior.

El ejemplar figurado como *Inoceramus (Cataceramus) wegneri* Boehm por SOBEYETSKI et al. (1982, lám. 10, fig. 4) presenta una problemática similar a la del ejemplar figurado por TZANKOV (1981), puesto que no presenta costillas divergentes, ni un perfil completamente semejante a *Inoceramus (Platyceramus) cycloides*, a la vez que lo sitúa en el Campaniense Inferior-Superior del Caspio.

LOPEZ (1986a, lám. 3, fig. 3, y 1986b, lám. 1, fig. 7) figura un ejemplar procedente del Santoniense Inferior de la región surpirenaica central, que presenta el perfil y la ornamentación propias de esta subespecie, siendo similar a los ejemplares estudiados en el presente trabajo.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en la Zona Un-

dulatoplicatus (Santoniense Inferior) de España, el norte de Alemania (R. F. A.), Caspio (C. E. I.), Sakhalin (Rusia) y Japón.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en el Santoniense Inferior de las series ASN (Astúlez, Alava), LA (Lastras de la Torre, Burgos) y VIL (Villacián, Burgos).

Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoi subsp. n.

Figs. 37-39, lám. 6, figs. 1a y 1b

- vp. 1967 *I. (Pl.) cycloides cycloides* WEGNER; Seitz, pp. 77-79, sólo lám. 19, fig. 1 (no lám. 11, fig. 3, lám. 22, fig. 2).
- . 1978 *Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides* Wegner; Sornay, p. 5, lám. 1, fig. 2, lám. 2, fig. 2.
- v. 1986a *I. (Pl.) cf. cycloides* WEGNER; López, lám. 4, fig. 2.
- p. 1986 *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner; Scott, Cobban y Merewether, sólo fig. 14f (no figs. 13d y 14d).

Holotipo

El ejemplar 40791, que presenta ambas valvas.

Localidad tipo

San Pantaleón de Losa (Burgos).

Estrato tipo

Nivel 2 de la serie SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos). Correspondiente al Santoniense terminal.

Derivatio Nominis

En honor del Dr. Ricardo Martínez (U. A. B., Bellaterra), que dirigió la Tesis Doctoral del autor (LOPEZ, 1990).

Diagnosis

Perfil subcuadrado, muy plano, ángulo A con un valor de 134°, ángulo β con un valor de 116°. Ondulaciones subcuadradas y oblicuas a las líneas de crecimiento, *crestocirculae*. Valores de la relación L en % de H del 179° en los estadios iniciales y del 131% en los posteriores. Valores de la relación NA en % de HA del 175% en los estadios iniciales y del 102% en los posteriores. El ángulo WA oscila desde los 46° en los estadios iniciales hasta los 52° en los posteriores.

Material

Se han estudiado cinco ejemplares, que corresponden a los moldes internos de una valva derecha (núm. 40807), de dos valvas izquierdas (números 40790 y 40799), de un ejemplar que presenta ambas valvas (núm. 40791), y al contra molde interno de una valva izquierda (número 40793). De este contra molde interno se ha realizado un molde en escayola.

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40790*	41,5	30,0	40,5	40,0	—	5,0	—	—
40791d	49,5	72,0	62,5	61,5	—	11,5	—	—
40791i*	52,5	70,5	67,5	64,5	—	8,5	—	—
40793	27,5	64,0	60,5	54,5	42,5	5,4	—	—
40799*	28,3	38,5	34,4	38,5	—	10,0	—	—
40807	60,0	55,5	68,0	38,5	13,0	5,5	134°	116°

Estas valvas son muy planas, oscilando desde un abombamiento (B) mínimo de 5,0 mm., hasta uno máximo de 11,5 mm. Las valvas son especialmente planas en el área posterodorsal, aunque sin llegar a definir un ala. El margen anterior es relativamente recto y el salto de la concha es mayor en este margen que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado en todos los ejemplares. El umbo es pequeño, redondeado, poco o nada sobresaliente, débilmente abombado y claramente prosogiro.

Las ondulaciones son bastante prominentes. Se distinguen claras *crestocirculae*, especialmente en los ejemplares 40791 y 40807. Las ondulaciones son oblicuas a las líneas de crecimiento, lo que debe reflejarse en el plano de comisura. De tal forma, que el borde de comisura debe ser ligeramente ondulado, aunque ello no se ha llegado a observar debido al estado de conservación de los ejemplares. De todas formas, este tipo de borde es claramente predecible, puesto que las ondulaciones son un pliegue de la concha y al cortarlas el borde de comisura debe verse un pliegue. Si las ondulaciones fuesen paralelas a las líneas de crecimiento, y por tanto al borde de comisura, al ser cortadas por el bor-

de de comisura se apreciaría una línea recta. Las ondulaciones poseen una curvatura subcuadrada, con tramos de curvatura algo rectos en algunos casos, como en el ejemplar 40791. Las ondulaciones suelen ser bastante redondeadas, estrechas y no muy numerosas. El crecimiento de las ondulaciones no es muy elevado, aumentando durante la ontogenia. Este crecimiento oscila desde un mínimo de 1,4 mm. en los estadios iniciales, hasta un máximo de 6,0 mm. en los estadios posteriores.

La relación L en % de H varía desde el 261-179% en los estadios iniciales, pasando por el 146-148% en los estadios intermedios, y disminuyendo hasta el 132-131% en los estadios posteriores (fig. 37).

La relación NA en % de HA varía desde el 175% en los estadios iniciales, pasando por el 127-105% en los estadios intermedios, hasta alcanzar el 102% en los estadios posteriores (fig. 38).

El ángulo WA es relativamente constante durante toda la ontogenia, situándose en los 46° en los estadios iniciales, y en los 52° en los estadios intermedios y posteriores (fig. 39).

Discusión

Las características propias de estos ejemplares, especialmente el que las ondulaciones sean oblicuas a las líneas de crecimiento, obligan a considerarlos como a una nueva subespecie de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides*, que se diferencia claramente de las restantes subespecies por esta condición de las ondulaciones.

Uno de los ejemplares figurados como *I. (Pl.) cycloides cycloides*, por SEITZ (1961, lám. 19, fig. 1), y procedente del Santoniense Superior-Campaniense del norte de Alemania, presenta las características propias de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides*, pero sus ondulaciones son oblicuas a las líneas de crecimiento. Por lo que dicho ejemplar es semejante a los de *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n. figurados en el presente trabajo.

SCOTT, COBBAN y MEREWETHER (1986, fig. 14f) figuran un ejemplar de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner que procede del Campaniense basal de Nuevo México (EE. UU.), y que muestra unas ondulaciones no paralelas a las líneas de crecimiento. Por ello, este ejemplar también es similar a los de *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n. figurados en el presente trabajo.

Los dos ejemplares figurados como *Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides* Wegner por SORNAY (1978, lám. 1, fig. 2, lám. 2, fig. 2), presentan las características diagnósticas de *I. (Pl.) cycloides*, con la única salvedad de que las ondulaciones son oblicuas a las líneas de crecimiento. Por ello, estos ejemplares son muy similares a los estudiados en el presente trabajo.

El ejemplar de *I. (Pl.) cf. cycloides* WEGNER figurado por LOPEZ (1986a, lám. 4, fig. 2) corresponde a un fragmento que presenta una forma similar a la de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides cycloides*, con la salvedad de que las ondulaciones son oblicuas con respecto a las líneas de crecimiento. Por lo que podría considerarse como sinónimo de esta nueva subespecie.

La repartición estratigráfica de esta nueva subespecie todavía no es suficientemente bien conocida, pero los resultados preliminares parecen apuntar a que podría situarse en el límite Santoniense/Campaniense (ver distribución).

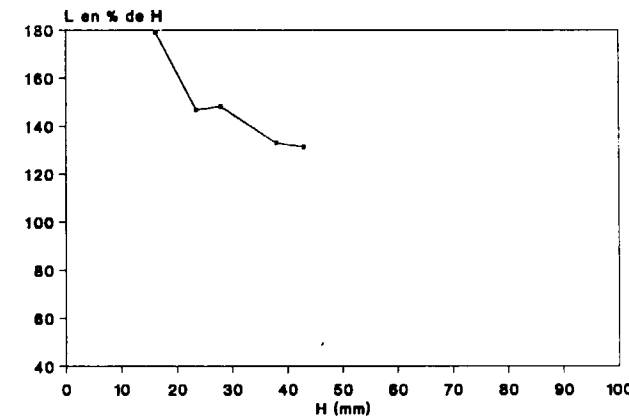


Figura 37.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva derecha núm. 40791.

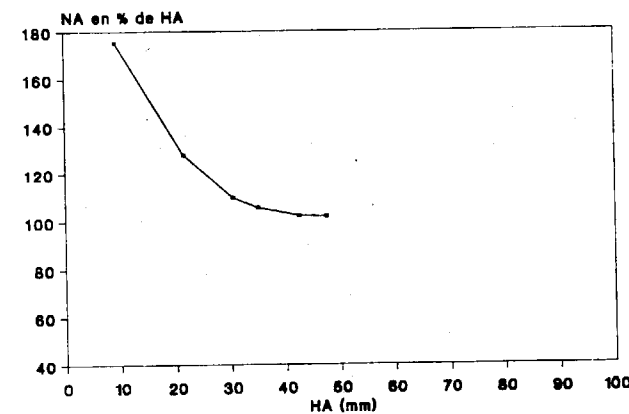


Figura 38.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva derecha núm. 40791.

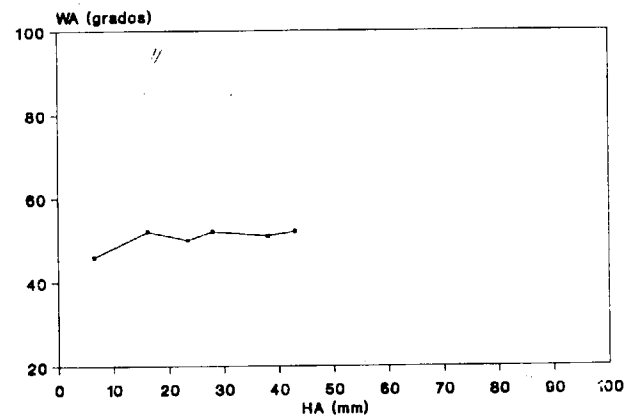


Figura 39.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva derecha núm. 40791.

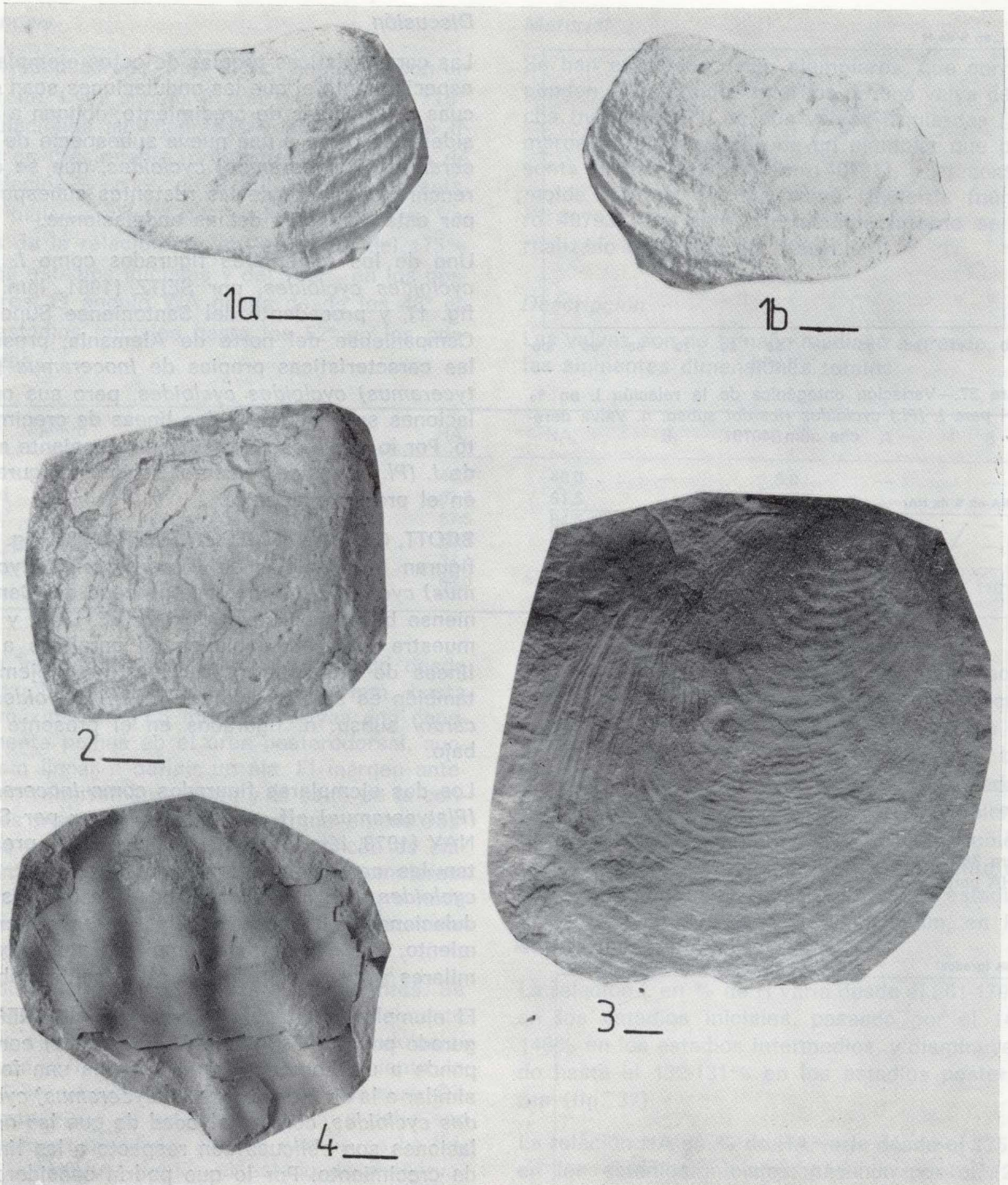


Figura 1a.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva derecha. Nivel 2 de la serie SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40791. Holotipo.

Figura 1b.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva izquierda. Nivel 2 de la serie SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40791. Holotipo.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) tormensis* sp. n. Valva derecha. Nivel 10 inf. de la serie TOR (Torme, Burgos). Ejemplar 40829. Holotipo.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) rhomboides rhomboides* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 103 de la serie LA (Las-tras de la Torre, Burgos). Ejemplar 38645.

Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) cf. undulatoplicatus* Roemer, 1852. Fragmento del que se desconoce a qué valva co-rresponde. Nivel 10 de la serie NI (Nidaguila, Burgos). Ejemplar 40469.

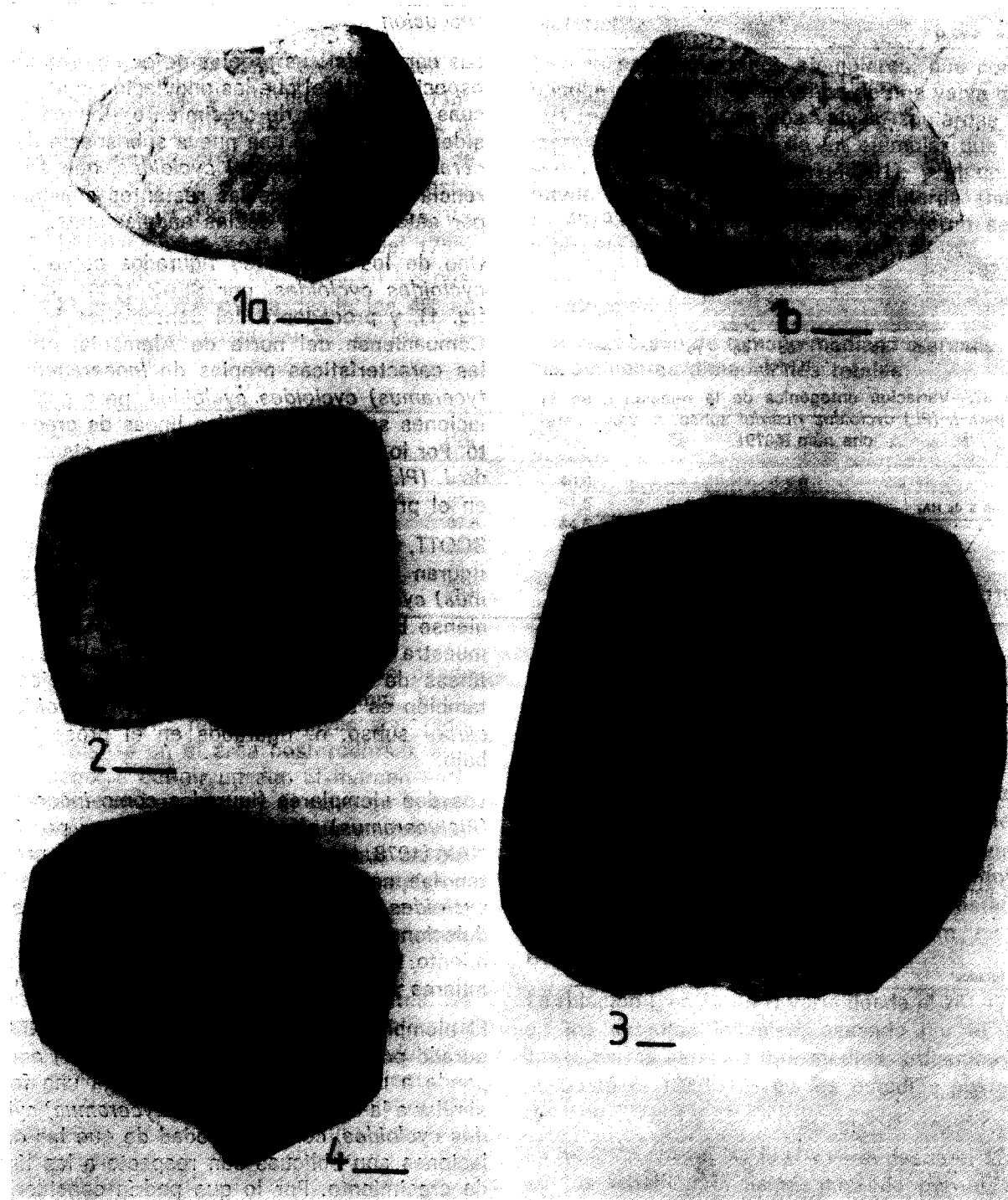


Figura 1a.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva derecha. Nivel 2 de la serie SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40791. Holotipo.
 Figura 1b.—*Inoceramus (Platyceramus) cycloides ricardoi* subsp. n. Valva izquierda. Nivel 2 de la serie SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos). Ejemplar 40791. Holotipo.
 Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) tormensis* sp. n. Valva derecha. Nivel 10 inf. de la serie TOR (Torme, Burgos). Ejemplar 40829. Holotipo.
 Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) rhomboides rhomboides* Seitz, 1961. Valva derecha. Nivel 103 de la serie LA (Las-tras de la Torre, Burgos). Ejemplar 38645.
 Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) cf. undulaticus* Roemer, 1852. Fragmento del que se desconoce a qué valva co-rresponde. Nivel 10 de la serie NI (Nidaguila, Burgos). Ejemplar 40469.

Distribución

Esta nueva subespecie ha sido reconocida, aun-que bajo otras denominaciones, en el Campanien-se Inferior de España, en el Santoniense Supe-rior-Campaniense Inferior de Alemania, en el Campaniense basal de Nuevo México (EE. UU.). Así mismo, parece ser que ejemplares semejan-tes se han reconocido en el Campaniense infe-rior del Caribe (KAUFFMAN, 1987, comunicación personal).

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en el Santoniense terminal de la localidad SPL-II (San Pantaleón de Losa, Burgos) y rodado en el cauce del río Jerea a su paso por San Pantaleón de Losa (Burgos).

Inoceramus (Platyceramus) aff. cycloides
 Wegner, 1905
 Lám. 5, fig. 4

Comparar

v* 1905 *Inoceramus cycloides* nov. sp.;
 Wegner, pp. 162-164, fig. text. 6.

Material

Se han estudiado dos ejemplares, que corres-ponden a los moldes internos de una valva de-recha (núm. 38288) y de una valva izquierda (núm. 38297).

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38288	25,5	25,5	20,5	28,5	19,5	7,5	104°	—
38297	28,0	43,5	33,0	37,5	10,0	8,5	—	—

El ejemplar 38288 está algo deformado, por lo que el valor del ángulo A es meramente orien-tativo.

Estas valvas están algo abombadas, con valores de B que oscilan entre los 7,5 y los 8,5 mm., el mayor abombamiento se sitúa alrededor del eje de crecimiento, y delimita una pequeña área pos-terodorsal más plana. El margen anterior es re-lativamente recto. El salto de la concha es may-or en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado-subcircular, siendo más redondeado en el ejemplar 38297. El valor del ángulo A tan sólo se ha podido observar en el ejemplar 38288, en el que alcanza los 104°. El umbo no está con-servado en ninguno de los ejemplares, pero a partir de la posición del eje de crecimiento, se advierte una clara tendencia a ser prosogiro.

Las ondulaciones son anchas, redondeadas, pro-minentes y algo escalonadas, y se aprecian dé-biles *circulae*. Poseen una curvatura circular en el ejemplar 38297, o subcuadrada en el ejemplar 38288. Su número es bajo, y se incrementa de forma constante en los estadios posteriores, situándose entre los 3,5 mm. El valor del ángulo

WA se mantiene constante durante toda la on-togenia, situándose alrededor de los 68°.

Discusión

Las características de los ejemplares estudia-dos son, en su mayoría, muy similares a las pro-pias de la especie *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner. Pero se diferencia de esta especie por poseer un perfil más circular (es-pecialmente el ejemplar 38297), y unas ondu-laciones más anchas, redondeadas y prominentes. Por ello, no se puede asegurar su atribución a la especie *I. (Pl.) cycloides*, a pesar de su afi-nidad.

Estos ejemplares se diferencian de la especie *Inoceramus (Platyceramus) ezoensis* en que sus ondulaciones no son tan anchas, numerosas y redondeadas, y también están menos escalona-das; así mismo, su margen anterior es más am-plio.

Distribución

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

Inoceramus (Platyceramus) tormensis sp. n.
Lám. 6, fig. 2

Holotipo

El ejemplar 40829, correspondiente a una valva derecha.

Localidad Tipo

Torme (Burgos).

Estrato Tipo

Nivel 10 inf. de la serie TOR (Torme, Burgos). Correspondiente al Santoniense Inferior.

Derivatio Nominis

Nombre derivado de la localidad tipo (Torme, Burgos).

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40829	26,3	30,5	32,0	29,1	20,3	5,8	104°	79°

Estas valvas están relativamente abombadas, especialmente en los estadios iniciales; oscilando alrededor de los 5,8 mm. de abombamiento (B). Las valvas son algo más planas en el área posterodorsal, aunque sin definirse un ala. El margen anterior es muy recto, y con un salto de la concha mucho mayor que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente subcuadrado en ambos ejemplares. El umbo es pequeño, redondeado, algo sobresaliente y claramente prosogiro.

Las ondulaciones son redondeadas y anchas, especialmente en el ejemplar 40829, y generalmente mal marcadas; se aprecian débiles *circulae*. Las ondulaciones presentan una curvatura subcircular en los estadios iniciales y romboidal-ovalada en los estadios posteriores. El número de ondulaciones es relativamente elevado. El crecimiento de las ondulaciones suele ser bajo en los estadios iniciales, aumentando hasta alcanzar los 2,9 mm. en los posteriores.

Discusión

Los ejemplares estudiados no se parecen a nin-

Diagnosis

Relativamente abombada (B=5,8), perfil subcuadrado, ángulo A con un valor de 104°, ángulo β con un valor de 79°. Ondulaciones redondeadas y anchas, subcirculares en los estadios iniciales y romboidal-ovaladas en los posteriores. Claras *circulae*.

Material

Se han estudiado dos ejemplares, que corresponden a los moldes internos de dos valvas derechas (núms. 40825 y 40829).

Descripción

Estas valvas son de tamaño pequeño a muy grande y presentan las siguientes dimensiones totales:

guna otra de las especies conocidas de *Inoceramus (Platyceramus)*, mostrando claras diferencias con *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* y con *I. (Pl.) ezoensis*, especialmente por tener un perfil romboidal-ovalado muy marcado.

Por otra parte, se diferencia de *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* en que sus ondulaciones son más ovaladas, sin mostrar tramos rectos y sus ondulaciones son más redondeadas y ocasionalmente escalonadas.

Las diferencias de estos ejemplares con las restantes especies de *Inoceramus (Platyceramus)* son suficientemente significativas, especialmente por lo que respecta a su perfil, como para establecer una nueva especie, aunque tan sólo se disponga de dos ejemplares, y no en perfecto estado.

Distribución

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

Inoceramus (Platyceramus) rhomboides Seitz,
1961

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar GAWB 321, figurado por SEITZ (1961, lám. 4, fig. 2), cuyo molde se conserva en el NLFB. Procede del límite Santoniense Medio/Superior del pozo V, de la mina Schägel & Eisen (Herten, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.), a 106 m. de profundidad. Nombre derivado del latín rhomboid = paralelogramo de lados desiguales.

Diagnosis

Valva plana, abombamiento moderado. Margen anterior recto o poco recurvado. Margen anterior proporcionalmente plano y bajo con relación a la línea de comisura. Elevado valor del ángulo A. Perfil de la valva y curvatura de las ondulaciones más o menos romboidal. Umbo prosogiro o situado hacia la mitad de la concha. Ondulaciones de crecimiento regular en los estadios iniciales, siendo generalmente irregular en los posteriores. En algunos estadios intermedios se desarrollan costillas divergentes que no dominan sobre las ondulaciones (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 80).

Discusión

SEITZ (1961, p. 80) propuso diferenciar *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* de *I. (Pl.) cycloides* por sus ondulaciones romboidales, y por poseer un ángulo de ondulación de 35°, mientras que *I. (Pl.) cycloides* lo posee de 60°. Así mismo, esta especie se distingue de *I. (Pl.) cycloides* por sus valores más bajos de la relación NA en % de HA, que se sitúan alrededor del 79-67%, mientras que para *I. (Pl.) cycloides* oscilan alrededor del 128-80%.

Así mismo, SEITZ (1970) diferenció tres subespecies dentro de esta especie: *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides rhomboides* Seitz, *I. (Pl.) rhomboides heinei* Seitz, e *I. (Pl.) rhomboides transversocostatus* Seitz. De todas formas, esta última sería sinónima de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* (ver discusión de esta subespecie).

Distribución

Esta especie ha sido reconocida en el Santoniense-Campaniense Inferior de la región Surpirenaica Central (España), norte de Alemania, Inglaterra y Japón.

Inoceramus (Platyceramus) rhomboides rhomboides Seitz, 1961

Figs. 40-42, lám. 6, fig. 3

- p? 1931 *Inoceramus* cf. *glatziae* FLEGEL; Riedel, p. 650, lám. 73, sólo fig. 2.
- *v. 1961 *I. (Platyceramus) rhomboides rhomboides* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 82-85, tabs. text. 16 y 17, lám. 3, fig. 2, lám. 4, figs. 1, 2 y 7.
- v. 1961 *I. (Platyceramus) rhomboides* n. sp. subsp. indet.; Seitz, pp. 85-86, lám. 3, fig. 6 y lám. 4, fig. 5.
- v. 1961 *I. (Platyceramus) rhomboides transversocostatus* n. sp. n. subsp.; Seitz, pp. 91-92, lám. 3, fig. 5, lám. 4, fig. 4.
- v. 1967 *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* SEITZ; Seitz, pp. 85-86, lám. 4, fig. 3.
- n 1979 *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* SEITZ; Oekentorp y Siegfried, p. 140, lám. 8, fig. 1.
- . 1982 *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides rhomboides* Seitz; Matsumoto y Yoshimatsu, p. 7, lám. 3, fig. 1.
- 1987 ? *Platyceramus rhomboides* Seitz; Cleavelly y Morris, p. 108, lám. 21, fig. 6.

Tipo

El mismo holotipo que *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* Seitz.

Diagnosis

Ondulaciones bien marcadas y de crecimientos variables, inexistencia de costillas divergentes.

Material

Se han estudiado 4 ejemplares, que corresponden a los moldes internos de dos valvas derechas (núms. 38645 y 40188), y de dos ejemplares con ambas valvas (núms. 40099 y 40272).

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
38645	131,5	120,7	145,7	99,8	40,0	13,5	120°	81°
40099d	145,0	143,0	142,0	149,0	—	10,0	—	—
40099i	135,0	178,0	160,0	180,0	—	10,0	—	—
40188	50,0	52,0	54,9	46,0	25,8	8,5	—	—
40272d	66,0	37,8	62,0	53,9	16,0	17,5	—	—

Estas valvas son generalmente muy planas, oscilando normalmente entre un abombamiento (B) mínimo de 8,5 mm. y uno máximo de 13,5 mm. con la excepción de la valva derecha del ejemplar 40272, que alcanza un abombamiento de 17,5 mm. Las valvas son más planas en el área posterodorsal, aunque sin llegar a definirse una verdadera ala. El margen anterior es relativamente recto. El salto de la concha es algo mayor en el margen anterior que en los restantes márgenes. El perfil de la concha es claramente romboidal-ovalado en todos los ejemplares. Los ángulos A y β tan sólo se han podido observar en el ejemplar 38645, en el que el ángulo A alcanza los 120° y el ángulo β los 81°. El umbo que está muy mal conservado en varios ejemplares (como en el ejemplar 40099), es algo abombado, ancho, agudo, algo sobresaliente y claramente prosogiro.

Las ondulaciones son bastante prominentes. Se aprecian *circulae* en los ejemplares 40079 y 40272, y *crestocirculae* en el ejemplar 38645, mientras que en el ejemplar 40188 no se observan debido a su estado de conservación. Las ondulaciones poseen una curvatura romboidal, aunque es algo más subcuadrada en el ejemplar 38645. En la mayoría de los ejemplares las ondulaciones son estrechas y redondeadas, aunque en los estadios posteriores del ejemplar 38645 son bastante aristadas. El número de ondulaciones es muy elevado en la mayoría de los ejemplares, aunque en el 38645 es bastante bajo. El crecimiento de las ondulaciones suele ser bastante constante en los estadios iniciales e intermedios, en donde se sitúa alrededor de los

5,0 mm. en la mayoría de los ejemplares, mientras que puede aumentar hasta alcanzar los 16,0 mm. en los estadios posteriores del 40188.

La relación L en % de H varía desde el 122% en los estadios iniciales, pasando por el 105% en los estadios intermedios, y disminuyendo hasta el 89-67% de los estadios posteriores (fig. 40).

La relación NA en % de HA varía desde el 79% de los estadios iniciales, pasando por el 75% en los estadios intermedios, y disminuyendo hasta el 73-67% de los estadios posteriores (fig. 41).

El valor del ángulo WA varía desde alrededor de los 48° en los estadios iniciales, pasando por los 50° de los estadios intermedios, hasta alcanzar los 60°-64° de los estadios posteriores (fig. 42).

Discusión

Los ejemplares aquí estudiados muestran las características diagnósticas de la subespecie, que han sido ligeramente modificadas de las ampliamente especificadas y discutidas por SEITZ (1961, pp. 82-85). Estas modificaciones han sido llevadas a cabo como consecuencia de la inclusión en esta subespecie de bastantes ejemplares que anteriormente habían sido atribuidos a otras especies. Todos los ejemplares de la Cuenca Navarro-Cántabra muestran un perfil y una ornamentación muy similares a los del holotipo y a los restantes ejemplares figurados por SEITZ (1961, lám. 3, fig. 2, lám. 4, figs. 1, 2 y 7, y 1967, lám. 4, fig. 3).

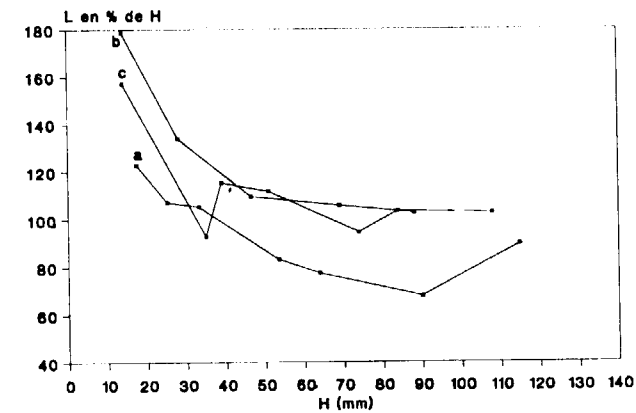


Figura 40.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz. Valvas derechas: a=38645; b=NLfB Ko22 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 5). Valva izquierda: c=GAWB 321 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 2).

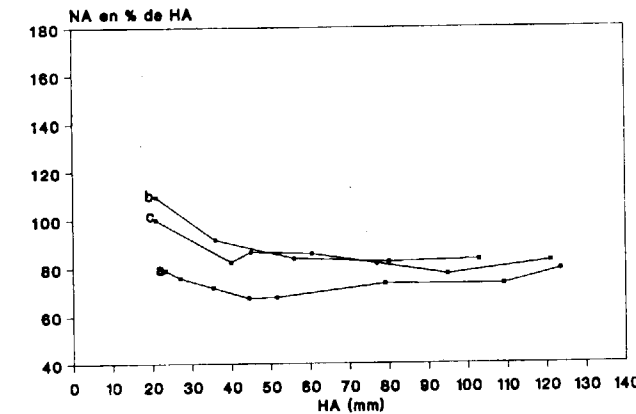


Figura 41.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz. Valvas derechas: a=38645; b=NLfB Ko22 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 5). Valva izquierda: c=GAWB 321 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 2).

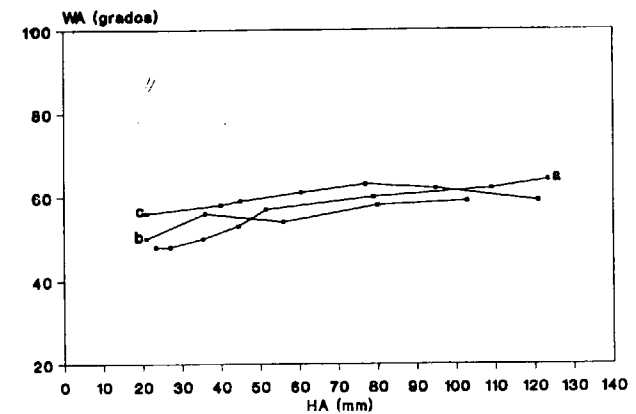


Figura 42.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz. Valvas derechas: a=38645; b=NLfB Ko22 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 5). Valva izquierda: c=GAWB 321 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 2).

SEITZ (1961) dudó de la atribución subespecífica de varios de sus ejemplares, que describió como *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* n. sp. subsp. indet. (SEITZ, 1961, lám. 3, fig. 6, lám. 4, fig. 5). Su duda se basaba principalmente en los crecimientos tan pequeños que presentan estos ejemplares, así como en otras diferencias morfológicas más insignificantes. No obstante, estas diferencias no parecen ser suficientes como para poner en duda su atribución a *I. (Pl.) rhomboides rhomboides*. Por otra parte, este menor crecimiento es muy similar al que presentan varios de los ejemplares figurados como *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* por SEITZ (1961, lám. 4, figs. 1 y 7) y al del ejemplar 38645. Hay que remarcar, que no se debe considerar al crecimiento de las ondulaciones como un factor decisivo para diferenciar subespecies, puesto que este carácter es muy variable durante la ontogenia, como se puede observar en muchas especies estudiadas en el presente trabajo. Por otra parte, estos ejemplares son muy semejantes, tanto por el perfil como por la ornamentación, a los ejemplares de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* estudiados en páginas anteriores. Es destacable la semejanza de los valores de la relación L en % de H (fig. 40), de la relación NA en % de HA (fig. 41) y del ángulo WA (fig. 42) del ejemplar NLfB 22 (SEITZ, 1961, lám. 4, fig. 5) con el ejemplar 38645 y el holotipo de la subespecie. Por todas estas razones, estos ejemplares se consideran sinónimos de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides*.

La subespecie *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides transversocostatus* fue creada por SEITZ (1961, p. 91) y la diferencia en base a la existencia de débiles costillas transversales. Al revisar los ejemplares estudiados por SEITZ (que se encuentran depositados en el NLfB), y especialmente los figurados (SEITZ, 1961, lám. 3, fig. 5, lám. 4, fig. 4), se observa que estas costillas transversales no suelen presentar continuidad. De tal forma que su apariencia es semejante a la que se produciría debido a una deformación, lo que coincide con el que todos los ejemplares estén algo deformados. Las restantes características de estos ejemplares son las propias de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides*, por lo que, considerando que estas costillas transversales observadas por SEITZ no son tales costillas, sino que son producto de la deformación, se debe considerar a la subespecie *I. (Pl.) rhom-*

boides transversocostatus Seitz sinónima de *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz.

El ejemplar figurado por MATSUMOTO y YOSHIMATSU (1982, lám. 3, fig. 1) se diferencia de los ejemplares estudiados en el presente trabajo por presentar ondulaciones más irregulares y de mayores crecimientos.

Esta subespecie se diferencia de *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides heinei* Seitz en que no presenta costillas divergentes en los estadios posteriores.

Distribución

Esta subespecie ha sido reconocida en el Santoniense-Campaniense Inferior de Alemania, Inglaterra y Japón.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie FRN (Fresneda, Alava), en la serie LA (Lastras de la Torre, Burgos) y en la serie OR (Ormijana, Alava). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha localizado únicamente en la serie LM (La Mesa, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense Inferior y Medio.

Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus
Roemer, 1852

Tipo

El holotipo, por monotipia, es el ejemplar PIB 3 figurado por ROEMER (1852, p. 59, lám. 7, fig. 1) y refigurado por SEITZ (1961, lám. 3, fig. 9), cuyo molde se conserva en NLFb. Procede, según ROEMER (1852, p. 12) y STEPHENSON (1937, p. 136), de la Zona Undulatoplicatus (Santoniense Inferior, grupo Austin), en la cascada de Guadalupe (Texas, EE. UU.).

Diagnosís

Concha plana, poco curvada, márgenes anterior y posterior rectos o suavemente curvados. Margen anterior plano, aunque ocasionalmente algo escarpado sobre la línea de comisura. Umbo agudo o algo redondeado, generalmente prosogiro. Costillas divergentes que dominan sobre ondu-

laciones débiles e irregulares; pero frecuentemente no se observan ondulaciones, si no tan sólo *lineae*. En la intersección entre las ondulaciones y las costillas radiales se suelen originar nudos (diagnosís modificada de SEITZ, 1961, p. 97).

Discusión

A partir de la descripción de SEITZ (1961) de *Inoceramus (Cladoceramus) undulatoplicatus*, se observa que esta especie presenta un perfil muy similar a *I. (Platyceramus) rhomboides* Seitz. Así mismo, *I. (Pl.) rhomboides heinei* Seitz es esencialmente similar a *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* Seitz en el perfil y en la ornamentación concéntrica, pero presenta costillas divergentes, con lo que muestra una morfología transicional entre *I. (Pl.) rhomboides rhomboides* e *I. (Pl.) undulatoplicatus*. Algo similar le sucede a la subespecie *I. (Pl.) cycloides wegneri*, que es esencialmente semejante a *I. (Pl.) cycloides cycloides* en el perfil y en la ornamentación concéntrica, pero que también presenta costillas divergentes.

Debido a la semejanza en los estadios iniciales, la existencia de formas transicionales y la localización en niveles estratigráficos próximos, de las especies y subespecies discutidas anteriormente, NODA (1983) consideró que estaban indudablemente relacionadas y que deberían proceder de una especie ancestral común de *Inoceramus (Platyceramus)*.

Paralelamente, las especies de *Inoceramus (Sphenoceramus)*, tanto en Europa como en Japón, han sido asignadas a este subgénero (o género según algunos autores) independientemente de la presencia o ausencia de costillas divergentes. Por lo que NODA (1983), de acuerdo con este criterio, considera que la presencia o ausencia de costillas divergentes no es criterio suficiente para establecer la distinción genérica o subgenérica.

Por todo ello, MATSUMOTO et al. (1982) y NODA (1983) consideran que *Inoceramus undulatoplicatus* debe ser asignado al subgénero *Platyceramus*, puesto que al ser morfológicamente tan semejante a *I. (Platyceramus) rhomboides* posee las características diagnósticas de este subgénero. Por consiguiente, *Cladoceramus* sería innecesario, ya que *Platyceramus* tiene prioridad

de páginas sobre *Cladoceramus*, de acuerdo con el artículo 24a del ICZN. Aceptando estos razonamientos, se ha considerado a *Inoceramus undulatoplicatus* como perteneciente al subgénero *Platyceramus*, opinión ya aceptada por LOPEZ (1986a, pp. 48-49).

Dentro de esta especie se han reconocido las siguientes subespecies: *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus* Roemer, *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz e *I. (Pl.) undulatoplicatus chumigensis* Tzankov. Esta última tan sólo ha sido citada en el Coniaciense de Bulgaria (TZANKOV, 1981); pero su posición estratigráfica debería ser revisada, ya que en caso de que fuese correcta, no se podría seguir considerando a esta especie como a índice del Santoniense basal (BIRKELUND, HANCOCK et al., 1984).

Estas relaciones que se observan en las especies euroamericanas son análogas a las que se aprecian en las especies japonesas, lo que ha dado lugar a que se acepte una evolución paralela entre Europa y Japón en lo referente a las especies con costillas divergentes; postura que ya era reconocida desde hace tiempo, tal y como apunta NODA (1983).

Las especies japonesas del subgénero *I. (Platyceramus)* y que presentan costillas divergentes son *Inoceramus (Platyceramus) japonicus* Nagao y Matsumoto e *I. (Pl.) higoensis* Noda, ambas presentan muchas semejanzas con *I. (Pl.) undulatoplicatus*, como ya apuntaron NAGAO y MATSUMOTO (1940). STEPHENSON (1950) también reconoce la semejanza entre *I. (Platyceramus) japonicus* e *I. (Pl.) undulatoplicatus*, pero como principal diferencia menciona que las especies japonesas presentan unas costillas más anchas que las euroamericanas. Posteriormente, MATSUMOTO y UEDA (1962) sugieren la necesidad de realizar estudios estadísticos para poder discriminar ambas especies. NODA (1983) realiza estudios estadísticos, pero al no poseer un número suficiente de datos de *I. (Pl.) undulatoplicatus* no pudo diferenciarlas claramente, apreciando que las diferencias mayores correspondían a caracteres no cuantificables, y especialmente por el perfil más romboidal de *I. (Pl.) undulatoplicatus* y el más semejante a un abanico de *I. (Pl.) japonicus*, como ya habían apuntado STEPHENSON (1950), SEITZ (1961) y MATSUMO-

TO (en MATSUMOTO y HARAGUCHI, 1978). Por otra parte, a nivel bioestratigráfico, *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* caracteriza el Santoniense Inferior (SEITZ, 1961, y otros autores), mientras que *I. (Pl.) japonicus* e *I. (Pl.) higoensis* representan una zona del Santoniense Superior de Japón (MATSUMOTO, 1978, en MATSUMOTO y HARAGUCHI).

Por otra parte, *Inoceramus (Sphenoceramus)* se diferencia claramente de *I. (Platyceramus) undulatoplicatus* en que el ala posterior está bien diferenciada del resto de la valva.

Distribución

Esta especie se ha reconocido únicamente en la Zona Undulatoplicatus (Santoniense Inferior) de la región Surpirenaica Central (España), norte de Alemania, Inglaterra, Cáucaso y Crimea, el Western interior de los EE. UU., la Costa Pacífica de los EE. UU., Japón, Madagascar y Africa del Sur.

Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus Roemer, 1852

Lám. 7, fig. 4

- | | | |
|----|---------|--|
| v* | 1852 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> ; Roemer, p. 59, lám. 7, fig. 1. |
| | 1877 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> FERD. ROEMER; Schlüter, p. 270, lám. 3, fig. 1. |
| p. | 1904-13 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> RÖMER; Woods, p. 304, sólo fig. text. 60. |
| | 1928 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> ROEMER; Adkins, p. 95. |
| | 1952 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> ROEMER; Young y Marks, p. 485, lám. 1, fig. 11. |
| p. | 1958 | <i>Inoceramus undulatoplicatus</i> Roemer; Anderson, p. 102, lám. 43, figs. 3 y 4 (no fig. 5, no lám. 22, fig. 4). |

- v. 1961 *I. (Cladoceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus* FERD. ROEMER; Seitz, pp. 98-102, figs. text. 21 y 22, lám. 3, figs. 4 y 9, lám. 4, fig. 6, lám. 5, figs. 3 y 6.
- p 1964 *Inoceramus undulatoplicatus* Roemer; Scott y Cobban, p. L15, lám. 5, sólo fig. 5 (no fig. 1), lám. 6, figs. 1 y 4.
- 1977b «*Inoceramus*» (*Cladoceramus*) *undulatoplicatus* Roemer; Kauffman, lám. 28, fig. 3.
- ? 1979 *Inoceramus (Cladoceramus) undulatoplicatus* ROEMER, 1852; Oekentorp y Siegfried, p. 135, lám. 5, fig. 6.
- . 1980 *Inoceramus undulatoplicatus* Roemer; Mennessier y Sornay, p. 22, lám. 5, fig. 2.

Tipo

El mismo holotipo que *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus*.

Diagnosis

Costillas divergentes, aproximadamente iguales en el margen anterior y posterior, que se debilitan y desaparecen hacia la parte posterior. Ondulaciones generalmente débiles y de crecimiento irregular. La curvatura de las ondulaciones y de las líneas de crecimiento es muy romboidal (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 99, en base al estudio del holotipo y de los ejemplares de SEITZ).

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40316), que corresponde al molde interno de los estadios posteriores de una valva izquierda.

Descripción

Este fragmento debería corresponder a una valva muy grande, puesto que el tamaño máximo del fragmento ya alcanza los 152,0 mm. en su dimensión máxima.

La valva es muy plana, especialmente con respecto a las grandes dimensiones que puede alcanzar la valva completa. Tan sólo alcanza los 9,9 mm. de abombamiento (B). No se ha conservado ninguno de los márgenes, con lo que no se puede apreciar el perfil de la valva.

Las ondulaciones están poco definidas, mientras que las costillas divergentes dominan sobre éstas. Se observa la presencia de *circulae*. En la intersección entre ondulaciones y costillas divergentes, y como resultado de la misma, se observa la presencia de nudos. Estas ondulaciones presentan una curvatura que podría ser romboidal, están muy poco marcadas y son redondeadas y estrechas. El crecimiento de las ondulaciones no es muy grande, situándose alrededor de los 4,5 mm. en los estadios posteriores. Las costillas divergentes presentan la misma anchura en el margen anterior que en el posterior, alcanzando una anchura máxima de 19,5 mm. Estas costillas divergentes no son perpendiculares al eje de crecimiento (o de divergencia) en ninguno de los márgenes.

Discusión

El fragmento estudiado presenta costillas divergentes con una anchura similar en el margen anterior y en el posterior, no siendo perpendiculares al eje de crecimiento en el margen posterior. Este tipo de morfología para las costillas divergentes es diagnóstica de *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus*, por lo que a pesar de que el ejemplar está muy incompleto, se le puede atribuir a esta subespecie.

Algunos de los ejemplares figurados por ANDERSON (1958, lám. 43, figs. 3 y 4) SCOTT y COBBAN (1964, lám. 5, fig. 5, lám. 6, figs. 1 y 4) y KAUFFMAN (1977b, lám. 28, fig. 3), así como el ejemplar figurado por MENNESSIER y SORNAY (1980, lám. 5, fig. 2), presentan unas ondulaciones que en el margen posterior no son más anchas que en el margen anterior, y tampoco son perpendiculares al eje de crecimiento, por lo que se les podría atribuir a la subespecie *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus*.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en la Zona Undulatoplicatus (Santoniense Inferior) del norte de Alemania, Inglaterra, Cáucaso y Crimea, Costa Pacífica de Rusia, Golfo de México, el Western Interior de los EE. UU., la Costa Pacífica de los EE. UU. y Japón.

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado únicamente en el Santoniense Inferior de la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra).

Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli Heinz, 1928

Figs. 43-45, lám. 7, figs. 1 y 2

- 1877 *Inoceramus digitatus* SOWERBY; Schlüter, p. 267, lám. 36.
- 1904-13 *Inoceramus undulato-plicatus* var. *digitatus* SCHLÜT.; Woods, p. 307, fig. text. 62.
- * 1928a *Inoceramus undulato-plicatus* F. ROEM. var. *michaeli* n. var.; Heinz, p. 76.
- 1930 *Inoceramus undulato-plicatus* ROEMER; Heinz, p. 686.
- 1931 *Inoceramus undulato-plicatus* F. ROEM. var. *michaeli* HEINZ; Riedel, p. 648.
- 1932 *Inoceramus michaeli* HEINZ; Heinz, p. 25.
- 1933 *Cladoceramus michaeli* HEINZ; Heinz, p. 257.
- 1934b *Cladoceramus michaeli* HEINZ; Heinz, p. 722.
- . 1959 *Inoceramus undulato-plicatus* Roemer; Dobrov y Pavlova, p. 149, lám. 11, figs. 3 y 4.
- v. 1961 *I. (Cladoceramus) undulatoplicatus michaeli* HEINZ; Seitz, pp. 102-106, lám. 5, figs. 1, 2 y 4, lám. 6, fig. 2, tabs. 21-23.

- . 1962 *Inoceramus undulatoplicatus* ROEMER var. *digitatus* SCHLÜTER; Sturani, p. 83, lám. 8, fig. 2.
- . 1964 *Inoceramus (Cladoceramus) aff. undulatoplicatus* var. *michaeli* Heinz; Sornay, pp. 174-176, figs. text. 6 y 7.
- 1974 *Inoceramus undulato-plicatus michaeli*; Atabekian, p. 216, lám. 106, fig. 2, lám. 110, fig. 2.
- 1974 *Inoceramus undulatoplicatus michaeli* Heinz; Pergament, lám. 1, fig. 1.
- v. 1986a *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* HEINZ; López, pp. 50-52, lám. 4, fig. 5.
- v. 1986b *I. (P.) undulatoplicatus michaeli*; López, lám. 1, fig. 10.
- . 1987 *Cladoceramus undulatoplicatus* (F. Roemer); Cleavelly y Morris, p. 107, lám. 21, fig. 7.
- p. 1988 *Inoceramus undulato-plicatus michaeli* Heinz, 1932; Ali-zade et al., p. 261, lám. 14, sólo fig. 1 (no fig. 2).

Tipo

El holotipo, por designación original, es el ejemplar GSH 51 figurado por SCHLÜTER (1877, p. 267, lám. 36) y refigurado por SEITZ (1961, lám. 5, fig. 2), cuyo molde se conserva en el NLFb. Procedente del «Emscher Mergel» (Zona Undulatoplicatus, Santoniense Inferior) del pozo Adolf von Hansemann (Mengede, Nordrhein-Westfalen, R. F. A.).

Diagnosis

Fuertes costillas divergentes, que en el margen posterior son bastante perpendiculares al eje de divergencia (equivalente al eje de crecimiento), siendo más fuertes y anchas en el margen posterior que en el anterior. Las ondulaciones son débiles, en algunas ocasiones sólo se aprecian *lineae*, y presentan una curvatura ovalada o romboidal (diagnosis modificada de SEITZ, 1961, p. 103, en base a los ejemplares aquí estudiados).

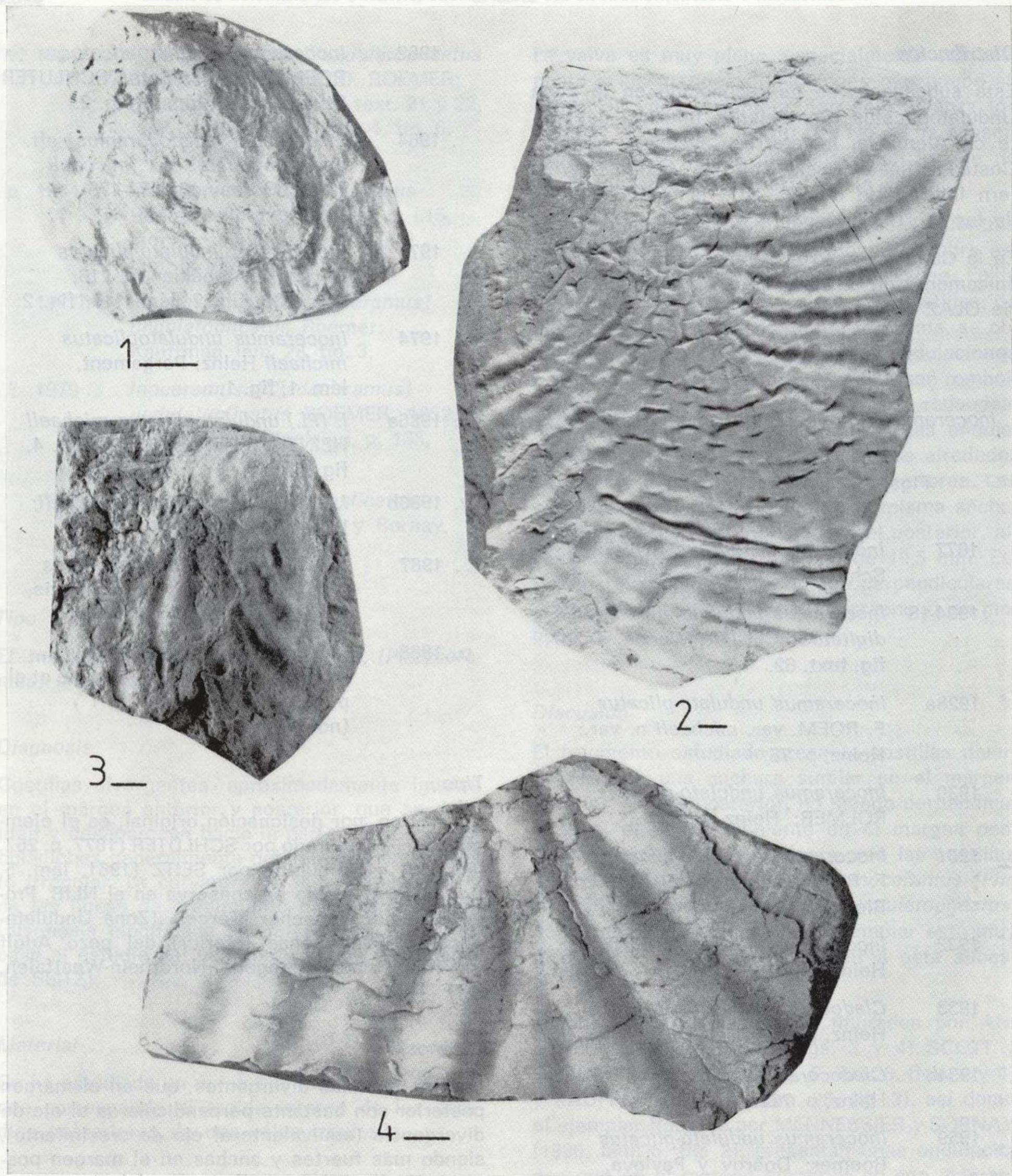


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli* Heinz, 1928. Molde en escayola del molde interno de una valva izquierda. Nivel 17 de la serie VMW (Villamartín, Burgos). Ejemplar 40244.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli* Heinz, 1928. Valva derecha. Nivel LA-3 de la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Ejemplar 40318.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* subsp. inc. Valva derecha. Nivel 3b de la serie LM (La Mesa, Burgos). Ejemplar 40185.

Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus* Roemer, 1852. Fragmento de una valva izquierda. Nivel LA-3 de la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Ejemplar 40316.

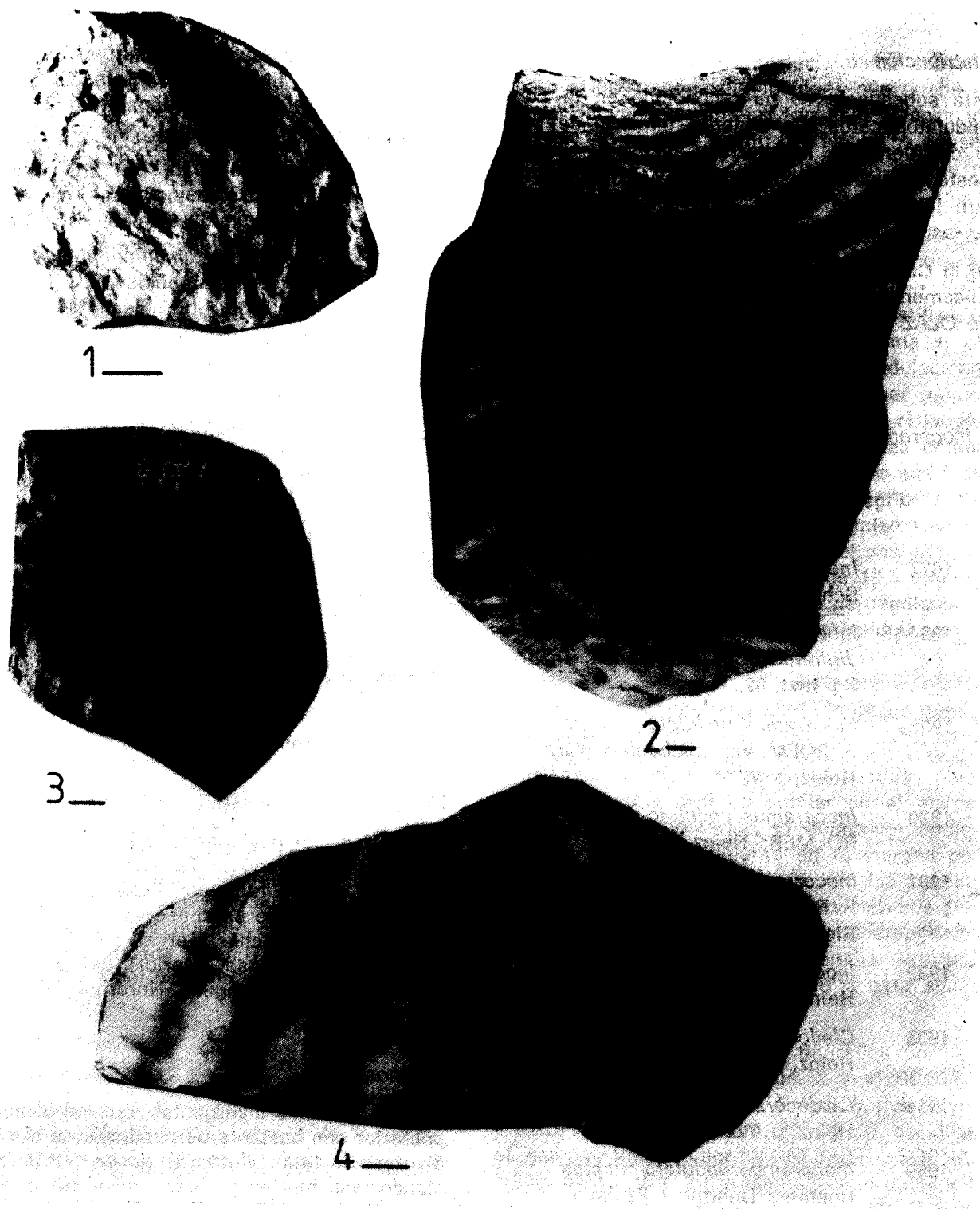


Figura 1.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli* Heinz, 1928. Molde en escayola del molde interno de una valva izquierda. Nivel 17 de la serie VMW (Villamartín, Burgos). Ejemplar 40244.

Figura 2.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus michaeli* Heinz, 1928. Valva derecha. Nivel LA-3 de la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Ejemplar 40318.

Figura 3.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus* subsp. inc. Valva derecha. Nivel 3b de la serie LM (La Mesa, Burgos). Ejemplar 40185.

Figura 4.—*Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus undulatoplicatus* Roemer, 1852. Fragmento de una valva izquierda. Nivel LA-3 de la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Ejemplar 40316.

Material

Se han estudiado 3 ejemplares, que corresponden al molde interno de una valva derecha (núm. 40318), y a los contramoldes internos de una valva derecha (núm. 40322) y de una valva izquierda (núm. 40244). De todos los contramol-

des internos se han realizado moldes en escayola.

Descripción

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

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40244	55,0	63,5	69,0	60,5	16,0	7,5	—	—
40318	207,2	170,5	210,5	200,5	—	18,5	—	—
40322*	129,5	112,5	134,5	98,0	—	10,5	—	—

Estas valvas son muy planas, especialmente con respecto a las grandes dimensiones que pueden alcanzar las valvas completas. El abombamiento (B) oscila desde un mínimo de 7,5 mm. hasta un máximo de 18,5 mm., siendo mayor alrededor del eje de crecimiento, dando lugar a que se diferencie una débil ala posterodorsal. El margen anterior es ligeramente recto, y en él se sitúa el mayor salto de la concha, destacando que en el ejemplar 40244 es algo mayor y coincide con la aparición de las costillas divergentes. El perfil de la concha es romboidal. El umbo es algo agudo, abombado, no muy ancho, pequeño, poco o nada sobresaliente y claramente prosogiro.

Las ondulaciones están muy poco marcadas, mientras que las costillas divergentes dominan sobre éstas. Se observa la presencia de *circulae* en los ejemplares 40318 y 40322. En la intersección entre ondulaciones y costillas divergentes, y como resultado de la misma, se observa la presencia de nudos, que en ocasiones son los únicos indicadores de la existencia de ondulaciones. Estas ondulaciones presentan una curvatura romboidal, son redondeadas y estrechas, siendo algo más redondeadas en los estadios iniciales (especialmente en el ejemplar 40318). El crecimiento de las ondulaciones es mayor en los estadios posteriores, alcanzando los 9,5 mm., aunque en ocasiones no se puede apreciar debido a lo poco marcadas que están las ondulaciones. Las costillas divergentes aparecen bastante tardíamente, a partir de H=46,5 mm. en el ejemplar 40244 y de H=25,0 mm. en el ejemplar 40318. Estas costillas son más anchas en el margen posterior, alcanzando una anchura máxima de 8,0 mm., 15,0 mm. y 16,5 mm. en el mar-

gen anterior, y de 9,5 mm., 17,0 mm. y 19,5 mm. en el margen posterior de los ejemplares 40244, 40318 y 40322, respectivamente. En el ejemplar 40322, las costillas divergentes presentan mayor relieve en el margen anterior, mientras que en los otros dos ejemplares es mayor en el margen posterior. Las costillas divergentes son bastante perpendiculares al eje de crecimiento (o de divergencia) en el margen posterior, mientras que en el margen anterior forman un ángulo de alrededor de 49° con el citado eje. En el margen anterior del ejemplar 40318 se observan costillas que se dicotomizan.

La relación L en % de H varía desde el 109-98% de los estadios intermedios hasta el 98-87% de los estadios posteriores (fig. 43).

La relación NA en % de HA varía desde el 98-73% de los estadios intermedios hasta el 76-66% de los estadios posteriores (fig. 44).

El valor del ángulo WA es algo menor en los estadios iniciales, oscilando alrededor de los 57°-54° en los iniciales e intermedios, siendo de 60°-59° en los posteriores (fig. 45).

Discusión

Los ejemplares estudiados en el presente trabajo presentan las características diagnósticas de esta subespecie, siendo muy semejantes a la mayoría de los ejemplares citados en la lista de sinonimia.

HEINZ (1928a, p. 76) consideró a esta subespecie como a una nueva variedad, a la que denominó

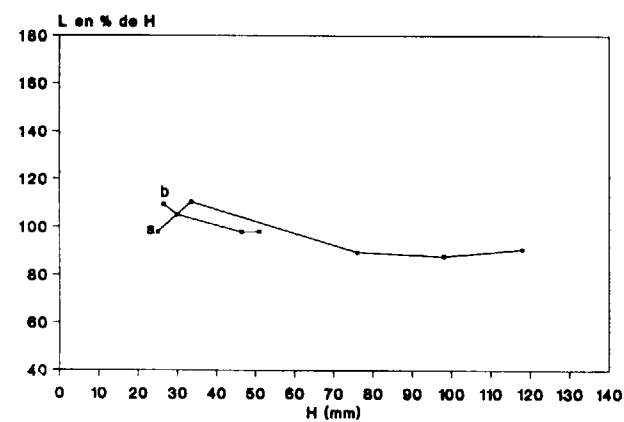


Figura 43.—Variación ontogénica de la relación L en % de H para *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz. Valva derecha: a=40318. Valva izquierda: b=40244.

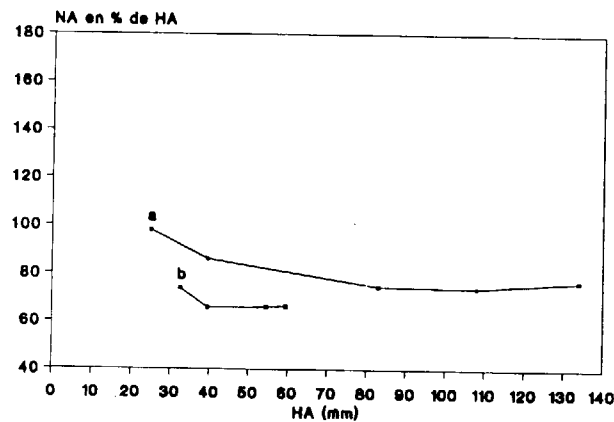


Figura 44.—Variación ontogénica de la relación NA en % de HA para *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz. Valva derecha: a=40318. Valva izquierda: b=40244.

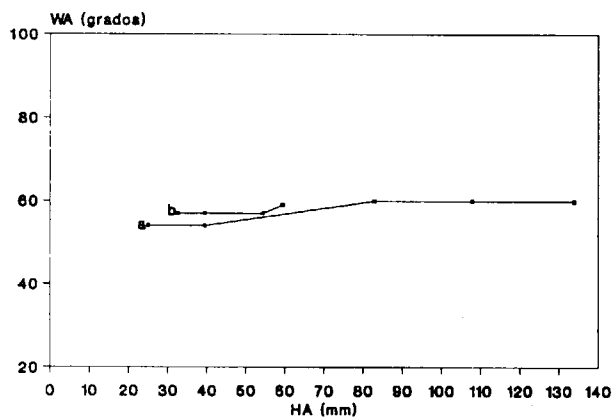


Figura 45.—Variación ontogénica del ángulo WA para *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli* Heinz. Valva derecha: a=40318. Valva izquierda: b=40244.

Inoceramus undulato-plicatus F. ROEM. var. *michaeli* n. var. Pero tan sólo dio una breve descripción, y no la figuró, limitándose a hacer referencia al ejemplar figurado anteriormente por SCHLÜTER (1877, lám. 36).

Posteriormente, HEINZ (1932) distinguió como especies distintas a *Inoceramus michaeli* y a *I. undulatoplicatus*, mientras que SEITZ (1961) consideró que ambas eran subespecies de *I. undulatoplicatus*. Asimismo, HEINZ (1932) designó a *I. michaeli* Heinz, que revisado es *I. undulatoplicatus michaeli* como la especie tipo de *Cladoceramus*.

Los dos ejemplares de *Inoceramus (Platyceramus) aff. undulatoplicatus var. michaeli* figurados por SORNAY (1984, text. figs. 6 y 7), procedentes del Santoniense Medio del SO de Madagascar, presentan costillas divergentes más anchas y perpendiculares al eje de divergencia en el margen posterior, aunque presentan un reducido número de costillas. Asimismo, estos ejemplares son algo similares a *I. (Pl.) higoensis* Noda, pero se diferencian por su perfil, su bajo valor de A y su margen anterodorsal recto (NODA, 1983). Por todas estas características se les puede atribuir a la subespecie *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli*.

Algunos de los ejemplares de *Inoceramus (Platyceramus) japonicus* figurados por NODA (1983, fig. text. 7E, lám. 45, fig. 2) presentan unas costillas divergentes algo similares a las de *I. (Pl.) undulatoplicatus michaeli*, aunque se diferencian por el perfil y las ondulaciones.

Distribución

Esta subespecie se ha reconocido en la Zona Undulatoplicatus (Santoniense Inferior) de la región Surpirenaica Central (España), norte de Alemania (RFA), Inglaterra, Cáucaso y Crimea, Costa Pacífica de Rusia, Madagascar y Africa del Sur. En la Cuenca Navarro-Cantábrica se ha localizado en la serie OLAZ (Olazagutia, Navarra). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha localizado en la serie VMW (Villamartín, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense Inferior.

Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus subsp. inc.

Lám. 7, fig. 3

. 1986 *Inoceramus (Cladoceramus) undulatoplicatus*; Scott, Cobban y Merewether, fig. 9h.

Material

Se ha estudiado un único ejemplar (núm. 40185), que corresponde al molde interno de una valva derecha.

Descripción

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

Comparar

v 1852 *Inoceramus undulato-plicatus*; Roemer, p. 59, lám. 7, fig. 1.

. 1962 *Inoceramus undulatoplicatus* ROEMER; Matsumoto y Ueda, p. 165, lám. 25, fig. 1.

Número	h	l	HA _t	NA _t	S _t	B	A	β
40185	92,5	79,0	93,0	89,0	29,5	15,5	100°	75°

La valva es muy plana. El mayor abombamiento se sitúa alrededor del eje de crecimiento, diferenciándose una débil ala posterodorsal. El margen anterior es cóncavo con respecto al exterior, delimitándose una oreja anterior. El mayor salto de la concha se sitúa en el margen anterior. El margen posterior no está conservado. El perfil de la concha es romboidal. El umbo es algo agudo, abombado, no muy ancho, pequeño, poco o nada sobresaliente y claramente prosogiro.

Las ondulaciones apenas son visibles en los estadios posteriores, mientras que las costillas divergentes dominan sobre éstas. No se aprecia la existencia de líneas de crecimiento, debido al estado de conservación del ejemplar. En la intersección entre ondulaciones y costillas divergentes, y como resultado de la misma, se observa la presencia de nudos, que en ocasiones son los únicos indicadores de la existencia de ondulaciones. Estas ondulaciones presentan una curvatura romboidal, claramente visible en los estadios iniciales, pero que no es visible en los restantes estadios de crecimiento, tanto por el estado de conservación del ejemplar como por el hecho de que las costillas divergentes dominan completamente sobre las ondulaciones. Las ondulaciones son redondeadas y no muy anchas, su crecimiento no es muy elevado en los estadios iniciales, situándose alrededor de los 6,0 mm., mientras que no se puede conocer su crecimiento en los estadios posteriores, ya que las ondulaciones no son visibles. Las costillas di-

vergentes tan sólo son visibles en el margen anterior, ya que el posterior no está conservado; estas costillas aparecen a partir de H=23,0 mm. Las costillas son claramente divergentes, relativamente numerosas, llegando a alcanzar una anchura de unos 13,0 mm. La relación L en % de H oscila alrededor del 132-125% en los estadios intermedios de crecimiento. La relación NA en % de HA oscila alrededor del 77-74% en los estadios intermedios. El valor del ángulo WA es constante durante los estadios iniciales e intermedios, situándose alrededor de los 58°.

Discusión

El ejemplar estudiado no conserva las costillas divergentes en el margen anterior, con lo que no se puede realizar su identificación subespecífica, ya que la diferenciación subespecífica se basa en las diferencias de grosor y perpendicularidad de las costillas divergentes, en cada uno de los márgenes. Por ello, este ejemplar es comparable a los ejemplares figurados por MATSUMOTO y UEDA (1962, lám. 25, fig. 1) y SCOTT, COBBAN y MEREWETHER (1986, fig. 9b), ya que no presentan conservadas las costillas en el margen posterior.

Distribución

En la Plataforma Norcastellana se ha localizado únicamente en la serie LM (La Mesa, Burgos).

Mientras que el ejemplar figurado por SCOTT, COBBAN y MEREWETHER procede de Nuevo México (EE. UU.).

Inoceramus (Platyceramus) cf. undulatoplicatus
Roemer, 1852
Lám. 6, fig. 4

Comparar

- v 1852 *Inoceramus undulato-plicatus*;
Roemer, p. 59, lám. 7, fig. 1.
- p. 1958 *Inoceramus undulatoplicatus*
Roemer; Anderson, p. 102, lám. 43,
fig. 5 (no figs. 3 y 4, no lám. 22,
fig. 4).
- p. 1981 *Inoceramus (Inoceramus)*
undulatoplicatus undulatoplicatus
Roemer, 1852; Tzankov, p. 92,
lám. 42, sólo fig. 4 (no fig. 3).
- v. 1986a *I. (Pl.) undulatoplicatus cf. micheli*
HEINZ; López, pp. 52-53, lám. 5,
fig. 2.
- v. 1986a *I. (Pl.) undulatoplicatus subsp. inc.*;
López, pp. 53-54, lám. 5, fig. 3.
- p. 1988 *Inoceramus undulato-plicatus*
michaeli Heinz 1932; Ali-zade et al.,
p. 261, lám. 14, sólo fig. 2
(no fig. 1)).

Material

Se han estudiado 27 ejemplares (núms. 38531, 38534, 38640, 38641, 38651, 38655, 40222, 40239, 40240, 40241, 40243, 40245, 40248, 40270, 40284, 40429, 40465, 40467, 40468, 40469, 40470, 40471, 40474, 40727, 40728, 40748 y 40749), que corresponden a fragmentos de moldes internos, de los cuales se desconoce a qué valva corresponden.

Descripción

Estos fragmentos son de tamaño pequeño a grande, y generalmente corresponden a los estadios posteriores de valvas que deberían ser bastante grandes. Las dimensiones máximas de estos

fragmentos oscilan desde un mínimo de 18,0 mm. hasta un máximo de 93,5 mm., con un valor medio que se sitúa alrededor de los 61,9 mm. En ninguno de los ejemplares se ha conservado ni el umbo ni ninguno de los márgenes.

Las ondulaciones son muy débiles, mientras que las costillas divergentes dominan sobre éstas. En algunos de los fragmentos correspondientes a estadios posteriores, no se observa la presencia de ondulaciones, apreciándose tan sólo *lineae* (ejemplares 40240, 40241, 40243, 40245, 40270, 40284, 40468, 40469, 40471, 40728 y 40748). En el ejemplar 40474 se constata la existencia de *circulae*. En la intersección entre ondulaciones y costillas divergentes, y como resultado de la misma, se observa la presencia de nudos, que en ocasiones son los únicos indicadores de la existencia de ondulaciones (especialmente en los estadios posteriores). Ninguno de los ejemplares permite observar la posible curvatura romboidal de las ondulaciones. Las pocas ondulaciones que se pueden observar son redondeadas y no muy anchas, sin que se pueda cuantificar su crecimiento debido al estado de conservación de los fragmentos. Las costillas pueden ser muy prominentes, con una anchura que llega a alcanzar los 32,5 mm.

Discusión

Al tratarse únicamente de fragmentos de los estadios posteriores de valvas, que presentan costillas divergentes dominantes sobre las ondulaciones, no puede asegurarse que pertenezcan a la especie *Inoceramus (Platyceramus) undulatoplicatus*. Esto es así, puesto que existen otras especies que en los estadios posteriores presentan costillas divergentes que dominan sobre las ondulaciones, como *I. (Cordiceramus) cordii-nitalis ickernensis*. A pesar de ello se ha designado a todos los ejemplares estudiados como *Inoceramus (Platyceramus) cf. undulatoplicatus*, puesto que la mayoría de estos fragmentos aparecen en el límite Coniaciense/Santonense o en la base del Santoniense, siendo *I. (Pl.) undulatoplicatus* la especie con costillas divergentes dominantes más frecuente en estas edades. De todas formas, hay que destacar que las especies que presentan costillas divergentes de este tipo, son propias del Santoniense Inferior, con lo que en numerosas series estos ejemplares son los

primeros indicadores de haber alcanzado el Santoniense.

Numerosos autores han figurado ejemplares muy similares a los estudiados en este trabajo. Así, estos ejemplares también corresponden únicamente a fragmentos, generalmente de los estadios posteriores, que muestran costillas divergentes que dominan sobre las ondulaciones. De entre estos ejemplares, cabe destacar los figurados por ANDERSON (1958, lám. 43, fig. 5), TZANKOV (1981, lám. 42, fig. 4), LOPEZ (1986a, lám. 5, figs. 2 y 5) y ALI-ZADE et al. (1988, lám. 14, fig. 2).

Distribución

En la Cuenca Navarro-Cántabra se ha localizado en la serie BO (Bóveda, Burgos), en la serie FRES (Fresneda, Alava), en la serie LA (Lastras de la Torre), en la serie MA (Mambliga, Burgos), en la serie OR (Ormijana, Alava), en la serie OT (Oteo, Burgos) y en la serie VIL (Villacián, Burgos). Mientras que en la Plataforma Norcastellana se ha localizado en la serie NI (Nidaguila, Burgos), en la serie TOR (Torme, Burgos), en la serie VMW (Villamartín, Burgos) y en la serie TUR (Turzo, Burgos). Su distribución estratigráfica corresponde al Santoniense Inferior.

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. Así mismo, debo agradecer a todas aquellas personas que han revisado total o parcialmente la información de este trabajo, especialmente al Prof. Jaime Truyols, Jaime de Porta, Marcos A. Lamolda, José María 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, RFA), del British Museum (Natural History) 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.

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

- ADKINS, W. S. (1928): *Handbook of Texas Cretaceous Fossils*. Bull. Univ. Texas, 2838, 303 pp., 37 láms.
- ALI-ZADE, Ak. A.; ALIEV, G. A.; ALIEV, M. M.; ALIOLLA, X., y XALILOV, A. G. (1988): *Melobaia fauna Azerbajdchana*. Izdatelstuo «SIm», 1988. Akademia Nauk Aberbajdarskoj SSR. Institut Geologii im. I.M. Guikkina, 1-648.
- ANDERSON, F. M. (1958): *Upper Cretaceous of the Pacific Coast*. Mem. Geol. Soc. Am., 71, 281 pp., 75 láms.
- ATABEKIAN, A. A. (1974): *Inotserami*. Atlas Iskopaemio faunii Arm nskoi SSR. Ereban: Izd-vo AN Arm SSSR.
- BARROIS, Ch. (1879): *Sur quelques espèces nouvelles ou peu connues du terrain crétacé du Nord de France*. Ann. Soc. géol. Nord, 6, 449-457, láms. 4, 5 y 12.
- BEYENBURG, E. (1963): *Neue Fossilfunde aus dem Unter- senon der westfälischen Kreide*. Z. deutsch. geol. Ges., 88, 104-115, láms. 25 y 26.
- BIRKELUND, T.; HANCOCK, J. M.; HART, M. B.; RAWSON, P. F.; REMANE, J.; ROBASZYNSKI, F.; SCHMIDT, F., y SURLIK, F. (1984): *Cretaceous stage boundaries-Proposals*. Bull. Geol. Soc. Denmark, 33 (1-2), 3-20.
- BOLAÑOS, L., y BUITRON, B. E. (1984): *Contribución al conocimiento de los inocerámidos de México*. Memoria-Congr. Latinoamer. de Pal., 3, 406-414.
- BÖHM, J. (1915): *Über die unteresenone Fauna bei Burgstorf und Ahaus*. Jahrb. Preuss. Geol. Land., 36 (1), 423-428.
- CLEEVELY, R. J., y MORRIS, N. J. (1987): *Introduction to mollusca and bivalves*. In: *Fossils of the Chalk* (Owen E. Comp. y Smith A. B., eds.), 73-127.
- COX, L. R. (1969): *Family Inoceramidae Giebel 1852*. In: MOORE, R. C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Palaeontology*, Part N, vol. 1, *Mollusca, Bivalvia*, Geol. Soc. America & Univ. Kansas Press, 314-321.
- DOBROV, S. A., y PAVLOVA, M. M. (1959): *Inoceramus*. In: MOSKVINA, M. M. (Ed.): *Atlas verjnjemelovoy fauni severnogo kaukaza i krims*. Gostoptexizdat, Gosuda. Nauchno-tejni Izdat. Neft. i Gorno-top. lite, 130-165, 23 láms.
- ETHERIDGE, R. (1881): *Palaeontology*. In: ETHERIDGE, R., PENNING, W. H., y JUKES-BROWNE, A. F. (1881): *Geology of the neighbourhood of Cambridge (Palaeont.)*. Mem. Geol. Surv. England and Wales, 132-144, 3 láms.
- GOMEZ-ALBA, J. A. S. (1988): *Guía de Campo de los fósiles de España y de Europa*. Ediciones Omega, S. A., 925 pp. (368 láms., incl.).

HEINE, F. (1929): *Die Inoceramen der mittelwestfälischen Enschers und untären Untersenons*. Abh. Preuss. Geol. Land. N. F. H., 120.

HEINZ, R. (1926): *Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der Oberen Kreide Lüneburgs mit einem Anhang paläontologischer Bemerkungen*. Mitt. aus d. Mineral. Geol. Staatinst. Hamburg, 10, 3.

HEINZ, R. (1928): *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. (1930): *Über Kreide-Inoceramen des südafrikanischen Union*. C. R. 15th Internat. Geol. Congres, Pretoria, 129, 681-687.

HEINZ, R. (1932): *Aus der neuen Systematik der Inoceramen (Inoceramen XIX)*. Mitt. Min.-Geol. Staatsinst., 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.

HEINZ, R. (1934a): *Einige Fragen aus der vergleichenden Stratigraphie der Ruhr. Oberkreide (Inoceramen XVI)*. S.-Ber. naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. Westf. (Ber. Nieder. geol. Ver.), 1932-33, 26-35.

HEINZ, R. (1934b): *Einige Fragen aus der vergleichenden Oberkreide Stratigraphie (Inoceramen XVII)*. Zeitsch. Deutsch. geol. Gesell., 85, 720-729, lám. 61.

JOLKICEV, N. A. (1962): *Inoceramen aus dem Maastricht bulgariens*. Trav. Geol. Bulgarie (Ser. Paléont.), 4, 133-169.

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. (1977b): *Illustrated guide to biostratigraphically important Cretaceous macrofossils, Western Interior Basin, USA*. In: KAUFFMAN, E. G. (Ed.): *Field Guide: North American Paleontological Convention II. Mount. Geologist*, 14 (3-4), 225-274.

KÖPLITZ, W. (1920): *Über die Fauna des oberen Untersenon im Seppnradler-Dülmener Höhenzuge*, 78 pp., 8 láms. Münster.

LOPEZ, G. (1986a): *Inocerámidos del Cretácico Superior de los alrededores de St. Corneli (prov. Lleida)*. Pub. Geol. UAB, 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. (1990a): *Los inocerámidos (Bivalvia) del Turoniense de Ganuza (Navarra, España)*. In: J. CIVIS LLOBER y J. A. FLORES (Eds.): *Actas de Paleontología. (Actas de las IV Jornadas de Paleontología)*. Acta Salmanticensia. Biblioteca de las Ciencias, 68, 189-209, 1 lám.

MATSUMOTO, T. (1978): In: MATSUMOTO, T., y HARA-GUCHI, Y.: *A new texanite ammonite from Hokkaido (Study of Cretaceous ammonites from Hokkaido y Sagha-*

lien 34). Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., 110, 306-318, lám. 42.

MATSUMOTO, T.; NODA, M., y KOZAI, T. (1982): *Upper Cretaceous Inoceramids from the Monobe area, Shikoku*. Palaeont. Soc. Japan; Special Papers, 25, 53-68, láms. 8-11.

MATSUMOTO, T., y UEDA, Y. (1982): *Appendices. Palaeontological notes in the type area Hlmenoura Group, by Ueda*. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, 12 (1), 161-178, láms. 22-27.

MATSUMOTO, T., y YOSHIMATSU, T. (1982): *Inoceramids and ammonites from the Terasoma Formation of the type-area (Shimanto belt)* (en japonés). Fossils, 32, 1-18.

MENNESSIER, G., y SORNAY, J. (1980): *Atlas des macrofossiles des craies de Picardie (Cénomanien supérieur Campanien)*. I. Inocérames, Ammonites et Nautilus. Ed. C.N.D.P., 41 pp., 10 láms.

MERCEY, N. de (1877): *Description de l'Inoceramus Mantelli*. Mem. Soc. Linn. Nord France, 4 (1874-77), 324-348, láms. 1 y 2.

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., y TOSHIMITSU, S.: *Notes on a Cretaceous bivalve Inoceramus (Platyceramus) mantelli De Mercey from Japan*. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., 158, 485-512.

OEKENTORP, K., y SIEGFRIED, P. (1974): *Lamellibranch*. In: KAEVER, M.; OEKENTORP, K., y SIEGFRIED, P.: *Fossilien Westfalens*. Münster Forsch. Geol. Paläont., 33-34, 123-204, 18 láms.

PERGAMENT, M. A. (1974): *Biostratigraphy and Inocerams of Senonian (Santonian to Maastrichtian) of the Pacific Regions of the USSR* (en ruso). Trudy geol. Inst. AN SSSR, 260, 1-260, 45 láms.

PERVINQUIERE, L. (1912): *Etudes de paléontologie tunisienne*. II. *Gastropodes et Lamellibranches*. Carte géologique de la Tunisie, 352 pp., 21 láms.

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. (1937): *Die Salzbergmergel und ihre Aquivalente in Westfalen*. Jb. Preuß. geol. Landesanst., 58, 207-229, lám. 16.

ROBASZYNSKI, F. (1978): *Approche stratigraphique du Cénomano-Turonien dans le Hainaut Franco-belge et le Nord de la France*. Ann. du Mus. d'Hist. Nat. de Nice, 8, 1-23, 5 láms.

ROEMER, F. (1852): *Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse*. Bonn., 100 pp., 11 láms.

SANTAMARIA, R. (1991): *Ammonoideos del Cretácico Superior de la Plataforma Nor-Castellana y parte de la Cuenca Navarro-Cántabra*. Paleontología y Bioestratigrafía. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona (Inédita), 397 pp., 19 láms.

SCHLÜTER, C. I. (1877): *Kreide Bivalven. Zur Gattung Inoceramus*. Paläontographica, 24 (26), 249-288, 4 láms.

SCHMIDT, F. (1873): *Über die Petrefakten der Kreideformation von der Insel Sachalin*. Mem. Acad. Imp. Sc. St. Petersburg, 7 ser., 19 (3), 1-37, láms. 1-8.

SCOTT, G. R., y COBBAN, W. A. (1964): *Stratigraphy of the Niobrara Formation at Pueblo, Colorado*. Geol. Surv. Prof. Paper, 454-L, 1-30, láms. 1-11.

SCOTT, G. R.; COBBAN, W. A., y MEREWETHER, E. A. (1986): *Stratigraphy of the Upper Cretaceous Niobrara Formation in the Raton Basin, New Mexico*. New Mexico Bureau of Mines y Mineral Resources, Bulletin, 155, 5-34.

SEITZ, O. (1961): *Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland*. I Teil: *Platyceramus, Cladoceramus and Cordiceramus*. Beihefte zum Geol. Jb., 46, 1-186, 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., 79, 353-386, 6 figs., 4 láms.

SEITZ, O. (1965b): *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. *Beih. Geol. Jb.*, 75, 1-171, 27 láms.

SEITZ, O. (1970): *Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide*. *Beih. Geol. Jb.*, 86, 1-171, 12 figs., 28 láms.

SOBETSKI, V. A.; NEJRIKOVA, N. I.; BALAN, T. M.; PLAMADILA, G. S.; MASLENNIKOVA, L. N.; SAVCHINSKAYA, O. V.; KYAZMICHEVA, E. I.; BENYAMOVSKIY, V. N., y VOLCHEGURSKIY, L. F. (1982): *Inoceramidae*. In: *Atlas de Invertebrados marinos del Cretácico Superior de la cavidad del Caspio*. Academia de Ciencias de la USSR. Trabajos del Inst. de Paleontología (Ed. Ciencia), 82-96, láms. 7-10 (en ruso).

SORNAY, J. (1964): *Sur quelques nouvelles espèces d'Inocérames du Sónonien de Madagascar*. Ann. Paleon. (Invert.), 50, 165-183, 3.

SORNAY, J. (1969): *Espèces et sous-espèces sénéoniennes nouvelles de la faune d'Inocérames de Madagascar*. Ann. Paleont. (Invert.), 55 (2), 195-222, láms. A-H.

SORNAY, J. (1978): *Etude Paléontologique*. In: SORNAY, J., y BILOTTE, M.: *Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maestrichtien des Pyrenées*. Ann. Pal. (Inv.), 64 (1), 27-45, 4 figs., 6 láms.

STEPHENSON, L. W. (1937): *Stratigraphic relations of the Austin, Taylor and equivalent formations in Texas*. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 186-G, 133-146, lám. 44.

STURANI, C.: *Il complesso sedimentario autoctono all'estremo Nord-occidentale del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime)*. Mem. Inst. Geol. e Miner. dell'Univ. di Padova, 12.

SZASZ, L. (1976): *Biostratigrafia si paleontologia Cretacicului du bassin Babadag (Dobrogea de N)*. D. S. Inst. Geol. Geofiz., 62 (4), 189-220, 21 láms.

SZASZ, L. (1985): *Contribution to the knowledge of Inoceramus fauna from Romania. I Coniacian Inoceramus from the Babadag Basin (north Dobrogea)*. Mem. Inst. Geol. si Geofiz., 32, 137-184, 40 láms.

SZASZ, L., y ION, J. (1988): *Crétacé supérieur du Bassin de Babadag (Roumanie). Biostratigraphie intégrée (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques)*. Centrale-Département de la Géologie. Institut de Géologie et de Géophysique. Memoires, 33, 91-174, láms. 6-30.

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.

TZANKOV, V. (1981): *Inoceramidae*. In: TZANKOV, V.; PAMOUKTCHIEV, A.; TCHECHMEDJIEVA, V.; MOTKOVA, N.: *Les fossiles de Bulgarie (in Bulgarian)*, vol. V: *Crétacé supérieur*. Academie Bulgare des Sciences, 81-91, láms. 22-44.

VOKES, H. E. (1980): *Inoceramus*. In: *Genera of the Bivalvia: A systematic and bibliographic Catalogue (Revised and Updated)*. Paleontological Research Inst., 40-55, 226-227.

VOUTE, C. (1951): *Sur le valeur stratigraphique de quelques Inocérames algériens*. BSGF, 6 ser., 1, 23-30, lám. 1a.

WEGNER, T. (1905): *Die Granulaten Kreide des Westlichen Münsterlandes*. Zeitsch. Deutch. geol. Gesell., 57, 112-232.

WOODS, H. (1904-13): *A monograph of the Cretaceous lamellibranchia of England*. Palaeont. Soc., 2, 262-340, láms. 45-54.

YOUNG, K., y MARKS, E. (1952): *Zonation of Upper Cretaceous Austin Chalk and Bundit Marl, Willianson County, Texas*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, 36 (3), 477-488, 1 lám.

Original recibido: Noviembre de 1991.

Original aceptado: Diciembre de 1991.

AGUAS SUBTERRANEAS

MINIPROGRAMAS (I).

Programas simples para modelado de acuíferos.

Por A. NAVARRO ALVARGONZALEZ (*)

RESUMEN

Se ofrece un programa simplificado y breve (60 líneas en BASIC) para la modelización de acuíferos con el método de elementos finitos. 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 quedan oscuros en la literatura técnica corriente sobre el tema: Tratamiento de regímenes permanente y transitorio, condiciones y flujos de borde, flujos impuestos, asignación de recargas/extracciones, velocidades de circulación y balance de masas.

Palabras clave: Acuífero, Modelo matemático, Elementos finitos, Piezometría, Velocidad, Balance de masas.

ABSTRACT

A very simple and straightforward program (60 lines in BASIC) for aquifer modeling using finite element methodology is described. Detailed explanations are given about limitations and advantages of the method, mathematical basis of the program and its computer code. Several 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, specified flows, recharge/discharge contributions, groundwater circulation velocities and mass balance.

Key words: Aquifer, Mathematical model, Finite elements, Piezometry, Velocity, Mass balance.

I. INTRODUCCION

1. Preámbulo

Con demasiada frecuencia, el profesional que se dedica al estudio de las aguas subterráneas y especialmente aquel que tiene amplia experiencia de campo y experiencia administrativa no está habituado al cálculo matemático. Muchos de esos profesionales desconfían de usar ellos mismos los modelos que existen a su disposición en el mercado.

Estos modelos, en conjunto, suelen tener una presentación gráfica buena, capaces de ofrecer toda clase de colores, ventanas, pantallas con menús, dibujar líneas isohipsas, bases geográficas, etc., todo ello dentro de un paquete cerra-

do, inaccesible, una especie de «black box» o caja cerrada misteriosa a la que no se puede o no se sabe acceder y de la cual, por lo tanto, poco se conoce de cómo trata los datos.

Por añadidura, si se recurre a un profesional modelista, se suelen ofrecer modelos enormes de mallas, de centenares o miles de celdas, cuando los propios datos disponibles no pasan de poder definir convenientemente algunas pocas de ellas. Como los programas necesitan, para operar internamente, una definición completa de datos y parámetros en cada una de las celdas o nudos, o bien se los inventa el profesional, o el modelista, o bien se los inventa el propio programa, lo cual tampoco exime de responsabilidad al técnico. En el primer caso, se sabe al menos lo que se inventa. En el segundo, a menudo la invención es más o menos desconocida.

Salvo casos muy contados, las necesidades diarias reales del hidrogeólogo son mucho más simples. Unas cuantas decenas de celdas o nudos pueden sacarle de apuros y darle la indicación que busca sobre si su estimación global o general de parámetros y movimiento del recurso es suficientemente correcta.

¿Cuántas veces se ha visto que tras un estudio local de detalle en el que se identifican tres o siete niveles se termina por asimilar el acuífero a un monocapa?

Es muy conveniente que el profesional pueda montarse en su casa o en su oficina estos modelos modestos, que los entienda y entienda sus ventajas y sus artificios, porque de ello se deriva la posible ventaja principalísima del uso de modelos: su utilización permanente, su manejo constante como forma de contrastar datos de campo e hipótesis de taller. Ello es sólo posible cuando el hidrogeólogo y el modelista son la misma persona y muy difícil de conseguir cuando ambos son técnicos distintos. En efecto, sorprende ver en países técnicamente algo más avanzados, cómo el hidrogeólogo «de campo» maneja sus propios modelos.

Tan sólo aquellos modelos muy complejos y extensos, dentro de proyectos caros y con resonancia socioeconómica importante se encargan a compañías o centros especializados. Pero ello no es pretexto para que el propio hidrogeólogo no compruebe, siga y controle a su aire detalles del desarrollo global, sin dejar a los modelistas volar dentro de sus gabinetes de cálculo.

En lo que sigue se ofrecen algunos de estos simples modelos o instrumentos en programas que pueden ser asequibles a cualquiera que tenga nociones elementales de BASIC. Programas que prácticamente «cabén en una página» y requieren sólo una pequeña capacidad en los ordenadores.

2. El punto de partida

Por una parte, se tienen una serie de datos de campo, o de datos basados en estadísticas o publicaciones. Por otra parte, hay que elegir el programa («el modelo») que se va a usar.

Los modelos («programas») que aquí se ofrecen

tratan al acuífero como monocapa, verticalmente isotrópico (con permeabilidad y almacenamiento constantes en vertical). Horizontalmente se pueden emplear valores diferentes de permeabilidades, coeficientes de almacenamiento, infiltraciones y/o extracciones en el tiempo y lugar, y por descontado se puede definir la forma geológica. Son modelos de flujo para régimen transitorio.

Estos programas, como la mayoría de los comerciales, admiten las siguientes condiciones de borde diferentes localmente: impermeable, de flujo subterráneo predeterminado y/o de piezometría predeterminada.

Otras condiciones, como surgencias o infiltración desde ríos, son fáciles de introducir matemáticamente. (Aunque también son inexactas en general), pero en primera aproximación, y tal como se hace aquí, resulta más simple su introducción como datos de aporte o extracción neta al acuífero. No obstante, en alguno de los programas se incluirán las opciones de surgencias y río.

Todas las contribuciones al acuífero, positivas o negativas, y que se pueden llamar «verticales», pues presentan movimientos del agua preferentemente verticales, se insertan de forma muy diferente según programas. En los programas de régimen transitorio varían en el tiempo. Hay programas que las entran por separado: lluvia, infiltración eficaz, infiltración desde ríos y canales, retorno de riegos, evaporación, bombes, etc. En casos más simples se hacen constantes en el intervalo de tiempo elegido. Más complicado es introducir las como datos que varían dentro del intervalo de tiempo considerado, o generar una modificación del programa que las haga variar como queremos dentro del intervalo de tiempo considerado.

El profesional debe conocer la dificultad de introducir esos datos de recarga/descarga en el tiempo, lugar y forma adecuados, y elegir la vía menos complicada dentro de sus necesidades. Cuanto más detallada la recarga/descarga, más difíciles, numerosos y voluminosos son los paquetes de datos a introducir.

En todo caso, para cada unidad en la que se divide el acuífero, los programas requieren una serie de datos mínimos, variables o no en el tiempo, datos que hay que suministrar o estar de acuerdo en cómo los genera el propio pro-

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España.

grama. Para cada unidad espacial y temporal el hidrogeólogo (y NO el programador) debe definir al menos:

- Nivel piezométrico en un momento determinado.
- Coeficiente de almacenamiento de alguna forma.
- Transmisividad o permeabilidad (y en este caso, también espesor saturado del acuífero).
- Geometría superficial.
- Recarga/descarga vertical neta al acuífero en cada intervalo de tiempo.

En los «miniprogramas» que se dan aquí, el criterio adoptado es que el hidrogeólogo se calcula a pulso, o por cualquier otro proceso, la recarga/descarga total neta en cada período de tiempo, incluyendo en este concepto todos los términos de recarga/descarga más arriba mencionados y sumando todos ellos en un solo número para cada unidad espacial y tiempo.

3. Tipos de minimodelos

Hablando de acuíferos, las ecuaciones y condiciones usuales de borde que más corrientemente se usan son las siguientes:

Régimen permanente:

Laplace:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} = 0 \quad [1]$$

Poisson:

$$T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) + R = 0 \quad [2]$$

Régimen transitorio:

Laplace:

$$T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) = S \frac{\delta h}{\delta t} \quad [3]$$

Poisson:

$$T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) + R = S \frac{\delta h}{\delta t} \quad [4]$$

con las alternativas de condiciones de borde de:

Dirichlet: Piezometría predeterminada, «hp».

Neumann: Flujo subterráneo predeterminado, «Fp».

Cauchy: Flujo dependiendo de la altura piezométrica, «h(x, y, t)»,

$$\text{Flujo} = F(a \cdot (h - hp))$$

siendo «a, hp» parámetros.

Los modelos que se presentan aquí utilizan generalmente la ecuación de régimen transitorio de Poisson, y las condiciones de borde de Neumann y/o Dirichlet.

En estas ecuaciones, «(x, y)» son las coordenadas de un punto interior o de borde del elemento superficial en cuestión, punto que tiene una piezometría «h», recarga/descarga «R», coeficiente de almacenamiento «S» y coeficiente de transmisividad «T» (o permeabilidad * espesor en ciertos casos).

En lo que sigue se van a exponer mini-programas que pueden cubrir muchas de las situaciones habituales del hidrogeólogo de campo. Los programas son todos, para régimen transitorio y acuífero monocalca:

- Elementos finitos (malla triangular irregular).
- Diferencias finitas (malla uniforme cuadrada).
- Diferencias finitas (malla poligonal irregular).
- Acuífero costero (interfase neta).
- Transporte de solutos.
- Otros.

4. Entrada y salida de datos

Para entrada de datos se va a usar un archivo en disco, en ASCII, producido con un editor normal.

Una reproducción de los datos, y la salida de resultados se realiza en impresora, en forma de tablas de configuración diversa.

Los procedimientos de entrada y salida de datos pueden elaborarse cuanto se quiera, y mejorarse (y complicarse) de forma indefinida. A veces ello puede ayudar a una más rápida comprensión de los resultados. Pero hay que dejar bien claro que de una u otra forma ello no va a añadir calidad intrínseca al modelo.

5. Problemas con los bordes y entradas/salidas

Las condiciones de borde, y los aportes y extracciones suelen plantear problemas que reciben, la mayor parte de las veces, soluciones particulares. Aparecen aquí criterios personales o soluciones impuestas por la naturaleza de cada problema que hacen que la solución general tenga algunas particularidades, de manera que su uso genérico queda limitado.

Como ya se ha mencionado, las condiciones de borde más comúnmente encontradas son las siguientes:

- Borde con entrada o salida de flujo prefijada, la cual incluye el borde de flujo nulo, o borde impermeable (NEUMANN).
- Borde con altura piezométrica predeterminada. En este caso, se trata de un borde permeable que permite la circulación de cierto flujo que el modelo (programa) debe calcular (DIRICHLET).
- Borde con entrada o salida de flujo en función de la piezometría, tomándose usualmente la piezometría del instante inmediatamente anterior al del actual momento (CAUCHY).

Las entradas y salidas verticales, la infiltración, recarga o el bombeo son, para el modelo, datos de entrada, y hay numerosas formas de introducirlos, por días, meses, años, etc..., es decir, según determinados períodos de tiempo, y en determinados lugares. A veces los intervalos de tiempo coinciden con los de las alturas piezométricas a calcular, otras se solapan. La variación en el tiempo de la recarga/descarga se hace también de multitud de formas. En cuanto a su repartición superficial, se puede hacer asignándola a un determinado punto o bien repartiéndola uniformemente dentro de un elemento de área. Como en cada caso el desarrollo matemático es diferente, resulta imposible generalizar totalmente todo programa, y el usuario debe aceptar las reglas del programa que usa o bien modificarlo para adaptarlo a sus propias necesidades o preferencias.

II. MINIPROGRAMA EN ELEMENTOS FINITOS

1. Preámbulo

Los modelos (programas) en elementos finitos para acuíferos (F. PINDER y otros, 1970) nacieron después de los modelos para acuíferos en diferencias finitas (H. TYSON y E. WEBER, mayo de 1963), los cuales, a su vez, se inspiraron en los modelos analógicos de resistencia-capacidad (C. WILTS y G. McCANN, septiembre de 1943).

Los modelos en elementos finitos se originaron en gabinetes de cálculo universitario, por matemáticos a quienes se ocurrió aplicar el procedimiento general de cálculo físico con elementos finitos a los acuíferos. Por ello tienen un planteamiento matemático básico más complejo. Además están pensados primordialmente para originar series piezométricas, y la traducción a balance de masas elementales (entrada/salida de agua en cada celda y unidad de tiempo) es complicada y no se obtiene directamente del programa.

Tienen la ventaja de que su discretización geométrica puede adaptarse bien a cuerpos físicos irregulares. No aparecen problemas de convergencia en las soluciones, los cuales pueden presentarse con otras metodologías. Sin embargo, la solución matemática es por definición una aproximación, por lo que si en su caso se convierte a balance de masas pueden obtenerse residuales que hay que aceptar, como veremos en algunos ejemplos.

2. Matemáticas

Como ya se ha mencionado, este es un tema de cierta complejidad. El técnico que no esté directamente interesado puede pasar a los epígrafes siguientes.

La idea es la siguiente: Se elige una solución APROXIMADA de la piezometría [un conjunto de «h(x, y)»] que es función lineal de la piezometría verdadera en ciertos puntos (nudos). Esta piezometría aproximada, al introducirla en las ecuaciones de continuidad física [1], [2], [3] ó [4] no dará cero, sino una cierta cantidad llamada residuo. A continuación se elige una condición de ponderación de ese residuo, para lo cual hay varios métodos. Dicha condición permite establecer un sistema de ecuaciones lineales en las «h(x, y)» que permite calcularlas.

Una de las condiciones de ponderación más utilizadas, y la que aquí va a usarse es la de GALERKIN, que consiste en hacer cero la integral (o la sumatoria), sobre todo el dominio (el acuífero) del producto del residual por unas funciones «N» llamadas funciones de base.

La primera operación, como es bien conocido para todo modelo de acuífero, es la discretización del dominio en elementos. En nuestro caso usaremos la discretización TRIANGULAR, de forma que la superficie del acuífero se divide en elementos triangulares «e» como los de la figura 1, con vértices que llamaremos para cada elemento «i», «j» y «m». Cada uno de estos vértices está definido por sus coordenadas «x(i), y(i)», «x(j), y(j)» y «x(m), y(m)».

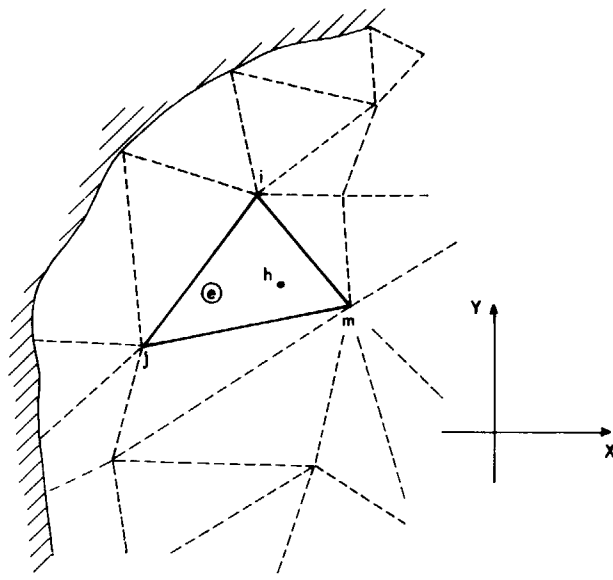


Figura 1.—Elemento triangular tipo, «e», de vértices i(x_i, y_i), j(x_j, y_j), m(x_m, y_m).

Las incógnitas del problema son las alturas piezométricas «h(x, y)» en todo el dominio físico, y en particular en cada uno de los vértices «h(x(i), y(i))», «h(x(j), y(j))» y «h(x(m), y(m))», las cuales se llamarán abreviadamente «h(i), h(j), h(m)». Se supone que, dentro de cada elemento «e», la altura piezométrica «he(x, y)» puede obtenerse por una combinación lineal de las piezometrías en los vértices, es decir,

$$he(x, y) = Ne(i) \cdot h(i) + Ne(j) \cdot h(j) + Ne(m) \cdot h(m) \quad [5]$$

En esta ecuación, «Ne(i), Ne(j), Ne(m)» son lo que hemos llamado funciones base. Los valores de estas funciones base dependen de las coordenadas de los vértices «x(i), y(i), x(j), y(j), x(m), y(m)» del elemento «e» y de las coordenadas x, y del punto he. Escrito de otra forma, «he(x, y)» resulta función de «x, y» y de las «h(i), h(j), h(m)» de la siguiente forma:

$$he = P + Q \cdot x + R \cdot y \quad [6]$$

Con las condiciones:

$$\begin{aligned} h(i) &= P + Q \cdot x(i) + R \cdot y(i) \\ h(j) &= P + Q \cdot x(j) + R \cdot y(j) \\ h(m) &= P + Q \cdot x(m) + R \cdot y(m) \end{aligned} \quad [7]$$

Las incógnitas del sistema anterior son las «P, Q, R». El determinante del sistema es:

$$\begin{aligned} \text{DELTA} &= (x(i) \cdot y(j) - x(j) \cdot y(i)) + \\ &+ (x(m) \cdot y(i) - x(i) \cdot y(m)) + \\ &+ (x(j) \cdot y(m) - x(m) \cdot y(j)) \end{aligned} \quad [8]$$

$$\text{DELTA} = 2 \cdot A(e)$$

Aquí «A(e)» es el área del triángulo de vértices «i, j, m». Según el orden en que se tomen los vértices «i, j, m» este área sale positiva o negativa. Se entiende que, cualquiera que sea el orden en que se tomen los vértices, el área ha de considerarse positiva. Ello se hace, o bien tomando el valor absoluto de la expresión [8], o bien tomando los vértices en orden contrario al movimiento de las agujas del reloj (dextrógiro). La solución del sistema en «P, Q, R» es:

$$P = ((x(j) \cdot y(m) - x(m) \cdot y(j)) \cdot h(i) + (x(m) \cdot y(i) - x(i) \cdot y(m)) \cdot h(j) + (x(i) \cdot y(j) - x(j) \cdot y(i)) \cdot h(m)) / (2 \cdot A(e))$$

$$Q = ((y(j) - y(m)) \cdot h(i) + (y(m) - y(i)) \cdot h(j) + (y(i) - y(j)) \cdot h(m)) / (2 \cdot A(e)) \quad [9]$$

$$R = ((x(m) - x(j)) \cdot h(i) + (x(i) - x(m)) \cdot h(j) + (x(j) - x(i)) \cdot h(m)) / (2 \cdot A(e))$$

Si se sustituyen los valores de «P, Q, R» de [9] en [6] y se agrupan los términos en «h(i), h(j), h(m)» se llega a una expresión como la de la ecuación [5], en la cual:

$$Ne(i) = (x(j) \cdot y(m) - x(m) \cdot y(j) + (y(j) - y(m)) \cdot x + (x(m) - x(j)) \cdot y) / (2 \cdot A(e))$$

$$Ne(j) = (x(m) \cdot y(i) - x(i) \cdot y(m) + (y(m) - y(i)) \cdot x + (x(i) - x(m)) \cdot y) / (2 \cdot A(e))$$

[10]

$$Ne(m) = (x(i) \cdot y(j) - x(j) \cdot y(i) + (y(i) - y(j)) \cdot x + (x(j) - x(i)) \cdot y) / (2 \cdot A(e))$$

Aunque ahora se puede poner cualquier «he(x, y)» en función de sus propias («x, y») y de las piezometrías «h(i), h(j), h(m)» del elemento (e) dentro del cual se encuentra, las «h(i), h(j), h(m)» todavía no están determinadas. Ya se dijo más arriba que no cumplían exactamente la ecuación [4] de continuidad física, sino que introducidas en ella dan cierto residual. Si se llama «L» a cualquiera de los vértices «i, j, m» del elemento «e», resulta que la solución h(L) de la ecuación [4] no resulta cero, sino que arroja un residual RES(L).

El método de GALERKIN consiste en establecer la condición de que la suma, extendida a todo el dominio (a todo el acuífero) de estos residuales ponderados con ciertas funciones que son precisamente las que hemos denominado funciones base o «Ne(L)», sea cero.

$$\iint_D \left[\left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) T - S \frac{\delta h}{\delta t} + R \right] \cdot N_L(x, y) dx dy = 0 \quad [11]$$

La expresión anterior puede expresarse como sigue:

$$\iint_D T \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) N_L(x, y) dx dy +$$

$$\iint_D \left(R - S \frac{\delta h}{\delta t} \right) N_L(x, y) dx dy = 0 \quad [12]$$

La definición de la «h(x, y)», tal como se ha efectuado se refiere sólo a la «h(x, y)» en el interior de un elemento determinado «e». La expresión de las funciones base «Ne(L)» es tal que para cada elemento «e», la función base correspondiente a un nudo toma el valor «uno» en el nudo considerado, y «cero» en todos los otros nudos del dominio. Las expresiones [11] y [12] han de cumplirse nudo a nudo, por lo que en consecuencia representan una ecuación para cada nudo. Si el número total de nudos es «NN» se tienen «NN» ecuaciones con las cuales es posible obtener los «NN» valores de la variable «h(x, y)» que estamos buscando.

La primera integral de [12] se puede integrar por partes, resultando:

$$\begin{aligned} &\iint_D \left(\frac{\delta h}{\delta x} \cdot \frac{\delta N_L}{\delta x} + \frac{\delta h}{\delta y} \cdot \frac{\delta N_L}{\delta y} \right) dx dy + \\ &\int_s \left(\frac{\delta h}{\delta x} N_L \alpha + \frac{\delta h}{\delta y} N_L \beta \right) ds \end{aligned} \quad [13]$$

La segunda integral de [13], en la que aparecen los términos derivados de «h» respecto a «x» e «y», representan gradientes de flujo a través de los lados de cada uno de los triángulos en los que se ha dividido la superficie del acuífero. En el interior del acuífero, estos términos se destruyen entre sí, pues el agua que entra por el lado de un elemento sale de otro. Únicamente no se neutralizan sobre los bordes, con el resultado de que la segunda integral de [13] compone los aportes (positivos o negativos) de flujo subterráneo al acuífero a lo largo de todo su borde. Para el nudo «l» en particular, esta segunda integral de [13] puede expresarse en términos de flujo aplicando la Ley de Darcy:

$$\begin{aligned} &\int_s \left(\frac{\delta h}{\delta x} \alpha + \frac{\delta h}{\delta y} \beta \right) N_L(L) ds = \\ &\int_1^l Q_1 N_L(s) ds + \int_1^m Q_2 N_L(s) ds \end{aligned} \quad [14]$$

Si como se indica en la figura 2, hay un flujo unitario «Q1» entrante por el lado «L-i», y un flujo

unitario «Q2» entrante por el lado «L-m», el valor de la integral resulta:

$$f_1 = Q_1 \cdot \frac{iL}{2} + Q_2 \cdot \frac{Lm}{2} \quad [15]$$

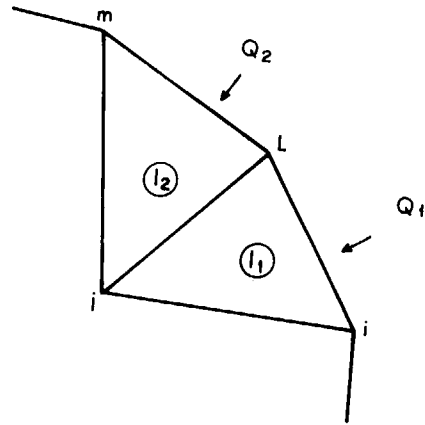


Figura 2.—Tratamiento del flujo de borde impuesto f_L .

siendo «iL», «Lm» las distancias entre nodos respectivos. Ello equivale a asignar a cada nudo la mitad del caudal que circula por el lado del cual es extremo.

Si después de hacer la integración de [11] por partes, se dedica ahora la atención a la primera de las integrales de [13], y se introducen en ella los valores de «h(L)» obtenidos de [5] y [10], resulta:

$$\begin{aligned} & \iint_e T \left(\frac{\delta h}{\delta x} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta x} + \frac{\delta h}{\delta y} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta y} \right) dx dy = \\ & = A(e) \cdot T \cdot \left[\frac{\delta N_e(i)}{\delta x} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta x} + \frac{\delta N_e(i)}{\delta y} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta y} \right] \cdot h(i) + \\ & + A(e) \cdot T \cdot \left[\frac{\delta N_e(j)}{\delta x} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta x} + \frac{\delta N_e(j)}{\delta y} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta y} \right] \cdot h(j) + \\ & + A(e) \cdot T \cdot \left[\frac{\delta N_e(m)}{\delta x} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta x} + \frac{\delta N_e(m)}{\delta y} \cdot \frac{\delta N_e(l)}{\delta y} \right] \cdot h(m) \quad [16] \end{aligned}$$

Se recuerda que «L» es igual a «i», «j», o «m». Dentro del sistema general de «NN» ecuaciones donde las «h(L)» son las incógnitas, en la ecuación correspondiente al nudo «L», los coeficientes de «h(i)», «h(j)» y «h(m)» son tres términos de esa ecuación. Por otra parte, la ecuación correspondiente al nudo «L» recibe aportes similares al [16], además de los correspondientes al elemento «e», de los otros elementos que también tienen el nudo «L» como vértice. Esto se refleja más adelante en el programa informático como una doble sumatoria.

El conjunto de coeficientes del sistema de ecuaciones similares a la [16] recibe el nombre de «matriz de conductancia», «G(L, i)».

Dentro de cada ecuación «L» se ha pasado revista a las componentes que derivan de la primera integral [12]. La segunda integral de [12] tiene un desarrollo bastante más sencillo:

El primer sumando de la segunda integral, el término en «R» representa la recarga/descarga desde la superficie. Simplemente la recarga «R» en un elemento «e», en el intervalo de tiempo considerado, se asigna por partes iguales (1/3) a cada uno de sus nudos. Ello se deriva intuitivamente de que el valor de las funciones base correspondientes «Ne(L)» en el centro del elemento triangular es 1/3, y más rigurosamente de la utilización de la integral [19] para el cálculo.

El segundo sumando, el correspondiente a la variación de almacenamiento tiene una resolución parecida. Por un lado, la variación de la «h(L)» en el tiempo se interpreta por diferencias finitas como la «h(L)» en el instante «t+Dt» (t más in-

cremento de t) menos la «h(L)» en el instante «t» dividido por «Dt» (incremento de t). Si se toma «Dt»=1 (incremento de «t» igual a una unidad de tiempo) la variación de «h(L)» se expresa sencillamente como «h(L)» en el instante «t+Dt» menos «h(L)» en el instante «t». Por otro lado, y de forma similar a la asignación de la recarga, la variación de almacenamiento se asigna proporcionalmente a los nudos de piezometría libre del elemento. Si los tres nudos del elemento son de piezometría libre se asigna un tercio de la recarga/descarga a cada uno de ellos. Si el elemento sólo tiene dos nudos libres, se asigna a cada uno de ellos la mitad de la recarga/descarga. Si sólo hay uno de piezometría libre, se le asigna a éste la totalidad de la recarga/descarga.

Todo el procedimiento matemático se simplifica notablemente mediante el siguiente artificio. Como la integración puede hacerse elemento a elemento, se pueden elegir para cada elemento unas coordenadas especiales que simplifiquen la operación. Se suelen elegir unas coordenadas que se denominan «coordenadas locales», L1, L2, L3, que representan el cociente de dividir el área de cada triángulo menor definido por el punto «(x, y)» y dos de los vértices i, j, m, por el área del elemento «e». «Felizmente», estas coordenadas coinciden con lo que más arriba se ha definido como funciones base, de manera que,

$$L1 = Ne(i) \quad L2 = Ne(j) \quad L3 = Ne(m) \quad [17]$$

El atractivo de usar coordenadas areales locales en lugar de las convencionales cartesianas x, y estriba en que los cálculos se hacen muy sencillos. Existen varias fórmulas que facilitan la integración sobre superficies o líneas. En particular,

$$\int_s L_1^a L_2^b ds = \frac{a! b!}{(a+b+1)!} s \quad [18]$$

en donde «S» es la longitud del segmento sobre el que se integra y «a» y «b» son exponentes enteros arbitrarios. También,

$$\int_A L_1^a L_2^b L_3^c dA = \frac{a! b! c!}{(a+b+c+2)!} 2 \cdot A \quad [19]$$

en donde A es el área sobre la que se integra. Como decimos, la propiedad, al usar estas variables, de que las integrales sólo dependan de la longitud o del área, y NO de su forma, facilita mucho todos los cálculos. Por descontado,

$$L1 + L2 + L3 = 1$$

de igual forma que

$$Ne(i) + Ne(j) + Ne(m) = 1 \quad [20]$$

En resumen, la primera parte de la segunda integral de [12] da, para la ecuación correspondiente al nudo «i» unos términos del tipo:

$$R(e)/3 \quad [21]$$

Para la segunda parte de la segunda integral de [12], la que incluye el almacenamiento, la formulación matemática es complicada, porque se parte de ecuaciones de continuidad aplicadas a elementos, y al introducir la condición de residual mínimo se obtienen ecuaciones para el cálculo de las h(L) que corresponden a nudos «L» y no a elementos «e».

El aporte de cada variación de almacenamiento sobre el nudo «L» es la suma de los aportes correspondientes a todos los elementos «e» que comparten ese nudo «L». Para un elemento determinado «e», la contribución del nudo «L» viene dada (segundo término de la segunda integral de [12], por las integrales

$$\begin{aligned} P_{L,i}^e &= S \iint N_i^e N_L^e dx dy \\ P_{L,j}^e &= S \iint N_j^e N_L^e dx dy \\ P_{L,n}^e &= S \iint N_m^e N_L^e dx dy \quad [22] \end{aligned}$$

es decir, cada elemento «e» aporta un conjunto de coeficientes de la «dh/dt» del tipo,

$$\begin{matrix} Pe(i, i) & Pe(i, j) & Pe(i, m) \\ Pe(j, i) & Pe(j, j) & Pe(j, m) \\ Pe(m, i) & Pe(m, j) & Pe(m, m) \end{matrix} \quad [23]$$

Las integrales [22], utilizando las «coordenadas locales» antes definidas valen,

$$A(E) \cdot S(E) / 12$$

cuando las variables de las Pe son diferentes, y valen

$$A(E) \cdot S(E) / 6$$

cuando las variables son iguales. Es decir, la contribución del almacenamiento del elemento «e» a cada ecuación L de un nudo es del tipo

$$\begin{aligned} &AS/6 \quad AS/12 \quad AS/12 \quad \text{si } L=i \\ &\quad \text{(primer nudo de «e»)} \\ &AS/12 \quad AS/6 \quad AS/12 \quad \text{si } L=j \\ &\quad \text{(segundo nudo de «e»)} \\ &AS/12 \quad AS/12 \quad AS/6 \quad \text{si } L=m \\ &\quad \text{(tercer nudo de «e»)} \end{aligned}$$

[24]

Recordemos una vez más que todas las magnitudes han de ser tratadas en el programa de acuerdo a un determinado sistema de unidades. En longitudes suele ser el metro, o el hectómetro. En el tiempo hay que ser también consistente. Si, por ejemplo, se toma como unidad de longitud el metro y unidad básica de tiempo el mes, entonces la transmisividad ha de darse en «m²/mes». Si no hay parámetros para transformar unidades, la recarga vertical se tratará en «m³/mes», el flujo lateral en «m³/mes», el área en «m²» y la piezometría en «m».

Para concluir con la explicación del desarrollo matemático, hay que considerar aún el caso de tratarse de un nudo «h(L)» de piezometría predeterminada «hp». En este caso, no hay que calcular una nueva piezometría, y la ecuación «L» correspondiente a la «h(L)», simplemente se salta. La condición de fijar la h(L) se compensa físicamente dejando entrar o salir una cierta cantidad de agua a través del lado en el que está el nudo fijo. La ecuación general de estado, la ecuación de POISSON [4], con la condición de DIRICHLET incluye ese flujo, que básicamente se estima según DARCY como producto de la velocidad normal por la sección. Al aplicar a este flujo la condición de GALERKIN, que su producto por la función base extendido a todo el modelo sea cero, resulta la integral adicional siguiente:

$$\int_{\zeta} N_i \sum_{j=1}^{nn} h_j \left[K_x \frac{\delta N_j}{\delta x} \alpha + K_y \frac{\delta N_j}{\delta y} \beta \right] d\zeta \quad [25]$$

Usando coordenadas locales, su cálculo material es sencillo, aunque laborioso de interpretar. Para cada elemento, los términos

$$\begin{aligned} &k_x \cdot (dN_j/dx) \cdot h_j \\ &k_y \cdot (dN_j/dy) \cdot h_j \end{aligned} \quad [26]$$

son constantes y representan las componentes de la velocidad del flujo «vx, vy» dentro de propio elemento. «Lx, Ly» son también constantes, y representan los cosenos de los ángulos que forman las componentes de la velocidad con el segmento i-j ó j-m ó m-i, según el caso. Lo que resta, que es la integral

$$\int_{\zeta} N_i d\zeta \quad [27]$$

se resuelve aplicando las fórmulas de integración con coordenadas areales locales y resulta ser la mitad de la longitud del segmento implicado, Long · (i-j)/2, ó Long · (j-m)/2, ó Long · (m-i)/2, de manera que sumando para los dos extremos del segmento, queda finalmente:

$$\text{Caudal} = \text{Velocidad normal} \cdot \text{Sección} \quad [28]$$

Con estas consideraciones se termina la descripción matemática del método. Se construyen cada una de las «NN» ecuaciones «L» correspondientes a los «NN» nudos existentes. Cada ecuación tiene «NN» términos, de los cuales todos son nulos excepto los correspondientes a los términos «i», «j», «m» y al término independiente. En notación matricial puede escribirse el sistema global como:

$$G \cdot hf + P \cdot (hf - hi) = F + RD \quad [29]$$

ó

$$G \cdot hi + P \cdot (hf - hi) = F + RD \quad [30]$$

Aquí «G» es la matriz de conductancia, «hf» el vector columna de las «h(L)» en el instante «t+Dt», P la matriz del almacenamiento (el segundo término de la segunda integral de [12]), «hi» el vector columna de las «h(L)» en el instante «t», «F» el vector columna del aporte lateral, «RD» el vector columna de la recarga/descarga vertical (el primer sumando de la segunda integral de [12]).

El sistema resultante se resuelve, como se verá más adelante, por iteraciones.

Resuelto el sistema, y obtenidas las alturas piezométricas del momento final, el programa calcula también las componentes de la velocidad media de circulación del flujo para cada elemento. Dentro del área del modelo, la comparación entre velocidades de flujo en elementos contiguos no puede hacerse fácilmente, pues intervienen las recargas y descargas, y los cambios de agua almacenada. Pero en los lados de borde no ocurre así, y la velocidad del flujo en el elemento con este lado de borde permite calcular «aproximadamente» el volumen de agua que entra o sale por ese lado, puesto que fuera del borde no hay recarga, descarga ni variación de almacenamiento. Este cálculo, como ya se ha explicado, se hace mediante la integral [25], para cada uno de los extremos del segmento en cuestión.

3. El programa

Todo el farragoso desarrollo matemático anterior, más las instrucciones para lectura de datos y las de escritura de resultados, se incluyen en el breve programa de la figura 3.

El programa, denominado EFT.BAS, está escrito en BASIC. Se utilizó para su escritura el conocido compilador de básico GWBASIC. Dada su estructura, debería ser compatible con cualquiera de los otros programas matrices de Basic, como el BASICA de IBM, el de Microsoft, o el QUICK-BASIC, etc.

Los datos de entrada se escriben en un archivo en disco, denominado «Nombre Cualquiera».DAT, el cual se forma utilizando un editor (como el

Norton, etc.) que escriba en código ASCII, es decir, que no use signos especiales para final y cambio de línea. En realidad, los datos se leen secuencialmente, separados por espacios en blanco, cuyo número no importa. En el archivo de entrada los datos podrían estar todos seguidos, con blancos intermedios. Si se escriben en líneas separadas es únicamente por claridad a la hora de reproducirlos, analizarlos, cambiarlos, etc.

En el programa de la figura 3 la salida se hace por impresora. Si se quiere hacer la salida por pantalla basta reemplazar las instrucciones LPRINT por PRINT.

Siguiendo el listado de la figura 3 puede darse una descripción somera del programa, refiriéndose a las líneas numeradas:

1 — Color, nombre.

2 — Comienzo del Bloque 1, leer datos. Para los datos, se usan las siguientes unidades: Una unidad de longitud [L], que puede ser el metro, y una unidad básica de tiempo [T], que puede ser el día. Entonces, las alturas piezométricas y las coordenadas, espesores y longitudes geométricas vienen expresadas en [L] y la permeabilidad en [L/T]. El programa escribe los resultados al final de un lapso de tiempo que se denomina PERIODO, o PER, y que puede ser el mes, el año, etcétera, y dentro de cada período, los sistemas de ecuaciones se resuelven (pero no se escriben resultados) para lapsos de tiempo más cortos, que se denominan SUBPERIODOS o SUBP. Hay un factor, FT, que indica cuántas unidades de tiempo, T, tiene cada subperíodo, FT=[T/SUBP], y otro factor, ME, que indica el número de subperíodos de cada período ME=[SUBP/PER]. Por ejemplo, la permeabilidad K puede venir en metros/día, el subperíodo puede ser de un mes, FT=30 [días/subperíodo] y el período puede ser de un año, ME=12 [subperíodos/período].

3 — Entrar el nombre del archivo de datos. El programa pide el nombre del archivo, de forma que es utilizable para diferentes archivos.

4 — Abrir el archivo de datos y leer los primeros datos. Se leen número de nudos, «N»; de elementos, «E»; de períodos, «Y»; de subperíodos

```

1 COLOR 15,4,4 :CLS: 'Nombre=EFT.BAS -Elem.fin.transit.-A.Navarro,Abril-92
2 'Bloque 1. ME=SUBP/PER R/D=F=LL3/PERJ H=LLJ K=LL/TJ FT=T/SUBP
3 INPUT "Archivo de datos=";AR$:AR$=AR$+".dat"
4 OPEN AR$ FOR INPUT AS #1:INPUT #1,N,E,Y,NE,FT,MS:NN=N:NE=E:MT=ME*FT
5 DIM X(N),Y(N),HO(N),K(E),S(E),F(N,Y),G(N,N),C(N),B(N),RD(N,Y),H(N),VX(E)
6 DIM P(N,N),HN(N),NODE(E,3),HI(N),NX(E,3),NY(E,3),W(E),VY(E),R(Y),A(E)
7 FOR N=1 TO NN:INPUT #1,Q,X(N),Y(N),D(N),HO(N)
8 FOR L=1 TO NN:G(N,L)=0:P(N,L)=0:NEXT L
9 LPRINT "n=";N;X(N);Y(N);D(N);HO(N);:FOR NA=1 TO Y:INPUT #1,F(N,NA)
10 LPRINT F(N,NA);:F(N,NA)=F(N,NA)/ME:NEXT NA:LPRINT:HN(N)=HO(N):NEXT N
11 FOR E=1 TO NE: Q=3 : INPUT #1,Q,I,J,M,S(E),K(E),W(E)
12 LPRINT "e=";E;I;J;M;S(E);K(E);W(E);
13 FOR NA=1 TO Y:INPUT #1,R(NA):LPRINT R(NA);:NEXT NA:LPRINT
14 'Bloque 2. Area, derivadas NX NY de funciones base,
15 'matriz de conductancia G(n,u), vectores almac. P(n), rec/des RD(n).
16 A=.5*((X(I)*Y(J)-X(J)*Y(I))+X(M)*Y(I)-X(I)*Y(M))+X(J)*Y(M)-X(M)*Y(J)))
17 A(E)=ABS(A): NODE(E,1)=I : NODE(E,2)=J : NODE(E,3)=M : V=.5/A(E)
18 NX(E,1)=V*(Y(J)-Y(M)): NX(E,2)=V*(Y(M)-Y(I)): NX(E,3)=V*(Y(I)-Y(J))
19 NY(E,1)=V*(X(M)-X(J)): NY(E,2)=V*(X(I)-X(M)): NY(E,3)=V*(X(J)-X(I))
20 FOR K=1 TO 3 : L=NODE(E,K) : IF C(L)=1 THEN Q=Q-1
21 NEXT K:ST=A(E)*S(E)/12:T=A(E)*FT*W(E)*K(E) : FOR K=1 TO 3 : L=NODE(E,K)
22 G(L,I)=G(L,I)+T*(NX(E,1)*NX(E,K)+NY(E,1)*NY(E,K))
23 G(L,J)=G(L,J)+T*(NX(E,2)*NX(E,K)+NY(E,2)*NY(E,K))
24 G(L,M)=G(L,M)+T*(NX(E,3)*NX(E,K)+NY(E,3)*NY(E,K))
25 P(L,I)=P(L,I)+ST : IF L=I THEN P(L,I)=P(L,I)+ST
26 P(L,J)=P(L,J)+ST : IF L=J THEN P(L,J)=P(L,J)+ST
27 P(L,M)=P(L,M)+ST : IF L=M THEN P(L,M)=P(L,M)+ST
28 FOR NA=1 TO Y:IF R(NA)<>0 THEN RD(L,NA)=RD(L,NA)+R(NA)/(Q*ME)
29 NEXT NA : NEXT K : NEXT E : LPRINT
30 LPRINT"N=";NN;" E=";NE;" PER=";Y;" ME=SUBP/PER=";ME;" FT=T/SUBP=";FT
31 'Bloque 3. Resolver sistema por iteraciones.
32 FOR NA=1 TO Y:LPRINT "Periodo=";NA:LPRINT "Subperiodo=";
33 FOR N=1 TO NN:HI(N)=HO(N):NEXT N
34 FOR U=1 TO ME:LPRINT U;:FOR L=1 TO NN:B(L)=0
35 FOR N=1 TO NN : B(L)=B(L)+P(L,N)*HO(N) : NEXT N : NEXT L
36 AMAX=0 : FOR L=1 TO NN : IF C(L)=1 THEN 42 : 'Excluir piez. fijas
37 OLDVAL=HN(L) : SUM=0 : B$="### #####,### #####.###"
38 FOR N=1 TO NN : IF N=L THEN 40
39 SUM=SUM+(G(L,N)+P(L,N))*HN(N)
40 NEXT N : HN(L)=(-SUM+B(L)+F(L,NA)+RD(L,NA))/(G(L,L)+P(L,L))
41 ERO=ABS(OLDVAL-HN(L)) : IF ERO>AMAX THEN AMAX=ERO
42 NEXT L : IF AMAX>.001 THEN 36
43 FOR L=1 TO NN:HO(L)=HN(L):NEXT L:NEXT U
44 'Bloque 4. Escritura resultados.
45 A$="### # ###.### ###.###":C$=" Nu C Hf Hi LLJ"
46 LPRINT:LPRINT C$: FOR L=1 TO NN
47 LPRINT USING A$;L;C(L);HN(L);HI(L):NEXT L:LPRINT:VA=0
48 FOR E=1 TO NE : VX(E)=0: VY(E)=0 : GG=K(E)*MT: FOR K=1 TO 3 : L=NODE(E,K)
49 VX(E)=VX(E)-GG*NX(E,K)*HN(L): VY(E)=VY(E)-GG*NY(E,K)*HN(L)
50 VA=VA+(HN(L)-HI(L))*A(E)*S(E)/3:NEXT K
51 NEXT E : INPUT "Vel.(s/n)";X$: IF X$<>"s" THEN 54
52 LPRINT "Elem. Vel.X Vel.Y [L/PER]"
53 FOR E=1 TO NE : LPRINT USING B$;E;VX(E);VY(E):NEXT E
54 LPRINT:LPRINT "Var. Alm.=";VA;" [L3/PER]"
55 INPUT"Caudal(s/n)";X$: IF X$<>"s" THEN 60
56 INPUT"E,N1,N2=";E,N1,N2:LPRINT"E=";E;"Ns=";N1;N2:IF C(N1)*C(N2)<>1 THEN 55
57 MX=1:D=SQR((X(N1)-X(N2))^2+(Y(N1)-Y(N2))^2): IF MS=0 THEN MX=D
58 Q=W(E)*MX*(VX(E)*ABS(Y(N1)-Y(N2))+VY(E)*ABS(X(N1)-X(N2)))/D
59 LPRINT " Q=";:LPRINT Q;:LPRINT " [L3/PER]":GOTO 55
60 NEXT NA:LPRINT:LPRINT "Programa=eft.bas Archivo=";AR$:END

```

Figura 3.

de tiempo, «ME», dentro de cada período, y el factor «FT», que relaciona la unidad de tiempo con la duración del subperíodo. También se lee un parámetro MS que vale 1 si se trata de un modelo en sección vertical o 0 si se trata de un modelo en planta. La variable NN se hace igual al número de nudos, N, y la variable NE igual al número de elementos E. Estas nuevas denominaciones se usan a partir de la línea 28.

5-6 — Se dimensionan las variables del programa de acuerdo con el número de nudos (N), elementos (E), períodos (Y). Las variables usadas son las siguientes:

X(N), Y(N)=Coordenadas del nudo «N» [L].

HO(N)=Piezometría del nudo «N», inicial del programa, y después, inicial de cada subperíodo «U» [L].

HI(N)=Piezometría del nudo «N» inicial de cada período «NA» [L].

HN(N)=Piezometría del nudo «N» al final de cada subperíodo «U» (y en su momento, del período «NA») [L].

K(E)=Permeabilidad del elemento «E» [L/T].

S(E)=Coeficiente de almacenamiento del elemento E.

F(N, Y)=Flujo de borde impuesto al nudo «N» durante el período «NA» (NA máximo=Y) [L³/PER].

G(N, N)=Término de la matriz de conductancia correspondiente al nudo «N» y todos los de alrededor (1, 2, ..., N).

C(N)=Clase del nudo «N». Si es de borde con piezometría predeterminada, C=1, en todo otro caso, C=0.

P(N, N)=Término de la matriz de almacenamiento, relativo al nudo «N», y los de alrededor.

B(N)=Sumatorio del producto de términos P(N, N)*HO(N).

RD(N, Y)=Recarga/descarga asignada al nudo «N» durante un período «NA» (NA máximo=Y) [L³/PER].

R(Y)=Recarga/descarga asignada al elemento de turno durante un período «NA» (NA máximo=Y) [L³/PER].

VX(E), VY(E)=Componentes, según los ejes coordenados, de la velocidad del flujo subterráneo en el elemento «E», al final del período «NA» (NA máximo=Y) [L/PER].

NODE(E, 3)=Número «N» del nudo correspondiente al 1.º, 2.º ó 3.º nudo del elemento «E».

NX(E, 3), NY(E, 3)=Derivadas parciales respecto a «x» y a «y» de las funciones base del elemento «E» correspondientes a sus nudos 1.º, 2.º ó 3.º [1/L].

W(E)=Espesor medio del acuífero saturado en el elemento «E» [L].

A(E)=Area del elemento «E» [L²].

7 — Comienzo de la lectura de datos referentes al nudo «N». Q es una variable «dummy» cuyo objeto es sólo identificar en el archivo de datos el número del nudo correspondiente. Se leen las coordenadas X, Y del nudo, su clase C y la piezometría inicial HO.

8 — Inicialización a cero de las variables sumatorias G, P.

9 — Escritura de los datos leídos en 7, añadiendo el número «N» del nudo correspondiente. Lectura de los flujos de borde F [L³/PER] impuestos al nudo N cada período NA. Si el nudo no es de borde, o es de flujo nulo, F=0.

10 — Escritura de los valores F. Modificación del valor F de [L³/PER] a [L³/SUBP]. Inicialización de la piezometría variable HN. Final de lectura y escritura de valores nodales.

11 — Comienzo de un lazo de lectura y escritura de los datos de cada elemento. Se inicializa a 3 el parámetro «O» que indica cuántos nudos de piezometría libre tiene el elemento en cuestión. Se leen para cada nudo «E» una variable «dummy» que identifica en el archivo de datos el número del elemento correspondiente. Se leen los números de los nudos I, J, M (vértices) del elemento, el coeficiente de almacenamiento S, la permeabilidad K [L/T] y el espesor W [L].

12 — Se escriben los valores anteriores, precedidos del número del elemento correspondiente.

13 — Se leen y se escriben las recargas/descargas verticales del elemento correspondiente y los períodos NA [L³/PER].

14-15 — Comienzo del bloque de instrucciones para el cálculo de los coeficientes de las ecuaciones del sistema para resolver en HN.

16 — Cálculo del área A del elemento E [L²].

17 — Para no depender del orden en que se han leído los nudos se toma el valor absoluto de A. Se identifican los números I, J, M de los nudos 1.º, 2.º y 3.º del elemento E. Se calcula el parámetro $V=0.5 \cdot \text{Area}$ que se usará más adelante.

18-19 — Cálculo de las derivadas parciales respecto a x, y de las tres funciones base. Véanse las ecuaciones [10].

20 — Para cada uno de los tres nudos del elemento «E» se identifica su número general, «L». Si en el elemento hay un nudo «L» de borde de piezometría predeterminada, en cuyo caso $C(L)=1$, se rebaja el parámetro «O» en una unidad.

21 — Cálculo del parámetro ST, igual al área del elemento multiplicada por el coeficiente de almacenamiento y dividida por 12, parámetro que se usa en los coeficientes P. Cálculo del coeficiente T, que es la transmisividad (permeabilidad*espesor), convertida a [L²/SUBP], multiplicada por el área A. Comienzo de un lazo para cada nudo del presente elemento, cuyo lazo termina en la línea 29, conjuntamente con el de lectura y escritura de datos del elemento E. Se identifica el número «L» (1 ó 2 ó ... ó N) del nudo «K» (1.º, 2.º ó 3.º) del elemento E.

22-23-24 — Cálculo de la matriz de conductancia G, según indican la integral [12] y las ecuaciones [16].

25 — Cálculo de la matriz de almacenamiento, P, según la integral [12] y las ecuaciones [19].

26 — Asignación de la recarga/descarga vertical neta, RD(L, NA), a cada nudo libre del elemento, y subperíodo. La cantidad asignada a cada subperíodo se obtiene dividiendo la asignación, R, de cada período, NA, por el número de subperíodos, ME, del período. Si el elemento tiene tres nudos libres se asigna a cada uno 1/3 de la re-

carga/descarga, si sólo tiene dos, se asigna a cada uno de éstos 1/2, etc. Como cada nudo participa de varios elementos, la sumatoria, lo mismo que las de los anteriores coeficientes de matrices G y P, ha de hacerse recorriendo todos los elementos.

27 — Final del lazo «para cada elemento E», y dentro de él, para cada uno de sus tres nudos «K».

28 — Se imprimen los valores del número de nudos, N, elementos, E, períodos, Y, subperíodos ME y unidades de tiempo/subperíodo, FT. A partir de ahora, arbitrariamente, al número de nudos se le denominará NN, y al de elementos, NE, reservando los valores de N y L para designar números (variables) de nudos, y E el número (variable) del elemento.

29 — Ya se han calculado, más arriba, todos los coeficientes necesarios para resolver el sistema de ecuaciones en HN(N). Se inicia la resolución del sistema de ecuaciones para calcular «HN(L)» al final de un subperíodo, partiendo de los valores iniciales «HO(L)» y de los coeficientes más arriba calculados. Se resuelve el sistema de ecuaciones por iteraciones, lo cual es más lento que otros métodos directos, como el de Gauss-Seidel, etc..., pero requiere mucho menos espacio en la CPU del ordenador.

30 — Se identifica, y se escribe, el período NA en el que estamos operando. Se inicia un largo lazo, que va hasta la línea 58, dentro del mismo período NA. Dentro de este lazo se calculan las piezometrías al final del período NA y se escriben los resultados de este período NA. Se escriben aquí el período y subperíodo en que estamos.

31 — Se inicializa la piezometría HI(N) de cada nudo al comienzo del período NA.

32 — Entre las líneas 32 y 41 se resuelve el sistema y se obtiene la piezometría de cada nudo, HN(N), al final del período NA. Esto se hace resolviendo el sistema de ecuaciones subperíodo a subperíodo, y tomando la piezometría final de cada subperíodo como piezometría inicial del subperíodo siguiente. En esta línea 32 se identifica el subperíodo, U, y se inicializa a cero una variable sumatoria, B, para todos los nudos. Es importante recordar que el sistema de ecuaciones proviene, según [29] y [30], de multiplicar

las matrices G y P por los vectores HN y HN-HO, siendo el término independiente el vector B + F + RD. El sistema se compone de NN ecuaciones, una ecuación para cada $L=1, 2, \dots, NN$, de la forma general

$$G(L, N) \cdot HN(N) + P(L, N) \cdot (HN(N) - HO(N)) = F(L, NA) + RD(L, NA) \quad [31]$$

que se puede escribir también

$$G(L, N < > L) \cdot HN(N < > L) + g(L, L) \cdot HN(L) + P(L, N < > L) \cdot (HN(N < > L) - HO(N)) + P(L, L) \cdot HN(L) = F(L, NA) + RD(L, NA) \quad [32]$$

Llamando SUM a la suma de términos

$$SUM = \text{Suma de } [G(L, N < > L) + P(L, N < > L)] \cdot HN(N < > L) \quad [33]$$

y B(L) a la suma de términos

$$B(L) = \text{Suma de } P(L, N) \cdot HO(N) \quad [34]$$

y agrupando los términos en HN(L) resulta de la forma,

$$[G(L, L) + P(L, L)] \cdot HN(L) = -SUB + B(L) + F(L, NA) + RD(L, NA) \quad [35]$$

De aquí puede despejarse directamente la HN(L), cosa que se realiza en la línea 38 del programa.

33 — Para cada una de las NN ecuaciones (filas de la matriz de coeficientes) correspondientes a los NN nudos, se calcula uno de los términos del coeficiente que corresponde a la columna N (Variable HN(N)). Este término sumatorio, «Suma de $P(L, N) \cdot HO(N)$ » es el denominado «P*hi» en las ecuaciones [29] y [30].

34 — Se inicializa a cero una medida del error «AMAX». Se recorren, variando «L», todas las «NN» ecuaciones, excluyendo las de piezometría predeterminada («C(L)=1»).

35 — Se guarda, en OLDVAL, el valor, antes de ser modificado, de la piezometría, HN(N). En la primera pasada, el valor de HN(N) es el mismo que el de HO(N), pero no así después de las iteraciones, ya que en cada una de ellas se modifica HN(N). Ese valor de HN(N) de la iteración anterior es el recogido en OLDVAL. Se inicializa a cero una variable auxiliar SUM. Se define un formato de escritura BS.

36 — Para todos los nudos con $N < > L$.

37 — Se calcula el término que hemos llamado SUM.

38 — Se despeja el valor de HN(L).

39 — Este nuevo valor de HN(L) se compara con el antiguo, OLDVAL. El valor absoluto de la diferencia se llama ERO, y se compara con el criterio de error establecido, AMAX. Se hace AMAX igual al mayor de los ERO.

40 — Si AMAX es mayor que el límite aceptable de error, se vuelve a la línea 34, y se comienza una nueva iteración y consiguiente modificación de HN(L). Se demuestra matemáticamente que el proceso es convergente y, al cabo de un cierto número de iteraciones, AMAX se hace menor que el criterio de error (aquí el criterio elegido para el error es que el cambio en HN(L) entre la anterior iteración y la actual sea menor de 0.001 [L]).

41 — Resuelto el sistema para el subperíodo U, se toma la piezometría final resultante, HN(L), como piezometría inicial, HO(L), para el subperíodo siguiente. Se incrementa el subperíodo y se vuelve a la línea 32 para reiniciar el cálculo de la nueva HN(L).

42 — El final del último subperíodo coincide con el final del período en cuestión. Terminados los cálculos se pasa a la escritura de resultados.

43 — Formatos para escritura.

44-45 — Se escriben las HN(L) finales del período y las HI(L) iniciales del mismo.

El programa podría terminar aquí, ya que fundamentalmente el método busca la evolución de la piezometría. Pero parece incompleto si no se le añaden algunas cifras del balance de masas, cosa que se hace en las líneas que siguen. En ellas se calculan las componentes VX, VY de la velocidad del flujo subterráneo [L/PER] al final del período NA para cada elemento E. A continuación se calcula también la variación total del agua almacenada en el modelo, durante el período [L³/PER]. Finalmente, y de forma opcional, se identifican los elementos con lados de borde con piezometría predeterminada, y se calcula el flujo entrante o saliente a través de ellos. La suma de estos flujos de borde, Q, combinada con la variación del almacenamiento, VA, y las en-

tradas o salidas laterales impuestas, F, y las de recarga/descarga vertical neta, RD, permiten obtener una idea del balance global de masas en el modelo para el período NA. En los modelos de elementos finitos, el balance de masas es siempre un cálculo laborioso, y dado la artificialidad del procedimiento matemático para calcular las piezometrías, se introducen en los balances de masas una serie de errores. Especialmente en programas y modelos muy simples, como los que se describen aquí, estos errores pueden ser de bulto, llegando a veces hasta un 30% del volumen de masas involucrado, como veremos en algún ejemplo. En otros casos, el balance de masas es suficiente para obtener información sobre el comportamiento de masas del modelo. En general, los resultados de las piezometrías son suficientemente precisos para los cálculos técnicos.

46 — Se abre un ciclo para cada elemento, E, inicializando a cero las sumatorias que darán las componentes según X, Y de la velocidad del flujo subterráneo. Se obtiene la transmisividad GG por período multiplicando la permeabilidad K, por ME y por FT ($MT=ME*FT$). Se abre un lazo interno para cada uno de los tres nudos de cada elemento. Se identifica el número general, L, del nudo número K del elemento E.

47 — Se calculan las componentes de la velocidad en el elemento E, como suma de las permeabilidades multiplicadas por los gradientes. En efecto, el gradiente es (p. e. en la dirección del eje x) para el elemento E (ver ecuación 25),

$$dh/dx = \text{Suma de } dN(L)/dx * h(L), \text{ con } l=i,j,m \quad [36]$$

48 — Se calcula la variación total de almacenamiento, VA, sumando las de cada nudo K, y cada elemento E.

49 — Se pregunta si se quieren imprimir los valores de las velocidades.

50-51 — Si la respuesta es afirmativa, se imprimen los valores de las componentes de la velocidad, VX, VY, para cada elemento, E, [L/PER].

52 — Después se escribe el valor del cambio total, durante el período, del agua almacenada, VA [L³/PER].

53 — Se pregunta si se desea obtener los caudales que circulan por alguno de los lados de

borde de piezometría impuesta. En caso negativo se va al final del período y se inicia un nuevo período.

54 — Si la respuesta es positiva, se pide identificar el número del elemento en cuestión, E, y el número de los dos nudos, N1, N2, de piezometría predeterminada o impuesta, que definen el lado cuyo flujo se va a calcular. Si alguno de estos nudos no es de piezometría impuesta, la operación no es válida y se repite la pregunta de la línea 53.

55 — Se calcula la longitud, D, del segmento delimitado por los anteriores nudos, N1, N2. Según que el modelo sea en planta horizontal (MS=0) o en sección vertical (MS=1) se asigna al parámetro MX el valor D ó 1, respectivamente.

56 — Se calcula el caudal como producto de la velocidad por la sección. Las componentes de la velocidad se multiplican por los cosenos que forman con la normal al lado en cuestión, para obtener el valor real del flujo normal al lado. Recuerdese las ecuaciones [25], [26], [27] y [28], todas las cuales, una vez ya obtenidas las componentes de velocidad VX, VY, se reducen a la expresión de esta línea 56.

57 — Se pregunta si hay otro lado de piezometría impuesta del cual se quiera conocer el caudal que lo atraviesa. En caso positivo, se vuelve a la línea 54.

58 — Fin del ciclo correspondiente al período considerado. Se pasa al siguiente período, o si ya no hay más, se termina el programa escribiendo su nombre y el del archivo de datos que se ha utilizado.

4. Ejemplos de aplicación

Para aclarar las explicaciones dadas se ofrecen varios ejemplos de uso del programa.

Consideremos primero el dominio (acuífero) de la figura 4, que corresponde a un solo triángulo de vértices 1(0,0), 2(200,0) y 3(0,100). El número de nudos N=NN es 3, el de elementos E=NE es 1. Tomemos un período anual Y=1, con 12 subperíodos mensuales ME=12, cada uno de FT=30 [T] (días) de duración. Un coeficiente de almacenamiento S(E)=.1, una permeabilidad en

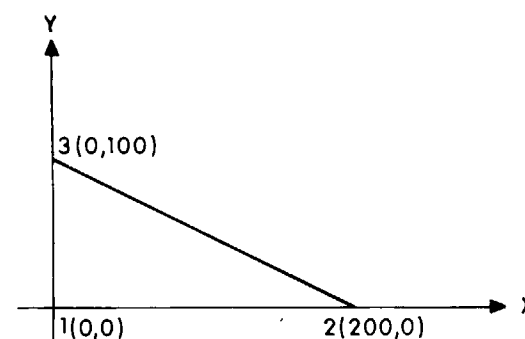


Figura 4.

el elemento de $K(E)=2000$ [L/T] (m/día), un espesor saturado $W(E)=10$ [L] (m) y, por ser un modelo en planta, un valor de $MS=0$. Se supone además que del elemento se bombean 10.000 [L³/PER] (m³/año), y que no hay flujo a través de los lados. Con estas suposiciones, el archivo de datos, que podríamos denominar «EFT1 . DAT» tendría la forma siguiente:

```
3 1 1 12 30 0
1 0 0 0 0 0
2 200 0 0 0 0
3 0 100 0 0 0
1 1 2 3 . 1 200 10 -10000
```

La primera línea corresponde al número de nudos (3), número de elementos triangulares (1), períodos (1), subperíodos dentro de cada período (12), factor de conversión (30) de días/subperíodo y coeficiente $MS=0$ por ser modelo en planta.

Las líneas 2.^a, 3.^a y 4.^a dan los datos por nudo: Número del nudo, coordenadas x, y, código de piezometría prefijada (en este caso no lo está y es $C(L)=0$) y piezometría inicial, que también se toma igual a cero.

La línea 5.^a da los datos del elemento: número del elemento (1), de los nudos del elemento (1, 2 y 3), coeficiente de almacenamiento (0.1), permeabilidad 200 (m/día), espesor saturado (10 metros) y extracción por período (10000 m³/período).

El resultado sería como sigue (P=Pantalla, I=Impresora):

```
(P) Archivo de datos=eft1
(I) n=1 0 0 0 0 0
(I) n=2 200 0 0 0 0
(I) n=3 0 100 0 0 0
(I) e=1 1 2 3 . 1 200 10 -10000
(I) N=3 E=1 PER=1 ME=SUBP/PER=12
    FT=T/SUBP=30
(I) Período=1
(I) Subperíodo=1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

(I) Nu    C    Hf    Hi    [m]
(I) 1     0   -12.153  0.000
(I) 2     0   -12.155  0.000
(I) 3     0   -12.154  0.000
(P) Vel. (s/n)s
(I) Elem. Vel. X    Vel. Y [L/PER]
(I) 1    0.5918    0.2939
(I) Var. Alm.=-12154.03 [L3/PER]
(P) Caudal (s/n)n
(I) Programa=eft. bas. Archivo=eftl. dat.
```

Se detalla para cada nudo su naturaleza de piezometría libre ($C=0$), la piezometría al final del período (año), «Hf», y la piezometría inicial, «Hi».

Después aparecen las componentes de la velocidad para el elemento. Luego se escribe la variación del almacenamiento. Cuando se pregunta si se quiere obtener caudal, como aquí no hay nudos de piezometría predeterminada, se dice que no (n).

El balance general, que hay que hacer a mano, es:

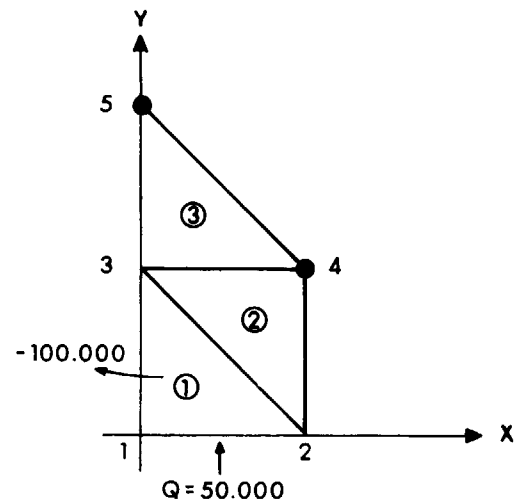
Bombeo en el elemento 1 = -10000 m³
— Variación del almacenamiento = -12154.03 m³

Que arroja un residual de 2154.03, es decir, un error del 9.7% de la suma de los valores absolutos de las cantidades involucradas. Por descontado que el resultado correcto del balance debería ser igual a cero. Son cosas de este método.

El archivo de datos usado, el eft1.dat tiene el aspecto indicado más arriba. También podría tener el siguiente aspecto, que sería menos claro:

```
3 1 12 30 0 1 0 0 0 0 2 200 0 0 0 0 3 0
100 0 0 0 1 1 2 3 . 1 200 10 -10000
```

De una forma parecida al ejemplo anterior, podría tomarse un modelo de tres elementos, como el de la figura 5, que tuviera los vértices 4 y 5 de piezometría predeterminada, igual a cero, y un flujo de entrada predeterminado por el lado 1-2,



● Nudo de piezometría predeterminada

Figura 5.

de 50.000 m³/PER, y una extracción por el elemento 1 de 100.000 m³/PER. Los elementos tienen un coeficiente de almacenamiento de .001 (que podría ser distinto para cada uno) y una permeabilidad y espesor respectivamente de 100 M/T y 10 M (que también podrían ser distintas). Se trata de 1 período (mes) con 30 (T/SUBP) y factor MS=0 por ser modelo en planta.

El archivo se podría llamar FET2.DAT, con unos datos como sigue:

```
5 3 1 30 1 0
1 0 0 0 0 25000
2 100 0 0 0 25000
3 0 100 0 0 0
4 100 100 1 00
5 0 200 1 0 0
1 1 2 3 .001 100 10 -100000
2 2 4 3 .001 100 10 0
3 3 4 5 .001 100 10 0
```

Se tienen 5 nudos, 3 elementos, 1 período, 30 subperíodos y MS=0. Los nudos 4 y 5 son de

piezometría predeterminada igual a cero, por eso en ellos el valor de C(3) y C(4) es igual a 1. La entrada por el lado 1-2 se reparte por partes iguales entre los nudos extremos del lado, 1 y 2, 25000 m³/PER a cada uno de ellos. El resultado de correr el programa da (suprimiendo la escritura-eco de datos),

Nu	C	Hf	Hi	[L]
1	0	-1.111	0.000	
2	0	-0.833	0.000	
3	0	-0.833	0.000	
4	1	0.000	0.000	
5	1	0.000	0.000	

Vel. (s/n)s	Elem.	Vel. X	Vel. Y	[L/PER]
1	1	-8.33	-8.33	
3	3	-25.00	-25.00	
2	2	-25.00	-25.00	

Var. Alm.=-8.796 [L³/PER]
 Caudal s/n)s
 E, N1, N2=3 4 5
 Q=-50000 [L³/PER]
 ¿Otro (s/n)n
 programa=eft. bas. Archivo=eft3.dat.

En este caso, el balance de masas cierra perfectamente,

Extracción=-100.000
 Flujo predeterminado=50.000
 Flujo por lado de piezometría fija=50.000
 Variación almacenamiento -8.8 (prácticamente cero).
 Residual=8.8 (prácticamente 0.00.. %)

Vamos a ver un par de ejemplos más, ahora en sección vertical. El primero es en régimen permanente, una circulación en un recipiente, con un tabique impermeable en medio, tal como se representa en la figura 6. La diferencia de alturas piezométricas a un lado y otro del tabique es de 3 metros. Los nudos 1 y 2 son de altura piezométrica fija, 3 metros y los nudos 12 y 13 son de altura piezométrica fija, 0 metros. Como el modelo es en régimen permanente, el coeficiente de almacenamiento se hace 0. La permeabilidad es de 0.864 m/día. A las secciones de entrada y salida se les asigna un ancho, W(E),

de 10 metros. El archivo de datos de entrada resulta:

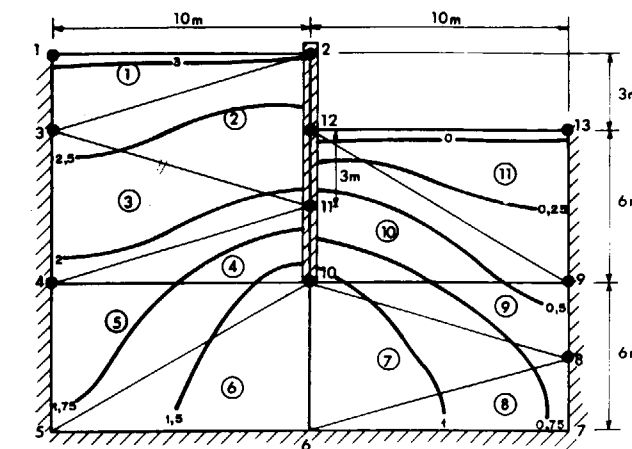
```
13 11 1 1 1 1
1 -10 3 1 3 0
2 0 3 1 3 0
3 -10 0 0 0 0
4 -10 -6 0 0 0
5 -10 -12 0 0 0
6 0 -12 0 0 0
7 10 -12 0 0 0
8 10 -9 0 0 0
9 10 -3 0 0 0
10 0 -6 0 0 0
11 0 -3 0 0 0
12 0 0 1 0 0
13 10 0 1 0 0
1 1 3 2 .0 .864 10 0
2 2 3 11 .0 .864 10 0
3 3 4 11 .0 .864 10 0
4 4 10 11 .0 .864 10 0
5 4 5 10 .0 .864 10 0
6 5 6 10 .0 .864 10 0
7 6 8 10 .0 .864 10 0
8 6 7 8 .0 .864 10 0
9 9 10 8 .0 .864 10 0
10 10 9 12 .0 .864 10 0
11 12 9 13 .0 .864 10 0
```

Los resultados son:

Nu	C	Hf	Hi	[L]
1	1	3.00	3.00	
2	1	3.00	3.00	
3	0	2.61	0.00	
4	0	1.97	0.00	
5	0	1.78	0.00	
6	0	1.26	0.00	
7	0	0.77	0.00	
8	0	0.73	0.00	
9	0	0.32	0.00	
10	0	1.26	0.00	
11	0	1.89	0.00	
12	1	0.00	0.00	
13	1	0.00	0.00	

Elem.	Vel. X	Vel. Y	[L/PER]
1	0.000	-0.112	
2	0.014	-0.159	
3	0.034	-0.093	
4	0.062	-0.184	
5	0.062	-0.027	
6	0.045	0.000	
7	0.046	0.000	
8	0.042	0.012	
9	0.063	0.059	
10	0.026	0.181	
11	0.000	0.093	

Var. Alm.=0 [L³/PER]
 Q=-1.118 [L³/PER]
 Q=.931 [L³/PER]
 Programa=eft. bas Archivo=eft3.dat



Circulación en recipiente con tabique intermedio.

— Línea piezométrica

Figura 6.

El primer caudal se refiere al lado 1-2 del elemento 1. El segundo caudal se refiere al lado 12-13 del elemento 11. Teóricamente deben ser valores iguales. En este ejemplo se obtienen valores sensiblemente vecinos, cercanos a 1 [L³/PER].

Ya se ve que en con esta metodología, una piezometría fija condiciona la posibilidad de entrada de flujo por ese nudo (por ejemplo, si se tratase de un mar, lago o río). La entrada de flujo predeterminada por un lado se reparte entre los nudos que lo limitan.

El segundo ejemplo se refiere a la percolación a través de una presa de tierra, con un coeficiente de almacenamiento de 0.002 y una permeabilidad de 0.002 m/minuto. La zona permeable de la presa tiene 100 metros de espesor y 10 m. de altura,

como se muestra en la figura 7. A ambos lados se tiene una carga de 16 m. de altura de agua, y en el instante inicial, a la derecha se rebaja la carga a 11 m., provocándose un flujo de agua

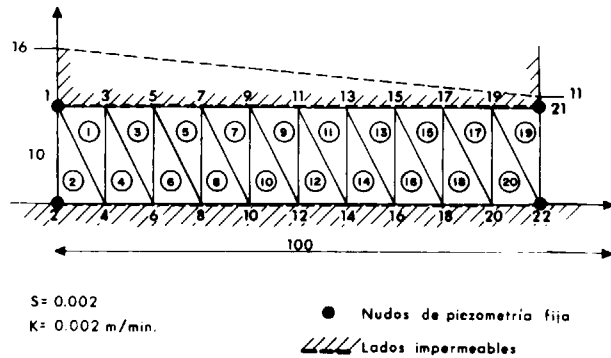


Figura 7.

de izquierda a derecha cuya distribución piezométrica se modela al cabo de 250 y 500 minutos, respectivamente. El archivo de datos, que podemos llamar eft.4dat es como sigue:

```

22 20 2 5 50 1
1 0 10 1 16 0 0
2 0 0 1 16 0 0
3 10 10 0 16 0 0
4 10 0 0 16 0 0
5 20 10 0 16 0 0
6 20 0 0 16 0 0
7 30 10 0 16 0 0
8 30 0 0 16 0 0
9 40 10 16 0 0
10 40 0 0 16 0 0
11 50 10 0 16 0 0
12 50 0 0 16 0 0
13 60 10 0 16 0 0
14 60 0 0 16 0 0
15 70 10 0 16 0 0
16 70 0 0 16 0 0
17 80 10 0 16 0 0
18 80 0 0 16 0 0
19 90 10 0 16 0 0
20 90 0 0 16 0 0
21 100 10 1 11 0 0
22 100 0 1 11 0 0
1 1 4 3 .002 .002 10 0 0
2 1 2 4 .002 .002 10 0 0
3 3 6 5 .002 .002 10 0 0
4 4 6 3 .002 .002 10 0 0
5 5 8 7 .002 .002 10 0 0
    
```

```

6 6 8 5 .002 .002 10 0 0
7 7 10 9 .002 .002 10 0 0
8 8 10 7 .002 .002 10 0 0
9 9 12 11 .002 .002 10 0 0
10 10 12 9 .002 .002 10 0 0
11 11 14 13 .002 .002 10 0 0
12 12 14 11 .002 .002 10 0 0
13 13 16 15 .002 .002 10 0 0
14 14 16 13 .002 .002 10 0 0
15 15 18 17 .002 .002 10 0 0
16 16 18 15 .002 .002 10 0 0
17 17 20 19 .002 .002 10 0 0
18 18 20 17 .002 .002 10 0 0
19 19 22 21 .002 .002 10 0 0
20 20 22 19 .002 .002 10 0 0
    
```

El resultado del primer período (250 minutos) es:

Nu	C	Hf	Hi	[L]
1	1	16.00	16.00	
2	1	16.00	16.00	
3	0	15.63	16.00	
4	0	15.63	16.00	
5	0	15.25	16.00	

17	0	12.26	16.00	
18	0	12.26	16.00	
19	0	11.64	16.00	
20	0	11.64	16.00	
21	1	11.00	11.00	
22	1	11.00	11.00	

Elem.	Vel. X	Vel. Y	[L/PER]	(m/250 min.)
1	0.018	0.000		
2	0.018	0.000		
3	0.019	0.000		
4	0.019	0.000		
5	0.020	0.000		

15	0.029	0.000		
16	0.029	0.000		
17	0.031	0.000		
18	0.031	0.000		
19	0.032	0.000		
20	0.032	0.000		

Var. Alm. = -3.953 [L³/PER]
 Caudal lado 1-2 = .1846 [L³/PER]
 Caudal lado 21-22 = .318

Para el segundo período se entra ya en régimen cercano al permanente. Las piezometrías finales forman una línea prácticamente recta entre el

lado 1-2 (16 metros) y el lado 21-22 (11 metros):

Nu	C	Hf	Hi	[L]
1	1	16.000	16.000	
2	1	16.000	16.000	
3	0	15.523	15.623	
4	0	15.523	15.623	
5	0	15.043	15.251	

11	0	13.572	13.933	
12	0	13.572	13.933	

17	0	12.041	12.259	
18	0	12.041	12.259	
19	0	11.522	11.632	
20	0	11.522	11.632	
21	1	11.000	11.000	
22	1	11.000	11.000	

Nótese que las piezometrías de los nudos en la misma vertical son iguales, tanto en el primer período como en el segundo.

La componente Y de las velocidades sigue siendo nula, la componente X varía ya muy poco, desde 0.024 en la sección inicial a 0.026 en la sección final. La velocidad teórica en estado permanente, según DARCY, sería de 0.025 [m/250 minutos].

La variación total de almacenamiento, que teóricamente sería de 5 m³, resulta, sumando la de los dos períodos, 4.42.

Los caudales de entrada y salida son ahora ya, respectivamente, de 0.24 y 0.26 m³/período.

Vemos que en este ejemplo se obtienen aproximaciones buenas.

Por último, veamos un pequeño modelo en planta, como el de la figura 8. El archivo de datos sería (9 nudos, 8 elementos, 2 períodos de 360 días, con subperíodos mensuales, parámetro ms=0, por ser modelo en planta, nudos 1 y 2 de altura fija, 5 m., por el lado 7-8 entra un caudal fijo, por el elemento 6 se extrae un caudal conocido, los lados 1-3-5-7 y 2-4-6-8 son impermeables, la S=.2, la K=10, espesor saturado=5):

```

9 8 2 12 30 0
1 0 100 15 0 0
2 0 0 15 0 0
3 100 100 0 0 0 0
4 100 0 0 0 0 0
5 200 100 0 0 0 0
6 200 0 0 0 0 0
7 300 100 0 0 .5e6 .2e6
8 300 0 0 0 .5e6 .2e6
9 150 50 0 0 0 0
1 1 4 3 .2 10 5 0 0
2 1 2 4 .2 10 5 0 0
3 3 4 9 .2 10 5 0 0
4 3 9 5 .2 10 5 0 0
5 9 4 6 .2 10 5 0 0
6 5 9 6 .2 10 5 -1.5e6 -1.8e6
7 5 6 7 .2 10 5 0 0
8 6 8 7 .2 10 5 0 0
    
```

Las alturas para el primer y segundo período resultan ser:

nudo	hi	h-1	h-2
1	5	5.00	5.00
2	5	5.00	5.00
3	0	-21.58	-66.75
4	0	-21.57	-66.70
5	0	-34.60	-123.49
6	0	-34.57	-123.33
7	0	21.32	-99.42
8	0	21.26	-99.72
9	0	-34.99	-103.21

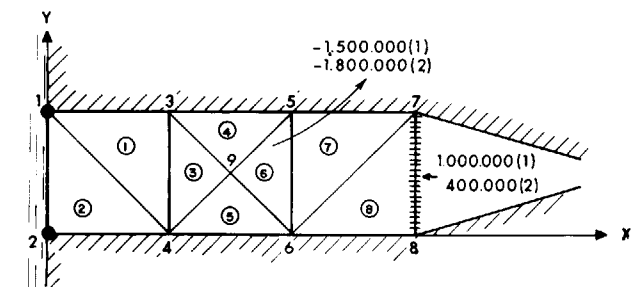


Figura 8.

Se nota la fuerte distorsión que se ha producido con las grandes entradas y salidas, comparadas con una permeabilidad pequeña. Las variaciones de almacenamiento para el primer y segundo período resultan $VA-1 = -95000 \text{ m}^3$ y $VA-2 = -39000 \text{ m}^3$.

Por el lado 1-2 de piezometría fija ($C(L)=1$), entran en el cada período $Q-1=475.000 \text{ m}^3$, y $Q-2=1.290.000 \text{ m}^3$. El balance de masas resulta aquí sólo aproximado, con desviaciones de unos 70.000 m^3 frente al millón y medio de extracción en el primer período, y unos 60.000 m^3 frente al millón ochocientos de extracción en el segundo período. Sin llegar a la exactitud total, resulta, no obstante, una buena indicación de los volúmenes en movimiento.

5. Conclusiones

En resumen el método de elementos finitos es muy práctico por su adaptabilidad a la geometría irregular. Es más apropiado para el tratamiento de problemas estáticos, es decir, en régimen permanente. Sin embargo, también puede perfectamente calcular las sucesivas piezometrías en régimen transitorio, y más o menos manualmente, puede ofrecer, como hemos visto en los ejemplos anteriores, indicaciones de balance de ma-

sas, a través del cálculo intermedio de las velocidades y secciones de los flujos circulantes.

REFERENCIAS

- SILTS, C. H., y McCANN, G. D. (1949): *Application of Electric Analog Computer to Heat Transfer and Fluid Flow Problems*. Journal of Applied Mechanics, vol. 16, núm. 3, September.
- 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.
- PINDER, G. F. (1974): *A Galerkin-Finite element Model for Aquifer Evaluation*. U.S. Geological Survey, U.S. Department of the Interior.
- WABG, H. F., y ANDERSON, M. P. (1982): *Introduction to Groundwater Modeling. Finite Difference and Finite Element Methods*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- HINTON, E., y OWEN, D. R. J. (1979): *An Introduction to Finite Element Computations*. Pineridge Press Limited, Swansea, U.K.
- ELORZA TENREIRO, J. (1981): *Una aplicación del método de elementos finitos para la modelización de acuíferos*. Proyecto IGME - ETSIM.
- WITHERSPOON, P. A., y NEUMAN, S. P. (1972): *Finite Element Methods in Hydrogeology*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Service Géologique National, Département Géologie de l'Amenagement, Orleans.

Original recibido: Junio 1992.

Original aceptado: Junio 1992.

Aplicación del Krigeaje Factorial al estudio de anomalías geoquímicas.

Por R. JIMENEZ-ESPINOSA (*) y M. CHICA-OLMO (**)

RESUMEN

Las variables geoquímicas constituyen un buen ejemplo de lo que se conoce en Geoestadística como Variables Regionalizadas. En este trabajo se consideran los conceptos de anomalía y fondo regional a través de la función variograma, siendo precisamente esta función la que sirve de base al Krigeaje Factorial. Esta técnica de estimación geoestadística ha sido aplicada a la variable Ni, procedente de una campaña geoquímica de detalle llevada a cabo en el NO de España. Se han calculado los variogramas experimentales y teóricos del Ni, para pasar posteriormente a estimar las diferentes componentes elementales por medio del Krigeaje Factorial. A través de este método se han conseguido establecer una serie de puntos anómalos en el área de estudio, que nos llevan a señalar aquellas zonas potencialmente favorables para la localización de las labores de reconocimiento minero, y más concretamente los primeros sondeos de investigación.

Palabras clave: Elemento geoquímico, Geoestadística, Variograma, Krigeaje Factorial, Anomalía y Fondo regional.

ABSTRACT

Geochemical variables are good examples of geostatistical Regionalized Variables. In this study, we board the problem of geochemical anomaly determination by means of variogram function, which is base of Factorial Kriging. This technique of geostatistical estimation was applied to Ni-variable belonging to a detailed geochemical survey carried out in NW of Spain. We have compute experimental and theoretical variograms of Ni and, subsequently, different elemental components were estimated by Factorial Kriging. Results show a series of anomalous points in this area, which are useful for locating mining exploration works, specifically, research drill-holes.

Key words: Geochemical element, Geostatistics, Variogram, Factorial Kriging, Anomaly and Background.

INTRODUCCION

Al tratar el problema de la detección de anomalías geoquímicas, hay que considerar que el conjunto de datos procedentes de prospección geoquímica está compuesto por dos poblaciones diferentes (CHICA-OLMO, 1989). Una población formada por el fondo regional («background»), con una estructura continua, tanto en su distribución como en su variación espacial; y otra población compuesta por los puntos anómalos, con estructura de autocorrelación netamente local y comportamiento errático.

(*) Departamento de Geodinámica — IAGM. Universidad de Granada — CSIC. Avda. Fuentenueva, s/n. 18071 Granada.

Una forma de abordar numéricamente este problema es por medio de los métodos geoestadísticos. Las técnicas geoestadísticas han sido ampliamente utilizadas para la resolución de problemas relacionados con la minería y en particular con la evaluación de yacimientos. En relación a la prospección minera, el prospector se encuentra con el problema de distinguir anomalías geoquímicas que puedan revelar futuros yacimientos. A su disposición tiene información acerca de la geología y características del terreno, así como de las asociaciones geoquímicas y comportamiento de los diferentes elementos desde un punto de vista químico. Además tiene que enfrentarse al estudio numérico de variables cu-

Los valores dependen de la posición espacial de la muestra, como son las Variables Regionalizadas. Es por esto que surge el interés de la Geoestadística por el tratamiento topoproabilístico de este tipo de variables, puesto que los métodos numéricos clásicos no tienen en cuenta la distribución espacial de los contenidos geoquímicos.

En este trabajo, se van a considerar los conceptos de anomalía y fondo regional por medio de una herramienta de naturaleza probabilística: la función covarianza o función variograma. En efecto, consideraremos que una anomalía supone, *a priori*, nuestra incapacidad para prever un valor de este tipo a partir de la información circundante, mientras que por el contrario, el fondo regional está ligado a nuestro poder de predicción, siempre *a priori*, de las medidas observadas. Este planteamiento metodológico considera que la anomalía y el fondo regional son una combinación de «señales» deterministas de frecuencias diferentes (JIMENEZ-ESPINOSA, 1991). Se establece una conexión entre las estructuras observadas en los variogramas o funciones de covarianza y los conceptos de anomalía y fondo regional. La primera se observa a través de la componente aleatoria de regionalización, efecto de pepita, y la segunda se define a partir de la componente estructurada, las estructuras de mayor alcance de los variogramas.

En Geoestadística, una variable regionalizada es identificada por su variograma o por su covarianza espacial, que se infieren a partir de las medidas experimentales en el área de estudio. El análisis estructural de una variable regionalizada finaliza con el ajuste de un modelo de variograma, que suele ser la suma de varios esquemas elementales. Posteriormente, el método del *Krigeaje Factorial* permite estimar en un punto cualquiera del campo de estudio unas variables elementales ficticias cuyos variogramas o covarianzas corresponden a los diferentes esquemas utilizados en el modelo retenido. Se pueden interpretar cada una de estas componentes en términos de anomalía y de fondo regional.

Por tanto, el *Krigeaje Factorial* permite descomponer la cartografía de una variable geoquímica, de filtrar ciertas «bandas de frecuencia», que serán identificadas con la ayuda de su covarianza espacial.

Este método fue aplicado a un conjunto de datos geoquímicos pertenecientes a una campaña de prospección geoquímica táctica de suelos del NO de España, llevada a cabo por ENADIMSA (por motivos de confidencialidad no se indica la localización exacta). Los suelos muestreados presentan un horizonte argilítico bien desarrollado, habiéndose tomado las muestras por debajo de este nivel, en el horizonte «C» (AGUDO et al., 1989). El número de muestras tomadas fue de 602, disponiéndose estas muestras según una malla aproximadamente regular de 50×100 m. De todos los elementos analizados, se ha seleccionado el Ni como variable sobre la que mostrar la aplicación de la metodología presentada.

Desde un punto de vista geológico, el área se encuentra en la zona de contacto de dos grandes unidades tectónicas, en la que se desarrolla una amplia banda de cizalla de dirección N-S, con predominio de un régimen de deformación dúctil con aparición de milonitas, y localmente ultramilonitas. En esta zona es en la que se localizan las mineralizaciones del área, considerándose como metalotecto a escala regional.

DESARROLLO TEORICO

La revisión teórica que se va a hacer en este trabajo va a estar circunscrita al marco univariante y estacionario (MATHERON, 1982).

Sea $Z(x)$ la variable regionalizada contenido en un determinado elemento geoquímico en un dominio V . Consideremos que dicha variable, $Z(x)$, es una realización de una función aleatoria estacionaria de orden dos. Bajo estas hipótesis:

$$E\{Z(x)\} = m$$

existe y no depende de x

$$Cov(x, y) = E\{(Z(x) - m)(Z(x+h) - m)\} = C(h)$$

también existe la función covarianza, dependiendo sólo del vector h .

Se parte de la descomposición lineal de la variable estudiada $Z(x)$ en tantas componentes elementales, $Y_u(x)$, como estructuras identificadas.

$$Z(x) = \sum_{u=1}^n a_u Y_u(x) \quad u = 1 \text{ a } n$$

donde las $Y_u(x)$ son funciones aleatorias mutuamente ortogonales:

$$Cov(Y_u(x), Y_v(x+h)) = C_{uv}(h) = 0 \quad \forall u \neq v$$

$C_u(h)$ representa la función covarianza asociada con $Y_u(h)$. Por lo tanto, la función covarianza de $Z(x)$, $C(h)$ es:

$$C(h) = \sum_u a_u^2 C_u(h)$$

Los a_u^2 son coeficientes numéricos que pueden deducirse del variograma de $Z(x)$. Cada uno de los términos de $C_u(h)$ está asociado con una cierta escala de la estructura.

La etapa siguiente consiste en cartografiar las diferentes componentes $Y_u(x)$. En realidad, estas componentes no son accesibles numéricamente, incluso en los x puntos experimentales, puesto que las incógnitas son siempre más numerosas que los datos. No obstante, se puede solucionar el problema por medio del *Cokrigeaje*, cartografiando las estimaciones óptimas de los diferentes términos $Y_u(x)$. Por lo tanto, se estimarán los $Y_u(x)$ por *Cokrigeaje*, usando los valores de los datos experimentales Z_α :

$$Y_u^*(x) = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z_{\alpha}$$

donde los λ_{α} son los pesos del peso del *Cokrigeaje*.

La condición de no sesgo es $E\{Y^*(x) - Y(x)\} = 0$.

De hecho, no es posible estimar las $Y_u(x)$ por sí mismas, puesto que no es posible encontrar una única descomposición de $E\{Z(x)\} = m$ entre las diferentes $Y_u(x)$. Por lo tanto debemos estudiar $Z(x) - m$ si conocemos m , o imponer una condición sobre los λ_{α} . Cuando m es igual a 0 o es conocida *a priori*, no necesitamos ninguna condición sobre los λ_{α} . Esto sería similar al *Krigeaje* con media conocida, mientras que $\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 0$ es la correspondiente condición de universalidad para el *Krigeaje* cuando se desconoce la media.

La minimización de la cantidad $E\{[Y^*(x) - Y_u(x)]^2\}$ nos lleva al siguiente sistema lineal de ecuaciones:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(x_{\alpha}, x_{\beta}) = a_u C_u(x_{\alpha}, x_0) + \mu$$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 0 \quad \mu: \text{parámetro de Lagrange}$$

para el caso $E\{Z(x)\} = m$ desconocida.

O bien el sistema:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(x_{\alpha}, x_{\beta}) = a_u C_u(x_{\alpha}, x_0) \quad \text{si } m \text{ es conocida.}$$

La correspondiente varianza de estimación es:

$$\sigma^2 = C_u(0) - a_u \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C_u(x_{\alpha}, x_0)$$

aunque en realidad no es una verdadera varianza de estimación de $Y_u(x)$, aunque sí de su proyección en el espacio generado por $\lambda(x)Z(x)$.

Con este desarrollo se ha mostrado cómo, en el caso estacionario, si conocemos la función de covarianza asociada con una variable regionalizada $Z(x)$, y si su función puede ser expresada como suma de modelos de covarianza básicos, podemos estimar las diferentes componentes $Y_u(x)$ correspondientes a cada covarianza en cada punto x del dominio V .

Las componentes espaciales, así calculadas, pueden ser cartografiadas, constituyendo una herramienta más útil que los factores obtenidos con cualquier método factorial de Análisis de Datos.

RESULTADOS DE LA APLICACION DEL KRIGEAJE FACTORIAL

Los variogramas experimentales del Ni se han calculado en diferentes direcciones de la malla de muestreo, para analizar la presencia o no de anisotropías. La existencia de valores extremos ('outliers') distorsiona enormemente la estructuración del variograma (JIMENEZ-ESPINOSA y CHICA-OLMO, 1992). Por tanto, se dio un corte para el cálculo de los variogramas experimentales, dejando fuera tres valores. Posteriormente, se ajustaron los distintos variogramas experimentales a un modelo teórico. El ajuste se hizo

considerando tres estructuras para tres escalas de variación diferentes. Un efecto de pepita (C0) y dos estructuras imbricadas más (C1 y C2), que son un primer modelo esférico isótropo de 120 metros de alcance (A1=120 m.) y un segundo

modelo gaussiano anisótropo. En la figura 1 aparecen representados los variogramas simples del Ni para las diferentes direcciones de la malla, así como el modelo ajustado, cuyos parámetros de ajuste se sintetizan en la tabla I.

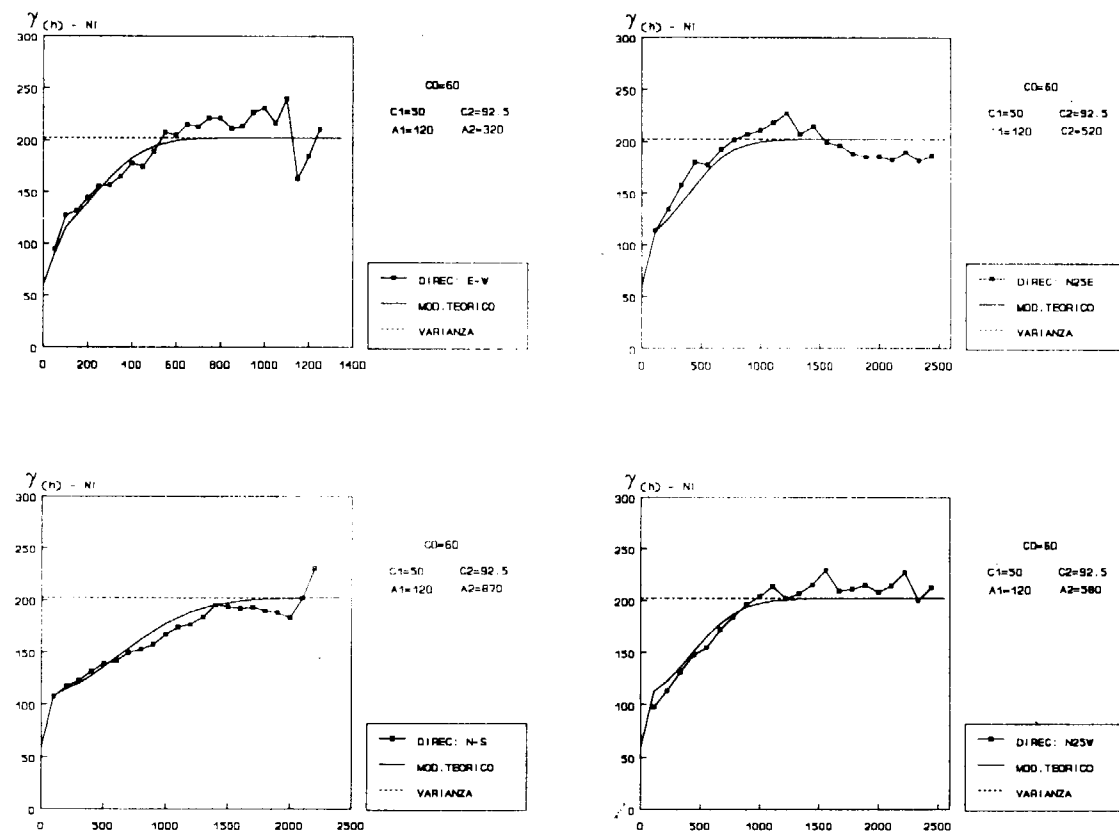


Figura 1.—Variogramas experimentales y teóricos del Ni, en las diferentes direcciones de la malla de muestreo.

TABLA I
Parámetros de ajuste del Ni

C0	1 ^º Estr. Esférica		2 ^º Estr. Gaussiana				
	C1	A1	C2	A2 E-W	A2 N25E	A2 N-S	A2 N25W
60	50	120	93	550	900	1500	1000

Una característica de la regionalización de esta variable, es la existencia de una dirección con una mayor continuidad geológica (alcance mayor), la dirección N-S, coherente con la estruc-

tura geológica de la zona, donde la zona mineralizada se dispone según una alineación tectónica de dirección N-S. Mientras que la dirección de menor variabilidad espacial corresponde a la

dirección perpendicular a la anterior, E-O, indicando que la amplitud de la mineralización en esta dirección es mucho menor.

En función de los parámetros de ajuste de los diferentes variogramas, C0, C1 y C2, se estimaron las distintas componentes espaciales de variación del fenómeno geoquímico por medio del Krigeaje Factorial. Cada escala de variación se relaciona con una estructura ajustada en los variogramas experimentales, en este caso concreto a tres escalas diferentes. En principio, una escala puntual representada por el efecto de pepita (C0), otra local de alcance algo mayor (C1) y por último una de gran alcance que representa la estructura regional del fenómeno. Las anomalías se relacionan con las estructuras a pequeña escala, en general se considera que las muestras anómalas están fuertemente correlacionadas con la componente pepítica, y que la primera y la segunda componentes se relacionan con las estructuras locales y el fondo regional, respectivamente (SANDJIVY, 1984).

En nuestro caso concreto, la primera componente (Y1) no mostraba ninguna estructuración a escala local, apareciendo con una estructura caótica, semejante a la mostrada por la Y0, con valores muy altos rodeados de otros muy bajos, de ahí que se fusionaran Y0 e Y1 en una sola componente (Y0+Y1), representativa de las estructuras a pequeña escala, identificadas como anómalas. Esto es debido a que el alcance de la primera estructura (120 metros) es demasiado pequeño para llegar a alcanzar la variabilidad a escala local del fenómeno.

Para cada variable se representaron los mapas de las dos componentes: Y0+Y1 e Y2, así como la cartografía de los datos brutos. En general, analizando los datos brutos se observa una zona con valores altos en Ni situada en la parte occidental del área. Con este método se pretende establecer cuáles de estas muestras con valores elevados pertenecen al fondo regional y cuáles pueden considerarse como anómalas. En definitiva, lo que se realiza es un filtrado de los valores brutos de las variables.

Si observamos los mapas de la cartografía de los datos brutos, se puede ver dónde se encuentran los puntos con valores más altos, pero de éstos ¿cuáles son realmente anómalos? A esta pregunta se puede responder analizando los re-

sultados de la aplicación del Krigeaje Factorial a esta zona de estudio. En general podemos ver cómo la distribución más o menos difusa que presentan los valores en los mapas de datos brutos, desaparece en la cartografía de la segunda componente, Y2, para quedar perfectamente delimitados qué valores pertenecen al fondo de variación regional. Comparando las correspondientes figuras de la cartografía de los datos brutos y de la componente Y2 (figs. 2a y 2c) se observa claramente lo que se acaba de comentar.

Para determinar qué muestras con valores elevados son realmente anómalas, bastará con analizar el mapa de la componente Y0+Y1. Obviamente se consideran como anómalos aquellos puntos con valores de Y0+Y1 elevados rodeados de valores muy bajos y, que a su vez, no aparezcan con valores altos en el mapa de Y2. En la figura 2b aparecen rodeadas con círculos aquellas muestras que pueden considerarse como anómalas. Es de destacar la existencia de una zona anómala situada en una franja N-S en la parte occidental del área, zona interesante de cara a una futura explotación.

CONCLUSIONES

Tras una breve presentación teórica del Krigeaje Factorial y con el fin de mostrar la utilidad de este método, fue aplicado a un caso real de datos de prospección geoquímica, concretamente, a la variable Ni perteneciente a una campaña de prospección geoquímica realizada por ENADIMSA en el NO de España.

Se calcularon los variogramas experimentales y teóricos del Ni, en las diferentes direcciones de la malla de muestreo, observándose una anisotropía manifiesta, con una dirección de mayor continuidad geológica coincidente con la dirección N-S. Esta anisotropía se correlaciona con la disposición de la mineralización en el campo, quedando perfectamente justificada la estructura de los variogramas con la realidad geoquímica.

Posteriormente, se aplicó el Krigeaje Factorial al Ni para intentar establecer sus posibles zonas anómalas. Para poder visualizar de forma precisa la localización de los puntos anómalos

se realizaron diferentes cartografías: los datos brutos, la componente de pequeña escala y la de gran escala. Se obtuvo una diferenciación nítida en los puntos que aparecían con valores elevados en el mapa de datos brutos, en puntos pertenecientes al fondo de variación regional y puntos verdaderamente anómalos. Este filtrado de la variable bruta, fue posible hacerlo por medio del análisis de los puntos que aparecían altamente correlacionados con la componente de pequeña escala y, a su vez, débilmente correlacionados con la componente regional. A partir de este método se consiguieron establecer los puntos anómalos para este elemento, observándose una zona anómala situada en la parte occidental del área.

Como consecuencia de la utilización del método del Krigeaje Factorial en la determinación de anomalías geoquímicas del Ni, es conveniente destacar la buena disposición de este método como filtro geoquímico, proporcionando áreas potencialmente favorables para la localización de labores de reconocimiento minero, en particular los primeros sondeos de investigación minera.

Con esto, se puede concluir diciendo que la Geoestadística, y más concretamente el Krigeaje Factorial, constituye una herramienta eficaz y básica en el estudio de anomalías geoquímicas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a ENADIMSA por el suministro de los datos, y especialmente a D. Pedro Hernán Reguera por su colaboración. Los resultados aquí presentados son parte de los obtenidos en el Proyecto de Investigación PB 89/0015 financiado por la DGICYT.

REFERENCIAS

AGUDO-FERNANDEZ, M. L.; HERNAN-REGUERA, P. & MALDONADO-BELTRAN, M. (1989): *Prospección geoquímica de detalle de mineralizaciones auríferas ligadas a cizalla dúctil. Galicia, NO España*. III Congreso de Geoquímica de España, vol. 1, pp. III-33-50.

CHICA-OLMO, M. (1989): *Criterios geoestadísticos para la determinación de anomalías geoquímicas*. III Congreso de Geoquímica de España, vol. 1, pp. II-65-76.

JIMENEZ-ESPINOSA, R. (1991): *Estudio geoestadístico de datos de prospección geoquímica*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada.

JIMENEZ-ESPINOSA, R. & CHICA-OLMO, M. (1992): *Influencia de valores extremos en la estructuración espacial de variables geoquímicas*. III. C. G. E. Vol. 2, pp. 503-508.

MATHERON, G. (1982): *Pour une Analyse Krigeante de données regionalisées*. CGMM, ENSMP, N-761.

SANDJIVY, L. (1984): *The Factorial Kriging analysis of regionalized data. Its application to geochemical prospecting*. Proc. NATO-ASI, Lake Tahoe, pp. 559-572.

CGMM, ENSP: Centre de Géostatistique et de Morphologie Mathématique, Ecole National Mines Paris.

Original recibido: Enero de 1992.
Original aceptado: Junio de 1992.

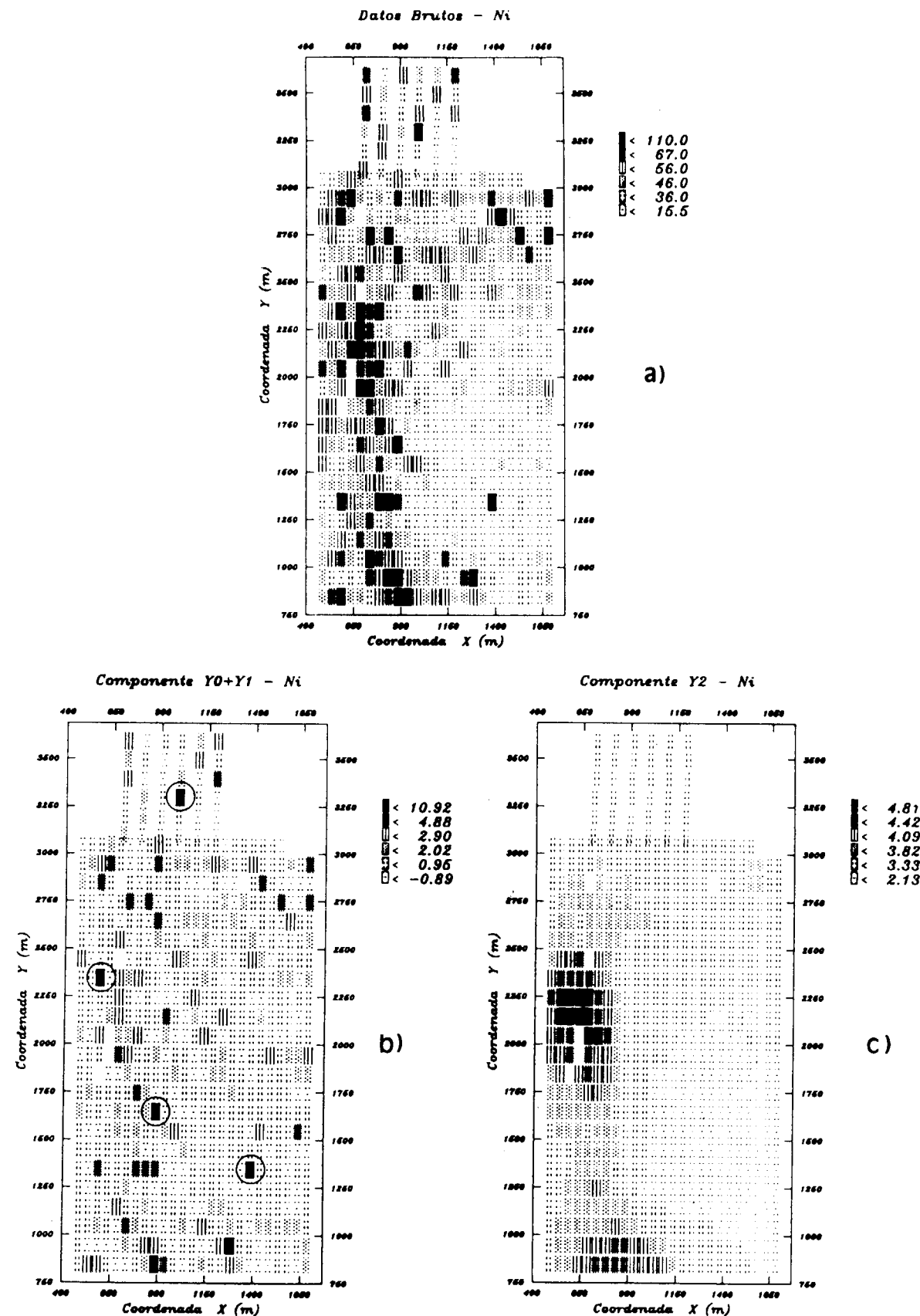


Figura 2.—Diferentes cartografías para la variable Ni:
a) Cartografía de los datos brutos del Ni.
b) Cartografía de la componente Y0+Y1 del Krigeaje Factorial.
c) Cartografía de la componente Y2 del Krigeaje Factorial.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

Cabecera del río Sor. Caracterización de su medio físico.

Por E. ALBERRUCHE DEL CAMPO (*)

RESUMEN

Este estudio ha consistido en una caracterización del Medio Natural de la cabecera del río Sor, en sus diversas facetas: Geomorfología, Litología, Climatología, Hidrología, Vegetación y Suelos, por encontrarse en el área de influencia del penacho de la Central Térmica de As Pontes (La Coruña). Se justifica el mismo por la importancia de las condiciones naturales de acidez en los procesos de deposición ácida y se incluye en la fase de Estudios Previos del Proyecto Sor, que tiene como objetivo conocer los efectos de la deposición ácida en las aguas superficiales de dicha cuenca hidrológica.

Palabras clave: Deposición ácida, Geomorfología, Litología, Climatología, Hidrología, Vegetación, Suelos, Río Sor.

ABSTRACT

This study has consisted in characterizing the natural environment of the source of the Sor river, in its diverse facets: Geomorphology, Lithology, Climatology, Hydrology, Vegetation and Soils, because it finds itself in the area of influence of the plume of «As Pontes (La Coruña)» station. This justifies itself because of the importance of the natural conditions of acidity in the processes of acid deposit and is included in a stage of previous studies of the Sor Project, that has the object of learning the effects of acid deposit in the superficial waters of that hydrologic basin.

Key words: Acid deposit, Geomorphology, Lithology, Climatology, Hydrology, Vegetation, Soils, Sor river.

1. INTRODUCCION

Actualmente el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Biología de la Universidad de Santiago está llevando a cabo un Proyecto para ENDESA, cuyo objetivo es estudiar los efectos de la deposición ácida en las aguas del río Sor, y si fuera necesario, aplicar medidas encaminadas a mejorar su calidad y en consecuencia su productividad biológica. En este contexto el Estudio del Medio Físico resulta ser fase previa e imprescindible para la consecución de dicho Proyecto, puesto que no sólo ofrece información sobre las condiciones naturales de acidez y grado de sensibilidad del Medio ante procesos de deposición ácida, sino que además sirve como base para una buena planificación de la campaña de muestreo con el consiguiente ahorro de tiempo y dinero.

(*) Licenciada en Geografía. Master en Ingeniería Geológica y Ambiental de la Universidad Politécnica de Madrid.

1.2. AREA DE ESTUDIO

El río Sor, límite natural de las provincias de La Coruña y Lugo, nace en el Monte Bustelo y recoge a lo largo de su recorrido las aguas de las estribaciones de La Faladoira en su margen izquierda y del interfluvio Sor-Landro en su margen derecha, desembocando en la Ría do Barqueiro, donde vierte sus aguas al mar Cantábrico.

Se ha seleccionado la cabecera del Sor hasta Xantar de Abaxo, como área de investigación y aplicación del Proyecto, por encontrarse en el área de influencia del penacho de la Central Térmica de As Pontes (La Coruña), y responder a un espacio agrario deprimido con escasa presión demográfica, en el que predomina un poblamiento diseminado en aldeas y cuya principal actividad agraria es la ganadería, completándose su economía con la explotación forestal y una agricultura basada en un policultivo de subsistencia.

CUENCA DEL RIO SOR

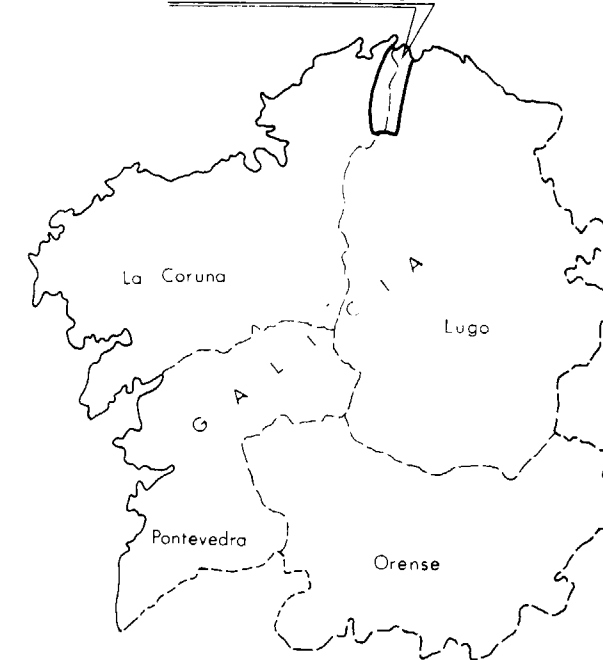


Figura 1.—Localización geográfica de la Cuenca del río Sor.

2. GEOMORFOLOGIA

2.1. RELIEVE

La altura media de la cuenca es poco elevada, prácticamente toda ella se encuentra entre los 500-700 metros de altitud.

Esta cuenca intramontana está delimitada por líneas de cumbres, donde es común la alternancia de cimmas y collados divisorios de aguas, y donde predominan las formas convexas y suave topografía.

El terreno se encuentra fuertemente diseccionado por la red fluvial que ha esculpido valles encajados en forma de V más o menos disimétricos, con vertientes convexo-rectilíneas de fuerte pendiente, e interfluvios alomados.

2.2. ANALISIS MORFOESTRUCTURAL

Fruto de la orogenia hercínica es la estructura plegada y fallada que caracteriza el área de es-

tudio y la formación de los granitos de dos micas.

Dicha estructura plegada presenta una dirección general NNE-SSO, enmarcándose dentro del dominio de pliegues tumbados y replegados (MATE, 1968).

La estructura fallada se encuentra definida por la Falla de Vivero, normal, hercínica, de dirección afín a la estructura plegada, y una falla de desgarre, tardihercínica, de dirección NO-SE que corta ortogonalmente a la anterior.

La intrusión de los granitos hercínicos constituyen en la cuenca claros ejemplos de relieve de resistencia residual.

El carácter isoaltitudinal de las culminaciones y la suave topografía de sus cumbres, hacen referencia a una antigua superficie de erosión más o menos degradada que algunos autores denominan «Superficie Superior Eógena o Paleógena».

La Tectónica Neógena-Cuaternaria afectó la zona con movimientos epirogénicos de componente vertical; la reactivación de la Falla de Vivero ocasionó el desnivelamiento de la superficie de erosión, dando lugar a un sistema de bloques escalonados, en el que el bloque oriental se encuentra elevado respecto al occidental que se ha hundido.

2.3. MORFOGENESIS FLUVIAL

La erosión fluvial es el principal agente del rejuvenecimiento y modelado actual de la cuenca.

Principal característica es el fuerte encajamiento de la red de drenaje, que se ha visto favorecido por la Tectónica Neógena-Cuaternaria que provocó cambios en el nivel de base del Sor, propiciando el excavamiento en profundidad y su encajamiento; esta tendencia a la incisión en profundidad se ve incentivada actualmente por las fuertes pendientes, un sustrato rocoso resistente y el importante caudal del río como consecuencia de las elevadas precipitaciones anuales.

Si analizamos el curso del río podemos comprobar una clara adaptación del mismo a los principales caracteres morfoestructurales: la estructura fallada va a determinar valles de línea de

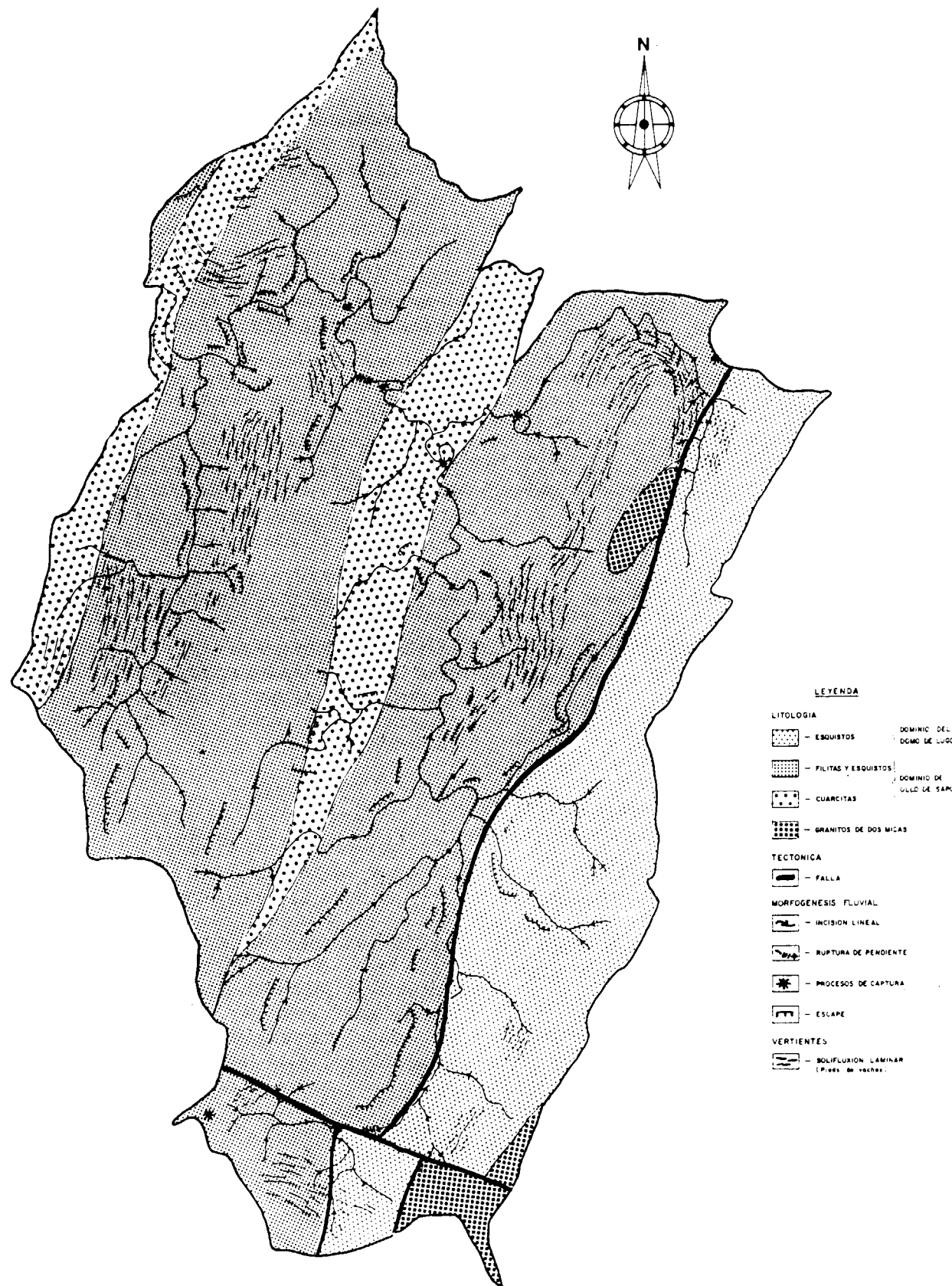


Figura 2.—Mapa geomorfológico de la cabecera del río Sor.

falla de trazados rectilíneos o bien cambios bruscos de dirección; durante parte de su recorrido va a seguir la dirección general de la estructura plegada tendiendo a discurrir por filitas y esquistos, materiales menos resistentes a la erosión, indicando un claro control litológico; se deduce un cierto control topográfico que favorecería la orientación del Sor hacia el oeste como consecuencia del juego de bloques.

La indiferencia litológica y estructural del Sor al atravesar las cuarcitas por un lado, y seguir una orientación perpendicular a la dirección de la estructura plegada por otro, hace referencia a la epigénesis del río, esto es, la superposición del mismo sobre la superficie de erosión eógena-paleógena que habría nivelado indiferentemente los afloramientos rocosos. Durante la Tectónica Neógena-Cuaternaria se reactiva la excavación del río manteniéndose el mismo trazado.

2.3.1. Formas y procesos de la dinámica fluvial

Existe en la cuenca un claro predominio de la ablación frente a la sedimentación, dominando las formas ablasivas como meandros encajados. Indirectamente, estos meandros de valle constituyen una modalidad más de la dinámica fluvial para salvar fuertes pendientes, pues implican un alargamiento del perfil longitudinal del río. Es observable además, en algunas de estas formas, su evolución hacia un estrangulamiento del pedúnculo del meandro por tangencia o contacto, pudiéndose llegar a fenómenos de autocaptura.

La erosión remontante de los cursos de agua como consecuencia de las fuertes pendientes se manifiesta por un retroceso de las cabeceras de los arroyos. Este fenómeno está originando un paulatino desmantelamiento de los collados divisorios de aguas que en último extremo puede dar lugar a procesos de captura; esta tendencia puede observarse entre el río Sor y un arroyo de la cabecera del Tras da Serra y entre el Arroyo de Vilariño y el río Barreiros, afluentes del río Landro.

2.4. MODELADO DE LAS VERTIENTES

Dada la fuerte inclinación del terreno, todas las laderas aparecen cubiertas por coluviones.

La capa más superficial de las vertientes (debrubios de pequeño calibre, suelos...) se ve afectada por los siguientes procesos:

- Un clima lluvioso, un sustrato rocoso impermeable y unas fuertes pendientes, favorecen la arroyada difusa y la arroyada en manto, que arrastran considerable material deleznable hacia el fondo de los valles desde donde es evacuado por los cursos de agua.
- El lento descenso de la capa superficial de las laderas viene motivado bien por fenómenos de reptación que pueden observarse a través de la curvatura sistemática de los troncos de los árboles y estacas de los prados..., o bien por fenómenos de soliflucción laminar que afectan principalmente áreas deforestadas y suelos ricos en arcilla, y que se ven acentuados por las pisadas del ganado, recibiendo por este motivo el nombre de «piedes de vacas».

3. LITOLOGIA

El sustrato rocoso es fundamentalmente metamórfico, constituido por filitas, esquistos y cuarcitas, rocas que derivan de materiales pelíticos y samíticos que fueron replegados, afectados por un metamorfismo regional de bajo grado y fracturados por la orogenia hercínica, con algunas intrusiones plutónicas formadas por granito parautoctono de dos micas.

Desde un punto de vista cronoestratigráfico en la cuenca afloran materiales muy antiguos, precámbricos y paleozoicos. El Precámbrico está representado por los esquistos de la Serie Villalba pertenecientes al Dominio Domo de Lugo, mientras que el Paleozoico lo está por los materiales ordovícicos y silúricos del Dominio Olla de Sapo, constituido por filitas-esquistos y cuarcitas, y por los granitos hercínicos cuyas intrusiones se localizan en ambos Dominios.

El contacto entre los Dominios Domo de Lugo y Olla de Sapo es mecánico y se realiza a través de la Falla de Vivero.

4. CLIMATOLOGIA

Por su proximidad a la cuenca se seleccionaron seis estaciones meteorológicas, todas ellas plu-

viométricas, a excepción de Areosa (As Pontes), que es termopluviométrica, pertenecientes a la Red de Seguimiento y Control Ambiental de la Central Térmica.

El período de estudio se eligió de acuerdo con la información disponible en cada estación. En Areosa se ha trabajado con una serie de treinta años (1961-90) en temperaturas y de cuarenta y tres años (1948-90) en precipitaciones; en el resto de las estaciones se analizaron series de quince años de precipitación (1976-90), a excepción de una de ellas, que sólo informaba de los últimos cinco años (1986-90).

Se han caracterizado termométricamente las estaciones pluviométricas siguiendo el método aplicado por CARBALLEIRA et al. (1983), y se acordó no normalizar las series cortas de precipitación a partir de la de Areosa, pues los datos no se correlacionaban bien y hacían poco fiable cualquier extrapolación.

4.1. CARACTERES PLUVIOMETRICOS, TERMOMETRICOS Y OMBROTERMICOS

El área de estudio presenta una precipitación media anual muy elevada, superior a los 1.500 mm.

Prácticamente todo el año llueve, si bien la distribución de precipitaciones a lo largo del año muestra el invierno como la estación más lluviosa, siendo diciembre el mes de máxima precipitación, mientras que es el verano la estación menos lluviosa y agosto el mes de menor precipitación.

La temperatura media anual oscila entre 9,9° y 11,4° C.

Las estaciones localizadas a una mayor altitud registran julio como el mes más caluroso, mientras que en el resto de las estaciones es agosto. El desplazamiento del máximo de temperatura

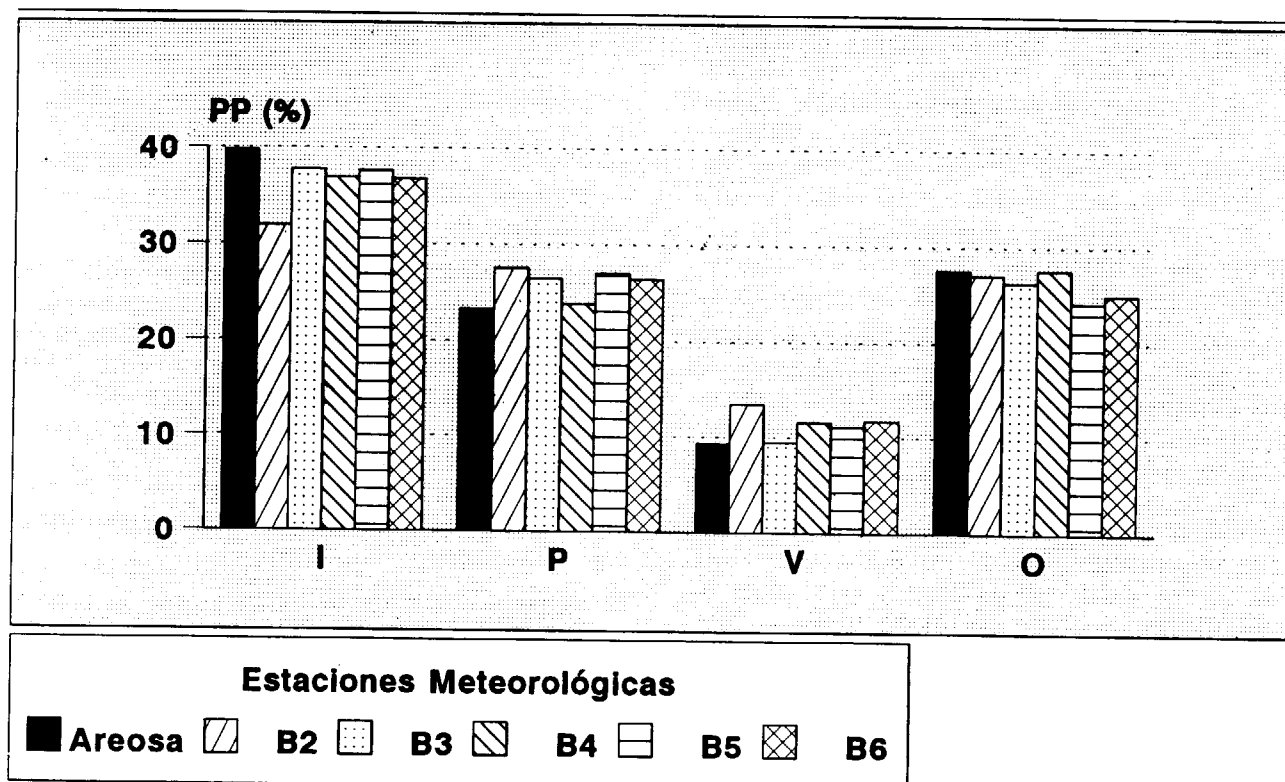


Figura 3.—Precipitación estacional.

al mes de agosto frente al mes de máxima insolación (julio) se explica por un efecto de oceanidad que se ve contrarrestado por la altitud.

El análisis ombrotérmico, realizado de forma gráfica a través de los Diagramas de Gausson (1954) y junto con la aplicación del Índice de Sequedad Estival de Giacobbe (IZARD, 1977), muestra la ausencia de meses secos.

4.2. EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL (ETP)

La ETP ha sido calculada siguiendo el método propuesto por THORNWAITE (1948).

Los valores máximos se registran en verano, superándose los 100 mm. en los meses de julio y agosto; este hecho coincide con los meses de menor precipitación, lo que provoca un ligero déficit en el Balance Hídrico del Suelo.

4.3. PRODUCTIVIDAD POTENCIAL FORESTAL

El grado de rigurosidad del clima para la vegetación puede estudiarse de forma gráfica a través del Diagrama Bioclimático. Su confección se ha realizado en función del arbolado por sus mayores exigencias climáticas, fijándose una temperatura mínima de 7,5° C (máxima actividad vegetativa estable) para la producción forestal.

El clima presenta unas condiciones térmicas aceptables para los árboles, si bien se produce cierta limitación por frío, aunque de poca intensidad, en los meses de invierno. En ningún momento sufren una limitación total por sequía, aunque sí se ven afectados por una limitación parcial hídrica en los meses de verano.

4.4. VIENTOS

La velocidad media mensual del viento varía entre 8 y 11 kilómetros por hora.

Anualmente predominan los vientos de componente SO y NE.

El análisis estacional de la frecuencia de los

vientos muestra la estrecha relación existente entre éstos y la distribución de las precipitaciones a lo largo del año. En invierno predominan los vientos del SO, que, cargados de humedad tras su recorrido oceánico, son los principales agentes de las precipitaciones frontogénicas, mientras que en verano dominan vientos del E y NE, que implican condiciones anticiclónicas y tiempo seco.

4.5. EDAFOCLIMA

El Balance Hídrico del Suelo, calculado según el método de Thornwaite (1948), presenta un período de déficit hídrico durante el verano (meses de julio y/o agosto).

El régimen de temperatura y humedad del suelo se obtuvo aplicando el procedimiento propuesto por la Soil Taxonomy (USDA, 1981).

El régimen de temperatura es MESICO, caracterizado por una temperatura media anual entre 8 y 15° C, siendo la diferencia entre las medias de verano e invierno superior a 5° C. Estas temperaturas favorecen la acumulación de materia orgánica en el suelo, pues propician una lenta descomposición de la misma.

El régimen de humedad presenta dos tipologías: USTICO y UDICO. En el primero el suelo se encuentra completamente húmedo más de 45 días en invierno y permanece 45 días consecutivos completamente seco en verano, mientras que en el segundo, el suelo permanece húmedo más de 90 días en invierno, no llegando a encontrarse totalmente seco durante 45 días consecutivos en el período estival.

4.6. CLASIFICACION CLIMATICA

Según el método de Thornwaite (1948), el clima se caracteriza por un régimen pluviométrico PER-HUMEDO y un régimen térmico MESOTERMICO I.

Según la clasificación de PAPADAKIS (1966), el clima de la cuenca es MARITIMO HUMEDO.

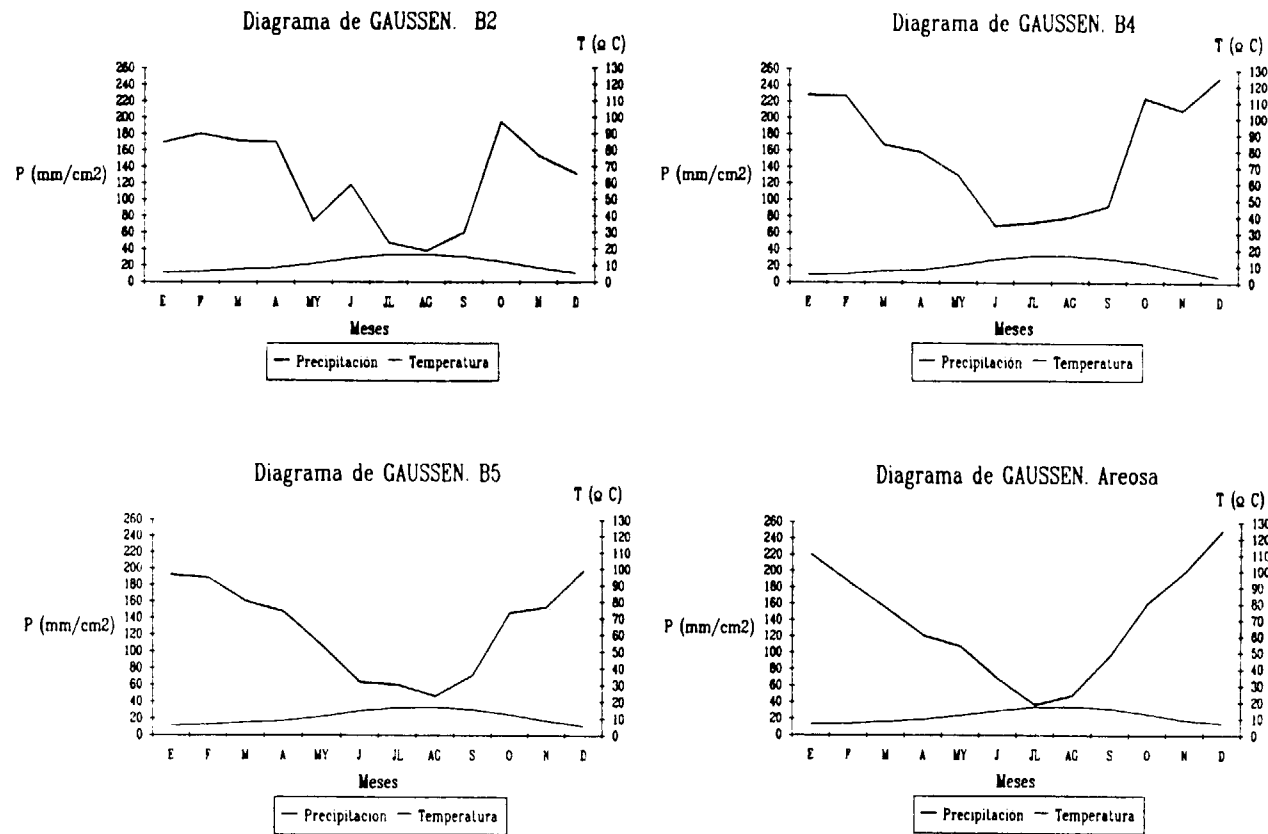


Figura 4.—Diagramas de GAUSSEN. Estaciones B2, B4, B5 y Areosa. Estas cuatro estaciones son las que mejor representan las condiciones climáticas de la cuenca.

5. HIDROLOGIA

5.1. REGIMEN HIDRICO

El río Sor presenta un régimen PLUVIAL OCEANICO, caracterizado por un modelo de escorrentía media anual condicionada estrictamente por el régimen de precipitaciones, por esta causa registra el máximo de caudal en invierno (diciembre), mientras que el mínimo se produce en verano (agosto).

5.2. HIDROGRAFIA

5.2.1. Clasificación de la cuenca

En función de la forma y textura de la red de

drenaje y de acuerdo con la clasificación de WAY (1978), el área de estudio se define como una cuenca de drenaje rectangular, por presentar un tipo de drenaje dendrítico donde los tributarios tienden a unirse en ángulos casi rectos y dan lugar a formas rectangulares controladas por las fracturas y juntas de las rocas.

Cabe señalar, sin embargo, una excepción, la cuenca del Arroyo de Vilariño, tributario del Sor, que muestra un drenaje radial o centrifugo organizado en una red circular con canales paralelos, resultado de su adaptación a la forma domática de la topografía por intrusiones graníticas.

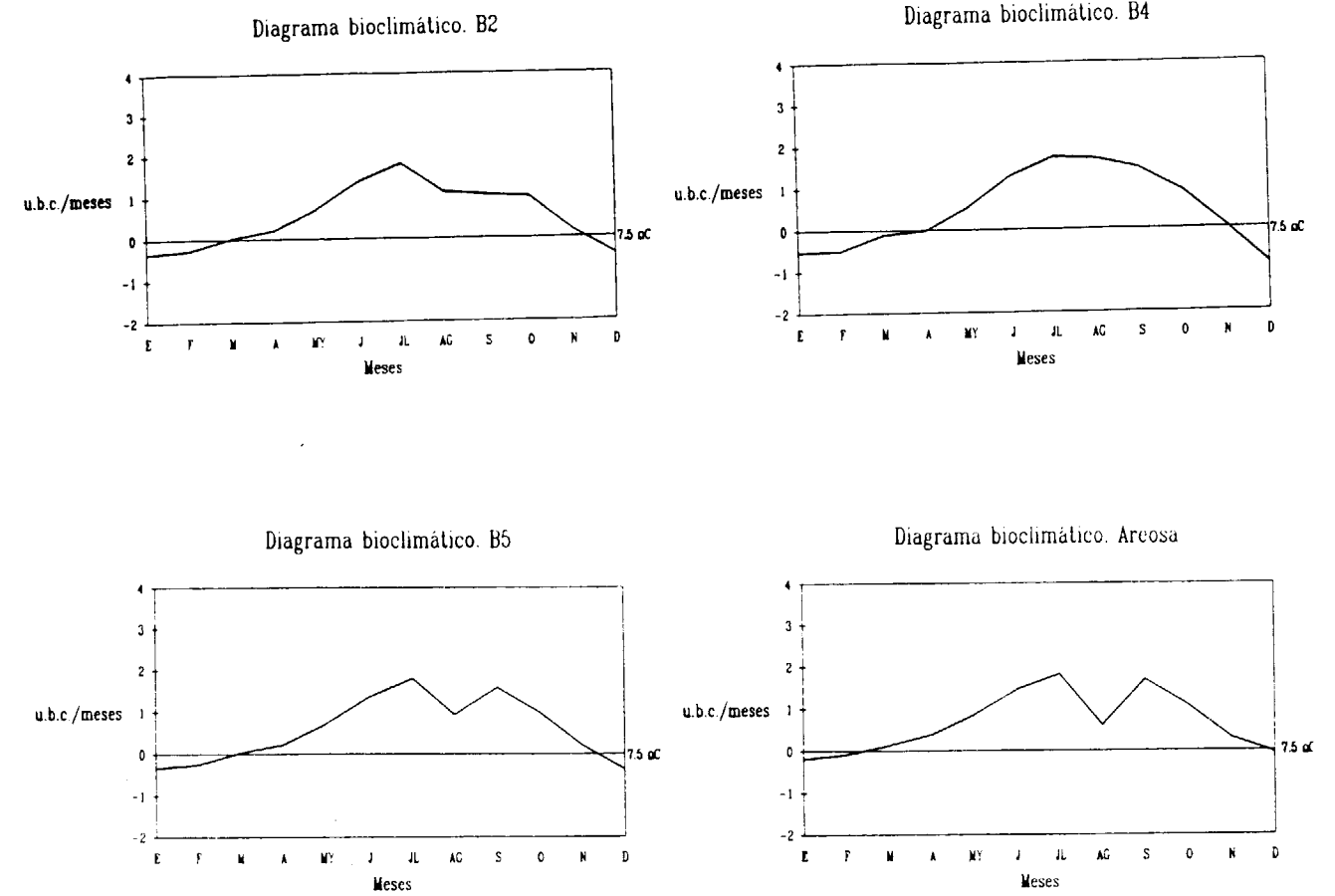


Figura 5.—Diagramas bioclimáticos de las estaciones B2, B4, B5 y Areosa.

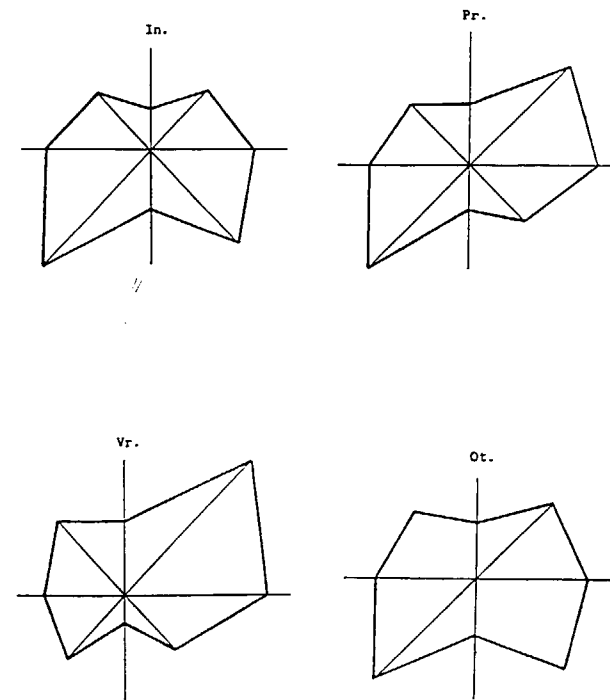


Figura 6.—Rosas de los Vientos Estacionales. Estación de Areosa.

5.2.2. Tipología de las subcuencas de drenaje

Se observan dos tipos básicos de subcuencas de drenaje:

- a) Subcuencas de cabeceras más organizadas con arroyos afluentes cuyo río principal corre encajado por valles largos y profundos, siendo claros ejemplos los Arroyos de Santar y Vilariño.
- b) Subcuencas con cabeceras más simples, constituidas por cursos de agua que sin tributarios entran directamente en contacto con el río Sor.

5.3. HIDROMORFOMETRIA

5.3.1. Perfil longitudinal del río

El perfil longitudinal es una curva cóncava, con una pendiente aproximada de 5,6 metros por kilómetro.

La paulatina reducción del gradiente del río es debida al predominio de la erosión vertical (aumento de la profundidad), fundamentalmente, y al fenómeno de formación de meandros (alargamiento del perfil longitudinal del río).

Es observable la existencia de rupturas de pendiente de diferente signo: una ruptura cóncava entre los 600 y 500 m. de altura, correspondiente a una zona de intensa trituración por la confluencia del sistema de fallas que favorece el encajamiento del río, y una ruptura convexa, entre los 400 y 390 m. de altura, debido a la intercalación de capas litológicas de diferente resistencia que han dado lugar a la formación de pequeños rápidos.

5.3.2. Clasificación jerarquizada de los cursos de agua

La jerarquización de la red de drenaje se ha realizado aplicando el método de Strahler (1964).

El río Sor alcanza muy rápidamente un orden 3, manteniendo éste a lo largo de 6,5 Km. de recorrido; es en su confluencia con el Arroyo de Vilariño cuando alcanza un orden 4, persistiendo el mismo hasta la aldea de Xantar de Abaxo tras recorrer 6 kilómetros.

Son mayoritarios en la cuenca los cauces de primer orden (83) y segundo orden (19), canales elementales en los que comienza la organización del drenaje. Únicamente los Arroyos de Santar y Vilariño alcanzan un tercer orden.

5.3.3. Longitud de los cauces, área y densidad de drenaje de la cuenca

La cuenca objeto de estudio tiene una extensión de 20,75 kilómetros cuadrados.

En ella, el río Sor alcanza una longitud total de 12,7 kilómetros, siendo los afluentes más largos el Arroyo de Santar, de 3,2 kilómetros, y el Arroyo de Vilariño, de 3,9 kilómetros. Es necesario destacar la elevada longitud media de los cursos de primer orden, ya que pone de manifiesto la resistencia del roquedo que dificulta el desarrollo de ramificaciones de la red de drenaje.

La densidad de drenaje es de 2,7 kilómetros por kilómetro cuadrado. El clima lluvioso, las fuertes pendientes y la impermeabilidad del roquedo fa-

vorecen una elevada densidad de drenaje que se ve contrarrestada por la resistencia del sustrato rocoso y por el tapiz vegetal que cubre prácticamente toda la cuenca.

6. VEGETACION

6.1. COROLOGIA

La cabecera del Sor se encuentra enclavada en:

La Región Eurosiberiana
Superprovincia Atlántica
Provincia Cántabro-Atlántica
Subprovincia Astur-Galaica
Sector Galaico-Asturiano
Subsector Galaico-Asturiano septentrional

Las comunidades vegetales existentes se adscriben a los Pisos Bioclimáticos Montano y Colino.

6.2. VEGETACION NATURAL

6.2.1. Bosque caducifolio

6.2.1.1. El robledal

El robledal presenta como especie dominante el roble común o carvallo (*Quercus robur*).

Es el bosque climácico y el de mayor extensión potencial; sin embargo, ha quedado relegado a las vaguadas y laderas de los valles de fuerte pendiente y difícil acceso, como resultado de una intensa sobreexplotación y la fuerte competencia del uso agropecuario.

Las exigencias ecológicas de esta formación vegetal son fundamentalmente suelos silíceos y húmedos, no obstante, no soporta un encharcamiento prolongado, por lo que es sustituido por las Alisedas cuando imperan tales condiciones.

Desde el punto de vista fitosociológico está caracterizado por la Asociación *Blechno spicanti-Quercetum roboris sigmetum*, cuyas especies más representativas son: *Quercus robur*, *Betula* subsp. *celtibérica* y *Castanea sativa* en el estrato arbóreo, *Corylus avellana*, *Crataegus monogyna*, *Ilex aquifolium*, *Blechno spicant*, *Dryopteris affinis* subsp. *affinis* en los estratos arbustivo y herbáceo.

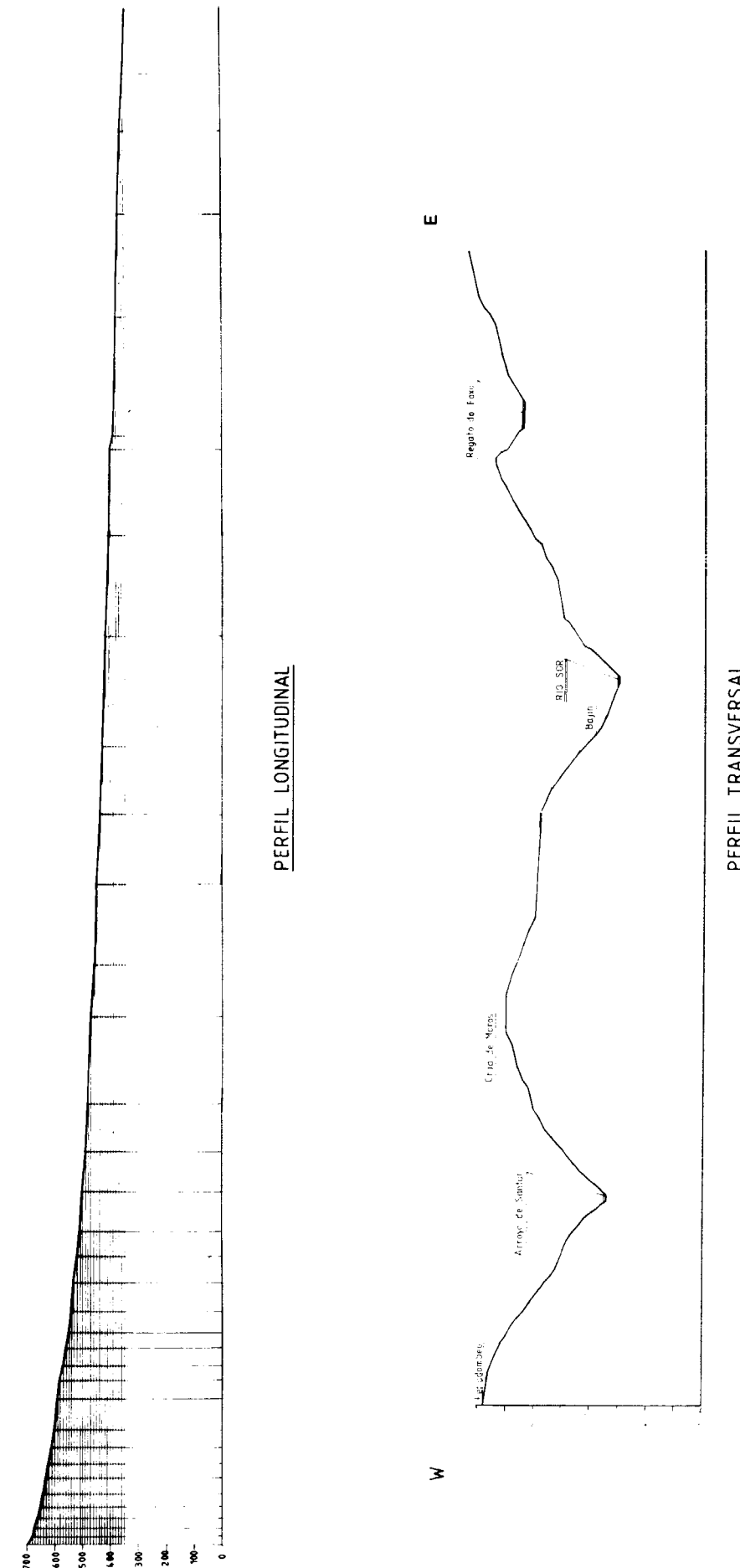


Figura 7.—Perfil longitudinal del río or y perfil transversal de la cuenca.

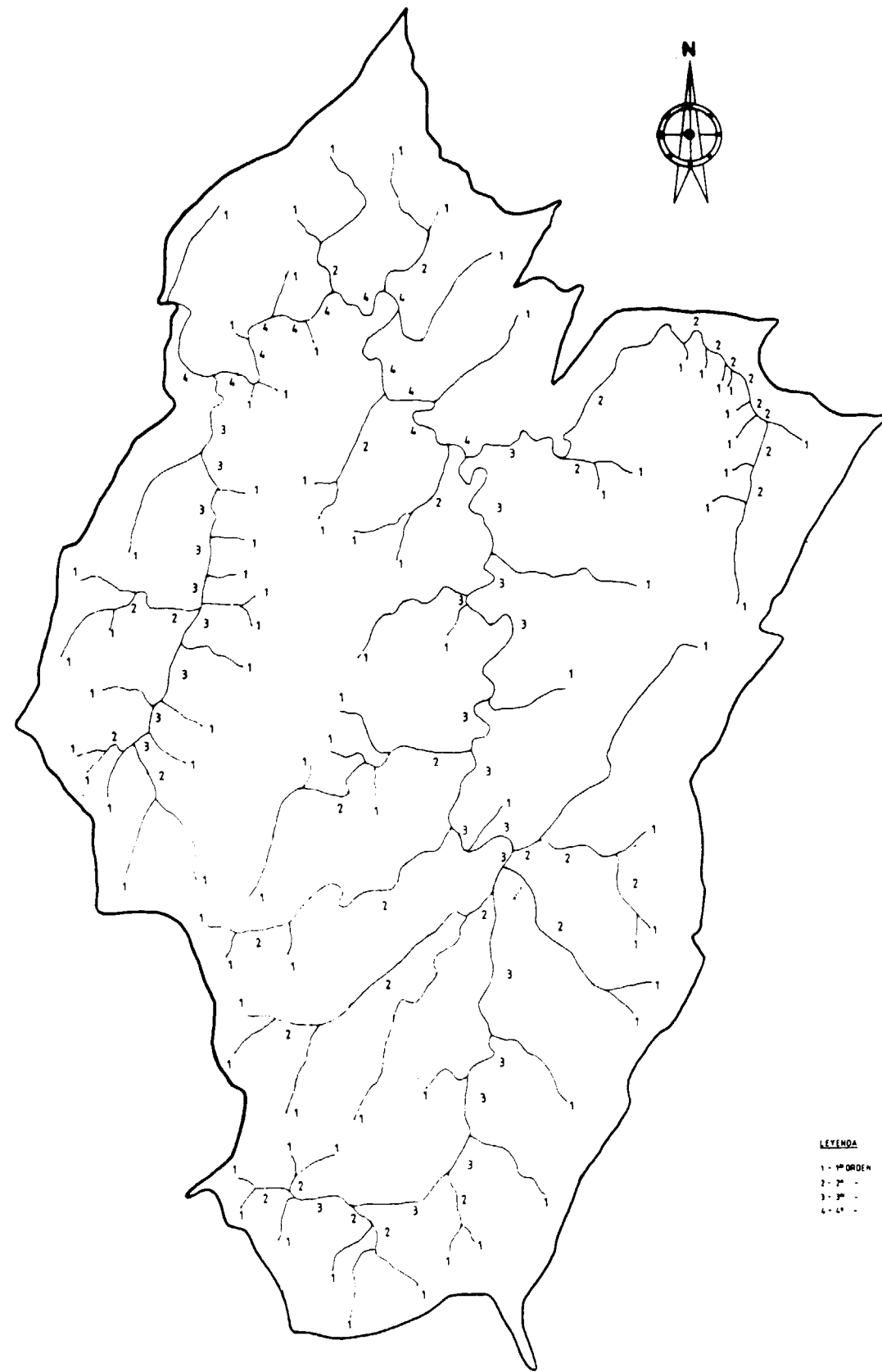


Figura 8.—Mapa hidrográfico de la cabecera del río Sor.

Es normal en esta formación la presencia de helecho común (*Pteridium aquilinum*) y plantas trepadoras: hiedra (*Hedera helix*) y madreSelva (*Lonicera periclymenum*).

En las zonas más accesibles del bosque surgen especies más nitrófilas pertenecientes a los géneros *Rosa* y *Rubus*.

6.2.1.2. Las Alisedas

Formación vegetal edafófila, exige suelos profundos con influencia freática. Se localiza en una estrecha franja a lo largo de los cursos de agua constituyendo el bosque ripario.

La asociación vegetal predominante es *Valeriano pyrenaicae-Alnetum glutinosae*, que incluye las siguientes especies: *Alnus glutinosa*, *Salix atrocinera* y *Fraxinus excelsior*, en el estrato arbóreo, mientras que en el sotobosque destaca la presencia de *Valeriana pyrenaica*, *Carex remota* y *Festuca gigantea*.

6.2.2. El matorral

Es el paisaje vegetal característico de la cuenca por ocupar una mayor extensión. Esta formación tiene un carácter serial, pues procede de la degradación del robledal.

Sus exigencias ecológicas más importantes son: suelos silíceos y ombroclimas húmedos o hiperhúmedos.

La mayor parte del matorral está constituido por Tojales - Brezales, acompañados de un conjunto de herbáceas en las que predominan las gramíneas, que en condiciones naturales significan poco como biomasa y no son susceptibles de utilización; sin embargo, en aquellas zonas afectadas por recientes incendios, se ha observado cómo se adueñan temporalmente del terreno, brindando un aceptable pasto.

Presenta esta formación un aspecto almohadillado como consecuencia de la acción del viento y el ramoneo del ganado.

Está caracterizada por la Asociación *Ulici gallii - Ericetum mackaiana* formada por: *Daboecia cantábrica*, *Calluna vulgaris*, *Ulex gallii* y el endemismo *Erica mackaiana*.

En bordes del robledal se localizan comunidades de Piornos y Escobas acompañados de tojos y helechos (*Cytisus scoparius*, *Genista florida*, *Ulex europeus* y *Pteridium aquilinum*), que indican una degradación reciente del bosque climático. Hay que señalar que esta formación puede propiciar la regeneración del robledal, pues permite el desarrollo de las plántulas de roble heliófilas y enriquece el suelo por su capacidad de fijar el nitrógeno atmosférico.

Existen algunos rodales dominados por el helecho común (*Pteridium aquilinum*), que por sus características ecológicas y el rechazo que como pasto produce en el ganado le hace ser un buen colonizador primario tras las rozas o quemas, persistiendo mucho tiempo en los lugares donde se instala.

6.3. VEGETACION ANTROPICA

6.3.1. Bosques disclimáticos: Pinares de repoblación

Los pinares de repoblación se localizan en las laderas altas con pendientes moderadas y de fácil acceso. Su sotobosque está constituido fundamentalmente por el matorral de brezos y tojos.

Estos bosques se ven afectados por incendios, que de forma periódica y en ciclos cada vez más cortos, ocasionan una importante pérdida de masa forestal, así como un empobrecimiento y erosión del suelo.

Predominan los pinares de *Pinus pinaster* subsp. atlántica, comúnmente denominado pino marítimo o negral. Esta especie se adapta muy bien a suelos ácidos y pobres, por lo que es muy apta para la zona. Su utilidad para la producción de pasta de papel, madera de aserradero y obtención de resina, así como su rápido crecimiento, le convierten en un pino de buena rentabilidad económica.

Existen algunas poblaciones de *Pinus sylvestris*, comúnmente denominado pino albar. Esta especie exige, fundamentalmente, humedad edáfica, adaptándose bastante bien a las condiciones naturales de la cuenca, a pesar de no corresponderse con su hábitat natural. Se utiliza su madera para ebanistería, industria, etc.

6.3.2. Prados y cultivos

Prados y cultivos aparecen entremezclados formando un mosaico alrededor de las aldeas y en topografías de pendientes moderadas.

Los prados son fundamentalmente seminaturales, y se dedican a la producción de forraje. Los cuidados a que son sometidos son escasos, el abonado deficiente y sus rendimientos bajos. Están constituidos exclusivamente por herbáceas, con un claro predominio de las gramíneas (*Agrostis vulgaris*, *Antoxanthum odoratum*...).

La agricultura se basa en un policultivo de subsistencia y autoconsumo, con una clara orientación hacia la ganadería, ya que muchos cultivos se destinan a la obtención de forraje.

El tipo de rotación básica, con una duración de dos años, es el siguiente:

MAIZ → CENTENO → NABOS (ALCACER)
PATATAS → TRIGO

Se cultiva principalmente maíz, patatas, trigo, centeno, nabos, col y remolacha forrajera, etc.

7. EDAFOLOGIA

La principal característica de los suelos de la cuenca es su acidez, resultado del carácter ácido de la roca madre y del predominio del proceso de acidificación en la formación de los suelos.

En dicho proceso de acidificación intervienen los siguientes factores:

- El fuerte lavado de los suelos como consecuencia de la elevada pluviosidad anual, superior a 1.500 mm.
- El predominio de una vegetación acidificante, constituida por brezales y pinares, cuyo aporte de materia orgánica al suelo se caracteriza por un alto contenido en lignina, resinas y ceras que se descomponen lentamente.

Cuando las condiciones de acidez se hacen más intensas dan lugar a un proceso de podsolización. La descomposición lenta del humus produce compuestos húmicos muy ácidos y solubles

que migran en profundidad, a su paso por los horizontes superficiales reducen la totalidad del hierro libre posibilitando su movilización y alteran los coloides minerales (arcillas) al provocar una liberación de alúmina y sílice. El conjunto de estos elementos es arrastrado por las aguas de infiltración hasta precipitar en los horizontes medios del perfil del suelo.

7.1. TIPOS DE SUELOS

Existe un predominio de LEPTOSOLES y CAMBISOLES que suelen aparecer normalmente asociados.

Los LEPTOSOLES (suelos tipo Litosol y Ranker) ocupan posiciones fisiográficas de fuerte pendiente; son suelos escasamente evolucionados y poco fértiles, y únicamente soportan matorral y coníferas.

Los suelos tipo CAMBISOL HUMICO se localizan en las zonas bajas de las vertientes y en topografías moderadas, aunque su fertilidad es reducida, por su mayor profundidad permite un aprovechamiento ganadero y forestal, y en zonas de suave pendiente admite el cultivo intensivo después de una cierta corrección de la acidez y con la ayuda de fertilizantes. Es, por otra parte, el suelo clímax de la cuenca sobre el que se desarrolla el robledal.

En menor medida están representados los siguientes tipos de suelos:

Suelos tipo PODSOL LEPTICO, localizados sobre cuarcitas y de forma puntual sobre granitos de dos micas, en posiciones fisiográficas de débil pendiente. Son suelos muy pobres y ácidos, por lo que únicamente permiten matorral y coníferas.

Cuando Cambisoles húmicos y Podsoles lépticos se ven afectados por condiciones de hidromorfía ceden paso a CAMBISOLES y PODSOLES GLEICOS. Si los suelos se encuentran normalmente encharcados nos encontramos con suelos tipo GLEYSOL. Estos suelos de características hidromorfias se sitúan en las cercanías de los cursos de agua y en topografías llanas y mal drenadas de cumbres, interfluvios y rellanos de ladera.

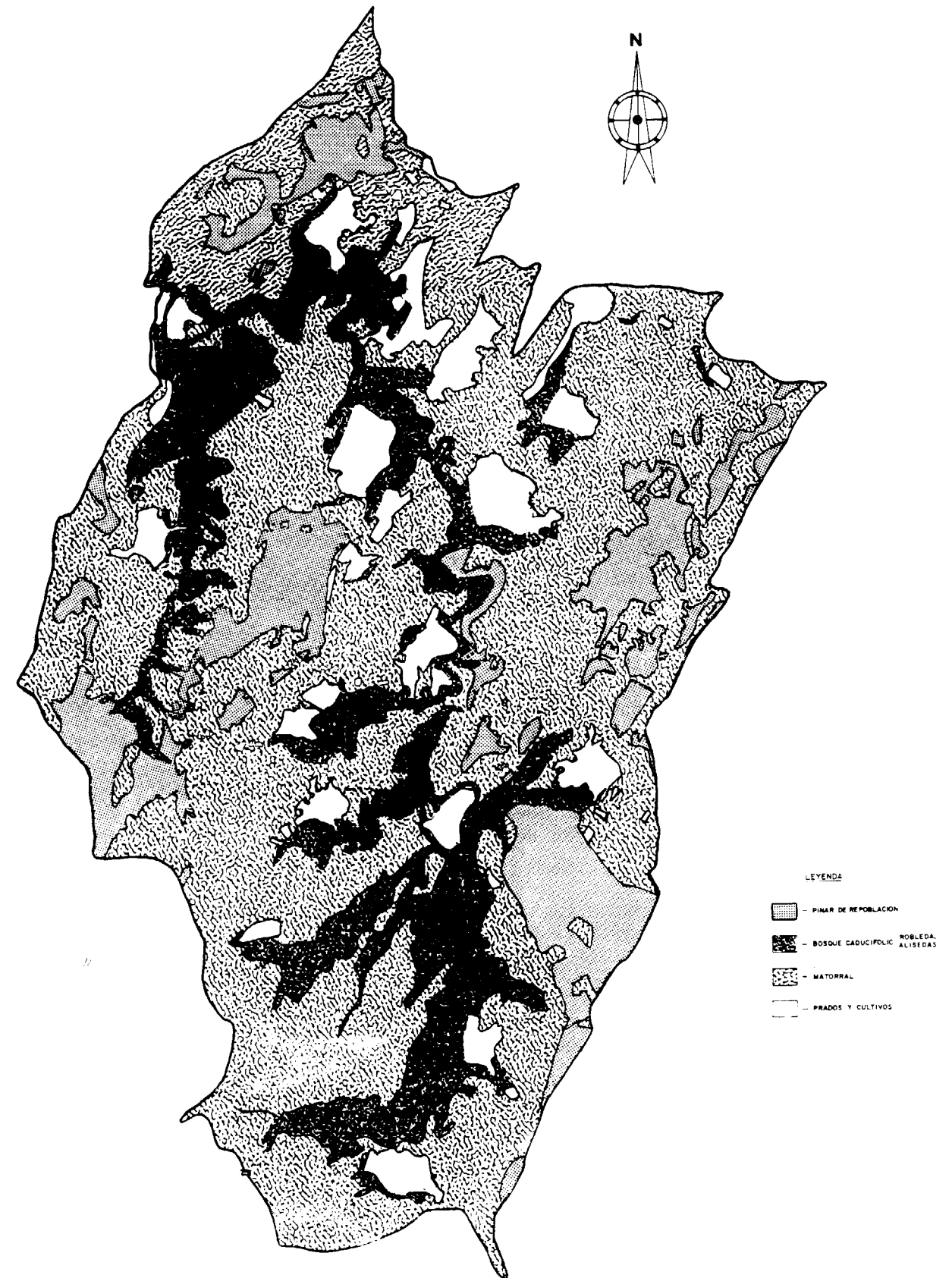


Figura 9.—Mapa de vegetación de la cabecera del río Sor.

7.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS SUELOS EN FUNCION DE LA ROCA MADRE

Los suelos de la cuenca se caracterizan por su acidez, su desaturación en bases y la saturación del complejo de cambio en Al^{+++} y/o H^+ .

7.2.1. Suelos sobre granitos de dos micas

Presentan una textura franco-arenosa y por tanto una elevada permeabilidad al menos en las capas superficiales. Debido a esta baja capacidad de retención de agua no son frecuentes en estos suelos fenómenos de hidromorfía, mientras que sí es probable se produzca una cierta aridez edáfica en los meses de menor precipitación.

La elevada porosidad favorece el fuerte lavado de estos suelos que en topografías llanas pueden llegar a desarrollar procesos de podsolización.

Presentan, asimismo, una estructura en agregados.

7.2.2. Suelos sobre esquistos

La textura de estos suelos es relativamente gruesa, franca o franco-arenosa, lo que favorece un buen drenaje, haciendo poco probable que se den condiciones de hidromorfía. Muestran, además, una estructura en agregados.

Los suelos desarrollados sobre granitos y sobre esquistos se incluyen dentro del grupo de Suelos Aluminicos, por la elevada saturación del complejo de cambio en Al^{+++} .

7.2.3. Suelos sobre filitas

Presentan texturas finas, francas y franco-limosas, por lo que tienen una gran capacidad de retención de agua, favoreciendo la presencia de suelos con signos de hidromorfía en terrenos que por su pendiente resultan infrecuentes. La estructura de estos suelos es granular.

7.2.4. Suelos sobre cuarcitas

Son los más propicios para el desarrollo del proceso de podsolización, ya que presentan una textura gruesa, franco-arenosa, que favorece una elevada infiltración y consiguiente lavado de los suelos, así como un fuerte déficit en Bases, Hierro y Aluminio.

Estos suelos muestran una estructura en agregados.

8. CONCLUSIONES

De todos los aspectos del Medio Natural estudiados, es el SUELO el más significativo desde el punto de vista de la acidificación de las aguas superficiales de la cuenca, dada la estrecha relación existente entre calidad de agua y escorrentía, y entre ésta y el suelo.

Los suelos de la cabecera del Sor son, naturalmente, ácidos, caracterizados por la elevada acidez de los horizontes orgánicos por el predominio de una vegetación acidificante (brezos y pinos) y un régimen de temperaturas del suelo (México), que propician una lenta descomposición de la materia orgánica, una fuerte desaturación en bases y dominio del Al^{+++} y/o H^+ en el complejo de cambio, consecuencia de un sustrato rocoso ácido y un clima lluvioso que ha favorecido el lavado de los suelos. Presentan, por tanto, una baja capacidad de neutralización frente a la acidificación, por lo que son especialmente sensibles ante procesos de deposición ácida.

Dada su localización, la cuenca puede ser afectada por el penacho de la Central Térmica de Puentes de García Rodríguez, con vientos dominantes del SO, por esta causa el tipo de deposición ácida va a ser predominantemente húmeda, aunque no hay que excluir el tipo de deposición seca.

9. AGRADECIMIENTOS

A Tomás Lucas y al personal de Laboratorio de la C. T. de As Pontes (La Coruña) - ENDESA, y muy especialmente al grupo de becarios por su inestimable ayuda.

Al Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Biología de la Universidad de Santiago, y en particular a Agustín Merino, por las facilidades y ayudas prestadas para la realización de este trabajo.

A Angel, por su apoyo incondicional.

REFERENCIAS

- BELLOT, F. (1966): *La vegetación de Galicia*. Anales del Instituto Botánico «A. J. Cavanilles», t. XXIV, CSIC. Madrid.
- BELLOT, F. (1978): *El tapiz vegetal de la Península Ibérica*. H. Blume Ediciones. Madrid.
- BIELZA DE ORY, V., et al. (1989): *Territorio y Sociedad en España. Geografía Física*, t. I, Ed. Taurus. Madrid.
- CARBALLEIRA et al. (1983): *Bioclimatología de Galicia*. Fund. «Pedro Barrié de la Maza, Conde de Fenosa». La Coruña.
- CEOTMA (1984): *Guía para la elaboración de Estudios del Medio Físico. Contenido y Metodología*. MOPU. Madrid.
- FRAGA et al. (1989): *Informe sobre la vegetación actual en un radio de 30 Km. alrededor de la C. T. de As Pontes (La Coruña)*. ENDESA, As Pontes (La Coruña).
- GARCIA-RODEJA et al. (1989): *Cuenca del río Eume. Descripción del Medio Físico*. ENDESA, As Pontes (La Coruña).
- GUITIAN OJEA, F. (1974): *Itinerario de los suelos de Galicia*. Univ. de Santiago.
- IGME (1976 y 1975): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hojas núms. 8 y 23. Vivero y Puente de García Rodríguez*. Madrid.
- LINES ESCARDO, A. (1981): *Perturbaciones típicas que afectan a la Península Ibérica y precipitaciones asociadas*. Instituto Nacional de Meteorología, serie A-80. Madrid.
- LOPEZ, G. (1982): *La Guía de Incafo de los árboles y arbustos de la Península Ibérica*. INCAFO, S. A. Madrid.

MARTIN MENDILUCE, J. M. (1981): *El agua en España*. Centro de Estudio Hidrográficos. Dirección General de Obras Hidráulicas. MOPU. Madrid.

MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice. Espagne*. Trav. Lab. Geol. Grenoble, t. 44.

MERINO, A. (1988): *Bioclimatología de Guipúzcoa*. Instituto Geográfico Vasco «Andrés de Urdancia».

MINISTERIO DE AGRICULTURA (1980): *Mapa de Cultivos y Aprovechamientos, escala 1:50.000. Hojas núms. 8 y 23. Vivero y Puentes de García Rodríguez*. Madrid.

MINISTERIO DE AGRICULTURA (1978 y 1977): *Mapa de Clases Agrológicas, escala 1:50.000. Hojas núms. 8 y 23. Vivero y Puentes de García Rodríguez*. Madrid.

NONN, H. (1966): *Les régions câtières de Galice (Espagne). Etude morphologique*. Tesis Univ. Estrasburgo.

PEREZ ALBERTI, A., et al. (1982): *Xeografía de Galicia. Tomo I: O. Medio*. Ed. Salvora, S. A. A Coruña.

RIVAS MARTINEZ, S. (1982): *Serie de vegetación de la Región Eurosiberiana de la Península Ibérica*. Rev. Lazaroa, núm. 4. Madrid.

SANZ SA, J. M. (1985): *La Contaminación Atmosférica*. Dirección General de Medio Ambiente. MOPU. Madrid.

STRAHLER, A. (1982): *Geografía Física*. Ediciones Omega. S. A. Barcelona.

VAZQUEZ, V. M. (1985): *El bosque atlántico*. MOPU. Madrid.

Original recibido: Diciembre de 1991.

Original aceptado: Enero de 1992.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

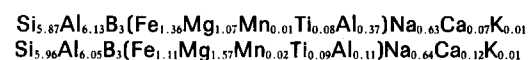
Turmalinas pegmatíticas y metasomáticas de Sierra Albarrana, Córdoba (España).

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (*), M. PEINADO (**) y J. L. BRANDLE (***)

RESUMEN

Se describen las principales características de las turmalinas pegmatíticas de Sierra Albarrana, distinguiendo dos poblaciones: las que forman parte integral de estos cuerpos originadas desde la fase silicatada y acuosa y las generadas por el metasomatismo de la fase acuosa en el encajante.

Composicionalmente, se caracterizan por no contener Li y pertenecer a la serie chorlo - dravita con bajos contenidos en elbaita. Aunque forman un conjunto sin solución de continuidad, se puede distinguir dos grupos diferentes, parcialmente solapados, que se corresponden con los tipos anteriores cuyas composiciones medias respectivas son:



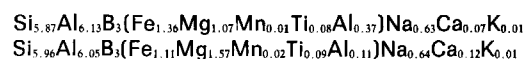
Se estudian aspectos de sus zonados cromático y composicional con disminución hacia el borde de la relación Mg/Fe; se proponen reacciones formadoras en las que interviene biotita y plagioclasa y se utiliza la relación Fe/(Fe+Mg) para discriminar su diferente origen.

Palabras clave: Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatitas, Turmalina.

ABSTRACT

This work describes the main features of the pegmatitic tourmalines in Sierra Albarrana. Two populations are distinguished: one of these is found in the pegmatitic bodies formed from the silicified and aqueous phases and the other one is in the surrounding rocks, and is generated by a metasomatic process.

The tourmalines belong to the schorl - dravite serie with low elbaita contents, and are Li free terms. Their trend of evolution is continuous but two groups can be established with partial overlapping as mentioned above. The average compositions are:



Their chromatic zoning features are studied. The Fe/Mg relation decreases from the core to the rim. Forming tourmaline reactions are proposed, and biotite, plagioclase and Fe/(Fe+Mg) ratio is used to decide the different origin.

Key words: Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatites, Tourmaline.

INTRODUCCION

El campo pegmatítico granítico de Sierra Albarrana («pegmatitic granitic field») en el sentido de CERNY (1982), está situado en el NO de la provincia de Córdoba, dentro de la banda de Cizalla Badajoz-Córdoba, en el límite de las zonas de

Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (España).

La Sierra Albarrana está constituida por un conjunto de materiales metasedimentarios, algunos de ellos de naturaleza volcanosedimentaria (GARROTE et al., 1980), («Gneises de La Albarrana», «Esquistos y Micaesquistos de La Albarrana-Bembezar» y «Formación Azuaga»; DELGADO QUESADA, 1971; GARROTE et al., 1980; GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990) con algunas intercalaciones de ortoanfibolitas (GONZALEZ DEL TANAGO y ARENAS, 1991). Todo el conjunto

está afectado por un metamorfismo regional polifásico en el que, durante la fase principal se alcanzan las mayores temperaturas, llegándose a producir, en la zona axial de la Sierra, algunas migmatizaciones no demasiado importantes que, sin embargo, dan lugar a un numeroso cortejo de cuerpos pegmatíticos de potencias milimétricas a decamétricas (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Las condiciones PT para el pico térmico, en el núcleo de Sierra Albarrana, han sido establecidas por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) en 675 ± 25 °C a $4,9 \pm 0,5$ Kb., decreciendo en intensidad, rápidamente en ambos flancos de la Sierra. Como quiera que las temperaturas alcanzadas no fueron demasiado elevadas, los episodios migmatíticos se produjeron sólo de manera muy selectiva, fundamentalmente, en función de la composición de las rocas afectadas y de la presión local de agua y volátiles en general. En este último sentido, la presencia de elementos que como el B, F, P, etc. rebajan y modifican las condiciones del eutéctico (MANNING y PICHAVANT, 1983; PICHAVANT y MANNING, 1984; LONDON, 1987; PICHAVANT, 1987) fue en muchos casos determinante para que los fundidos silicatados llegaran a producirse.

Sin embargo, con todo ello, la concentración de una parte de estos fundidos y, en general, el proceso de diferenciación pegmatítica, no hubiera sido posible sin el concurso del factor tectónico que facilitó y encauzó el camino de los mismos hacia zonas localizadas de menor presión relativa, o bandas entre cizallas, en donde se originaron concentraciones de fundidos con suficiente amplitud para que los procesos pegmatíticos s.s. tuvieran lugar. Como resultado de ello todas las pegmatitas, muchas de ellas zonadas, muestran una perfecta concordancia con las direcciones estructurales del metamorfismo regional (NO-SE), pudiéndose seguir sobre el terreno afloramientos de estos cuerpos que, a veces, de manera casi ininterrumpida, se prolongan por varios kilómetros de recorrido; no obstante, el episodio pegmatítico, aunque con una intensidad decreciente, continuó con posterioridad como lo demuestran las direcciones de los cuerpos más tardíos o las removilizaciones de carácter póstumo, poco numerosos por otra parte, que interceptan, ligeramente, a las estructuras principales regionales.

Los primeros datos sobre estas pegmatitas se deben a CARBONELL (1917). Posteriormente,

dado el interés y rareza de algunos de sus minerales, han sido objeto de algunos trabajos recogidos en GONZALEZ DEL TANAGO (1991). Este autor describe las principales características de estas pegmatitas, señala una zonalidad a escala de afloramientos simétrica respecto al eje axial de la Sierra e identifica, en base a la naturaleza, características texturales y mineralógicas de estos cuerpos, dos clases principales de pegmatitas, G y E, con siete tipos diferentes, siendo las de clase E las más evolucionadas. Aunque la mayoría de estos cuerpos tienen una mineralogía banal, típicamente granítica, con turmalina, fluorapatito, óxidos de Fe y Ti y algunos minerales peraluminicos como granate; en algunos de ellos aparecen mineralizaciones específicas con elementos raros, en general, de no mucha importancia cuantitativa: berilo y uraninita (CARBONELL, 1941); brannerita (GEORGE, 1949); monacita (ARRIBAS, 1967); rutilo-Nb (FENOLL et al., 1983); crisoberilo (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984); xenotima (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988); torita, allanita (Ce), circón y columbo-tantalita (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1991; CALVO y GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Por otra parte, algunos de estos cuerpos contienen fosfatos ferromagnesianos de Al y Ca entre los que cabe destacar por su importancia petrogenética la triplita Mg (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984), graftonita, wylleita y sarcopsido (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991), a los que acompañan toda una serie de fosfatos secundarios algunos todavía en fase de identificación.

El estudio geoquímico de sus minerales muestra unas características propias de pegmatitas anatócticas (CERNY, 1982 y CERNY, 1991) como son los bajos contenidos sistemáticos de Rb, Cs, Ga, Zn y Ta, y, salvo las pegmatitas de clase E-2, también de Be. Un hecho de especial relevancia en este sentido, lo constituye la extrema pobreza en Li de sus micas y fosfatos (GONZALEZ DEL TANAGO et al. in litt.). Por otra parte la importancia del B en estas pegmatitas queda de manifiesto por la gran cantidad de turmalina que, de manera ubicua, forma parte de todos los cuerpos y de sus aureolas metasomáticas, de modo muy especial, en aquellos de mayor tamaño.

Por último, conviene destacar la potencia y envergadura que alcanzan algunos de los cuerpos pegmatíticos de esta Sierra, verdaderamente notable si se tiene en cuenta la profundidad de su emplazamiento, que sólo cabe explicarlo por la conjunción genética de los factores anteriormen-

(*) Departamento de Petrología, Universidad Complutense. Madrid 28040.

(**) Departamento de Petrología, Universidad de Ciencias Geológicas. Salamanca 37008.

(***) Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense. Madrid 28040.

te señalados. Pegmatitas de este tipo (III en la clasificación de GINZBURG, 1979 o abisales y moscovíticas en la de CERNY, 1991) presentan una problemática especial a la que quizá, por su menor valor económico en relación con las pegmatitas más someras asociadas a plutones graníticos y con mineralizaciones de Li, Cs, F, Sn, Be, etc., se les ha dedicado una menor atención en la literatura especializada. En la Península Ibérica este tipo de pegmatitas es poco frecuente, al menos, con la espectacularidad del campo pegmatítico de Sierra Albarrana que se puede considerar, en los aspectos señalados, como el de mayor relevancia de todo el Sistema Hercínico hispanoportugués.

Los primeros datos referentes a la edad de estas pegmatitas fueron proporcionados por LOPEZ DE AZCONA (1940), quien determinó la edad de una uranitita, perteneciente a una pegmatita de tipo G-2 (cantera de La Coma), en 411 m. a. Posteriormente determinaciones de Ar^{39} - Ar^{40} en moscovitas pertenecientes a pegmatitas del tipo E han proporcionado edades de alrededor de 365 m. a. para el cierre de la moscovita (DELLMAYER y QUESADA, 1989; C. QUESADA, com. pers.).

MINERALES DEL GRUPO DE LA TURMALINA

Características generales, aspectos genéticos y relaciones texturales

Las turmalinas, minerales accesorios, ampliamente difundidos en rocas graníticas y metamórficas, suelen constituir, en la mayor parte de estas rocas, la principal fase mineral, si no única, con contenidos significativos de boro.

En Sierra Albarrana estos minerales se encuentran en mayor o menor cantidad en todas las litologías, pudiendo distinguir entre las turmalinas que deben su origen a los procesos metamórficos s. s. y las que de un modo u otro están vinculadas a los procesos pegmatíticos. En estas últimas centraremos nuestra atención para lo cual distinguiremos dos grupos: las que forman parte integral de los cuerpos pegmatíticos y aquellas otras, que aun perteneciendo al encajante, deben su origen, exclusivamente, a los procesos metamórficos vinculados a estas pegmatitas.

Las turmalinas desvinculadas de los procesos pegmatíticos que se encuentran en los esquistos de bajo y medio grado aparecen de manera dispersa con texturas relictas y carácter preme-

tamórfico. Por el contrario, estas mismas turmalinas cuando aparecen en los materiales de mayor grado tienen tendencia al idiomorfismo y textura metamórfica; sus relaciones con el resto de los minerales sugiere que su blastesis debió comenzar, en la mayor parte de los casos con cierta antelación al desarrollo de la esquistosidad principal e, indudablemente, de forma generalizada, durante ésta. En los gneises de La Albarrana (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), con toda probabilidad, estos minerales debieron formar parte de las bandas submilimétricas de minerales pesados (circón, rutilo, posiblemente brannerita, etc.) que conforman una estratificación premetamórfica; sin embargo, la temperatura a la que estuvieron sometidas estas rocas durante el clímax térmico hicieron que estos minerales desaparecieran al incorporarse el B a los fluidos migmatíticos. Ello se explica por las condiciones de estabilidad de las turmalinas (FRONDELL y COLLETTE, 1957; ROSENBERG et al., 1986).

El papel de la turmalina en los procesos metamórficos en condiciones subsólidas, ha sido considerado prácticamente irrelevante; no obstante, HENRY y GUIDOTTI (1985) enfatizan la potencial importancia que puede alcanzar debido al gran número de elementos que entran en su estructura, por lo que, indudablemente, su presencia debe jugar un cierto rol en el reparto de numerosos elementos, algunos de tanta importancia en el metamorfismo como el Fe y Mg. En este sentido, COLOPIETRO (1987) propuso un geotermómetro basado en el reparto Mg/Fe entre este mineral y biotita si bien los resultados no están todavía concluidos.

En cualquier caso esta presencia de turmalina en las rocas premigmatíticas de Sierra Albarrana justifica la participación del B en los fundidos migmatíticos; aunque otra fuente suplementaria de este elemento lo podrían constituir los feldespatos de origen volcánico (SMITH, 1988) señalados por GARROTE et al., 1980.

TURMALINAS VINCULADAS A LOS PROCESOS PEGMATITICOS

Casi, por regla general, se puede establecer que los minerales del grupo de la turmalina reflejan directamente la cantidad de B de una pegmatita, pues la presencia de otros minerales de B (MOORE, 1982) es incomparablemente más rara.



Figura 1.—Afloramiento pegmatítico encajado en gneises; la turmalina se distribuye irregularmente por el borde como pequeños cristales y por la zona interior en cristales de mayor tamaño.



Figura 2.—Sección de un pequeño cuerpo pegmatítico (2 x 0,5 metros) con una gran concentración de turmalina (color negro) que tendió a situarse en la parte superior del mismo.

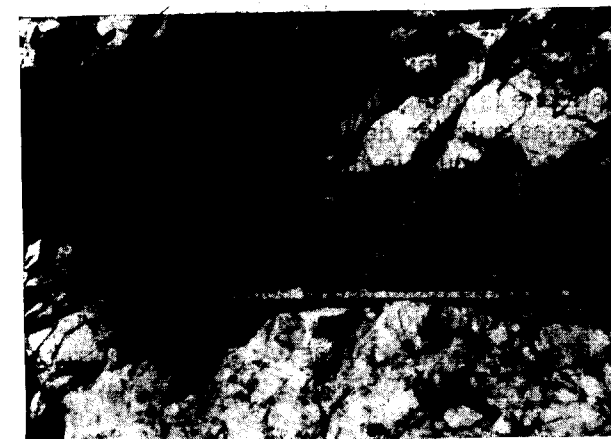


Figura 3.—Megacristal de turmalina cuyo eje mayor supera ligeramente un metro.



Figura 4.—Secciones de turmalinas mostrando zonaciones cromáticas, en las que los núcleos más oscuros tienen una relación Mg/Fe más alta que los bordes más claros.

Ello justifica los numerosos estudios que contemplan las relaciones de estos minerales con los procesos pegmatíticos llevados a cabo, entre otros autores, por: CHAROY (1982), MANNING y PICHAVANT (1983), MANNING et al. (1984), SHEARER et al. (1984 y 1986), LONDON (1986 a, 1986 b y 1987), JOLLIFF et al. (1986), BERNARD et al. (1985) y KRETZ et al. (1989 a y b).

Aunque el B puede formar parte de otros minerales pegmatíticos como algunas moscovitas y lepidolitas su contenido suele ser bajo, inferior al 0,1 por 100; y aún menor en minerales como las plagioclasas (STAVROV y KHITROV, 1960); como caso excepcional, FORD et al (1991) en-

cuentran una moscovita en la pegmatita lítica de Little Three, San Diego, en la que el B, que sustituye al Al, llega a alcanzar el 7 por 100 del peso total como B_2O_3 ; sin embargo, la naturaleza de esta pegmatita directamente ligada a un granito somero (tipo I según la clasificación de GINZBURG, 1979, o miarolítica según la de CERNY, 1991), en nada tiene que ver con las de Sierra Albarrana. Por otro lado, la presencia de otros minerales con B en pegmatitas graníticas, como por ejemplo ocurre con la axinita en las pegmatitas graníticas de La Cabrera (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984), no parece que sea el caso de Sierra Albarrana, en donde nunca

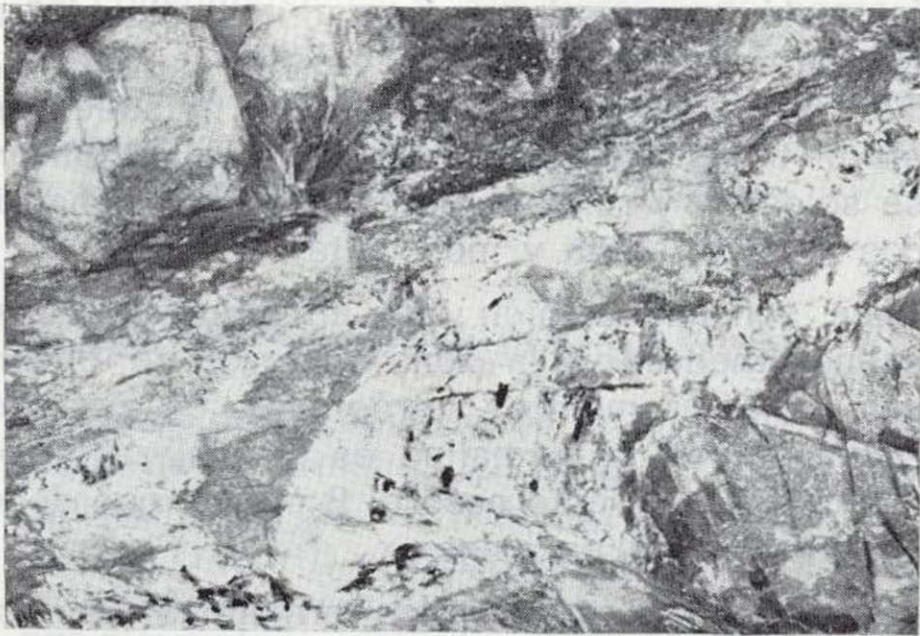


Figura 1.—Afloramiento pegmatítico encajado en gneises; la turmalina se distribuye irregularmente por el borde como pequeños cristales y por la zona interior en cristales de mayor tamaño.

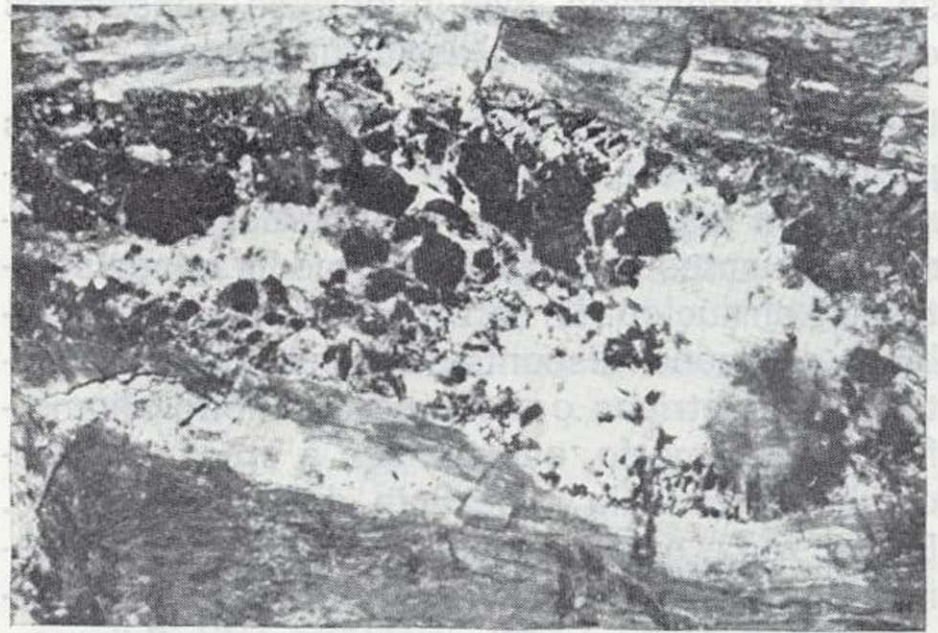


Figura 2.—Sección de un pequeño cuerpo pegmatítico (2 x 0,5 metros) con una gran concentración de turmalina (color negro) que tendió a situarse en la parte superior del mismo.

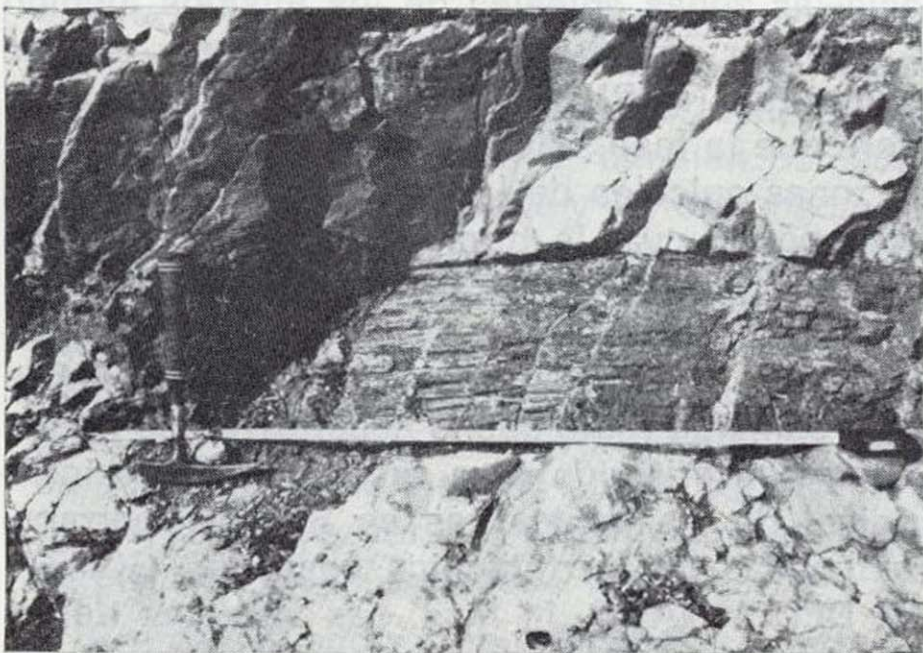


Figura 3.—Megacrystal de turmalina cuyo eje mayor supera ligeramente un metro.

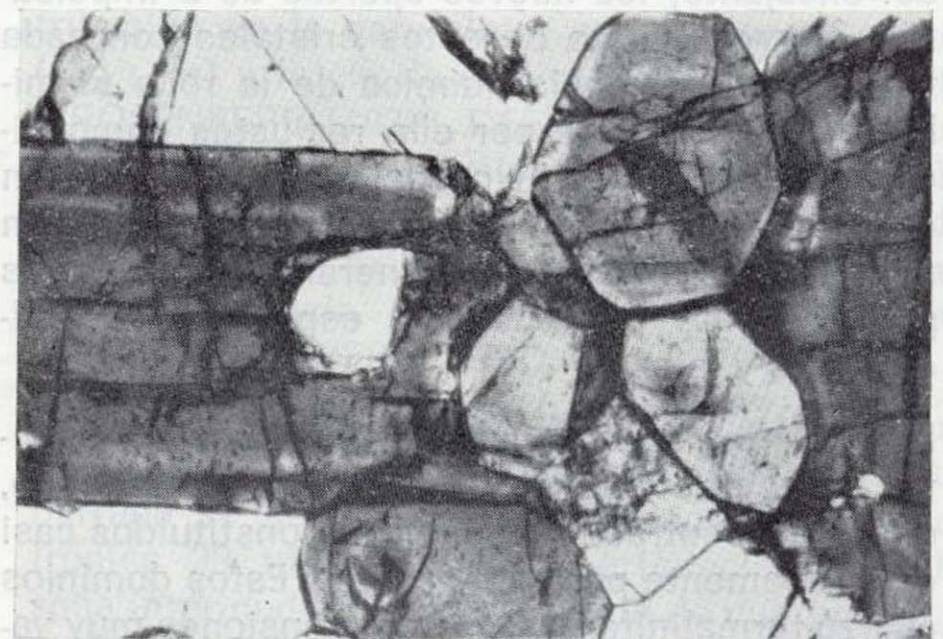


Figura 4.—Secciones de turmalinas mostrando zonaciones cromáticas, en las que los núcleos más oscuros tienen una relación Mg/Fe más alta que los bordes más claros.

Ello justifica los numerosos estudios que contemplan las relaciones de estos minerales con los procesos pegmatíticos llevados a cabo, entre otros autores, por: CHAROY (1982), MANNING y PICHAVANT (1983), MANNING et al. (1984), SHEARER et al. (1984 y 1986), LONDON (1986 a, 1986 b y 1987), JOLLIFF et al. (1986), BERNARD et al. (1985) y KRETZ et al. (1989 a y b).

Aunque el B puede formar parte de otros minerales pegmatíticos como algunas moscovitas y lepidolitas su contenido suele ser bajo, inferior al 0,1 por 100; y aún menor en minerales como las plagioclasas (STAVROV y KHITROV, 1960); como caso excepcional, FORD et al (1991) en-

cuentran una moscovita en la pegmatita lítica de Little Three, San Diego, en la que el B, que sustituye al Al, llega a alcanzar el 7 por 100 del peso total como B_2O_3 ; sin embargo, la naturaleza de esta pegmatita directamente ligada a un granito somero (tipo I según la clasificación de GINZBURG, 1979, o miarolítica según la de CERNY, 1991), en nada tiene que ver con las de Sierra Albarrana. Por otro lado, la presencia de otros minerales con B en pegmatitas graníticas, como por ejemplo ocurre con la axinita en las pegmatitas graníticas de La Cabrera (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984), no parece que sea el caso de Sierra Albarrana, en donde nunca

se han encontrado más minerales específicos de B que los del grupo de la turmalina.

Las turmalinas que forman parte integral de las pegmatitas, se encuentran situadas, preferentemente, en las zonas externa y borde, siendo menos frecuentes en la zona intermedia e inexistentes en el núcleo. En la zona de borde se distribuye de modo discontinuo constituyendo cristales milimétricos o menores de hábito idiomorfo a subidiomorfo, que tienden a crecer perpendicularmente a la superficie del endocontacto. En la zona externa aparece de manera diseminada, a veces con mayor profusión en determinadas áreas, constituyendo cristales idiomorfos y poiquilíticos que incluyen principalmente cuarzo; suelen alcanzar un mayor tamaño hasta de varios centímetros. Sus relaciones texturales parecen sugerir, muchas veces, su formación sobre enclaves o restos más o menos asimilados del encajante; los nuevos aportes de B impulsarían el crecimiento de estos cristales con cada vez menor influencia química de la roca asimilada, produciéndose por ello reajustes composicionales y en ciertos casos zonados; en algún caso también parece evidente que se producen reemplazamientos de los minerales pegmatíticos primeramente consolidados, especialmente feldspatos y micas.

La turmalina de la zona intermedia suele presentar características diferentes pues, a menudo, queda concentrada en dominios constituidos casi exclusivamente por ella y cuarzo. Estos dominios cuarzo-turmaliníferos tienen dimensiones muy variables llegando a medir varios dm³. Los cristales de turmalina pueden alcanzar un gran tamaño e idiomorfismo, no siendo raros los cristales decimétricos. Excepcionalmente alguno de estos llega a alcanzar 1,2 metros de largo y 40 centímetros de diámetro, lo que representa un peso cercano a los 325 kilogramos (CALVO y GONZALEZ DEL TANAGO, 1991). Cristales de tales dimensiones sólo pueden crecer desde un medio fluido (JAHNS, 1953) y sugieren un importante y continuado aporte de fluidos ricos en B, en este caso particular, facilitado por el funcionamiento de un juego de cizallas cercano, sincrónico con F₂.

Todas las turmalinas pegmatíticas, debido a su fragilidad y, en ocasiones gran tamaño, se encuentran muy diaclasadas como consecuencia de las deformaciones inherentes a F₃. Sin embargo, en bastantes casos, se observa una de-

formación previa de carácter dúctil, sincrónica con la formación de la pegmatita durante F₂. Debido a ello, y sobre todo en los cristales de mayor tamaño, estas fracturas suelen encontrarse soldadas y rellenas por minerales pegmatíticos (cuarzo, albita y moscovita).

Cabe señalar también que en algunos casos, esencialmente en la zona externa, se observan reemplazamientos retrógrados, de carácter tardío, donde la turmalina es reemplazada por moscovita y en este caso el B parece que debe emigrar hacia el encajante.

Mención aparte merecen las turmalinas que, aun formando parte del encajante, deben su origen al metasomatismo bórico que producen los fluidos residuales de las pegmatitas, los cuales dan lugar a aureolas de turmalinización que rodean total o parcialmente a estos cuerpos. Este metasomatismo suele alcanzar un mayor desarrollo hacia las zonas apicales de los mismos, debido a la mayor afinidad del B con la fase acuosa pegmatítica (BURNHAM, 1967); ésta, que es más ligera que la fase silicatada, tiende a situarse en las zonas apicales de las cámaras pegmatíticas, razón por la cual la turmalinización es allí más intensa, decreciendo en intensidad hacia las zonas laterales más bajas y tendiendo a desaparecer en los exocontactos que rodean la quilla de estas cámaras (este hecho constituye uno de los principales criterios para reconocer la posición original de las pegmatitas en Sierra Albarrana, trastocadas por la tectónica posterior, GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Las aureolas tienen una potencia variable en función, claro está, de la cantidad de fluidos que emigran de la pegmatita (relacionados a su vez con la envergadura de cada cuerpo en particular), así como con la facilidad de difusión de los mismos, generalmente, a través de cizallas dúctiles. Por regla general, estos frentes no suelen pasar de 3 ó 4 metros de potencia, aunque la parte de más intenso desarrollo, la situada en el exocontacto, apenas alcanza unos pocos centímetros. La turmalina suele formar cristales idiomorfos, de tamaño submilimétrico a milimétrico, con tendencia a disponerse paralelamente a la esquistosidad principal. Con frecuencia, estos cristales tienen una textura poiquilítica que engloba, principalmente, cuarzo. En raras ocasiones incluyen también plagioclasa, rutilo y algún opaco. Es muy notable la asociación en todos los casos con apatito. Las relaciones texturales indican que la turmalina se forma a expensas de la biotita que

va consumiéndose y desapareciendo conforme avanza el frente de turmalinización; de una manera paralela la plagioclasa reduce su contenido modal aunque, a diferencia de la biotita, no suele llegar a desaparecer.

CARACTERISTICAS COMPOSICIONALES

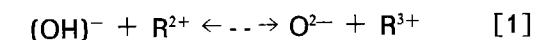
La estructura y composición de los minerales del grupo de la turmalina (DEER et al., 1986) puede representarse de un modo genérico por XY₃Z₆(BO₃)Si₆O₁₈(OH)₄ o, más expresivamente, según la nomenclatura utilizada por FOIT y ROSENBERG (1977), por: R⁺ R²⁺₃ R³⁺₆ 3(BO₃)Si₆O₁₈(OH)₄.

Una de las causas de la variabilidad de los minerales de este grupo radica en la posibilidad de que la posición octaédrica Y, puede estar ocupada por diversos cationes dando lugar a los términos finales: Fe, chorlo; Mg, dravita; Al y Li, elbaita; Mn, tsiliasita; Fe³⁺, buergerita. Esta posición también puede ser parcialmente ocupada por: Mo, Ti, Cr, Zn y V (DEER et al., 1986; JOLLIFF et al., 1986). La posición Z, también octaédrica, pero ligeramente más larga y distorsionada, ROSENBERG y FOIT (1979), está en general ocupada por el Al, pero no obstante admite reemplazamientos por Fe³⁺ (ferridravita); Ti, Mg, Cr³⁺ y V³⁺ (HENRY y GUIDOTTI, 1985). Por último, la posición X suele estar mayoritariamente ocupada por Na, aunque a veces puede estarlo por Ca (uvita y liddicoatita), K, Mg, o, incluso, quedar parcialmente desocupada.

El B está situado en coordinación ternaria y no se le reconocen sustituciones (HENRY y GUIDOTTI, 1985). La posición tetraédrica del Si puede verse parcialmente ocupada por el Al (FOIT y ROSENBERG, 1977). Por último, el F puede reemplazar a alguno de los grupos OH.

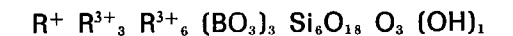
La complejidad de estos minerales aumenta al poder quedar vacantes algunas posiciones estructurales dando lugar a otros tipos de turmalinas.

El primero supone la falta de grupos OH (FOIT y ROSENBERG, 1977). Por último, el F puede FOIT y ROSENBERG, 1989) lo que puede considerarse una deshidroxilación según el siguiente esquema:



dando lugar a turmalinas de la forma: R⁺_{1-x} R²⁺₃ R³⁺₆ (BO₃)₃ Si₆O₁₈ O_{3-x} (OH)_{1-x}, con un nuevo tér-

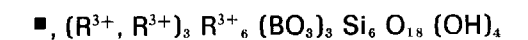
mino final que se diferencia de los anteriores por tener tres hidróxilos menos:



El segundo tipo que supone la falta de cationes en posición X (FOIT y ROSENBERG, 1977; ROSENBERG y FOIT, 1979; FOIT y ROSENBERG, 1989) da lugar a turmalinas deficitarias en álcalis según el esquema:



produciendo un término final teórico sin álcalis:



Por todo ello las turmalinas deben considerarse integradas por un conjunto de términos finales que forman soluciones sólidas entre sí, dando lugar a diferentes series. Las dos series principales, al menos en cuanto a su más amplia distribución en la naturaleza, son la dravita-chorlo (Mg - Fe) y la chorlo-elbaita (Fe - Al y Li), FOIT y ROSENBERG (1977), DEER et al. (1986). La miscibilidad entre los términos de la primera serie es total mientras que entre los de la segunda es sólo parcial, existiendo un vacío, «gap», composicional hacia los términos más elbaíticos (FOIT y ROSENBERG, 1977).

Al objeto de conocer la naturaleza de las turmalinas vinculadas a las pegmatitas de Sierra Albarrana se han analizado por microsonda electrónica 29 turmalinas (14 pertenecientes a la zona intermedia, externa y borde de cuerpos pegmatíticos representativos y 15 a las aureolas metasomáticas). Para el cálculo de su fórmula estructural (HENRY y GUIDOTTI, 1985), se ha dado por hecho que estas turmalinas carecen de Li, al menos en cantidades significativas, dada la falta generalizada de este elemento en estas pegmatitas (GONZALEZ DEL TANAGO, 1991), lo que, además, está de acuerdo con los altos contenidos en Mg de estas turmalinas que, como demuestran FOIT y ROSENBERG (1977) tras una exhaustiva revisión de la literatura especializada, son elementos muy antagónicos en estos minerales; el Fe se supone que actúa siempre como Fe²⁺ como lo sugiere la saturación en todos los casos de la posición Y por el Al; teniendo en cuenta que el B es el único catión en coordinación ternaria, que además no presenta sustituciones (HENRY y GUIDOTTI, 1985), se ha asumido que su relación estequiométrica es igual a 3. Los valores medios de las composicio-

nes químicas de ambos grupos de turmalinas, así como sus fórmulas estructurales y contenidos medios en términos chorlo, dravita y elbaita se muestran en la tabla número 1.

TABLA 1
Composiciones medias de las turmalinas de Sierra Albarrana

	Turmalinas pegmatíticas				Turmalinas del encajante			
	media	mínimo	máximo	σ	media	mínimo	máximo	σ
SiO ₂	35.57	34.25	36.67	0.67	36.16	35.38	37.13	0.42
Al ₂ O ₃	33.40	30.96	35.54	1.19	31.69	29.99	33.76	1.20
FeO	9.85	6.65	13.89	2.34	8.04	5.39	10.34	1.54
MnO	0.08	-	0.28	0.06	0.05	-	0.71	0.23
MgO	4.34	1.28	6.51	1.63	6.43	5.55	8.13	0.80
CaO	0.41	-	0.89	0.28	0.72	0.25	1.31	0.32
Na ₂ O	1.97	1.60	2.25	0.17	2.01	1.67	2.19	0.12
K ₂ O	0.04	-	0.10	0.03	0.05	-	0.12	0.01
TiO ₂	0.68	-	1.38	0.43	0.71	0.13	1.18	0.23
Total	86.36	85.44	87.99	0.69	86.01	84.58	87.71	0.91
H ₂ O	10.49	9.63	10.78	0.19	10.54	10.31	10.73	0.13

Cationes en base a 29 oxígenos							
B	3.00	3.00	3.00	-	3.00	3.00	3.00
Si	5.87	5.59	6.07	0.10	5.96	5.84	6.09
Al ^{IV}	0.13	-	0.41	0.10	0.05	-	0.15
Al ^{VI}	6.00	6.00	6.00	-	6.00	6.00	6.00
Al ^V	0.37	-	0.68	0.19	0.11	-	0.44
Ti	0.08	-	0.17	0.06	0.09	0.01	0.14
Fe ²⁺	1.36	0.91	1.92	0.30	1.11	0.74	1.45
Mn	0.01	-	0.04	0.00	0.02	-	0.09
Mg	1.07	0.31	1.59	0.40	1.57	1.37	2.00
Total Y	2.89	2.65	2.98	0.06	2.91	2.79	3.03
Ca	0.07	-	0.16	0.05	0.12	0.04	0.23
Na	0.63	0.52	0.72	0.05	0.64	0.54	0.70
K	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	0.02
Total X	0.70	0.52	0.84	0.09	0.78	0.65	0.89

Términos finales							
chorlo	46.48	29.70	63.43	10.19	38.45	25.16	48.76
dravita	34.54	10.41	51.59	13.55	52.50	46.63	64.97
elbaita	20.59	7.58	26.23	5.13	9.06	1.79	22.11

* Todo el Fe como FeO; ** estimado, explicación en el texto.

Como se puede apreciar al observar y comparar los dos grupos de turmalinas, sus composiciones, tanto desde un punto de vista general como particular dentro de cada grupo, son relativamente homogéneas y, en general, con desviaciones sobre el valor medio poco importantes salvo en el caso del Fe y Mg; este último elemento alcanza por término medio en las turmalinas metasomáticas algo más del 50 por 100 de los iones por fórmula unidad correspondientes a la posición Y; el menor contenido de este elemento en las turmalinas pegmatíticas, en torno al 35 por 100, queda compensado por la mayor presencia de Fe y Al en esta posición, dado que el Ti y Mn tienen en ambos casos valores muy bajos y similares.

En todos los casos llama la atención el escaso contenido de Al en posición Y, más marcado en las turmalinas del encajante. Por otra parte la suma de cationes en esta posición queda próxima a 3 aunque siempre con un ligero déficit, sugiriendo la existencia de vacantes en esa posición, probablemente relacionadas con contenidos inferiores a los cuatro grupos OH que, teóricamente, corresponden a cada molécula de este

mineral. El valor medio de este déficit es de 0,11 en las turmalinas metasomáticas del encajante y de 0,09 en las pegmatíticas.

Normalmente el contenido en Si queda próximo al valor teórico 6 y en alguna ligeramente por debajo, asumiéndose que este déficit lo ocupa el aluminio, Al(T) (BUERGER et al., 1962; FOIT y ROSENBERG, 1979).

Por último, la suma de cationes en posición X, fundamentalmente Na ya que los contenidos en K y Ca son siempre muy bajos, queda siempre por debajo de la unidad. La media de estas diferencias, 0,22 en las turmalinas metasomáticas del encajante y 0,30 en las pegmatíticas sí resulta importante ya que, en los casos más extremos, representa más de un 40 por 100 de vacancias en esta posición (SHEARER et al., 1984).

Aunque no de una manera sistemática se ha determinado el contenido en F de muchas de estas turmalinas que oscila desde indicios hasta llegar, en algún caso, al 0,52 por 100 de su peso; se ha detectado también, aunque muy esporádicamente, ciertos contenidos de Nb₂O₅, entre 0,07 por 100 y 0,57 por 100 en turmalinas pertenecientes a determinadas pegmatitas.

La ausencia de datos analíticos sobre la cantidad de grupos OH que contienen estas turmalinas impide conocer con exactitud la importancia que alcanzan en ellas los términos teóricos deshidroxilado y desprovisto de álcalis. Sin embargo, la utilización del diagrama binario de la figura 5, tal como lo hacen FOIT y ROSENBERG (1977) y MANNING (1982) para el caso de turmalinas en las que se desconoce el contenido de H₂O, permite tener una cierta idea de ello. A la vista del mismo parece evidente que las turmalinas analizadas participan de ambos términos, aunque la mayor parte de las veces moderadamente; también parece observarse una mayor tasa de participación en las turmalinas pegmatíticas aunque no se observa claramente ninguna relación especial entre cada población de turmalinas y los términos considerados.

ZONACIONES COMPOSICIONALES Y CROMATICAS

Las turmalinas son minerales donde la gran cantidad de sustituciones que se pueden producir y su formación a lo largo de un intervalo muy amplio de condiciones físicas facilitan la forma-

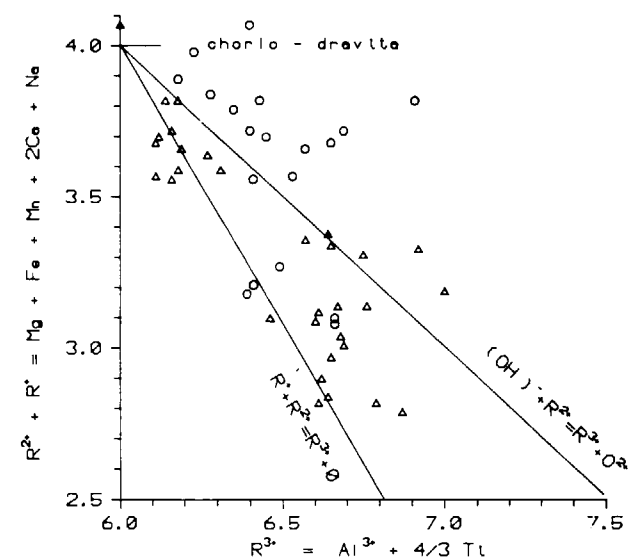


Figura 5.—Diagrama $R^+ + R^{2+}$ vs R^{3+} . Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante.

ción de zonados composicionales. Su estudio permite, entre otros aspectos, tener una idea de la evolución del medio en el que han crecido sus cristales.

Estos zonados se corresponden, muchas veces, con variaciones cromáticas que pueden llegar a resultar espectaculares, e incluso, distinguibles en muestra de mano; sin embargo, esto suele suceder en turmalinas elbáiticas, invariablemente ligadas a plutones graníticos (DIETRICH, 1985; FOORD et al., 1989); por el contrario, las variaciones cromáticas en dravitas y chorlos suelen tener menor intensidad. Quizá por ello, en las turmalinas de Sierra Albarrana sólo se observan zonados^o ópticos en lámina delgada en las turmalinas pegmatíticas s. s. en las que son relativamente frecuentes los bandeados más o menos concéntricos respecto al eje z donde, invariablemente, corresponden al núcleo, los tonos más oscuros, pardos o verdes, y a los bordes las tonalidades más claras, verdes o azuladas. Por el contrario, en las turmalinas metasomáticas los zonados cromáticos son mucho más raros y casi siempre imperceptibles.

Con el objeto de conocer las variaciones composicionales y su posible correspondencia con estas bandas cromáticas, se han realizado medidas secuenciales en secciones perpendiculares al eje z de algunos cristales, observándose

que las únicas variaciones apreciables correspondían a los cristales pegmatíticos, no existiendo diferencias composicionales significativas entre los núcleos y bordes de las turmalinas metasomáticas del encajante.

En la figura 6 se muestran las variaciones de los contenidos de los elementos más representativos (Fe, Mg, Na y Ti), referidos a tres cristales significativos del conjunto analizado en los que se han normalizado sus diámetros para poder comparar los entre sí.

Como se puede observar en la figura, y considerando las variaciones entre el centro y el borde de algunos otros cristales no representados, la principal variación corre a cargo del Fe y Mg, disminuyendo éste y aumentando aquél de núcleo a borde, lo que puede considerarse como un zonado normal, en el sentido de indicar una disminución paulatina de la temperatura conforme avanza el crecimiento del cristal (JOLLIFF et al., 1986); por otra parte, el contenido de Ti y Na permanece más bien estable.

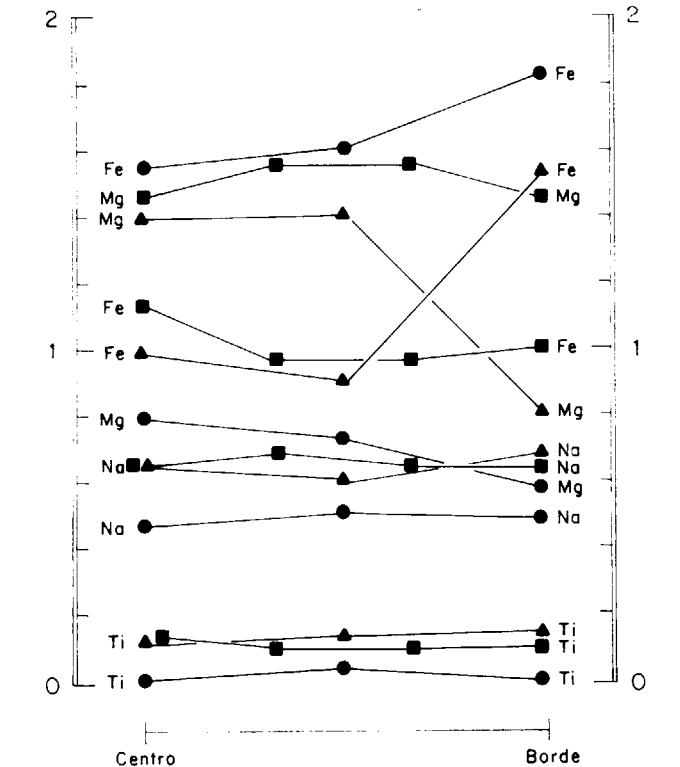


Figura 6.—Variaciones composicionales entre el centro y el borde en tres turmalinas pegmatíticas (cada símbolo representa una turmalina diferente).

De los restantes elementos, el Al tiene una cierta tendencia a aumentar su contenido hacia el borde aunque por tratarse de turmalinas ricas en Fe y Mg y desprovistas de Li, el margen de variación de este elemento en posición Y se reduce mucho; el Si no muestra variación, lo que parece lógico teniendo en cuenta que este elemento no tiene sustituciones importantes (DEER et al., 1986); por último el Mn, Ca y K presentan muy escasas variaciones.

Estos comportamientos parecen similares a los que encuentran JOLLIFF et al., (1986) y MANNING (1982), pero no obstante debe tenerse muy en cuenta el control que sobre el reparto de estos elementos tiene la presencia de otros minerales paragenéticos con las turmalinas como el granate, biotita, óxidos de Fe - Ti, e incluso, fosfatos ferromagnesianos; por ello somos conscientes de que el estudio de estos zonados sólo queda aquí iniciado y tendrá que ser completado en el futuro desde una perspectiva mucho más amplia que contemple a todos los minerales paragenéticos con estas turmalinas.

Por otro lado, aunque no tenemos referencias sobre estudios específicos acerca de la relación que liga los potenciales de difusión interna de cada elemento de las turmalinas en relación con las variables intensivas del sistema, esencialmente, temperatura y tiempo, es un hecho que parece evidente, por analogías con lo que sucede en otros minerales bien estudiados desde este punto de vista como los granates (SPEAR, 1988, y SPEAR et al., 1991), que la difusión interna es una función muy dependiente de la temperatura y del tiempo (el tamaño del cristal al considerar en este caso sólo la difusión interna tendría menor importancia, aunque en turmalinas en contacto con biotita o moscovita tendría que contemplarse). En el caso del Fe y Mg sus afinidades químicas deben favorecer su intercambio intracrystalino y por ello la atenuación de sus zonados; la profundidad de emplazamiento de estas pegmatitas y edad que, lógicamente, implican unas condiciones de enfriamiento lentas, así como la presencia de una fase tectono-metamórfica activa, posterior al proceso pegmatítico, son hechos que tienen que contribuir y favorecer, en alguna medida, la difusión intracrystalina y por ello a atenuar los zonados composicionales. Quizá, por ello sólo los cristales de mayor tamaño, situados preferentemente en la zona intermedia de estos cuerpos y alejados

de las zonas periféricas conservan los zonados mientras que las turmalinas del borde y del encajante pueden haberlos perdido por un proceso de rehomogeneización.

En otro orden de ideas, parece existir, aunque con algunas excepciones, una correspondencia entre los colores pardos de los núcleos de algunas turmalinas y su contenido en dravita tal como señalan DEER et al. (1986). Sin embargo, no parece nada clara la correspondencia entre las diferentes intensidades de color azul de algunas turmalinas y su contenido en Fe. Todo ello sugiere que las diferencias cromáticas pueden estar también motivadas, y quizá en mayor grado, por la presencia de elementos minoritarios cromóforos (DEER et al., 1955), o por el estado de oxidación del Fe o incluso del Mn (PETROV, 1990).

CLASIFICACION: TENDENCIAS GEOQUIMICAS

Para conocer la naturaleza, comportamiento geoquímico y evolución composicional de estas turmalinas se ha utilizado en primer lugar el diagrama Al - Al₅₀ Fe(t) - Al₅₀ - Mg, de HENRI y GUIDOTTI (1985) el cual permite visualizar (fig. 7) que las turmalinas de Sierra Albarrana pertenecen, fundamentalmente, como ya señaló GONZALEZ DEL TANAGO (1991 b), a la serie chorlo-dravita con moderados a bajos contenidos en elbaita. Se observa también que se distribuyen según dos poblaciones bien diferenciadas con una pequeña zona de solapamiento; las turmalinas pegmatíticas se proyectan en los campos 2 (granitoides pobres en Li y pegmatitas asociadas) y 4 (metapelitas y metasamitas coexistentes con una fase saturada en Al), mientras que las metasomáticas del encajante lo hacen en los campos 4 y 5 (metapelitas y metasamitas sin coexistencia con fase saturada en Al). Todo ello es coherente con la naturaleza anatética de estas pegmatitas desvinculadas de cualquier tipo de plutonismo granítico evolucionado que hace imposible su proyección en el campo 1 (granitoides, pegmatitas y aplitas con Li). Por otra parte la razón por la que algunas turmalinas pegmatíticas, situadas preferentemente en la zona externa de estos cuerpos, se proyectan en el campo 4 indica su relación con material asimilado y, por lo tanto, su génesis similar a las metasomáticas del encajante. Una relación análoga encuentra SHIBUE (1984).

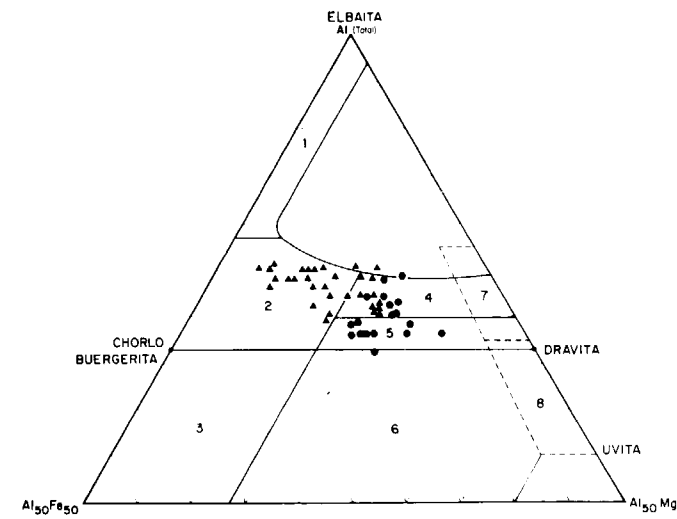


Figura 7.—Clasificación de turmalinas en el diagrama Al-Fe-Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. 1) Pegmatitas y aplitas asociadas a granitoides ricos en Li; 2) pegmatitas y aplitas asociadas a granitoides pobres en Li; 3) granitos alterados (rocas cuarzo turmaliníferas con Fe³⁺); 4) metapelitas y metasamitas coexistentes con una fase saturada en Al; 5) metapelitas y metasamitas no coexistentes con una fase saturada en Al; 6) rocas cuarzo turmaliníferas con Fe³⁺, rocas calcosilicadas y metapelitas; 7) rocas ultramáficas y metasedimentos enriquecidos en Cr y V; 8) rocas metacarbonatadas y metapiroxenitas.

Considerando el total de estas turmalinas se observa que se distribuyen según un conjunto sin solución de continuidad desde las turmalinas metasomáticas del encajante, con un contenido dravítico en torno al 52 por 100 y una variación entre 46 por 100 - 65 por 100, a las pegmatíticas, con una composición dravítica próxima al 35 por 100, distribuidas en un intervalo relativamente más amplio, entre el 10 por 100 y 54 por 100; conviene añadir que dentro de las últimas, las turmalinas con menos contenido en Mg corresponden siempre a las situadas en la zona intermedia de las pegmatitas.

El contenido en Al aumenta sólo ligeramente a lo largo de esta trayectoria y es especialmente significativo que dentro de las turmalinas pegmatíticas no aumente más en los términos más pobres en Mg, lo que confirma la escasa diferenciación que existe entre las turmalinas pegmatíticas situadas en las partes internas y las situadas en las zonas periféricas de estos cuerpos.

En el diagrama triangular Ca - Fe(t) - Mg de

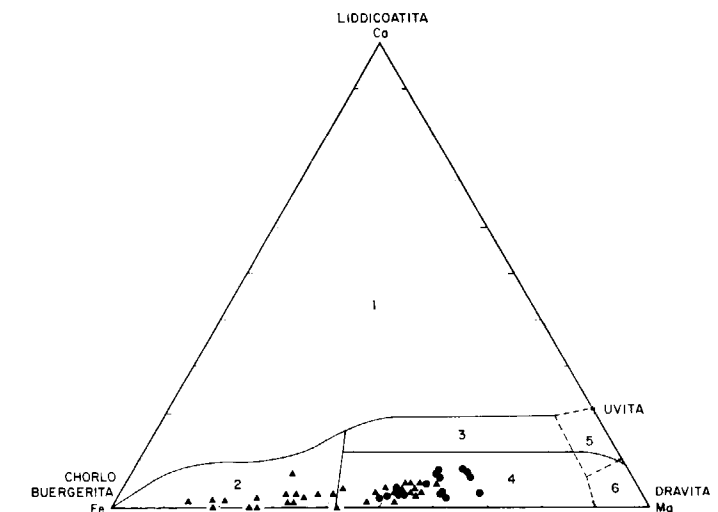


Figura 8.—Clasificación de turmalinas en el diagrama Ca-Fe-Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en la figura 7 y en el texto.

HENRY y GUIDOTTI (1985), figura 8, se puede observar el escaso contenido en liddicoatita de estas turmalinas y cómo este componente disminuye hacia los términos más ricos en Fe. Igualmente, de nuevo, quedan bien diferenciadas las dos poblaciones consideradas y también aquí, las turmalinas del encajante se proyectan exclusivamente sobre el campo 4, mientras que las pegmatíticas lo hacen sobre el 2 y 4.

El diagrama triangular TiO₂ - FeO + MnO - MgO, figura 9, utilizado por MANNING (1982) es útil para visualizar las relaciones que puedan existir entre los contenidos de TiO₂, relación Mg/(Mg + Fe) y las dos poblaciones de turmalinas consideradas, observándose la escasa influencia entre estos parámetros.

En general, se puede establecer que el grado de diferenciación del proceso pegmatítico en un momento determinado queda reflejado por la relación Fe/Mg de las turmalinas que en ese instante se están formando (JOLLIFF et al., 1986). Para conocer este grado y los nexos que pueden existir entre las turmalinas que forman parte de las pegmatitas y las metasomáticas del encajante, se ha utilizado en primer lugar el diagrama binario: Fe + Mn versus Mg, de la figura 10, en el que hemos integrado el componente tsialítico al chorlo dada la afinidad geoquímica que existe entre ambos elementos. Se observa que

todas las turmalinas quedan por debajo de la composición teórica chorlo (+ tsialita) - dravita que viene representada por la recta: $Fe + Mn = 3 - Mg$, distribuyéndose, y esto es importante, sin solución de continuidad en torno a la recta de regresión $Fe + Mn = 2,04 - 0,621 * Mg$.

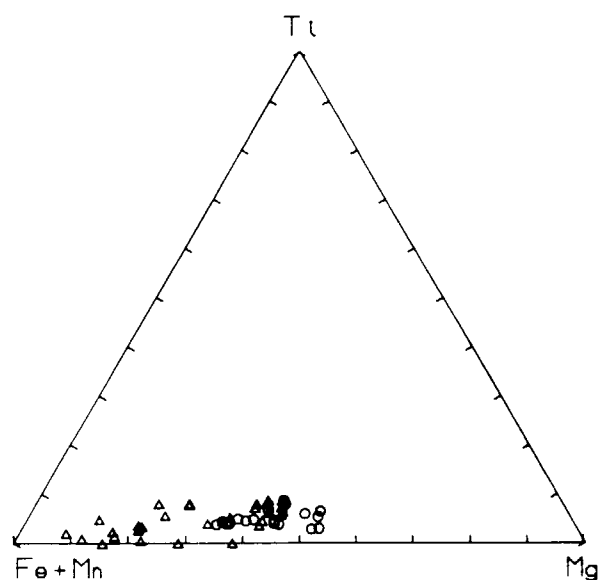


Figura 9.—Diagrama Ti - Fe + Mn - Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

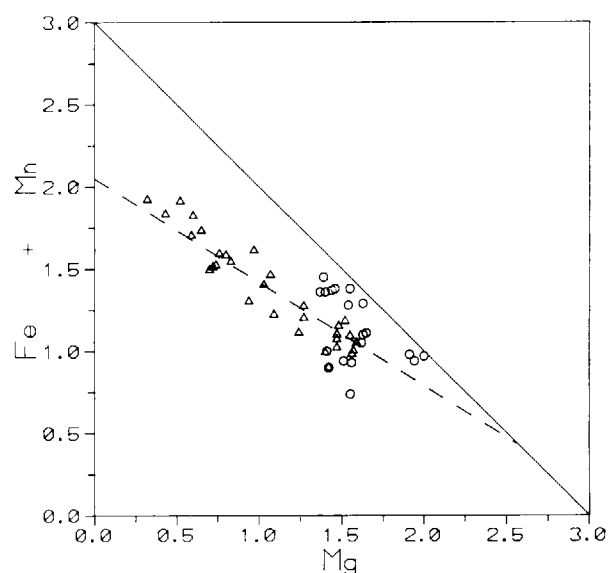


Figura 10.—Diagrama Fe - Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

Sin embargo, aunque estas turmalinas forman una serie continua, se pueden agrupar en torno a las dos poblaciones ya señaladas: la primera, con una relación $Fe + Mn / Mg$ entre 1,3 y 2 y un valor medio en torno a 1,5, corresponde a las turmalinas pegmatíticas, mientras que la segunda con una relación entre 0,3 y 1,5 y un valor medio próximo a 1, corresponde a las turmalinas metasomáticas del encajante. Entre las primeras, las que contienen valores próximos a 1,5, corresponden a las originadas sobre enclaves y rocas asimiladas, en las que su contenido en Mg viene controlado por la cantidad de biotita involucrada, constituyendo por ello un nexo composicional entre las metasomáticas del encajante y las pegmatíticas situadas en la zona intermedia de estos cuerpos.

Por otro lado, la diferencia de ordenadas, en cada caso, entre la recta teórica que une los términos chorlo + tsialita y dravita, y cada turmalina considerada, pone de manifiesto, de nuevo, que estas turmalinas contienen un término distinto, elbaíta, pero que, además, este componente aumenta conforme lo hace el grado de diferenciación, esto es: cuanto menor es el contenido en Mg, mayor es la probabilidad de que entre el Al en posición Y. Esta tendencia enlaza, perfectamente, con el antagonismo que encuentran FOIT y ROSENBERG (1977) entre el Mg y Li, puesto que agotados los ferromagnesianos (y en primer lugar el Mg) en las primeras fases de la consolidación pegmatítica, sólo elementos como el Li, que enriquecen los fluidos residuales, son susceptibles de entrar, junto con el Al, a ocupar las vacantes en posición Y.

El diagrama binario utilizado por JOLIFF et al. (1986) que relaciona la importancia del contenido relativo de Fe con respecto a la suma del total de cationes $Fe + Mg + Mn + Ti$ versus el incremento del fraccionamiento, expresado por estos autores por el valor $Fe + Mg$, puede ser también útil en este sentido (fig. 11). Se pone de manifiesto la tendencia que presentan las turmalinas pegmatíticas, a que la importancia relativa del Fe aumente conforme lo hace el grado de diferenciación, al ser reemplazados los restantes cationes (Mn, Ti y sobre todo Mg) no sólo por el Fe sino algo también por el Al, tendencia que no se manifiesta en las turmalinas del encajante, en las que la importancia relativa del Fe permanece casi inalterable en torno al 40 por 100.

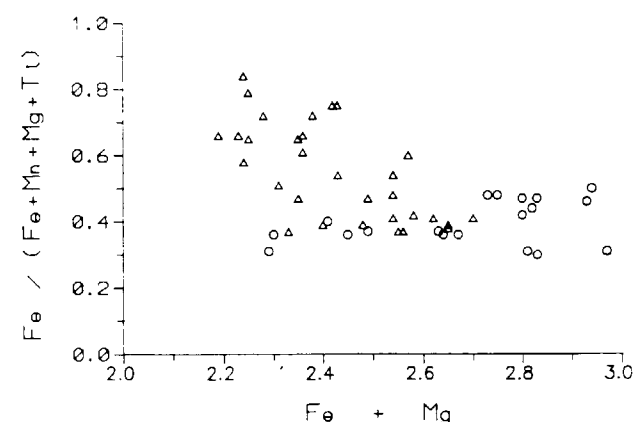


Figura 11.—Diagrama $Fe / (Fe + Mn + Mg + Ti)$ vs $Fe + Mg$. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

MINERALOGENESIS DE LAS TURMALINAS PEGMATÍTICAS

La diferencia composicional de estas turmalinas parece sugerir distintos procesos genéticos. De acuerdo con el modelo clásico de diferenciación pegmatítica (JANHS y BURHAM, 1969, y JANHS, 1982) y teniendo en cuenta las relaciones texturales que ligan la turmalina con los minerales de su entorno así como con la posición que ocupan dentro de los cuerpos pegmatíticos, los mecanismos formadores de estos minerales parecen desarrollarse en tres estadios más o menos consecutivos dentro del proceso pegmatítico:

- Cristalización a partir de un fundido silicatado.
- Cristalización a partir de la fracción acuosa, una vez saturado en agua el fundido anterior.
- Metasomatismo bórico de los enclaves o de las rocas encajantes asimiladas.

El desarrollo de estas etapas tiene en estas pegmatitas un alcance desigual, según el tamaño de los cuerpos, tipo e intensidad de la deformación durante la consolidación de la pegmatita (que afectará a la facilidad de emigración de la fase acuosa) y, obviamente, cantidad relativa de B en cada caso.

De una manera muy sucinta el proceso se puede considerar que comienza con la llegada de los primeros fundidos silicatados que producen una interacción con la roca de caja, la cual aportará, esencialmente, Al y ferromagnesianos; en este momento comienza una lenta nucleación de tur-

malina en el endocontacto de la cámara pegmatítica ligeramente más frío que el fundido silicatado (las diferencias térmicas deben ser muy ligeras como lo indica la escasez de bordes aplícticos en estas pegmatitas, GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Estos primeros cristales de turmalina, nucleados, posiblemente, en relación con biotitas, tienden a crecer perpendicularmente a la superficie del endocontacto, orientándose en la dirección de flujo, entendida como dirección de aporte de B.

Cuando avanzado el proceso se llega a la saturación en H_2O , la afinidad que tiene el B hacia los fluidos acuosos en menoscabo de los silicatados (BURNHAM, 1979), hace que este elemento se concentre en aquéllos pudiendo ser distribuido por todas las partes de la pegmatita aún no consolidada con mucha mayor facilidad y rapidez. Esto produce un aumento de la velocidad de crecimiento de las turmalinas ya nucleadas que se nota, en primer lugar, por el cambio textural de estos cristales que hacia las partes periféricas muestran texturas esqueléticas con gran cantidad de inclusiones, y en segundo lugar, por el engrosamiento de sus cristales hacia el extremo más cercano al centro de la pegmatita, paralelamente al aumento de su idiomorfismo (ello se debe a que el aumento de la velocidad de crecimiento de la turmalina no puede ser seguida por los feldespatos adyacentes cuya fuente de alimentación sigue siendo la fracción silicatada en donde el transporte de los cationes necesarios para su crecimiento sigue siendo mucho más lenta; entonces, los cristales de turmalina comienzan a destacar del resto y a crecer sin trabas literalmente «colgados del techo» de la cámara; no se olvide que la menor densidad de los fluidos acuosos en relación con los silicatados hace que éstos tiendan a ocupar las partes altas de las cámaras). Por otra parte, de una manera paralela, se produce una fuerte hidrolización y metasomatismo de todos los restos de roca encajantes todavía no asimilados que han quedado dispersos y «flotando» dentro de la cámara pegmatítica.

Sin embargo, la facilidad que tiene la fracción acuosa para escapar hacia el encajante, dada su mayor fluidez en relación con la fracción silicatada y, sobre todo, si la actividad tectónica contribuye a ello, hará que en muchas ocasiones, sobre todo en cuerpos pequeños, el B se escape

fuera de la pegmatita transportado por estos fluidos, quedando, entonces, abortado el crecimiento de las turmalinas dentro de la cámara pegmatítica (la cantidad de B que queda en la fracción silicatada es muy pequeña en relación a la acuosa, BURNHAM, 1979). En otras ocasiones sucede (en general sólo en los cuerpos de mayor envergadura) que una parte de esta fracción acuosa no encuentra camino para emigrar de la cámara quedando atrapada entre zonas feldespáticas ya consolidadas; se producen entonces procesos de reemplazamiento de los feldespatos que son hidrolizados, originándose, al mismo tiempo, nuevas turmalinas ricas en Al y pobres en ferromagnesianos, junto con gran cantidad de cuarzo excedentario. En la mayor parte de las pegmatitas de tipos I y II de GINZBURG (1979) o mirolíticas o con elementos raros de CERNY (1991) estos procesos de reemplazamiento ocurren como consecuencia de nuevos aportes fluidos desde el plutón fuente, sin embargo, en Sierra Albarrana, obviamente, no caben aportes de este tipo pero, además, el proceso de migmatización poco generalizado y muy localizado en el tiempo y en el espacio, tampoco contribuye, por regla general, a que nuevos aportes de fluidos refuercen el proceso, y de ahí que los procesos de reemplazamiento sean en estas pegmatitas tan escasos y que sus turmalinas contengan tan bajos contenidos elbáuticos.

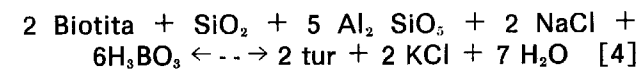
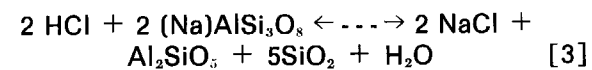
Se comprende, entonces, el que, cuantitativamente, la mayoría de las turmalinas vinculadas a los procesos pegmatíticos de Sierra Albarrana, en un sentido amplio, se hayan formado en relación con los episodios metasomáticos tanto internos como externos.

De entre los tres ambientes señalados para la formación de este mineral, también es este último el que tiene, quizá, un mayor interés petrogenético, por la importancia de los minerales que pueden estar involucrados. Las relaciones texturales y mineralógicas sugieren que la formación de estas turmalinas se origina siempre a expensas de plagioclasa, biotita y, a veces quizá, moscovita.

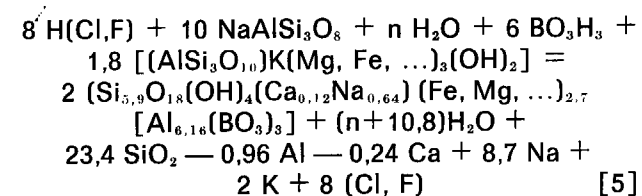
En este orden de ideas la formación de turmalina, un proceso que consume Al, es una función de la $\mu_{B_2O_3}$ (metasomatismo bórico) y de la $\mu_{(K_2O, Na_2O)}$ (álcalis en solución), tal como señalan SHEARER et al. (1984). Una de las características distintivas de este proceso es la formación paralela de cuarzo que se va nucleando

do conforme avanza el crecimiento de la turmalina, quedando, frecuentemente, atrapado en la misma. La mayoría de las veces, aparece también involucrado el apatito tal como señalan KRETZ et al. (1989 b), el cual suele ser un acompañante minoritario, pero asiduo, en los frentes de turmalinización de estas pegmatitas. En otros casos también la formación de rutilo, esfena y, o, algún otro mineral ferromagnesiano, parece producirse de manera paralela a la turmalina, pero ello no constituye una regla general.

Siguiendo en líneas generales a estos autores el proceso teórico de formación de turmalina, a partir de biotita y albita, en el sistema Si - Al - Na - Fe - Mg se produce en las dos etapas siguientes:



produciéndose un excedente de K que puede dar lugar a la formación posterior de feldespato potásico o moscovita, lo que parece que ocurre con frecuencia en Sierra Albarrana, en donde una aureola con minerales ricos en K acompaña, a veces, al proceso de turmalinización. Utilizando la composición media de las turmalinas analizadas, el balance molar al aplicar la ecuación [3] y [4] resulta de la forma:



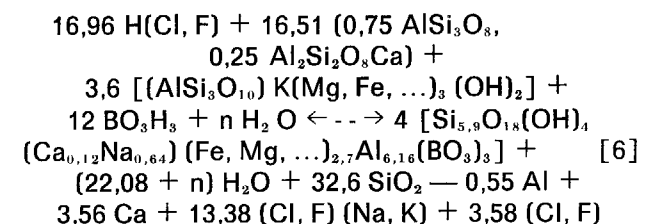
Es evidente que este balance sólo podría quedar completo si introdujéramos, en cada caso particular, la composición real de todos los minerales implicados, especialmente biotita, sin embargo, el introducir una composición media tiene la ventaja de generalizar el proceso, no restando validez por ello a las conclusiones que se puedan extraer del mismo.

En esta reacción se observa que, supuestos ocupados totalmente por ferromagnesianos los cationes en posición octaédrica de la biotita, la relación molar, biotita reactante / turmalina producida, es algo menor de 1. Por otra parte, como

señalan KRENTZ et al. (1989 b), existe un déficit de 0,96 cationes de Al que, en teoría haría necesaria la presencia de un silicato de aluminio (sillimanita), o bien que entrara en el proceso una cierta cantidad de moscovita. La disponibilidad de sillimanita o eventualmente andalucita sólo puede ser circunstancial, por lo que es evidente que la formación de turmalina requeriría, en todo caso, una cantidad adicional de moscovita. Sin embargo, por regla general las biotitas consideradas siempre contienen una cierta cantidad de Al en posición VI (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.), que resulta suficiente para equilibrar este déficit.

Es evidente el control que ejerce la composición inicial de la biotita en la composición final de la turmalina, ya que, en principio todos los cationes en posición octaédrica de aquélla pasarán a la turmalina. No obstante, en ocasiones, se observan intercrecimientos de rutilo con turmalina, lo que parece sugerir que, en estos casos, la turmalina no puede admitir todo el Ti de la biotita, al menos, en las condiciones térmicas que se producen estos procesos no mayores de 625-650° C; conviene señalar al respecto que algunas biotitas de las rocas encajantes llegan a tener casi un 3 por 100 de TiO₂ (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.).

Otro problema se plantea con el Ca cuando, como ocurre en la mayoría de los casos, interviene una plagioclasa, en general con un contenido anortítico importante (el feldespato potásico suele estar ausente de las rocas encajantes). Sabemos que los contenidos medios de anortita en estas plagioclasas no bajan, por regla casi general, del 25 por 100 (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.). Esto significa, además de una mayor disponibilidad de Al, un exceso de Ca de difícil ubicación pues, como hemos visto, este elemento no forma parte, más que en muy pequeña medida, de estas turmalinas. Utilizando nuevamente la composición media de las turmalinas metasomáticas y haciendo intervenir a una plagioclasa An₂₅, podemos llegar a establecer la siguiente ecuación:



en la que el aspecto más significativo, aparte del pequeño déficit de 0,55 cationes de Al que se enjugaría con el Al^{VI} de la biotita o interviniendo algo de moscovita, es el excedente de 3,6 cationes de Ca. En este caso parece que el papel del P, que acompaña al B, es fundamental formándose apatito. Con los valores aquí señalados se originará, al menos, 0,72 moléculas de apatito por cada cuatro de turmalina justificando la gran cantidad de apatito que acompaña siempre a los frentes de turmalinización. Por último, la mayor afinidad del Cl por los álcalis, en relación al F, hará que aquél desplace a este último de los complejos alcalinos, quedando libre para poder entrar en la estructura del apatito, originándose por ello fluorapatitos y en ningún caso cloroapatitos (GONZALEZ DEL TANAGO, in litt.).

Aunque en algún caso es posible reconocer, desde un punto de vista textural, las turmalinas pegmatíticas que se han formado, al menos durante la mayor parte de su crecimiento, a partir de la fase acuosa (serían, sobre todo, aquellos cristales de mayor tamaño, distribuidos por la zona interna de estos cuerpos), en el resto de las turmalinas, esencialmente las distribuidas por la zona de borde y externa, ello es más problemático y de ahí el interés que tiene el intentar hacerlo desde el punto de vista composicional.

En este sentido, JOLLIFF et al. (1986) encuentran que la característica fundamental que diferencia el origen de las turmalinas en la pegmatita de Bob Ingersoll puede ser reflejado por la relación Fe / (Fe + Mg); relaciones entre 0,544 y 0,799 corresponden a las turmalinas de origen metasomático; entre 0,718 a 0,938 para las formadas a partir de fundidos silicatados; y valores cercanos a la unidad para las turmalinas originadas a partir de la fracción acuosa. Obviamente, las diferencias genéticas entre esta pegmatita, directamente relacionada con un plutón granítico, y las de Sierra Albarrana, no permiten las comparaciones directas, aunque sí aprovechar el modelo a la escala de las composiciones de las turmalinas aquí consideradas.

En este orden de ideas en la figura 12, tomada de estos autores, hemos enfrentado la importancia del Fe dentro de los ferromagnesianos, explicada por el valor de la relación Fe / (Fe + Mg), y habida cuenta de que el contenido de Mn en estas turmalinas es muy bajo, versus el total de

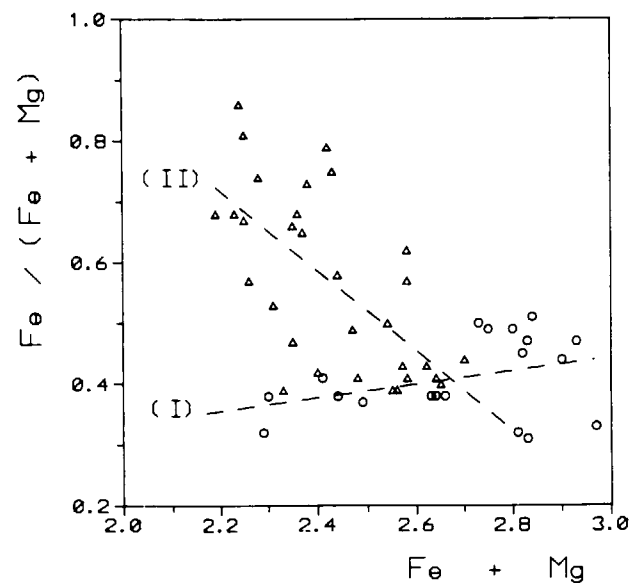


Figura 12.—Diagrama Fe / (Fe + Mg) vs Fe + Mg. Triángulos: turmalinas pegmatíticas. Círculos: turmalinas metasomáticas del encajante. Explicación en el texto.

- I) Recta de regresión turmalinas metasomáticas.
 II) Recta de regresión turmalinas pegmatíticas.

estos elementos (Fe y Mg). El diferente comportamiento global de ambas poblaciones es notable; mientras que en las turmalinas pegmatíticas existe una tendencia a aumentar la importancia del Fe al disminuir el contenido en ferromagnesianos, en el caso de la población del encajante esto no ocurre. Las rectas de regresión respectivas: $Fe = 0,11 * (Fe + Mg) + 0,11$, y $Fe = 0,66 * (Fe + Mg) + 2,16$, son bien explícitas al respecto.

Se puede observar que las turmalinas metasomáticas del encajante están situadas entre valores de ordenadas 0,3 y 0,5, lo que sugiere que las turmalinas pegmatíticas con ordenadas inferiores a 0,5 también deben tener este origen. Comparando los valores de las turmalinas de Sierra Albarrana y los que encuentran JOLLIFF et al. (1986) en la pegmatita de Bob Ingersoll se aprecia, de entrada, una menor importancia relativa del Fe y así para las turmalinas metasomáticas se pasa de 0,54 - 0,80 en aquéllas, a 0,3 - 0,5 en Sierra Albarrana. Esta diferencia parece, indudable, que procede de la diferente composición inicial de la biotita involucrada, probablemente debida a las distintas características y condiciones fisicoquímicas de formación de las rocas encajantes. De establecer un paralelismo

entre las relaciones de las turmalinas de ambas pegmatitas, las originadas desde la fase silicatada, en Sierra Albarrana, podrían tener relaciones en torno al 0,48 - 0,70 y sólo, quizá, aquellas con una relación superior a 0,8 tendrían cierta posibilidad de haberse formado exclusivamente a expensas de la fase acuosa.

Ello parece poner nuevamente de manifiesto, la moderada importancia que ha tenido la fase acuosa en la mayoría de las pegmatitas de Sierra Albarrana, al menos dentro de los cuerpos en sí, que se refleja, como hemos visto, en el quimismo de estas turmalinas.

CONCLUSIONES

Las turmalinas son los únicos minerales con contenidos significativos de B en Sierra Albarrana. En relación con los procesos pegmatíticos cabe distinguir dos poblaciones de turmalinas diferentes: las que forman parte integral de los cuerpos pegmatíticos y las que constituyen las aureolas metasomáticas, producidas por la emigración de los fluidos acuosos pegmatíticos hacia el encajante.

Composicionalmente, estas turmalinas, a las que se supone carentes de Li en base a la geoquímica de estas pegmatitas, se caracterizan por contenidos elevados de Fe y Mg, con moderada cantidad de Ti y Al en posición Y, y escasa participación del Mn; la suma de cationes Y es siempre menor que 3. La posición X está ocupada mayoritariamente por el Na, pues los contenidos de Ca y K son escasos y resulta en general inferior a 1, por lo que casi todas ellas contienen moderadas cantidades del término teórico desprovisto de álcalis así como del deshidrogenado.

La proyección del conjunto de las turmalinas en un diagrama Al-Fe-Mg permite conocer que forman un conjunto sin solución de continuidad en el que, sin embargo, se pueden diferenciar las dos poblaciones consideradas, cuyos orígenes son similares a los que señalan HENRY y GUIDOTTI (1985); se confirma, de paso, su desvinculación a plutones graníticos. Las turmalinas pegmatíticas son más ricas en chorlo mientras que las metasomáticas lo son en dravita; el contenido de elbaíta sólo aumenta ligeramente hacia los términos más chorlíticos.

En algunas turmalinas pegmatíticas existen zonados cromáticos (núcleos más pardos y oscu-

ros) y composicionales con núcleos más dravíticos y bordes más ricos en chorlo y muy ligeramente enriquecidos en elbaíta. Ello está de acuerdo con la disminución generalizada de la relación Mg/Fe conforme avanza el proceso de diferenciación pegmatítica y que como hemos visto se refleja también en la evolución de la composición global de estas turmalinas.

La composición de las turmalinas metasomáticas sugiere que en su génesis reaccionan fluidos bóricos sobre biotita y albita produciéndose cuarzo y K que, a su vez, forma otra aureola potásica exterior a la de turmalinización; por otra parte, cuando interviene una plagioclasa cálcica la presencia de P es necesaria para absorber el exceso de Ca formándose, junto con la turmalina, fluorapatito.

La relación Fe/(Fe + Mg) puede constituir un eficaz parámetro para discriminar el diferente origen de estas turmalinas (fracción silicatada, fracción acuosa o metasomatismo bórico), encontrándose que valores inferiores a 0,5 denotan un origen metasomático mientras que, probablemente, sólo los mayores de 0,8 denoten un origen exclusivo a cargo de la fracción acuosa.

AGRADECIMIENTOS

Al doctor Félix Bellido por la lectura y aportaciones al manuscrito.

Una parte de los análisis por microsonda se han realizado en la Universidad de Oviedo agradeciendo a Miguel Fernández y a todo el Departamento de Petrología su ayuda, en especial, al profesor Guillermo Corretge por su desinteresada y personal asistencia que ha redundado, siempre, en la mejor calidad de los resultados conseguidos.

ENRESA, como ha sido su norma, ha facilitado y apoyado siempre todos los estudios y trabajos de campo que venimos realizando desde hace años en las pegmatitas de Sierra Albarrana.

REFERENCIAS

- ARRIBAS, A. (1967): *Minerología y metalotecnia de los yacimientos de uranio. Sierra Albarrana (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 6, pp. 157-170.
 BERNARD, F.; MOUTOU, P., y PICHAVANT, M. (1985): *Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas*. Jour. Geol., 93, pp. 271-291
 BUERGUER, M. U.; BURNHAM, C. W., y PEACOR, D. R. (1962): *Assesment of the several structures proposed for tourmalines*. Acta Cryst., 15, pp. 583-590.

- BURNHAM, C. W. (1967): *Hydrothermal Fluids at the Magmatic Stage*, en BARNES, H. L.: *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*, pp. 34-76.
 CALVO, B.; GONZALEZ DEL TANAGO, J., y GONZALEZ DEL TANAGO (Ch), J. (1991): *Los minerales y la minería de Sierra Albarrana y su entorno*. Fundación ENRESA, Madrid, p. 203.
 CARBONELL, A. (1917): *Pegmatitas de la provincia de Córdoba. Ideas generales*. Rev. Min., XXXV, pp. 1317-1337.
 CARBONELL, A. (1941): *Nota sobre yacimientos de radio y berilio de Córdoba*. Anales de la Asoc. Esp. para el progreso de las ciencias, VI, pp. 52-60.
 CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*. M.A.C. short Course Handbook, 7, pp. 1-32.
 CERNY, P. (1991): *Rare-element Granitic Pegmatites. Part. I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatitic Deposits*. Geos. Can., 18, 2, pp. 49-67.
 COLOPIETRO, M. R., y FRIBERG, L. M. (1987): *Tourmaline-biotite as a potential geothermometer for metapelites, Black hills, South Dakota*. Abstracts with Programs 140176.
 CHAROY, B. (1982): *Tourmalinization in Cornwall, England*, in EVANS, A. M.: *Mineralization Associated with Acid Magmatism*, pp. 63-70.
 DEER, W. A.; HOWIE, R. A., y ZUSSMAN, J. (1989): *Rock-Forming minerals*, vol. 1B, Desilicates and ring silicates. Edit. Longman, U. K.
 DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga, Badajoz*. Bol. Geol. y Min., 82, pp. 277-286.
 DELLMAYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz - Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia)*. Terra Abstracts, 1, p. 366.
 DIETRICH, R. V. (1985): *The tourmaline group*. Edit. Van Nostrand, Nueva York, p. 296.
 FENOLL, P.; ORTEGA, J.; RODRIGUEZ, J., y VELASCO, F. (1983): *Intercrecimientos de óxidos de hierro y titanio en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*. Est. Geol. 39, pp. 253-259.
 FOIT, F. F. y ROSENBERG, P. E. (1977): *Cupled Substitutions in the Tourmaline Group*. Cont. Min. Petrol., 62, pp. 109-127.
 FOIT, F. F., y ROSENBERG, P. E. (1989): *Crystal chemistry of alkali-deficient schorl and tourmaline structural relationships*. Amer. Min., 74, pp. 422-431.
 FOORD, E. E.; SPAULDING, L. B. (Jr.); MASON, R. A., y MARTIN, R. F.: *Mineralogy and Paragenesis of the Little Three Mine Pegmatites, Ramona District, San Diego County, California*. Min. Rec., 20, pp. 101-126.
 FOORD, E. E.; MARTIN, R. F.; FITZPATRICK, J. J.; TAGGART, J. E. (Jr.), y CROCK, J. G. (1991): *Bromuscovite, a new member of the mica group, from the Little Three mine pegmatite, Ramona district, San Diego County, California*. Amer. Min., 76, pp. 1998-2002.
 FRONDELL, C., y COLLETTE, R. L. (1957): *Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₂BO₃ solution, and its implications in rock metamorphism*. Amer. Min., 42, pp. 754-758.
 GARROTE, A., et al. (1980): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2.ª Serie (Magna), hoja 900, La Cardenchoa*. I.G.M.E. Inédito.
 GEORGE, D. R. (1949): *Mineralogy of uranium and thorium bearing minerals*. U. S. Atomic Energy Comm. RMO-563 en Heinrich E. Wm. (1966), pp. 65.
 GINZBURG, A. I., et al. (1979): *Principios de geología de*

- las pegmatitas graníticas (en ruso). Nedra, Moscú, 266 pp.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1991 a): *Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): mineralizaciones de berilio*. Bol. Inst. Geol. y Min., vols. 102-4, pp. 578-603.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1991 b): *Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): minerales con boro y fósforo*. Bol. Soc. Min. Esp., vol. 14-1, pp. 54-55.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (in litt.): *Estudio petrológico y mineralógico de las Pegmatitas de Sierra Albarrana y de las rocas encajantes*.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; PEINADO, M., y MARTIN, M. (1984): *El crisoberilo de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. 1.º Congres. Esp. Geol., tomo II, pp. 131-145.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; BELLIDO, F., y GARCIA CACHO, L. (1986): *Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central español)*. Bol. Geol. Min., 97, pp. 103-121.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J.; PEINADO, M. (1988): *Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes*. Bol. Soc. Esp. Min., 11-2, pp. 26-27.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 123-124.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España)*. Bol. ITGE, vol. 101-5, pp. 18-40.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., et al. (1991): *Contribución al estudio de las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): minerales con elementos raros*. Bol. Soc. Esp. Min., 14-1, pp. 105-106.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y ARENAS (1991): *Anfibolitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional*. Rev. Soc. Geol. Esp. 4 (3-4), pp. 251-269.
- HENRY, D. C., y GUIDOTTI, C. V. (1985): *Tourmaline as a petrogenic indicator mineral: An example from the staurolite grade metapelites of NW Maine*. Amer. Miner., 70, pp. 1-15.
- JAHNS, R. H. (1953): *The genesis of pegmatites I. Occurrence and origin of giant crystals*. Amer. Min., 38, pp. 563-598.
- JAHNS, R. H. (1982): *Internal evolution of pegmatitic bodies*, en CERNY, P.: *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, pp. 293-318.
- JAHNS, R. H., y BURNHAM, W. (1969): *Experimental Studies of Pegmatite Genesis: I. a model for the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites*. Econ. Geol., 64, pp. 843-864.
- JOLLIFF, B. L.; PAPIKE, J. P., y SHEARER, C. K. (1986): *Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, south Dakota*. Amer. Min., 71, pp. 472-500.
- KRETZ, R.; LOOP, J., y HARTREE, R. (1989 a): *Petrology and Li-Be-B geochemistry of muscovite-biotite granite and associated pegmatite near Yellowknife, Canada*. Cont. Min. Petrol., 102, pp. 174-190.
- KRETZ, R.; HARTREE, R., y JONES, P. (1989 b): *Metasomatic crystallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada*. Cont. Min. Petrol., 102, pp. 191-204.
- LONDON, D. (1986 a): *Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments*. Amer. Min., 71, pp. 376-405.
- LONDON, D. (1986 b): *Formation of tourmaline-rich pockets in miarolitic pegmatites*. Amer. Min., 71, pp. 396-405.
- LONDON, D. (1987): *Internal differentiation of rare-element pegmatites: Effects of boron, phosphorus, and fluorine*. Geochim. et Cosmochim. Acta 51, pp. 403-420.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1940): *Works of the Mining and Geological Institute of Spain and of the National Institute of Physics and Chemistry*. Report of the Committee on the Measurement of Geological Time. Exb. 13, p. 130.
- MANNING, D. A. C. (1982): *Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapog batholith of peninsular Thailand*. Min. Mag. 45, pp. 139-147.
- MANNING, D. A. C., y PICHAVANT, M. (1983): *The role of fluorine and boron of granite melts*, en ATHERTON, M. P., y GRIBBLE, C. D., eds. *Migmatite, melting and metamorphism*. Shiva, pp. 94-109.
- MANNING, D. A. C.; MARTIN, J. S.; PICHAVANT, M., y HENDERSON, C. M. B. (1984): *The effect of F, B and Li on melt structures in the granite systems: Different mechanisms?* Progress in Experimental Petrology. (Ed. Henderson, C. M. B.), pp. 30-35.
- MOORE, P. B. (1982): *Pegmatite minerals of P(V) and B(III)*, en CERNY, P.: *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, pp. 267-289.
- PETROV, I. (1990): *Role of natural radiation in tourmaline coloration: Discussion*. Amer. Min., 75, pp. 237-239.
- PICHAVANT, M. (1981): *An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure*. Contrib. Min. Petr., 76, pp. 430-439.
- PICHAVANT, M. (1987): *Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 Kbar*. Amer. Min., 72, pp. 1056-1070.
- PICHAVANT, M., y MANNING, D. (1984): *Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data*. Physics of the Earth and Plan. Inter., 35, pp. 31-50.
- ROSENBERG, P. E., y FOIT, F. F. (1979): *Synthesis and characterization of alkali free tourmaline*. Amer. Min., 64, pp. 180-186.
- ROSENBERG, P. E. et al. (1986): *Synthesis and characterization of tourmaline in the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-B₂O₃-H₂O*. Amer. Min., 71, pp. 971-976.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J., y SIMON, S. B. (1984): *Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: Progressive boron metasomatism adjacent to the Tip Top pegmatite*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 48, pp. 2563-2579.
- SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; SIMON, S. B., y LAUL, J. C. (1986): *Pegmatite-wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock*. Amer. Min., 71, 518-539.
- SHIBUE, V. (1984): *Chemical compositions of tourmaline in the Vein-type Tungsten Deposits of the Kaneuchi Mine, Japan*. Min. Depos., 19, pp. 298-303.
- SMITH, J. V., y BROWN, W. L. (1988): *Feldspar minerals 1*. 2.ª edición. Edit. Springer Verlag, pp. 828.
- SPEAR, F. S. (1988): *Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets*. Cont. Min. Petrol., 99, pp. 507-517.
- SPEAR, F. S.; KHON, M. J.; FLORENCE, F. P., y MENARD, T. (1991): *A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T patch determinations*. Jour. Metamorph. Geol., 8, pp. 683-696.
- STAVROV, O. D., y KHITROV (1960): *Boron in rocks and pegmatites of Eastern Sayan*. Geochemistry, 5, pp. 482-493.

Original recibido: Mayo de 1992.
Original aceptado: Septiembre de 1992.

INFORMACION

Comentario al artículo científico publicado por Louis Proust en 1804 sobre los minerales «platas rojas».

Por A. LA IGLESIA (*)

1. INTRODUCCION

El artículo sobre las platas rojas que PROUST publica en 1804, es uno de sus trabajos científicos más importantes. En éste, resuelve definitivamente el problema de la diferenciación de tales minerales. PROUST fue el primero en determinar la composición cuantitativa del mineral que llamó «plata roxa arsenical» y del que llamó «plata roxa antimonial». Medio siglo después, en honor de PROUST, se denominó Proustita al mineral arsenical. Más tarde, a la «plata roxa antimonial» se le llamó Pirargirita.

El artículo se publica tres años después de que PROUST hubiese enunciado la ley de las proporciones definidas, que junto a la ley de la conservación de la masa enunciado por LAVOISIER en 1789, y la de las proporciones múltiples de DALTON en 1803, constituyen los tres pilares donde se asienta la Química Ponderal. Posiblemente cuando PROUST escribe el artículo de las platas rojas, no conocía de forma explícita la ley de las proporciones múl-

tiples, enunciada un año antes por DALTON, pero, en varias ocasiones hace uso de ella al emplear los términos: óxido *ad minimum* y óxido *ad maximum* para referirse a distintos óxidos de un mismo elemento. Todo el artículo está impregnado de la idea de las proporciones definidas. A lo largo de él, en cinco ocasiones, establece distintas relaciones atómicas o moleculares e incluso se lamenta de no conocer la relación azufre a arsénico en el sulfuro de arsénico:

«No conozco aún la razón entre los factores del sulfureto arsenical (sulfuro de arsénico) porque he hallado varias dificultades para esta valuación.»

En el artículo, PROUST utiliza la moderna nomenclatura Química puesta a punto hacia 1787 por MORVEAU, LAVOISIER, BERTHELOT y FOURCROY, muy similar a la actualmente en uso, nomenclatura que procuraremos respetar, incluyendo entre paréntesis los pequeños cambios de denominación y la fórmula actual cuando fuera necesario.

(*) Instituto de Geología Económica del C. S. I. C. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

Que sea éste nuestro pequeño homenaje al gran químico analista, que dedicó su vida al estudio de la Química Mineral. Su larga estancia en nuestro país sirvió, indudablemente, para sembrar la semilla, de la que brotarían ilustres químicos como Juan Manuel MUNARRIZ, Mateo José BUENAVENTURA ORFILA, Francisco CARBONELL y BRAVO, Andrés ALCON y CALDUCH, etc. (ver LOPEZ PIÑERO et al., 1983).

2. LOS OBJETIVOS DEL ARTICULO DE PROUST

Desde el comienzo del artículo, PROUST plantea claramente los objetivos del trabajo cuando escribe:

«Todos los Mineralogistas anteriores a nuestra era creyeron que la plata roxa estaba mineralizada por el arsénico, hasta que habiendo analizado Klaproth algunos minerales de Saxonia y del Hartz, halló que contenían antimonio en lugar de arsénico, e infirió de ello que la existencia de este último metal en la plata roxa podir haber sido más bien una preocupación mineralógica que una verdad demostrada.

Examinando luego VAUQUELIN algunos ejemplares de la misma especie, halló unos resultados que confirmaron los que Klaproth acababa de publicar, echando de ver, no obstante, en algunos pedazos de arsénico, aunque no excedía de un dos por ciento.

Fundado Sage después en sus propias experiencias, salió a la defensa de los Mineralogistas partidarios del arsénico, y sin negar la existencia de la plata roxa antimonial, aseguró que también había plata roxa arsenical. En efecto, debemos confesar que el régulo de arsénico que sacó en 1789 destilando varios minerales de Santa María de las Minas era un resultado que llamaba tanto la atención, que se debía haber andado menos deprisa en no darle crédito, especialmente cuando convidaba con minerales de su colección, para que así se disipase todo género de dudas.

Los Mineralogistas que han escrito después han contribuido también por un asenso precipitado a borrar del catálogo de los minerales rojos los que son arsenicales, y no se han dignado ni aun mentar en sus obras las reclamaciones de Sage.

¿Existen o no existen minerales de plata roxa arsenical? Esta es la cuestión que en el día debemos volver a ventilar.»

3. ENSAYOS POR VIA SECA

Le basta a PROUST el ensayo al soplete para diferenciar

al mineral arsenical del antimonial; para el primero indica:

«El olor del arsénico (trióxido de arsénico, As_2O_3) mezclado con el de azufre (dióxido de azufre) no es bastante decidido al principio; pero de allí a poco se manifiesta de un modo que es difícil confundirlo con otro.»

para el segundo escribe:

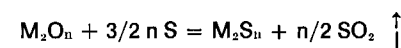
«Tratado al soplete despidió humos de antimonio (trióxido de antimonio, Sb_2O_3) y los de arsénico no se percibieron durante la calcinación.»

En ambos ensayos separa posteriormente la plata, añadiendo bórax como fundente y un pequeño alambre de hierro como reductor.

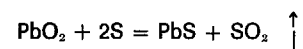
El ensayo en la retorta (antecedente del ensayo en tubo cerrado) le sirve a PROUST para establecer la fácil fusibilidad de los dos minerales y su estabilidad térmica; así escribe para el mineral arsenical:

«Fuera de los dos por ciento ninguna otra cosa se levanta del mineral fundido, y aunque se cubre el cuello de la retorta con algunas flores de oropimente cuando se aumenta el calor, no por esto pierde ella de su peso, lo que conviene mucho notar.»

El ensayo que denomina «con azufre» consiste en fundir en la retorta una mezcla 1:1 del mineral con azufre, continuando el calentamiento hasta que cese el desprendimiento de vapores de azufre en exceso. Si el mineral estuviera constituido por un óxido, se produciría la reacción:



Por pesada, se puede determinar la cantidad de azufre que ha desplazado al oxígeno del compuesto. Este ensayo puede dar resultados erróneos debido a que el azufre puede actuar como reductor, alterando la valencia del ión metálico; así, por ejemplo:



Si un químico de principios del XIX realizara el ensayo «con azufre» en esta reacción, observaría, con sorpresa, que después del gran desprendimiento de dióxido de azufre, el peso de la muestra original no habría variado. Sin

embargo, los ensayos «con azufre» permiten a PROUST demostrar que ninguno de los dos minerales contiene oxígeno; describiendo el resultado del ensayo de esta forma:

«Y sólo manifiestan un leve indio de gas sulfuroso (dióxido de azufre, CO_2) al principio.» «Si el mineral no ha aumentado de peso podré sacar dos consecuencias: la primera, que el mineral está saturado de azufre, y la segunda que el oxígeno tampoco es uno de sus factores.»

Con la expresión «y sólo manifiestan un leve indicio de gas sulfuroso», ya descarta la posibilidad de que el mineral contenga oxígeno; con la expresión «el mineral no ha aumentado de peso», confirma que no ha habido cambio de valencia de ningún elemento constituyente.

4. ANALISIS POR VIA HUMEDA

a) Empleo del ácido nítrico como disolvente

PROUST observa que el mineral arsenical es más soluble en ácido nítrico que el antimonial, e incluso propone un método rápido para diferenciarlos:

«¿Cuáles serán los caracteres para que podamos distinguir los minerales antimoniales de los que son puramente arsenicales, sin necesidad de analizarlos? Voy a manifestar lo que he descubierto, aunque el método que propongo se ha de comprobar con mayor número de ejemplares que los que he tenido a la mano. Se guardan en frascos separados los polvos de ambos minerales, cubiertos con dos o tres dedos de ácido nítrico de 8° (*): el mineral arsenical se vuelve negro (**) al cabo de pocas horas, y el antimonial conserva el mismo color.»

Para la disolución total de los minerales PROUST emplea ácido nítrico 35° (disolución de HNO_3 al 51.5%) en caliente, pasando a disolución los cationes plata, arsénico o, en su caso, antimonio, y oxidando el ión sulfuro a azufre, dióxido de azufre e ión sulfato. Refiriéndose precisamente a la determinación cuantitativa del azufre, escribe en pocas líneas un verdadero tratado de análisis químico:

(*) 8° Baumé, corresponde a una disolución de NO_3H del 10.8 por 100.

(**) Debido al rápido ataque de las partículas por la disolución nítrica se altera su superficie, produciendo el oscurecimiento.

«En cuanto al azufre que se separa por medio de los ácidos debilitados, se cometería un error si se pretendiese apreciar próximamente su peso. En éste y en los demás sulfuretos (sulfuros) he observado que además del azufre que se oxida y del que queda en el residuo, hay una porción que se sublima disuelto en el vapor del ácido, que está hirviendo, y que se condensa en forma de flores en el cuello de la retorta y en el recipiente. Este inconveniente, unido al de formarse ácido sulfuroso, cuando se trata el azufre con ácido nítrico, aunque se haga la operación en retortas grandes, me ha impedido siempre poder lograr un resultado constante en esta oxidación.»

De la disolución nítrica separa la plata por precipitación como muriato de plata (cloruro de plata). Una vez seco el precipitado, la pesada le permite determinar el contenido en plata de ambos minerales. Supone que la plata está en el cloruro de plata en la razón de 100:133 (la razón que se calcula a partir de los pesos atómicos actuales es 100:132.86). A continuación, determina experimentalmente que 15 partes de azufre se combinan con 100 de plata para dar el sulfureto (sulfuro) de plata (la relación que se calcula usando los pesos atómicos actuales es 100:14.86). Usando las dos relaciones anteriores puede calcular el contenido de sulfuro de plata en los 100 gramos del mineral de partida. El tanto por ciento de sulfuro de plata obtenido para el mineral arsenical es 74.35 y para el mineral antimonial es 58.00.

Para la determinación cuantitativa del arsénico emplea la precipitación del catión arsenioso con ácido sulfhídrico. Esta técnica da buenos resultados siempre que en la disolución exista exclusivamente el catión As^{3+} ; en el caso de emplear el ácido nítrico como disolvente, parte de los iones As^{3+} pueden pasar a As^{5+} , al precipitar con SH_2 se obtendría una mezcla de As_2S_3 y As_2S_5 , sin valor en una determinación gravimétrica. Según BURRIEL et al. (1989), la precipitación del catión As^{5+} con sulfhídrico es muy compleja, ya que depende de la acidez y de la temperatura del medio, pudiendo precipitar As_2S_5 a partir de una disolución fría y medio fuertemente ácido, una mezcla de As_2S_3 y As_2S_5 en disolución caliente y medio fuertemente ácido y, por último, una mezcla de As_2S_3 y S en disolución débilmente ácida. Por este motivo, la Química Analítica clásica no emplea la precipitación de sulfuro de arsénico en la determinación cuantitativa de este elemento. No obstante, PROUST no debió tener problemas de oxidación de arsénico, porque se limita a comentar:

«Filtrada la disolución y tratada con el hidrógeno sulfurado, se desenvuelve un color amarillo en toda la masa del líquido y resulta, por último, un precipitado de oropimente, que seco pesa 25 gramos.»

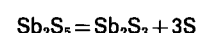
Por tanto, el contenido de As_2S_3 del mineral arsenical es del 25.00 por 100.

La determinación cuantitativa del antimonio es más compleja que la del arsénico. Al tratar cualquier sulfuro de antimonio con ácido nítrico, parte del antimonio precipita como mezcla de óxidos hidratados y parte pasa a disolución en forma de Sb^{3+} y Sb^{5+} , dependiendo de la concentración del ácido nítrico. El ácido clorhídrico disuelve a los óxidos de antimonio. Como en el caso del arsénico, al pasar sulfuro de hidrógeno por la disolución, se obtiene una mezcla de Sb_2S_3 y Sb_2S_5 sin aplicación en la determinación gravimétrica de antimonio; PROUST resuelve el problema de la precipitación conjunta de los sulfuros de antimonio de la siguiente forma:

«Separada la plata de la disolución se aplicó el hidrógeno sulfurado, que la oscureció primero levemente, y se formó pronto el azufre dorado de antimonio.»

«El ácido muriático (clorhídrico) aplicado al residuo que dejó el ácido nítrico disolvió el óxido de antimonio, y esta disolución se pasó después por el hidrógeno sulfurado. El resultado, o bien el azufre dorado, unido al del experimento anterior, se puso en una retorta con igual peso de azufre, caldeándolo hasta enrojecerlo, y dio un producto de 32 a 33 partes de sulfureto antimonial bien fundido.»

El calentamiento de la mezcla de sulfuros de antimonio con azufre (p.eb. 440°C) lo realiza para cubrir dos objetivos: 1) Separar por destilación el posible trisulfuro de arsénico (p.eb. 565°C) existente en la muestra, y 2) Purificar el trisulfuro de antimonio (p.eb. 1.150°C), ya que, por encima de 300°C el Sb_2S_5 se descompone en Sb_2S_3 BUSCARONS, 1964, según la reacción:



PROUST tiene en cuenta el primer objetivo cuando escribe:

«Tenemos, pues, ya conocido un mineral de plata roxa que no contiene el más leve indicio de arsénico. Si lo tuviese, era fácil descubrirlo, porque el hidrógeno sulfurado lo hubiera unido con los precipitados del antimonio y la destilación de ambos con el azufre nos hubiera dado algunas señales de su existencia.»

Como resultado de los análisis cuantitativos llevados a cabo en los dos minerales, PROUST obtiene:

% en peso

Mineral arsenical	experim.	ajustado	teórico	error relat. %
Sulfuro de plata	74.35	74.84	75.13	-0.39
Sulfuro de As	25.00	25.16	24.87	1.17
Pérdida	0.65			

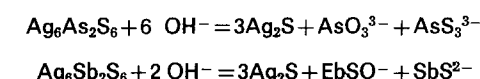
% en peso

Mineral antimonial	experim.	ajustado	teórico	error relat. %
Sulfuro de plata	58.00	64.44	68.64	-6.12
Sulfuro de Sb	32.00	35.56	31.36	13.36
Sílice	3.00			
Oxido de hierro	3.00			
Agua y pérdida	4.00			

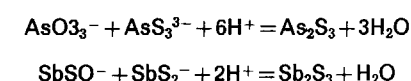
El error relativo de la determinación del mineral arsenical es similar al que obtendría un laboratorio de análisis moderno empleando técnicas sofisticadas. Sin embargo, el error relativo en el mineral de antimonio es demasiado alto, debido posiblemente a la precipitación conjunta de Sb_2S_3 y Sb_2S_5 , como se ha apuntado anteriormente.

b) Empleo de la potasa como disolvente

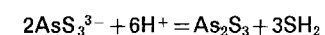
El hidróxido potásico disuelve parcialmente al mineral arsenical y antimonial (VANDER y KERR, 1967) dejando un residuo de sulfuro de plata según indican las siguientes ecuaciones (BURRIEL et al., 1989):



acidulando con HCl, precipita As_2S_3 y Sb_2S_3 según:

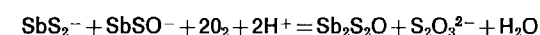


En la precipitación de la mezcla de arsenito y tioarsenito, siempre hay un ligero desprendimiento de sulfhídrico debido a la reacción secundaria:



con lo que no se consigue precipitar todo el arsénico de la disolución.

En el caso del antimonio el problema es más complejo todavía; al acidular una disolución de tioantimonio hay desprendimiento de SH_2 , como en el caso anterior, pero además, al acidular una disolución que contenga tiantimonio y oxitioantimonio en presencia de aire, precipita el oxisulfuro de antimonio según la ecuación:



Existe en la naturaleza un mineral de composición Sb_2S_2O , conocido como Kermesita, que procede de la oxidación parcial de los sulfuros de antimonio.

En el análisis del mineral arsenical, PROUST obtiene un residuo de sulfuro de plata del 74,5%, confirmando el resultado del 74,35% obtenido empleando ácido nítrico como disolvente.

Del ataque de ambos minerales con potasa indica:

«Los sulfuretos arsenicales se disuelven en alka-lis, y se oxidan a costa del agua: los ácidos los precipitan y restituyen al estado de sulfuretos metálicos.»

«La potasa obra sobre el sulfureto de antimonio sin desprendimiento de gases; y si se precipita la disolución por medio de un ácido pasa a convertirse en Kermes.»

Hasta aquí, el trabajo impecable del químico; las conclusiones no pueden ser más rotundas:

«Hay minas de plata roxa arsenical, y también las hay de antimonial; según ha observado Vauquelin, debe haberlas igualmente arsénico-antimoniales; pero en todas estas mineralizaciones se hallan los metales saturados de azufre.»

La diferenciación que establece PROUST entre el mineral plata roja arsenical y el mineral plata roja antimonial es rápidamente recogida por Andrés Manuel DEL RIO en su obra «Elementos de Orictognosia», publicada en México en 1805. En las páginas 24 a 26 de esta obra se describen ambos minerales con las denominaciones de *Rosicler Obscuro* y *Rosicler Claro*, citando el artículo de PROUST. Como caracteres diferenciadores entre uno y otro mineral se establecen los siguientes:

Color

Rojo de cochinilla el mineral de antimonio y rojo sangre a cochinilla el de arsénico.

Peso específico

5.5856 para el mineral antimonial y 5.5637 para el de arsénico. Los valores que se obtienen a partir de los parámetros de celdilla, considerando composiciones químicas ideales, son: 5.86 y 5.69, respectivamente.

Comportamiento al soplete

El mineral de arsénico produce gran cantidad de humos y el de antimonio no (debido a la mayor volatilidad del As_2O_3 frente al Sb_2O_3).

5. LA DENOMINACION PROUSTITA A LA «PLATA ROXA ARSENICAL»

No se puede precisar con exactitud cuándo se introduce el término Proustita en Mineralogía; STRUNZ (1977) in-

dica que fue propuesto por BEUDANT en 1832. Sin embargo, el término no se emplea inmediatamente; PLATTNER, en 1835, publica una obra sobre ensayos de minerales con el soplete, que fue famosa en Europa, traduciéndose incluso al castellano. En la primera edición de PLATTNER, al referirse al mineral plata roja arsenical escribe: «Im lichten Rothgiltigerz», es decir, plata roja clara, y al mineral de antimonio: «Im dunkeln Rothgiltigerz», plata roja oscura. En la edición alemana de 1847 aparecen los mismos términos; sin embargo, en la edición castellana de 1853, traducida de una inglesa anterior, en los mismos párrafos aparece: «Prustita» (*) y «plata roja oscura». Por tanto, el término Prustita se generalizó en la nomenclatura mineral alrededor de 1850, veinticuatro años después de la muerte de PROUST.

(*) El traductor indica en el prólogo: «He acomodado lo más posible a nuestra lengua la voz Proustita a Prustita.

REFERENCIAS

BURRIEL MARTI, F.; LUCENA CONDE, F.; ARRIBAS JIMENO, S., y HERNANDEZ MENDEZ, J. (1989): *Química Analítica Cualitativa*. Ed. Paraninfo, Madrid, 846 pp.

BUSCARONS, F. (1964): *Análisis Químico Cualitativo Sistemático*. Ed. Grijalbo, Barcelona, 268 pp.

DEL RIO, A. M. (1805): *Elementos de Orictognosia o el conocimiento de los fósiles, dispuestos según los principios de A. G. WERNER para el uso del Real Seminario de Minería de México. Segunda Parte*. Imp. D. M. Zúñiga, México, 200 pp.

LOPEZ PIÑEIRO, J. M.; GLICK, T. M.; NAVARRO, V., y PORTELA, E. (1983): *Diccionario Histórico de la Ciencia Moderna en España*. Ed. Península, Madrid, 554 y 574 pp.

PLATTNER, C. F. (1853): *Die Probirkunst mit dem Löthrohre oder Anleitung*. Leipzig, 357 pp.

PLATTNER, C. F. (1847): *Die Probirkunst mit dem Löthrohre oder Anleitung*, Leipzig, 652 pp.

PLATTNER, C. F. (1853): *Arte de ensayar con el soplete*. Rivadeneyra, Madrid, 384 pp.

PROUST, L. (1804): *De la plata roxa arsenical y de la antimonial*. Anales de Ciencias Naturales, VII, 3-17.

STRUNZ, H. (1977): *Mineralogische Tabellen Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K6*, 621 pp.

VANDER, I. & KERR, P. F. (1967): *Mineral recognition*. John Wiley & Sons, New York, 316 pp.

Noticias

EL MINISTRO DE INDUSTRIA CLAUSURA EL CURSO 1991-1992 DEL CLUB ESPAÑOL DE LA MINERIA

Con el título «Temática energética minera», el pasado lunes 8 de junio de 1992, el Ministro de Industria, Comercio y Turismo, don Claudio Aranzadi, pronunció una conferencia a la que siguió un interesante coloquio, en el Salón Granados del Hotel Castellana Intercontinental de Madrid.

En la presidencia del salón, el Ministro estaba acompañado por el Secretario General de la Energía y Recursos Minerales, don Ramón Pérez Simarro; doña María Luisa Huidobro, Directora General de la Energía; don José Rosón Trespalacios, Presidente del Club Español de la Minería; don Alberto Carbajo Sosa, Director General de Minas y de la Construcción; don Camilo Caride de Liñán, Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España; don Emilio Llorente Gómez, Presidente del Instituto de la Ingeniería de España; don Juan Velardo Fuentes, economista y reciente ganador del premio Príncipe de Asturias; don Luis Magaña, Presidente de Fuerzas Eléctricas de Cataluña (FECSA) y vocal del Club, lo mismo que don Pedro Fontanilla Soriano.

Antes de la intervención del Ministro, el Presidente del Club Español de la Minería, señor Rosón Trespalacios, agradeció la visita del señor Aranzadi, haciendo referencia al escaso tiempo de que dispone y cómo ha tenido la amabilidad de acudir a dos actos tan próximos como el Congreso Mundial de Minería y la clausura del Curso 1991-1992 del Club.

LA IMPORTANCIA DEL CARBON EN EL FUTURO

El Ministro de Industria, Comercio y Turismo inició su conferencia haciendo hincapié en el papel relevante que el carbón desempeñará dentro del PEN (Plan Energético Nacional), ya que en el año 2000, supondrá un 20 por 100 de la demanda de energía primaria, a pesar del sobrecoste que eso supone. Estos niveles, continuó el Ministro, hay que mantenerlos por imperativo de autoabastecimiento, aunque implique que la tarifa eléctrica seguirá financiando indirectamente a las empresas españolas productoras de carbón.

Según el señor Aranzadi, el único recurso energético plenamente autóctono en España es el carbón, por ello tanto a corto como a medio plazo, hay que seguir manteniéndolo, «pero no a cualquier precio». Así, tal y como indica el PEN, en aras de un mayor rendimiento económico, se irá reduciendo la producción de mineral de origen subterráneo, para aumentar la producción de carbón procedente de explotaciones a cielo abierto, ya que su precio

de extracción es mucho más reducido. Para el Ministro, hay que disminuir el sobrecoste del carbón nacional para aproximarlos a los niveles de precios internacionales.

El señor Aranzadi insistió en que hay que prorrogar las ayudas comunitarias a la minería del carbón, que si bien finalizan en 1993, en este año —dijo—, se discutirá el nuevo plan de ayudas al sector, teniendo en cuenta que la exigencia de la CE de reducir las subvenciones implica establecer planes de competitividad, tanto para las empresas acogidas a la modalidad de contrato-programa, como a las que siguen el NSCCT (Nuevo Sistema de Contratación de Carbón Termoeléctrico), para proveer de carbón a las centrales productoras de electricidad.

CONTROLAR LAS EMISIONES Y POTENCIAR LA MINERIA ESPAÑOLA

El Ministro de Industria, Comercio y Turismo insistió en que los empresarios deberían hacer un esfuerzo en I+D, a fin de disminuir el impacto en el medio ambiente de las emisiones de dióxido de carbono, para conseguir el compromiso de los Doce, tendente a mantener para el año 2000, el mismo nivel de CO₂ que en 1990. El señor Aranzadi se mostró partidario de un reparto proporcional de las cuotas de emisiones, en función de lo que contamina cada país.

Finalmente, el Ministro señaló la necesidad de potenciar al máximo las reservas mineras existentes en España, así como al sector de las rocas industriales y ornamentales.

COLOQUIO

El Presidente del Club Español de la Minería, señor Rosón, agradeció la conferencia del Ministro, a la que calificó «casi de lección magistral», y a continuación declaró abierto el coloquio, produciéndose varias intervenciones.

Finalmente, el Presidente del Club Español de la Minería, don José Rosón, dio por terminado el acto, agradeciendo la presencia del Ministro y recordando que era la clausura del Curso 1991-1992, a pesar de que en julio se celebrará un almuerzo de homenaje al ex Director General de Minas y de la Construcción, don Enrique García Álvarez, pues no será un acto contemplado en el calendario del Club.

El señor Rosón Trespalacios recordó la celebración de un simposio sobre «El carbón español con futuro», dedicado a la memoria de don Juan Ignacio Artieda e invitó a todos a asistir al mismo.

EMILIO LLORENTE, NUEVO PRESIDENTE DEL INSTITUTO DE LA INGENIERIA ESPAÑOLA

El Instituto de la Ingeniería de España, que integra a 45.000 profesionales de las distintas especialidades de Ingeniería, celebró el pasado 2 de abril elecciones democráticas para elegir nuevo Presidente. Los 73 compromisarios designados eligieron, en votación secreta, a Emilio Llorente Gómez, Dr. Ingeniero de Minas y Dr. en Ciencias Químicas.

El nuevo Presidente es Catedrático Numerario de la Universidad Politécnica de Madrid, miembro de la Real Academia de Doctores. Ha sido Director General del ITGE; Director de la Escuela de Minas de Madrid; Subdirector General de Promoción de la Investigación del Ministerio de Universidades e Investigación; Subdirector General de Tecnología e Investigación del Ministerio de Defensa; Presidente del Instituto Europeo de Tecnología de los Recursos Minerales y Energéticos, y Director Adjunto del Sector del Petróleo y Petroquímica del Instituto Nacional de Industria (HISPA-NOIL). Está en posesión de la Gran Cruz de la Orden del Mérito Militar con distintivo blanco, la Cruz de Caballero de la Orden del Mérito Civil, y la Orden Nacional del Mérito Francés en Grado de Comendador.

CONGRESOS, REUNIONES CIENTIFICAS Y FERIAS INTERNACIONALES**3-8 octubre, 1992****TUNNELING'92 (Nat'92): Conferencia y Exposición de Tunnelización - Boston (Massachusetts).***Información:*

Susan Nelson
American Underground-Space Association
511m 11th Avenue So
Box 320
MINNEAPOLIS-MN 55415 (U.S.A.)

6-7-8 octubre, 1992**Eurocave'92 - Primera Conferencia Europea sobre las Canteras - Centro de Congresos del Gran Hotel Billia en Saint-Vincent - Aosta (Italia).***Información:*

ANIM c/o Istituto Scienze Minerarie
Facolta di Ingegneria
Università di Bologna
Viale Risorgimento, 2
40136 Bologna (Italia)

6-8 octubre, 1992**II Coloquio de Minería a Cielo Abierto, en Antofagasta (Chile).***Información:*

D. Jorge Clunes Almonte
Unidad de Antofagasta
Facultad de Ingeniería
Departamento de Ingeniería de Minas
Camino a Coloso, s/n
Casilla 170
Antofagasta (Chile)

12-17 octubre, 1992**Curso sobre Técnicas de Voladura de Rocas - Bath (Inglaterra).***Información:*

Thomas Daugarrd o Margareta Anderson

Blasting Techniques Department
Nitro Nobel AB
S-713 82 Nora (Suecia)

18-22 octubre, 1992**Minexpo International'92 - Las Vegas Convention Center Nevada***Información:*

American Mining Congress
1920 N. Street - N. W. Washington
DS 20036 U.S.A.

23-27 noviembre, 1992**EPM - Australia'92****Ingeniería / Producción / Maquinaria - Sydney - Australia***Información:*

Herr Bretthorst
Hannover Messe International GmbH
Messegelände
D-3000 Hannover 82
(Alemania)

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 W 1N 4BR (Inglaterra)

20-25 marzo, 1993**Conexpo'93 - Las Vegas (U.S.A.)***Información:*

Denis Slater
Conexpo Exposition Manager
Cima
111 E. Wisconsin Avenue
Milwaukee - Wisconsin 53202 (U.S.A.)

5-8 mayo, 1993**GEOTECHNICA'93 - Feria de Colonia.***Información:*

Geotechnica'93
Köln Messe
Messep'atz, 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

25-30 mayo, 1993**SAMOTER'93 - Verona (Italia)***Información:*

Veronafiore - Samoter'93
C.P. 525
35100 Verona (Italia)

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

15-17 junio, 1993**Hillhead'93 - Buxton (Inglaterra)***Información:*

Jack Berridge
Exhibition Director
Hillhead 93
7 Regent Street
Nottingham NG1 5BY
Inglaterra

28-30 junio, 1993**Segunda Conferencia sobre Máquinas de Elevación - Londres***Información:*

Mining Industry Promotions Ltd.
28, Church Street
Rickmansworth, Herts WD3 1DD
(Inglaterra)

5-8 julio, 1993**IV SIMPOSIO INTERNACIONAL SOBRE LA FRAGMENTACION DE LAS ROCAS POR VOLADURA - Viena (Austria)***Información:*

Conference Secretariat
Doz Dr. H.P. Rossmann
Institute of Mechanics
Technical University of Viena
Wiedner Hauptstrassae 8-10/325
A-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 10814 (China)

Libros

ESTUDIO SOBRE EL BALNEARIO DE FITERO

Monografía núm. 18 de la Comisión para el estudio de las aguas mineromedicinales. Real Academia de Farmacia. Madrid, 1991.

Comienza la memoria con la aportación del ingeniero de minas López de Azcona, donde se consideran los aspectos geográfico, histórico, geológico y minero, directores de aguas durante el siglo XIX. Finaliza la aportación con una interpretación de los diversos análisis físicos y químicos de este grupo de manantiales.

El equipo del Dr. Gracia Puertas es el autor de los análisis físicos y químicos de las aguas, con el establecimiento de las oportunas conclusiones.

La Dra. De la Rosa, con sus colaboradores, efectúa el estudio microbiológico de las aguas, considerando los microorganismos totales vivos y metabólicamente activos, destacando las bacterias aerobias y los microorganismos de interés sanitario, de interés ecológico y las bacterias heterótrofas.

Los análisis radiactivos corresponden al Dr. Palomares López con su equipo, estableciendo las conclusiones oportunas.

La vegetación del entorno de los balnearios de Fitero la

estudió el Dr. Ladero, estableciendo las series climatofílicas y edafológicas, seguidas de un comentario sobre la flora.

El ingeniero de minas Pinagua Espejo preside el equipo autor del estudio geológico e hidrogeológico. En él consideran la estratigrafía, la tectónica, la hidrogeología, aportando el correspondiente esquema geológico.

El comentario sobre el suelo del término municipal de Fitero se debe al Dr. Monturiol y colaborador. Aportan una descripción geográfica, climatológica, de la estación geológica, edafológica y del uso del suelo, acompañando los croquis correspondientes.

Las consideraciones sobre el clima de la zona se deben al Dr. Jover Fernández de Bobadilla, incidiendo principalmente en la termometría y la pluviometría, estableciendo las correspondientes conclusiones climáticas.

Los hidrólogos del balneario, licenciados en medicina, Frías Fernández y Aldave Villanueva, consideran los factores propios de las aguas, los propios de la forma de aplicación y sus técnicas hidrotermales complementarias, finalizando con las indicaciones terapéuticas y los resultados obtenidos.

La Comisión de aguas tiene en imprenta la memoria correspondiente a la isla de la Toja y en preparación la del Balneario de Lugo.

L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

910828. **Historia de la Geología.** R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 337 pp., esp., bibl. ITGE.
* Geología, Histórico.
910829. **Orígenes de la Geología.** MELENDEZ, B. *Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat.* (1990), 13-37, 17 ref., esp., bibl. ITGE.
* Geología, Histórico, Teoría.

GEOLOGIA REGIONAL

910923. **Geología del extremo septentrional de la zona surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas.** CRESPO-BLANC, A. *Bol. geol. min.* (1990), vol. 101, núm. 5, 669-677, 15 ref., esp., res. fr., SP. ITGE.
* Frasnense, Fameniense, Plieque tumbado, Cizallamiento, Geometría, Microtectónica, Granodiorita, Portugal, Provincia Huelva.

ESTRATIGRAFIA

910835. **Escalas estratigráficas. El caso del Cenozoico Final.** AGUIRRE, F.

Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 133-145, 11 ref., esp., bibl. ITGE.

* Escala estratigráfica, Límite estratigráfico, Cenozoico.

910922. **Presencia de foraminíferos en las pizarras carboníferas de Sotiel Coronada (Huelva). Nuevos datos sobre el Complejo Volcano-Sedimentario de la Faja Pirítica del SO de España.** FERNANDEZ CALIANI, J. C., y GONZALEZ REGALADO, M. L. *Bol. geol. min.* (1990), vol. 101, núm. 5, 663-668, 24 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Fusulinina, Pizarra, Carbonífero, Biostratigrafía, Medio bentónico, Volcano sedimentario, Faja pirítica, Provincia Huelva.

910931. **Caracterización mineralógica y cronológica de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva, España (Área: Río Tinto - Río Guadalquivir).** TORCAL, L.; ZAZO, C., y MARFIL, R. *Estud. geol.* (1990), vol. 46, núm. 3-4, 153-164, 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Corte geológico, Arena, Sedimentación detrítica, Sedimentación litoral, Granulometría, Neógeno, Cuaternario, Provincia Huelva.

910954. **Variaciones de la nanoflora calcárea en el paso Cretácico - Terciario de Monte Urko (N de España).** GOROSTIDI, A., y LAMOLDA, M. A. *Rev. Esp. Paleontol.* (1991), vol. 6, núm. 1, 89-97, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cretácico, Límite estratigráfico, Terciario, Nanofósil, Composición carbonatada, Biostratigrafía, Provincias Vizcaya, Guipúzcoa.

GEOMORFOLOGIA

910799. **Derrotero de las costas de Portugal y SO de España desde el Río Miño al Cabo de Trafalgar con inclusión de Barbate.** INST. HIDROG. MARINA.

Derrotero (1990), vol. 2, núm. 2, 310 pp., esp., bibl. ITGE.
* Morfología costa, Línea costa, Portugal, Provincias Pontevedra, Huelva, Cádiz.

910834. **Historia de la Geomorfología.** GUTIERREZ ELORZA, M. *Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat.* (1990), 115-131, 38 ref., esp., bibl. ITGE.
* Geomorfología, Histórico.

910847. **El relieve del Guadarrama Oriental.** SANZ HERRAIZ, C. *Com. Autón. Madrid* (1988), 547 pp., 279 ref., esp., bibl. ITGE.

* Tesis doctoral, Relieve estructural, Macizo montañoso, Morfología glaciár, Periglaciár, Morfodinámica, Mapa geomorfológico, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro, Sistema Central.

CUATERNARIO

910823. **Datación por radiocarbono y otros métodos radiométricos.** DAVIDSON, I.

Ser. trab. varios — Serv. Invest. Prehist. Univ. Valencia (1989), núm. 85, 25-39, esp., bibl. ITGE.

* Datación, C13, Termoluminiscencia, Paleomagnetismo, Regresión estadística, Yacimiento arqueológico, Paleolítico, Provincia Valencia.

910824. **Cronología relativa.** DAVIDSON, I.

Ser. trab. varios — Serv. Invest. Prehist. Univ. Valencia (1989), núm. 85, 41-53, esp., bibl. ITGE.

* Cronología, Yacimiento arqueológico, Util prehistórico, Paleolítico, Provincia Valencia.

910929. **El medio geológico y su explotación en el Castro de San Chuis (Allande, Asturias).** JORDA, J. F.

Bol. geol. min. (1990), vol. 101, núm. 5, 780-791, 36 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Acción hombre, Arqueología, Ecología humana, Asturias.

910939. **Evolución paleogeográfica de la depresión de Elche - Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno.** GOY, J. L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L., y DABRIO, C. J.

Estud. geol. (1990), vol. 46, núm. 3-4, 237-244, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Paleogeografía, Pleistoceno, Neotectónica, Abanicos fluviales, Isla barrera, Zona Bética, Provincia Alicante.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

910543. **Concepto actual del medio ambiente.** GONZALEZ BERNALDEZ, F.

Geología Ambiental. ITGE (1988), 17-20, 7 ref., esp., SP. ITGE.

* Medio, Histórico, Biosfera, Ecosistema, Estudio medio.

910544. **Metodología de los estudios de medio ambiente.** GOMEZ OREA, D.

Geología ambiental. ITGE (1988), 21-24, esp., SP. ITGE.
* Estudio medio, Metodología, Planificación, Previsión.

910545. **Planificación ambiental y ordenación de usos del territorio.** CENDRERO, A.

Geología ambiental. ITGE (1988), 25-33, 30 ref., esp., SP. ITGE.

* Estudio medio, Planificación regional, Utilización terreno, Estudio impacto medio, Cartografía.

910546. **Problemática del medio ambiente en España.** MARTINEZ SALCEDO, F.

Geología ambiental. ITGE (1988), 35-41, esp., SP. ITGE.

* Protección medio ambiente, Política Estado, Planificación, Contaminación, Contaminante, España.

910547. **Legislación ambiental.** ALVAREZ BAQUERIZO, C. *Geología ambiental. ITGE* (1988), 43-48, esp., SP. ITGE.

* Protección medio ambiente, Estudio impacto medio, Acción preventiva, Legislación, España.

910551. **Georrecursos culturales.** ELIZAGA, E.

Geología ambiental. ITGE (1988), 85-100, 70 ref., esp., SP. ITGE.

* Divulgación geología, Geología del medio ambiente, Protección medio ambiente, Inventario, Puntos interés geológico, España.

910552. **La importancia socioeconómica de los riesgos geológicos en España.** GONZALEZ DE VALLEJO, L.

Geología ambiental. ITGE (1988), 103-116, 4 ref., esp., SP. ITGE.

* Riesgo natural, Seísmo, Tsunami, Volcán, Crecida, Deslizamiento terreno, Daño catástrofe natural, Dato económico, Previsión, España.

910553. **Riesgos geodinámicos internos.** ANGUITA, F. *Geología ambiental. ITGE* (1988), 117-128, 18 ref., esp., SP. ITGE.

* Riesgo sísmico, Riesgo volcánico, Previsión, España, Mundo.

910554. **Riesgos geodinámicos externos.** TRILLA, J. *Geología ambiental. ITGE* (1988), 129-134, 10 ref., esp., SP. ITGE.

* Riesgo natural, Proceso exógeno, Erosión, Escorrentía, Crecida río, Corrimiento gravedad, Previsión.

910555. **Riesgos climáticos.** CAPEL, J. J. *Geología ambiental. ITGE* (1988), 135-145, 37 ref., esp., SP. ITGE.

* Riesgo natural, Catástrofe natural, Precipitación atmosférica, Gota fría, Meteorología, Región mediterránea, Península Ibérica.

910556. **Los impactos ambientales.** RAMOS, A. *Geología ambiental. ITGE* (1988), 149-156, esp., SP. ITGE.

* Estudio impacto medio, Ecosistema, Conservación.

910558. **Evaluación y corrección del impacto ambiental de la minería.** VADILLO, L.

YACIMIENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

910818. **Referencias literarias sobre la explotación de rocas ornamentales en España (Siglos XII a XIX).** CISNEROS, M. C.

Roc Maquina (1989), núm. 6, 53-60, 9 ref., esp., bibl. ITGE.
* Histórico, Material ornamentación, Nomenclatura, España.

910821. **Piedra natural y arquitectura en España.** POBLACION, E.

Roc Maquina (1989), núm. 6, 157-163, esp., bibl. ITGE.
* Material construcción, Material ornamentación, Piedra construcción, Edificio, Histórico, España.

ENERGIA

910840. **Apuntes históricos sobre los comienzos del aprovechamiento del carbón y de su primera evolución en España durante los siglos XVIII y XIX.** GARCIA-LOYGORRI, A.

Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 271-308, 12 ref., esp., bibl. ITGE.
* Carbón, Utilización sustancia, Histórico, Producción, Consumo, España.

910841. **Aprovechamiento de los hidrocarburos: Datos históricos.** HEVIA, F.

Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 309-337, esp., bibl. ITGE.
* Hidrocarburo, Petróleo, Gas natural, Producción, Precio, Histórico.

GEOQUIMICA

910836. **Geocronología: Consideraciones históricas.** IBARROLA, E.

Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 147-169, 61 ref., esp., bibl. ITGE.
* Geocronología, Histórico.

MAPAS

910454. **Ciudad Rodrigo.** LOPEZ, M.; RODRIGUEZ, M. D.; MARTIN, D., y ALBERT, V.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 525, 96 pp., 1 mapa, 96 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Paleógeno, Neógeno, Pleistoceno, Holoceno, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

910455. **Serradilla del Arroyo.** RODRIGUEZ, M. D., y BASCONES, L.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 526, 68 pp., 1 mapa, 135 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Paleógeno, Neógeno, Pleistoceno, Holoceno, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

910456. **Tamames.** MARTIN, D.; UGIDOS, J. M.; NOZAL, F., y PARDO, M. V.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 527, 95 pp., 1 mapa, 150 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Neógeno, Cuaternario, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

910457. **Fuenteguinaldo.** RODRIGUEZ, M. D.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES, L.; ROBLES, R.; ALVAREZ, H., y PICART, J.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 550, 71 pp., 1 mapa, 146 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Precámbrico Sup., Cámbrico Inf., Oligoceno, Neógeno, Pleistoceno, Holoceno, Hercínico Centro, Provincias Salamanca, Cáceres.

910458. **Martiago.** RODRIGUEZ, M. D., y BASCONES, L.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 551, 49 pp., 1 mapa, 123 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Precámbrico Sup., Cámbrico Inf., Ordovícico Inf., Mioceno, Pleistoceno Sup., Holoceno, Hercínico Centro, Provincias Salamanca, Cáceres.

910459. **Miranda del Castañar.** UGIDOS, J. M.; RODRIGUEZ, M. D.; ALBERT, V., y MARTIN, D.

Mapa geológico de España, 1:50.000 — MAGNA (1990), núm. 552, 77 pp., 1 mapa, 140 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Precámbrico Sup., Cámbrico Inf., Ordovícico Inf., Plioceno, Pleistoceno, Holoceno, Hercínico Centro, Provincias Salamanca, Cáceres.

910462. **Mapas geológicos. Explicación e Interpretación.** MARTINEZ ALVAREZ, J. A.

Parainfo. Madrid (1991), 301 pp., 33 ref., esp., bibl. ITGE.
* Tratado, Interpretación, Cartografía, Geología.

910848. **Mapa litológico del Massis de Begur.** PALLI, LL., y ROQUE, C.

Estud. gen., Unit. geol. Girona (1991), 1 mapa, cat., bibl. ITGE.

* Mapa litológico, Provincia Gerona.

910849. **Mapa Lito-Morfológico del Massis de Begur.** PALLI, LL., y ROQUE, C.

Estud. gen., Unit. geol. Girona (1991), 1 mapa, cat., bibl. ITGE.

* Mapa geomorfológico, Mapa litológico, Macizo montañoso, Provincia Gerona.

ECONOMIA MINERA

910813. **Situación actual y perspectivas de desarrollo de las técnicas de extracción de piedras naturales.** OBIS, J.;

TOLEDO, J. M., y LOPEZ JIMENO, C.

Roc Maquina (1989), núm. 6, 15-29, esp., bibl. ITGE.
* Tecnología, Voladura, Perforación, Propiedad geotécnica, Perspectiva, Material ornamentación, Producción.

910814. **El diamante aumenta su utilización.**

Roc Maquina (1989), núm. 6, 31-33, esp., bibl. ITGE.
* Diamante comercial, Sustancia útil, Material sintético, Material construcción.

910815. **El futuro de las pizarras en el mercado alemán.** HOPPEN, A.

Roc Maquina (1989), núm. 6, 35-39, esp., bibl. ITGE.

* Pizarra sustancia, Material de construcción, Piedra de construcción, Mercado, Producción, Calidad, Investigación, Alemania.

910816. **Comercio exterior de España. Durante 1988 baja el granito.**

Roc Maquina (1989), núm. 6, 43-44, esp., bibl. ITGE.
* Granito sustancia, Mármol sustancia, Dato económico, Valor importación, Valor exportación, Mercado, Mundo, España.

910817. **La formación profesional en el sector de la piedra natural.** GARCIA GARCIA, M.

Roc Maquina (1989), núm. 6, 47-50, esp., bibl. ITGE.
* Mano de obra, Enseñanza secundaria, Piedra construcción, Política Estado.

910820. **Desarrollo del sector minero promovido por la Administración Central.** PARRILLA, F.

Roc maquina (1989), núm. 6, 87-92, esp., bibl. ITGE.
* Legislación minera, Política Estado, Investigación, Financiación, Caolín sustancia, Arcilla refractaria, España, CEE.

910839. **La minería hispana. Datos históricos.** LOPEZ DE AZCONA, J. M.

Historia de la Geología. R. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Nat. (1990), 239-270, esp., bibl. ITGE.
* Panorama minero, Mineralurgia, Histórico, España.

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

