

En este número:

- Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico asturleonés (España). Parte III, Sistemática (2).
- El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa (Mallorca).
- Some Upper Carboniferous (Namurian Westphalian). Lithostratigraphic units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation.
- Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén.
- Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto.
- Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos.
- Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria.
- Relaciones isotópicas δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874 T. XCVII. Quinto Fascículo. Septiembre-Octubre 1986

boletín geológico y minero

geología • minería • aguas subterráneas • geotecnia • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 97
Fascículo V
Septiembre-Octubre 1986

Boletín Geológico y Minero

revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

Geología	SUSANA GARCÍA-LÓPEZ: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte III, Sistemática (2) 3
	E. ANGLADA GUAJARDO y J. SERRA-KIEL: El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa (Mallorca) 40
	K. EICHMÜLLER: Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation 50
	J. ALLER, F. BASTIDA, E. ORTEGA y A. PÉREZ-ESTAÚN: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén 68
Minería	F. GARCÍA PALOMERO, J. L. BEDIA FERNÁNDEZ, M. GARCÍA MAGARIÑO y E. J. SIDES: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto 82
Aguas subterráneas	R. RAMÓN-LLUCH y J. CRUZ-SAN JULIÁN: Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos 103
Geoquímica	M. BUSTILLO REVUELTA y R. FORT GONZÁLEZ: Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolimitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria 122
Estudio de minerales y rocas	A. APARICIO, Y. A. BORSCHESKI, S. L. BORISOVA, I. NOVITSKY y L. G. CACHO: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama) 132
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Agustín Martínez de Alcívar (1810-1872) 142
	Notas Bibliográficas 144

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 GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

El Instituto Geológico y Minero 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 Geológico y Minero de
España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Textura granofrítica, en la cual el cuarzo se dispone radialmente alrededor de los cristales de plagioclasas zonadas (albita), en la microadamellita porfídica del Cerro de San Cristóbal (Logrosán, Cáceres).

Foto del Dr. J. Guijarro (Universidad Autónoma de Madrid)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 86 - 001 - 6

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico asturleonés (España) Parte III, Sistemática (2).

Por Susana GARCIA-LOPEZ (*)

RESUMEN

Este artículo se dedica al estudio sistemático de los elementos conodontales en los que se basan las conclusiones biostratigráficas y cronostratigráficas establecidas en la Parte I. Se describen y discuten tres géneros: *Ozarkodina*, *Polygnathus*, *Schmidognathus*, 23 especies y cuatro subespecies; 11 especies y una subespecie se tratan en nomenclatura abierta.

ABSTRACT

The aim of this paper is the systematical study of the conodont elements on which the biostratigraphic and chronostratigraphic conclusions established in Part I are based. Three genera: *Ozarkodina*, *Polygnathus*, *Schmidognathus*, twenty eight species and four subspecies are described and discussed; eleven species and one subspecies are described in open nomenclature.

DESCRIPCIONES

Nomenclatura utilizada, cf. GARCÍA-LÓPEZ, 1984.

Ozarkodina BRANSON & MEHL

Especie-tipo.—*Ozarkodina confluens* (BRANSON & MEHL, 1933).

Diagnosis.—Elemento P de tipo compuesto con dos láminas diferenciadas: anterior y posterior. Lateralmente a las láminas no se desarrolla una plataforma. Carenas anterior y posterior, formadas por una fila de dentículos fusionados, erectos o inclinados. Cúspide, de altura similar a la del resto de dentículos. Cavidad basal, generalmente labiada, con labios frecuentemente muy desarrollados, en cuya superficie oral pueden aparecer dentículos.

(*) Departamento de Paleontología. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo.

Discusión.—KLAPPER & PHILIP (1970), definieron *Ozarkodina* como un aparato o sistema multi-elemental, con símbolo $PO_1NA_1A_2A_3$, en el cual P, designaría al elemento espatognatodóntico (= *Spathognathodus* auct.); O_1 , al elemento ozarcodínico; N, al elemento neoprioniodóntico o al sinprioniodínico; A_1 , al hindeodélico; A_2 , al plectospatodóntico; y A_3 , al triconodélico. De acuerdo con esto, KLAPPER (1973, p. 212, en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), incluyó el nombre *Spathognathodus* en la sinonimia de *Ozarkodina*, al ser éste el nombre más antiguo de los elementos integrando el aparato.

Dado que el complejo conodontal de *Ozarkodina* goza de un consenso general, adoptaremos, en este caso, un tratamiento taxonómico multielemental del género, pero limitándonos a la descripción del elemento P.

Ozarkodina semialternans (WIRTH, 1967)
(Lám. 15, figs. 12-13)

- * 1967 *Spathognathodus semialternans* n. sp.; WIRTH, p. 234, taf. 23, figs. 6-10; text. figs. 14a-b.
- 1976 *Spathognathodus* cf. *semialternans* WIRTH; GARCÍA-LÓPEZ, p. 177, lám. 1, fig. 3.
- 1976 *Ozarkodina semialternans* (WIRTH); ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 118, pl. 3, figs. 22-24 (y lista de sinonimias).

Material y yacimientos.—Dos ejemplares, parcialmente fragmentados, procedentes de la Formación Portilla, al sur de Hurgas de Gordón (prov. de León). DPO 15856, del nivel HUG-26; y DPO 15857, del HUG-27 (fig. 8).

Descripción.—Láminas anterior y posterior muy comprimidas lateralmente. La anterior representa, aproximadamente 2/3 de la longitud total y la posterior 1/3.

Carenas anterior y posterior, formando una fila continua constituida por unos 13 denticulos, muy comprimidos y coalescentes, salvo en sus ápices que son agudos. Los denticulos proximales de ambas carenas, tienen una altura similar. Los denticulos de la carena anterior son más anchos que los de la carena posterior; la altura de estos últimos, decrece hacia atrás, describiendo la línea imaginaria que pasa por sus ápices, una trayectoria suavemente convexa.

En vista lateral, el extremo distal de la lámina anterior, es más o menos paralelo al eje oral-aboral y, más alto que el extremo distal de la lámina posterior, el cual, además, es agudo. El borde aboral de la lámina anterior, en vista lateral, es paralelo al plano basal, mientras que el de la lámina posterior es cóncavo.

Eje oral-aboral situado en el tercio posterior de la longitud. Cavidad basal pequeña, rodeada por expansiones labiadas que sobresalen lateralmente, en vista superior.

Quilla anterior recta o suavemente curvada, con un surco amplio. Quilla posterior, asimismo recta o curvada suavemente, con un surco más estrecho que el de la quilla anterior.

Discusión.—Esta especie es muy diferente al resto de especies de *Ozarkodina* del Devónico Medio o principio del Devónico Superior.

WIRTH (1967), sugirió que las formas de «*Spathognathodus*» con amplias expansiones labiadas limitando la cavidad basal, serían transicionales a *P. latifossatus*, especie que, para dicho autor, derivaría de «*Spathognathodus*» *semialternans*.

ZIEGLER & KLAPPER (1976), apuntan ideas diferentes sobre este problema, con las que nos encontramos más identificados, como puede verse en la discusión de *P. aff. latifossatus* (p. 8).

Edad.—Givetiense Superior. La especie ha sido citada desde el techo de la Biozona *-varcus* media hasta la *-hermanni -cristatus superior* (KLAPPER, 1977). En la Cordillera Cantábrica, la especie aparece en las Biozonas *-varcus superior* y *-hermanni -cristatus inferior* (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, figura text. 12; fig. 8).

Polygnathus HINDE

Especie-tipo.—*Polygnathus dubius* HINDE, 1879 (= *Polygnathus foliatus* BRYANT, 1921). El neotipo de *P. dubius*, elegido por HUDDLE (1970, p. 1037), es el lectotipo de *P. foliatus*, elegido por el mismo autor entre los figurados por BRYANT (1921, pl. 10, figura 16).

Diagnosis.—Conodontos bilobados, con aspecto de hoja o lanceolados. Normalmente, presentan casi toda la lámina anterior libre, con cuerpo principal unilobado de contorno variable. A veces, la plataforma se estrecha fuertemente hacia atrás, de manera que la lámina posterior se convierte en parcialmente libre. Carenas anterior y posterior de morfología variable. Quillas anterior y posterior, surcadas. Excepcionalmente, se desarrollan una carena y una quilla secundaria. Plataforma ornada de forma variable, con nodos, crestas, etc. En la confluencia de las quillas, se desarrolla una cavidad basal, comúnmente pequeña, rodeada por expansiones labiadas más o menos amplias.

Discusión.—HUDDLE (1970), discutió el problema de la especie-tipo del género *Polygnathus*, proponiendo retener como tal a *P. dubius* HINDE. Asimismo, propuso como neotipo de dicha especie, al lectotipo de *P. foliatus* BRYANT, considerándola como sinónima más reciente de *P. dubius*. Estas propuestas, fueron generalmente aceptadas (cf. FAHRAEUS, 1971; KLAPPER & PHILIP, 1971; BULTYNCK, 1974; TELFORD, 1975, etc.).

Ctenopolygnathus MÜLLER & MÜLLER (1957, página 1084), se distinguiría de *Polygnathus* en que parte de la lámina posterior sería libre. Este carácter, no ha sido considerado como suficiente para diferenciar géneros por la mayoría de autores. En este trabajo, consideramos también como pertenecientes a *Polygnathus*, las formas con lámina libre posterior desarrollada.

Polygnathus, muestra también semejanza por *Polygnathoides* BRANSON & MEHL, del Silúrico Medio-Superior; *Polylophodonta* BRANSON & MEHL, del Devónico Superior; *Pseudopolygnathus* BRANSON & MEHL y *Siphonodella* BRANSON & MEHL, del Carbonífero Inferior. Las diferencias con estos géneros, han sido bien establecidas por HASS (1962).

KLAPPER & PHILIP (1971), definieron *Polygnathus* como un sistema multielemental $PO_1NA_1A_2A_3$, en el que P es el elemento polignático (es decir, el género *Polygnathus*, en la taxonomía de elementos simples); O_1 , el ozarcodínico; N, el neoprioniodónico o sinprioniodínico; A_1 , el hindeodélico; A_2 , el angulodónico; y A_3 , el diplododélico o el hiberdólico. ZIEGLER (1972, pp. 93, 96) sugirió, por el contrario, que *Polygnathus* podría pertenecer a un aparato integrado sólo por elementos de plataforma.

Polygnathus ancyrognathoideus ZIEGLER, 1958
(Lám. 15, figs. 3-8)

- * 1958 *Polygnathus ancyrognathoidea* n. sp.; ZIEGLER, p. 69, taf. 9, figs. 8, 11, 16-20, ?21; fig. text. 7.
- 1966 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER; GLENTSTER & KLAPPER, p. 827, pl. 87, figs. 14, 15.
- 1969 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER; PÖLSLER, p. 419, pl. 4, figs. 19, 20.
- v • 1979 *Polygnathus ancyrognathoidea*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 13.
- 1980 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER, W., 1958; BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), p. 41, pl. 10, figs. 13, 14a, b, 15a-c.
- 1985 *Polygnathus ancyrognathoideus* ZIEGLER, 1958; ZIEGLER & CHENG-YUAN, pl. III, fig. 17.

Material y yacimientos.—Dos ejemplares, procedentes de una intercalación calcárea potente, de la Arenisca de Nocedo, nivel HUG-57 B, DPO 15681 y 15682 (fig. 9).

Descripción.—Plataforma de contorno oval, con márgenes más o menos uniformemente curvados, si bien pueden estar algo invaginados aunque sin llegar a desarrollar un verdadero lóbulo.

Lámina anterior prácticamente fija, ya que marginalmente a ella la plataforma no sufre una fuerte constricción.

Carenas anterior y posterior, sobresaliendo fuertemente del nivel de la plataforma, constituidas por denticulos robustos, unidos entre sí, salvo en sus terminaciones. Los tres denticulos distales de la carena anterior, tienen unos rasgos diferentes a los restantes, ya que son más agudos y están más comprimidos lateralmente y tienen sus ápices dirigidos hacia atrás; además, los dos más distales, son los más altos.

Plataforma oralmente lisa. En vista lateral, tanto la plataforma como la lámina, están fuertemente arqueadas en dirección aboral.

Eje oral-aboral, situado en la mitad anterior del conodonto. Cavidad basal pequeña, rodeada por labios simétricos y pequeños, o asimétricos y ligeramente mayores. Quilla anterior menor que la posterior; ambas están más o menos curvadas y presentan surcos.

Discusión.—*Polygnathus ancyrognathoideus*, es una especie transicional a *Ancyrognathus triangularis*; ambas se parecen mucho, sobre todo cuando en la primera se desarrolla un lóbulo lateral y una quilla secundaria. Se diferencian, en que *P. ancyrognathoideus* carece de la ornamentación de la superficie oral de la plataforma, característica de *A. triangularis*. ZIEGLER (1958, p. 69, fig. 7), ha evidenciado claramente, el rango de variabilidad de *P. ancyrognathoideus*.

Edad.—ZIEGLER (1958, p. 13), registra la especie desde el Devónico Medio hasta el Superior, encontrándola desde la Biozona *-varcus* a la *-asymmetricus superior*.

En la Formación Nocedo, la especie aparece en la Biozona *-asymmetricus superior* (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979; fig. 9).

Polygnathus ansatus ZIEGLER & KLAPPER, 1976
(Lám. 11, fig. 23; lám. 12, figs. 1-13)

- * 1976 *Polygnathus ansatus* n. sp.; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 119, pl. 2, figs. 11-17.

- v • 1979 *Polygnathus* aff. *ansatus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 18, fig. text. 12.
- 1980 *Polygnathus ansatus* ZIEGLER, W., et KLAPPER, G., 1976; BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), pl. 8, fig. 13; pl. 9, figs. 1-3.
- ± 1980 *Polygnathus* aff. *P. ansatus* ZIEGLER, W., et KLAPPER, G., 1976; IDEM, p. 42, pl. 5, fig. 18; pl. 6, figs. 2, 4 (*non* fig. 3).
- 1983 *Polygnathus ansatus* ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON, 1976; RAVEN, pl. 3, fig. 4.

Material y yacimientos.—Diez ejemplares, en buen estado de conservación, procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (provincia de León). DPO 15683, del nivel HUG-1; y DPO 15684 a 15688, 15689, 15692 y 15694, del nivel HUG-5.

Descripción.—Cuerpo principal, asimétrico, estrecho hacia delante. En algunas formas, el estrechamiento delimita un *rostrum*, con surcos adca-renales bastante profundos, que se continúan más o menos posteriormente, de una manera poco intensa. En esta región, el margen anterior externo está fuertemente curvado, y la constricción de la plataforma es muy pronunciada, formando un *sinus*; dicho margen es liso o lleva un nódulo, en el punto de geniculación. El margen anterior interno, es recto o suavemente curvado y puede ser dentado (presentando 4 denticulos, más o menos desarrollados), o bien llevar sólo un nódulo en el punto de geniculación. La porción de plataforma limitada por ambos márgenes es lisa. Los márgenes, pueden alcanzar la lámina libre a la misma altura pero, en general, el externo, se sitúa más anteriormente.

La porción de plataforma situada posteriormente a los puntos de geniculación (que no siempre se encuentran enfrentados), es estrecha y más o menos simétrica, o se encuentra más ensanchada del lado exterior; su terminación posterior, es aguda o redondeada; oralmente, sus márgenes están suavemente crestados, o bien se desarrollan finos nódulos sobre toda la superficie, y en algunas formas incluso, crestas marginales, sobre todo anteriormente.

La lámina libre, en los ejemplares completos, tiene una longitud aproximadamente igual a la del cuerpo principal, o un poco mayor.

Carena anterior integrada por denticulos late-

ralmente comprimidos, con ápices agudos, rectos o dirigidos hacia atrás y de altura similar.

Carena posterior, formada por denticulos redondeados, decreciendo en altura proximalmente; en general, estos denticulos son más bajos que los de la carena anterior.

En vista lateral, la unidad está más o menos arqueada en dirección aboral.

El eje oro-aboral, se sitúa en el tercio anterior del cuerpo principal, en la región rostral. La cavidad basal es pequeña y está rodeada por labios subsimétricos y convexos. Quillas anterior y posterior, suavemente arqueadas, con la convexidad vuelta hacia el lado externo, provistas de surcos muy estrechos.

Discusión.—*P. ansatus*, según el concepto original, comprendía formas con cuerpo principal estrecho (ZIEGLER *et al.*, 1976, pl. 2, figs. 11-17) y otras con plataforma más ensanchada en la región situada detrás de los puntos de geniculación (*op. cit.*, pl. 2, figs. 18-26), a veces bastante asimétrica. Basándose en estas características, BULTYNCK, identificó las primeras como *Polygnathus* aff. *P. ansatus* (BULTYNCK, en BULTYNCK & HOLLARD, 1980, pl. 5, fig. 18; pl. 6, figs. 2, 4) y las segundas, como *P. ansatus* (*op. cit.*, pl. 8, fig. 13; pl. 9, figs. 1-3). Nuestro material está fundamentalmente constituido por ejemplares con plataforma estrecha, similares a *P. aff. ansatus*, de BULTYNCK. Sin embargo, existen otras diferencias tan importantes como ésta, entre varios de los ejemplares de la serie tipo de *P. ansatus*, y entre los que hemos asignado a dicha especie, como el carácter del margen anterior interno que puede ser recto y más o menos fuertemente dentado, recordando a formas tardías de *P. ensensis*, o liso y suavemente curvado, como se indica en la diagnosis original de *P. ansatus*; o el tipo de ornamentación, que es bastante variable. Dado que el material de que disponemos es escaso y que aún no hemos podido estudiar directamente las colecciones de otros autores, integramos, de momento, todas las formas referidas dentro del concepto de *P. ansatus*, aunque suponemos que en el futuro una revisión detallada habrá de conducir a la distinción de más de un taxón.

P. ansatus, se diferencia de *P. timorensis*, en que la plataforma es más amplia y más profusamente ornada y, además, la curvatura del margen anterior externo es más fuerte y presenta una fuerte constricción (*sinus*), ausente en *P. timorensis*.

En contraste con *P. ansatus*, el margen anterior externo de *P. ensensis*, no está nunca significativamente curvado y es más o menos paralelo a la carena anterior.

Edad.—Esta especie se encuentra en la Biozona *-varcus* media (ZIEGLER *et al.*, 1976, p. 113) y es, por tanto, del Givetienso Superior.

En la Formación Portilla, aparece en la parte basal de la Biozona *-varcus* media (fig. 8).

Polygnathus cf. *brevilaminus* BRANSON & MEHL, 1934
(Lám. 14, figs. 1-3)

Material y yacimientos.—Un ejemplar procedente de la Formación Candás, en su localidad tipo (Perán, Asturias), nivel Ca-88, DPO 15690 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal subsimétrico y biconvexo. Margen externo extendiéndose un poco más hacia delante que el interno. Máxima anchura de la plataforma, situada en su parte media. La plataforma se estrecha hacia detrás, constriñéndose abruptamente un poco antes de la terminación de la lámina posterior.

Lámina libre algo más larga que el cuerpo principal. Lámina posterior, libre en su extremo distal.

Carena anterior provista de 14 denticulos: 11 situados sobre la lámina libre y tres sobre la fija; los denticulos de la lámina libre están lateralmente comprimidos y son coalescentes, salvo por sus ápices; todos tienen un desarrollo similar, excepto los tres más distales, cuya altura decrece hacia el extremo anterior. Los denticulos de la lámina fija son redondeados y de tamaño más pequeño que los otros.

Carena posterior constituida por seis denticulos pequeños, de sección circular, unidos formando una cresta.

La superficie oral del cuerpo principal está ornada en sus márgenes por crestas transversas, sua-

ves y cortas, separadas de la carena por surcos adca-renales lisos.

En vista lateral, la lámina y la plataforma posterior están fuertemente curvadas aboralmente.

El eje oro-aboral se sitúa en la mitad anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y labiada. Quilla anterior, ampliamente surcada; quilla posterior, con un surco más estrecho. Ambas quillas son curvas, con la convexidad vuelta hacia el exterior.

Discusión.—Nuestro ejemplar es similar a *P. brevilaminus* figurado por ANDERSON & OZIAS (1968, pl. 3, fig. E) en las proporciones de la plataforma y en la débil ornamentación de sus bordes. Sin embargo, carece de una lámina posterior netamente libre, característica en *P. brevilaminus*.

Edad.—Aparece, en la Formación Candás, en capas del Givetienso Superior (fig. 6).

Polygnathus dubius HINDE, 1879
(Lám. 14, fig. 4-16)

- * 1879 *Polygnathus dubius* n. sp.; HINDE, p. 362, pl. 16, figs. 6-17 (la fig. 17 es el lectotipo de la especie, por designación de ROUNDY, 1926).
- 1921 *Polygnathus foliatus* sp. nov.; BRYANT, p. 24, pl. 10, figs. 13, 15, 16 (la fig. 16 es el lectotipo de la especie, por designación de HUDDLE, 1970) (*non* fig. 14=*Polygnathus ordinatus* BRYANT).
- 1970 *Polygnathus dubius* HINDE; HUDDLE, p. 1037, pl. 138, figs. 1-17.
- 1971 *Polygnathus dubius* HINDE; KLAPPER & PHILIP, p. 443, text. fig. 12.
- 1973 *Polygnathus dubius* HINDE; KAPLER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), *Polygnathus*, pl. 1, fig. P, O₁, N, A_{1,3}, 1.
- v • 1979 *Polygnathus dubius*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 11, 19, fig. text. 9, 12, 13.

Material y yacimientos.—Ciento ochenta y un ejemplares, en bastante buen estado de conservación.

Veintiún ejemplares procedentes de la Arenisca de Piñeres, del nivel ACa-1, DPO 15695 (I-XVII), 15696-15699.

Ciento sesenta ejemplares procedentes de la Formación Portilla y de una gran intercalación cal-

cárea de la Formación Nocedo, en el corte al Sur del pueblo de Hurgas de Gordón (provincia de León). DPO 15700 (I-II), 15701-15704, del nivel HUG-27; DPO 15705 (I-VI), del HUG-32; DPO 15706, de 0,40 m. sobre HUG-32; DPO 15707 (I-V), 15708 y 15709, de 0,40 m. sobre HUG-33; DPO 15710 (I-IX), del HUG-34; DPO 15711-15713 (I-XXV), del HUG-54; DPO 15714 (I-XXII), y 15715-15717, del HUG-55B; y DPO 15718 (I-LXXXV) y 15719-15722, del HUG-55D.

Descripción.—Cuerpo principal biconvexo u, ocasionalmente, cóncavoconvexo. La plataforma, en dicha área, es simétrica o algo asimétrica, siendo, en este último caso, la porción exterior la más desarrollada y la que tiene el margen anterior más acusadamente expandido.

En los ejemplares maduros, la región anterior del cuerpo principal es más estrecha que la posterior, desarrollándose un pequeño *rostrum*.

Lámina libre de igual longitud, o algo más corta, que el cuerpo principal.

Carena anterior formada por denticulos lateralmente comprimidos, cuya altura decrece hacia el extremo proximal; el denticulo o denticulos distales tienen, generalmente, un desarrollo menor que el resto.

Carena posterior, constituida por denticulos más redondeados, cortos y separados entre sí que los de la carena anterior.

En vista lateral, la unidad es recta o sus extremos se doblan algo en dirección aboral.

Eje oral-aboral, situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, rodeada por expansiones labiadas convexas, de contorno regular.

Quillas anterior y posterior, curvadas en dirección exterior, con surcos marcados, sobre todo proximalmente, siendo más amplio el surco anterior.

Discusión.—*Polygnathus dubius* difiere de *Polygnathus pennatus* en que el cuerpo principal tiene un contorno y una ornamentación distintas; el último taxón carece, además, de *rostrum* y su cavidad basal está localizada más posteriormente.

HINDE describió originalmente a *P. dubius* como asociación natural integrada por varios tipos de elementos. Sin embargo, varios autores de la época

expresaron un fuerte escepticismo de que el material típico de *P. dubius* representase una asociación de este tipo. Por eso HUDDLE (1970, 1972) abordó la revisión del material original de HINDE, llegando a la conclusión de que allí había dos clases diferentes de elementos polignáticos. KLAPPER (1973, en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), estima que estos dos tipos de elementos pertenecerían a dos aparatos distintos: *Polygnathus* y *Mesotaxis*. El aparato *Polygnathus* presente fue reconstruido por KLAPPER & PHILIP (1971).

Sin embargo, *P. dubius* es generalmente interpretado y manejado en la literatura como elemento simple (que sería el elemento de plataforma o elemento P del aparato). Como tal, ha tenido una compleja historia nomenclatorial, revisada por HUDDLE (1970, pp. 1030-1032), a la que hicimos mención anteriormente.

Edad.—Givetiense Superior-Frasniense Inferior. Habitualmente, la especie es citada en el techo de la Biozona *-varcus* media hasta la *-asymmetricus* inferior.

En la Cordillera Cantábrica se encuentra desde la Biozona *-hermanni-cristatus* inferior hasta la *-asymmetricus* inferior (figs. 6, 8 y 9).

Polygnathus eiflii BISCHOFF & ZIEGLER, 1957
(Lám. 10, figs. 16-17)

- * 1957 *Polygnathus eiflia* n. sp.; BISCHOFF & ZIEGLER, p. 89, taf. 4, figs. 5, 6, 7.
- 1965 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; WITTEKINDT, p. 633, taf. 1, figs. 20, 21.
- 1966 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; PHILIP, p. 157, pl. 1, figs. 5, 6.
- 1967 *Polygnathus* cf. *P. eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; ADRICHEM-BOOGAERT, p. 184, pl. 2, fig. 42.
- 1969 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; PÖLSLER, p. 421, taf. 2, figs. 5, 6.
- 1970 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; KRSTIC *et al.*, p. 358, pl. 1, fig. 7.
- v ± 1970 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; BULTYNCK, p. 124, pl. 14, fig. 4 (non fig. 6=*P. pseudofoliatus*).
- 1970 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER; SEDDON, p. 58, pl. 6, figs. 3, 4.
- 1973 *Polygnathus eiflii* BISCHOFF & ZIEGLER; KLAPPER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), p. 355, *Polygnathus*, pl. 2, fig. 8.

- 1979 *Polygnathus eiflii* BISCHOFF & ZIEGLER; LANE *et al.*, p. 219, pl. 1, figs. 9, 25.
- v • 1979 *Polygnathus eiflii*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 12.
- 1979 *Polygnathus eiflii* BISCHOFF & ZIEGLER; CYGAN, p. 245, pl. 12, figs., 1A-1B, 4, 6.
- 1980 *Polygnathus eiflii* BISCHOFF, G., et ZIEGLER, W., 1957; BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), p. 42, pl. 5, figs. 15a-c; pl. 6, figs. 5a-c.

Material y yacimientos.—Un ejemplar, parcialmente fragmentado, procedente de la Formación Portilla, nivel HUG-5 (fig. 8), DPO 15691.

Descripción.—Cuerpo principal biconvexo y asimétrico, con la plataforma restringida en su cuarto anterior, delimitando un *rostrum*. El *rostrum* tiene márgenes casi rectos y paralelos a la carena anterior. La plataforma externa está más desarrollada y tiene margen más convexo que la interna.

Lámina libre, rota en nuestro ejemplar.

La carena de la lámina fija, es una cresta continua, desprovista de denticulos marcados.

Carena posterior formada por una fila de denticulos, finos y redondeados, cuya altura y grosor decrece posteriormente, conectados por débiles puentes longitudinales.

En la región rostral, parecen desarrollarse sendas crestas diagonales a la carena anterior, dirigidas anterolateralmente; en esta región, hay también surcos adcarenales profundos que se interrumpen posteriormente.

La porción ensanchada de la plataforma es plana y está oralmente cubierta de finísimos denticulos, de tamaño similar y espaciamiento uniforme.

En vista lateral, la unidad es recta, salvo el extremo distal del lóbulo posterior que se dobla aboralmente.

El eje oral-aboral, se sitúa en la parte posterior de la región rostral. Cavidad basal pequeña y labiada, con expansiones convexas.

Quillas anterior y posterior, suavemente curvadas y con surcos, visibles sobre todo proximalmente.

Discusión.—El rasgo más característico de esta especie, es su rostro. Las crestas diagonales anteriores, según BULTYNCK (com. pers.), son muy inconstantes.

Polygnathus pseudofoliatus se parece a *P. eiflii*, pero en aquélla la transición a la porción ensanchada de la plataforma es más gradual que en ésta y, además, *P. eiflii* tiene una plataforma más desarrollada.

Edad.—Devónico Medio. Según WITTEKINDT (1965, p. 627), la especie se extendería desde el Eifeliense Inferior hasta el Givetiense Inferior. Sin embargo, en la Formación Portilla, aparece asociada con formas del Givetiense Superior (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, fig. 12; fig. 8).

Polygnathus latifossatus WIRTH, 1967
(Lám. 13, figs. 17-23)

- * 1967 *Polygnathus latifossata* n. sp.; WIRTH, p. 227, pl. 22, figs. 17-19, text. fig. 14 g-k; pl. 23, fig. 11 y text. fig. 14 c-f, formas de transición entre *S. semialternans* y *P. latifossata*.
- 1976 *Polygnathus latifossatus* WIRTH; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 120, pl. 3, figs. 11, 17, 18-21, 27-33.
- v ± 1979 *Polygnathus latifossatus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 9.
- 1980 *Polygnathus latifossatus* WIRTH; SCHÖNLAUB *et al.* (en Guidebook-ECOS II), pl. 9, figs. 20, 21.
- 1980 *Polygnathus latifossatus* WIRTH, M., 1967; BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), p. 43, pl. 9, figs. 11, 12.

Material y yacimientos.—Cuatro ejemplares, procedentes de la Formación Candás, en su localidad-tipo (Perán, Asturias). DPO 15723 a 15725, del nivel Ca-82; DPO 15726, del Ca-84 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal asimétrico, en las formas juveniles, y más o menos simétrico, en las adultas.

Lámina libre parcialmente fragmentada en nuestros ejemplares.

Porción visible de la carena anterior, formada por denticulos numerosos y apretados, redondeados o algo comprimidos lateralmente, con ápices dirigidos hacia delante, destacándose fuertemente de la plataforma, sobre todo en las formas juveniles.

Carena posterior, constituida por denticulos semejantes, cuya altura disminuye proximalmente.

Cuerpo principal poco desarrollado, en los indi-

viduos juveniles, con márgenes anteriores, alcanzando la lámina libre en diferentes puntos, y desprovisto de ornamentación. Surcos adcarenales inapreciables. Los especímenes adultos tienen un cuerpo principal más desarrollado, con márgenes nodosos y surcos adcarenales relativamente profundos.

En vista lateral, la unidad se dobla en sus extremos aboralmente.

Eje oro-aboral, situado en el tercio anterior del cuerpo principal, Cavidad basal pequeña, rodeada por una expansión labiada muy amplia, subsimétrica a asimétrica, a veces más desarrollada que la plataforma; su máxima anchura se sitúa en la mitad anterior del conodonto; posteriormente, se va estrechando de manera gradual. En el interior de la expansión pueden verse algunas líneas de crecimiento concéntricas en determinados ejemplares.

Quilla anterior surcada y algo curvada. Quilla posterior surcada, muy corta.

Discusión.—*P. latifossatus* se parece a *Schmidognathus hermanni*, pero la plataforma de éste tiene mayor desarrollo y su eje oral-aboral se sitúa más posteriormente.

ZIEGLER & KLAPPER (ZIEGLER *et al.*, 1976, p. 20, pl. 3, figs. 19, 25, 26), reconocieron formas de transición entre *P. latifossatus* y *S. hermanni* y sugirieron, por ello, una relación filogenética entre ambas especies. En nuestra opinión, el ejemplar figurado por dichos autores, en pl. 3, fig. 19, pertenece a *P. latifossatus*.

Esta especie se originaría, según ZIEGLER & KLAPPER (*op. cit.*, p. 121), a partir de conodontos con plataforma pobremente desarrollada, como *Polygnathus varcus* o *P. rhenanus*. Sin embargo, otros autores como WIRTH (1967, p. 277), piensan que podría derivar de *Spathognathodus semialternans*, mediante desarrollo progresivo de una plataforma.

Edad.—Según ZIEGLER & KLAPPER (1976), *P. latifossatus* pertenece a la Biozona *-varcus* superior; es decir, sería del Givetense Superior.

En la Formación Candás, aparece también en capas del Givetense Superior (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, fig. 9; fig. 6).

Polygnathus aff. latifossatus WIRTH, 1967

(Lám. 13, figs. 24-26)

± 1979 *Polygnathus latifossatus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 9.

Material y yacimientos.—Un ejemplar, parcialmente fragmentado, DPO 15727, procedente de la Formación Candás, en su localidad-tipo (Perán, Asturias), del nivel Ca-17 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal relativamente largo y estrecho, asimétrico, con su margen externo alcanzando la lámina libre más anteriormente que el interno. Los márgenes del cuerpo principal presentan una fuerte constricción (*sinus*), hacia el tercio anterior. De la inflexión hacia delante, el cuerpo principal es más ancho que hacia atrás.

Carena anterior constituida por denticulos muy próximos entre sí, algo comprimidos lateralmente; los situados sobre la lámina libre, son más gruesos y altos que los de la lámina fija.

Carena posterior formada por denticulos bien diferenciados, apretados y similares a los de la lámina fija.

El cuerpo principal está ornado por denticulos marginales o cortas crestas que, en vista lateral, le dan un aspecto crenulado. Surcos adcarenales lisos, más profundos anterior que posteriormente.

En vista lateral, la unidad está suavemente doblada por sus extremos en dirección aboral.

El eje oro-aboral se sitúa próximo al punto de unión de la lámina libre y cuerpo principal. Cavidad basal, pequeña, rodeada por una expansión labiada subsimétrica y amplia, de anchura similar a la de la plataforma y de longitud aproximadamente un tercio de la del cuerpo principal.

Quilla anterior ampliamente surcada. Quilla posterior, con un surco muy estrecho. Ambas quillas tienen una trayectoria sigmoide.

Discusión.—Nuestro ejemplar se diferencia de *P. latifossatus* fundamentalmente en la fuerte constricción que presentan anteriormente los márgenes del cuerpo principal, en el desarrollo menor de la expansión labiada de la cavidad basal y en la situación del eje oro-aboral.

P. aff. latifossatus se diferencia de *P. rhenanus* en el mayor desarrollo de la plataforma y de la expansión labiada de la cavidad basal.

P. aff. latifossatus es una forma intermedia entre *P. rhenanus* y *P. latifossatus*, tanto en sus caracteres como en su distribución estratigráfica, lo que tendería a confirmar la idea de ZIEGLER & KLAPPER (1976, p. 121) de una relación filogenética entre ambas.

Edad.—Nuestro ejemplar aparece en capas correlacionables con la base de la Formación Froemelennes (F1) de las Ardenas, del Givetense Superior (fig. 6).

Polygnathus linguiformis HINDE, 1879

* 1879 *Polygnathus linguiformis* n. sp.; HINDE, p. 367, pl. 17, fig. 15.

Discusión.—*P. linguiformis* es una de las formas de conodontos más comunes del Devónico Medio, conociéndose varias subespecies y morfotipos: *P. linguiformis mucronatus* y *P. linguiformis transversus*, establecidas por WITTEKINDT (1965); *P. linguiformis cooperi*, por KLAPPER (1971), y tres morfotipos, α , β y γ de *P. linguiformis linguiformis*, propuestos por BULTYNCK (1970), diferenciados por el contorno de la plataforma y caracteres de la lengüeta. El morfotipo γ es idéntico al holotipo de *P. linguiformis*, y por tanto pertenecería, por definición, a *P. linguiformis linguiformis*. ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*, 1976, p. 122), propusieron dos nuevos morfotipos: δ y ϵ , y consideraron las subespecies de WITTEKINDT (1965), *P. linguiformis mucronatus* y *P. linguiformis transversus*, como morfotipos z y η de *P. linguiformis linguiformis*.

Asimismo, ZIEGLER & KLAPPER (*op. cit.*), propusieron considerar a *Polygnathus parawebbi* una forma abundante del Eifeliense Superior y Givetense Inferior, como subespecie de *P. linguiformis*.

WEDDIGE (1977) transformó los morfotipos α y β de BULTYNCK en dos subespecies, *P. linguiformis bultyncki* y *P. linguiformis pinguis*.

Asimismo, CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER (1979), transformaron los morfotipos δ y ϵ de ZIEGLER *et al.* (1976) en *P. linguiformis weddigei* y *P. linguiformis klapperi*, y propusieron una nueva subespecie: *P. linguiformis* n. ssp.

En la Cordillera Cantábrica hemos encontrado formas asignables a *P. linguiformis klapperi*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis mucronatus* y *P. linguiformis aff. mucronatus*.

P. linguiformis linguiformis tiene una cavidad basal pequeña, situada en la región anterior del cuerpo principal, lo que permite separarla de *Polygnathus inversus*, *P. dehiscens* y *P. perbonus*, con los que ha sido confundida frecuentemente, ya que en estas especies la cavidad basal se sitúa en la región posterior del cuerpo principal y su tamaño es mucho mayor que el que tiene en la subespecie.

Polygnathus linguiformis klapperi CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER, 1979
(Lám. 13, figs. 11-12)

* . 1976 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE epsilon morphotype; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 123, pl. 4, figs. 3, 12, 14, 24 (y lista de sinonimias).

. 1977 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE epsilon morphotype; KLAPPER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), p. 465, *Polygnathus*, pl. 10, figs. 5, 9, 10.

. 1978 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE group epsilon morphotype ZIEGLER & KLAPPER; ORCHARD, p. 946, pl. 110, figs. 14, 17, 20, 26, 29; pl. 113, figs. 27, 29.

v . 1979 *Polygnathus linguiformis linguiformis* ϵ ; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 18, fig. text. 12.

. 1979 *Polygnathus linguiformis klapperi* n. ssp.; CLAUSEN *et al.*, p. 32, taf. 1, figs. 7, 8.

Material y yacimientos.—Un ejemplar, procedente de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León), DPO 15771, del nivel HUG-10 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal robusto, asimétrico, con márgenes convexos. Plataforma externa más desarrollada que la interna. En el cuerpo principal se diferencia posteriormente una lengüeta redondeada y ancha, que ocupa aproximadamente un tercio de la extensión de aquél.

Lámina libre fragmentada en nuestro ejemplar.

Carena anterior de la lámina fija y carena pos-

terior, formando una cresta de nodulillos, interrumpida en la lengüeta.

La plataforma externa está ornada oralmente, por crestas transversales, poco marcadas, separadas de la carena por un surco adcarenal liso. En la plataforma interna, la ornamentación está constituida por nódulos o pequeñas crestas, extendiéndose hasta la carena; no hay surco adcarenal. La lengüeta está ornada por crestas transversales que aparecen incluso un poco antes del límite anterior de la misma.

En vista lateral, la unidad tiene los extremos vueltos en dirección aboral, siendo la curvatura de la lengüeta más fuerte; los márgenes de la plataforma se sitúan a la misma altura.

Superficie aboral, cubierta de matriz en nuestro ejemplar.

Discusión.—Esta especie se diferencia de *P. ling. mucronatus* por la posesión de una lengüeta bien desarrollada.

Edad.—Devónico Medio terminal. Nuestra forma suele encontrarse por debajo de la Biozona *-varcus* y alcanza hasta la *-varcus* superior (KLAPPER, 1977).

El ejemplar descrito se sitúa en la Formación Portilla, en capas de la Biozona *-varcus* media (figura 8).

Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE, 1879 (Lám. 13, figs. 1-10)

- * 1879 *Polygnathus linguiformis* n. sp.; HINDE, p. 367, pl. 17, fig. 15.
- v . 1970 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *gamma* forma nova; BULTYNCK, p. 126, pl. 11, figs. 1-6; pl. 12, figs. 1-6.
- v . 1976 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, forma γ de BULTYNCK; GARCÍA-LÓPEZ, p. 176, pl. 1, fig. 2.
- . 1976 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, forma γ ; BULTYNCK, p. 501, pl. 1, fig. 1.
- . 1976 *Polygnathus linguiformis linguiformis*, HINDE, *gamma* morphotype; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 122, pl. 4, figs. 9, 13.
- . 1977 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *gamma* morphotype BULTYNCK; KLAPPER (en ZIEGLER

ed., Catálogo de Conodontos), p. 463, *Polygnathus*, pl. 11, figs. 1-7 (y lista de sinonimias).

- . 1977 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE; WEDDIGE, p. 315, pl. 5, figs., 80-82; text. fig. 4, núm. 2/4.
- . 1978 *Polygnathus linguiformis linguiformis* forma γ ; BULTYNCK; CHATTERTON, p. 194, pl. 9, figs. 17-18.
- . 1979 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *gamma* morphotype; LANE *et al.*, p. 219, pl. 2, fig. 4.
- v . 1979 *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ ; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 18, fig. text. 9, 12.
- . 1980 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *gamma* MT; SCHÖNLAUB *et al.* (en Guidebook-ECOS II), pl. 9, figs. 34, 35.

Material y yacimientos.—Ciento ochenta y un ejemplares, en bastante buen estado de conservación.

Setenta y uno de ellos procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (provincia de León). DPO 15728-15730, del nivel HUG-1; DPO 15731 (I-II) y 15732, del HUG-2; DPO 15733, del HUG-3; DPO 15734 (I-III), del HUG-10; DPO 15735 (I-VII), 15736 y 15741 (I-IV), del HUG-11; DPO 15742 (I-II), del HUG-17b; DPO 15743 (I-II), del HUG-18; DPO 15737 (I-VII), del HUG-18b; DPO 15738, del HUG-19; DPO 15739, del HUG-19b; DPO 15740, del HUG-19c; DPO 15744, del HUG-20; DPO 15745-15747, del HUG-20b; DPO 15748 (I-IV), del HUG-21; DPO 15749 (I-III), 15750-15751, 15752 (I-IX), y 15753 (I-II), del HUG-22; y DPO 15754 (I-X) y 15755, del HUG-26 (fig. 8).

Ciento diez ejemplares de la Formación Candás, en su localidad tipo (Perán, Asturias). DPO 15756 (I-II) y 15757, del nivel Ca-4; DPO 15758 (I-LXXVI) y 15759-15762, del Ca-12; DPO 15763 (I-II), del Ca-13; DPO 15764, 15765 (I-II) y 15766, de 0,30 m. debajo de Ca-16; DPO 15767, 15768, 15769 (I-XVIII) y 15770, del Ca-17 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal asimétrico y alargado, generalmente con la plataforma externa más desarrollada que la interna. La plataforma termina posteriormente en una lengüeta curva y aguda, muy doblada hacia abajo, en vista lateral, de menor tamaño que el resto del cuerpo principal. El borde exterior de la plataforma, en la mayor parte de los ejemplares, se dobla bruscamente en la unión con la lengüeta, dando como resultado una curvatura característica en la parte más ancha de la plataforma. En la porción anterior del cuer-

po principal los márgenes son paralelos o casi a la carena anterior.

Lámina libre mucho más corta que el cuerpo principal, provista de 5 a 7 denticulos fusionados y lateralmente comprimidos.

Carena anterior de la lámina fija, formada por una fina cresta denticulada.

Carena posterior, crestada proximalmente y extendiéndose hacia atrás en una fila de denticulos que se interrumpe al alcanzar la lengüeta.

La plataforma está ornada por finas crestas transversales, muy próximas a los márgenes, separadas de la carena por surcos adcaenales lisos, profundos y amplios. En algunos ejemplares hay también finos nodulillos, sobre todo en la región posterior del conodonto. Oralmente, la lengüeta está atravesada en toda su extensión por crestas transversales, en número de 4 a 8.

En vista lateral, la unidad se curva en dirección aboral por sus extremos, haciéndolo más fuertemente la lengüeta; el borde exterior, liso o crenulado, es más alto que la carena y que el borde interior.

Eje oro-aboral situado en la mitad anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y labiada.

Quilla anterior suavemente curvada y con un amplio surco. Quilla posterior, muy curvada y con un surco estrecho.

En la superficie aboral de muchos ejemplares pueden verse estrías de crecimiento sobre la plataforma.

En determinados especímenes (lám. 13, fig. 9) aparece una estructura característica, adherida a la superficie aboral: el cuerpo basal al cual estaba unido el conodonto.

Discusión.—*Polygnathus parawebbi* CHATTERTON se parece bastante a *P. linguiformis linguiformis*, en el contorno y sección transversal de la plataforma; no obstante, aquella especie posee una carena posterior completa, en lugar de las crestas transversales que se desarrollan sobre la lengüeta de *P. linguiformis linguiformis*.

P. linguiformis klapperi posee una lengüeta más grande y con terminación redondeada. Además, sus

flancos en vista lateral, tienen una altura similar, mientras que en *P. linguiformis linguiformis* el flanco externo es más alto que el interno.

P. linguiformis mucronatus se diferencia claramente de nuestra subespecie, en la ausencia de una lengüeta bien desarrollada.

KLAPPER & PHILIP (1971) y CHATTERTON (1974) propusieron una reconstrucción multielemental de *P. linguiformis linguiformis*.

Edad.—Devónico Medio (Eifeliense Superior) a Devónico Superior (Frasniense) (BULTYNCK, 1970; KLAPPER, 1977).

En las Formaciones Candás y Portilla aparece en capas del Givetense Superior (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, figs. text. 9, 12; figs. 6 y 8). En la Formación Santa Lucía apareció en capas de edad Eifeliense.

Polygnathus linguiformis mucronatus
WITTEKINDT, 1965
(Lám. 13, figs. 13-14)

- * 1965 *Polygnathus linguiformis mucronata* n. subsp.; WITTEKINDT, p. 636, taf. 2, figs. 13-15.
- . 1967 *Polygnathus linguiformis mucronata* WITTEKINDT; ADRICHEM-BOOGAERT, p. 184, pl. 3, fig. 2.
- . 1976 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *zeta* morphotype; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 124, pl. 4, figs. 20, 21.
- . 1977 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *zeta* morphotype; KLAPPER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), p. 465, *Polygnathus*, pl. 10, figs. 4, 7, 8.
- . 1978 *Polygnathus linguiformis mucronatus* WITTEKINDT; ORCHARD, p. 948, pl. 113, figs. 6, 7, 10-12, 14, 15, 17-20, 22, 24.
- v . 1979 *Polygnathus linguiformis mucronatus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 18, 20, fig. text. 12.

Material y yacimientos.—Un ejemplar, con la lámina libre fragmentada, procedente de la Formación Portilla, nivel HUG-20, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León), DPO 15772 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal subsimétrico, con la plataforma externa un poco más ancha que la

interna. Bordes laterales de la plataforma paralelos en toda su extensión. El margen externo se curva bruscamente hacia adentro, en ángulo obtuso, formándose de esta manera una lengüeta incipiente, más estrecha que el resto del cuerpo principal.

Carena anterior, de la lámina fija recta, paralela a los márgenes de la plataforma, formada por dentículos finos, conectados entre sí.

Carena posterior curvada, que no alcanza la terminación de la plataforma, con dentículos finos y separados.

Plataforma presentando los márgenes fuertemente serrados, debido al desarrollo de crestas transversales, separadas de la carena por surcos adcarenales lisos. Sobre la lengüeta se desarrollan dos crestas transversales.

En vista lateral, los extremos de la unidad se doblan aboralmente, especialmente el posterior. En la misma vista, los márgenes de la plataforma y carena se sitúan a la misma altura.

Eje oro-aboral se sitúa próximo a la unión entre la lámina libre y el cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, rodeada de una gran expansión labiada, más desarrollada anteriormente.

Quilla anterior recta y surcada. Quilla posterior muy corta y también surcada.

Edad.—Givetiense Superior. La subespecie es propia de las Biozonas *-varcus* media y parte de la *-varcus* superior (KLAPPER, 1977).

Nuestro ejemplar aparece en la Formación Portilla, hacia la parte alta de la Biozona *-varcus* media (fig. 8).

Polygnathus linguiformis aff. *mucronatus*
WITTEKINDT, 1965

(Lám. 13, figs. 15, 16)

Material y yacimientos.—Un ejemplar, con la lámina libre fragmentada, procedente de la Formación Portilla, nivel HUG-20, al sur de Huergas de Gordón (provincia de León), DPO 15773 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal asimétrico, rectangular, con la plataforma externa más ancha que la interna. Margen interno del cuerpo principal extendiéndose más hacia delante que el externo. Bor-

des laterales de la plataforma, paralelos en casi toda su extensión. El margen anterior externo se curva bruscamente hacia dentro, en ángulo recto.

Carena anterior de la lámina fija recta, paralela a los márgenes de la plataforma, formada por dentículos gruesos, unidos entre sí.

Carena posterior fuertemente curvada, alcanzando la terminación de la plataforma, con dentículos similares a los de la carena anterior.

Plataforma con márgenes serrados, debido al desarrollo de crestas transversales gruesas, separadas de la carena por surcos adcarenales.

En vista aboral, los extremos de la unidad se doblan aboralmente y los márgenes de la plataforma y carena se sitúan a la misma altura.

Eje oro aboral se sitúa en la mitad anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, con una gran expansión labiada.

Quilla anterior recta y fuertemente surcada. Quilla posterior muy corta.

Discusión.—Nuestro ejemplar se diferencia de *P. linguiformis mucronatus* en el contorno del cuerpo principal y en la situación de la cavidad basal. Asimismo, *P. linguiformis* aff. *mucronatus* carece de lengüeta incipiente y el margen interno del cuerpo principal se extiende más adelante que el externo.

Edad.—Aparece en la Formación Portilla, hacia la parte alta de la Biozona *-varcus* media (fig. 8).

Polygnathus ovatinodosus ZIEGLER & KLAPPER, 1976
(Lám. 12, figs. 14-25)

± 1957 *Polygnathus pennata* HINDE; BISCHOFF & ZIEGLER, p. 94, taf. 17, figs. 17, 20-22, 24, 27, 28, 30 (*coet. excl.*); taf. 21, fig. 32.

• 1964 *Polygnathus pennata* HINDE; ORR, p. 18, pl. 4, figs. 5, 6.

• 1965 *Polygnathus decorosa* STAUFFER s. l.; ZIEGLER, taf. 4, figs. 1-4; taf. 6, figs. 7-11, 13-17.

• 1970 *Polygnathus decorosus* STAUFFER s. l.; KIRCHGASSER, p. 347, pl. 64, figs. 4, 5, 6.

• 1970 *Polygnathus foliatus* BRYANT; KIRCHGASSER, p. 349, pl. 65, figs. 1, 2.

• 1971 *Polygnathus decorosus* STAUFFER s. l. de ZIEGLER, 1966; NORRIS & UYENO, pl. 3, fig. 6.

* • 1976 *Polygnathus ovatinodosus* n. sp.; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 124, pl. 2, figs. 1-9.

v • 1979 *Polygnathus ovatinodosus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 19, fig. text. 1, 2.

v • 1979 *Polygnathus* aff. *ovatinodosus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), p. 19, fig. text. 12.

• 1980 *Polygnathus ovatinodosus* ZIEGLER, W. et KLAPPER, G., 1976 (en BYLTYNCK & HOLLARD), p. 44, pl. 8, figs. 10, 11.

• 1983 *Polygnathus ovatinodosus* ZIEGLER & KLAPPER, 1976; RAVEN, pl. 4, fig. 18.

Material y yacimientos.—63 ejemplares, en bastante buen estado, procedentes de la Formación Portilla, al sur del pueblo de Huergas de Gordón (provincia de León). DPO 15774-15780, 15781 (I-XII), del nivel HUG-28; DPO 15783 y 15784 (I-II), del HUG-28A; DPO 15784 y 15785 (I-IV), del HUG-31; DPO 15786, 15787 (I-VIII), del HUG-32; DPO 15788, 15789, 15790 (I-XXV), del HUG-33 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal ovalado, más estrecho hacia la parte anterior que hacia la posterior. En general, en la región anterior del cuerpo principal se desarrolla un *rostrum* que, en los grandes ejemplares, es bastante extenso. La plataforma, por detrás del *rostrum*, es simétrica o asimétrica, con el borde externo a veces muy curvado. Plataforma externa más desarrollada que la interna.

Lámina libre, en los ejemplares completos, algo más corta que el cuerpo principal, provista de unos 11 dentículos apretados, de diferente desarrollo, pero de altura similar, salvo los más distales (2 ó 3), que son más bajos que los otros.

Carena anterior de la lámina fija constituyendo una cresta.

Carena posterior, formada por una fila de nódulos semiesféricos, cuyo tamaño disminuye distalmente.

Plataforma cubierta oralmente de nódulos redondeados, alineados o irregularmente distribuidos, y de cortas crestas, situadas en general hacia la región anterior de dicha plataforma. Surcos ad-

carenales desarrollados en la región rostral y desapareciendo detrás de ella.

En vista lateral, la unidad está doblada por sus extremos en dirección aboral, aunque no muy marcadamente. En la misma vista, los márgenes de la plataforma y de la carena anterior, en la región rostral, tienen la misma altura.

Eje oral-aboral, situado en la mitad anterior del cuerpo principal. Cavidad basal, pequeña y labiada.

Quilla anterior curvada y, en general, ampliamente surcada. Quilla posterior curvada, con un surco muy estrecho.

Discusión.—*Polygnathus dubius* se diferencia de *P. ovatinodosus* en que su lámina libre es más corta y los dentículos de la misma crecen en altura anteriormente; por otra parte, su región rostral es más larga que la de *P. ovatinodosus*.

El ejemplar que figuramos en lám. 12, figs. 23-25, es muy similar a *P. dubius*, pero su lámina libre de longitud superior a un tercio de la del cuerpo principal, provista de dentículos de altura similar, el *rostrum* corto y los surcos adcarenales suaves por detrás del *rostrum*, nos inducen a situarlo en *P. ovatinodosus*. Lo mismo puede decirse respecto al ejemplar figurado en lám. 12, figs. 18-19, si bien éste tiene la lámina libre rota. El figurado en lám. 12, figs. 14, 15, está ornado, sobre todo, por crestas pequeñas, en lugar de por nódulos.

En contraste con *P. ovatinodosus*, la plataforma de *P. ansatus* tiene, en general, ornamentación más pobre y su margen anterior externo presenta una curvatura característica diferente de la de *P. ovatinodosus*.

El contorno de la plataforma de *P. pennatus* HINDE, y la ornamentación a base de fuertes crestas transversales, en lugar de nódulos, separan dicho taxon de *P. ovatinodosus*.

Edad.—Givetiense Superior-Frasniense Inferior. La especie, ha sido citada desde la parte alta de la Biozona *-varcus* media hasta, por lo menos, la Biozona *-asymmetricus* más inferior (ZIEGLER *et al.*, 1976, pp. 113, 116).

Nuestros ejemplares se sitúan, en la Formación Portilla, en capas de la Biozona *-hermanni-cristatus* superior (GARCÍA-ALCALDE *et al.*, 1979, fig. text. 12; fig. 8).

Polygnathus cf. pennatus HINDE, 1879
(Lám. 14, figs. 17-18)

Material y yacimientos.—Un ejemplar, roto parcialmente, procedente de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León), nivel HUG-27A (fig. 8), DPO 15791.

Descripción.—Cuerpo principal largo, lanceolado y simétrico.

Lámina libre fragmentada.

Carena anterior de la lámina fija, formada por denticulos de similar tamaño y sección circular.

Carena posterior, constituida por denticulos similares a los de la carena anterior, pero algo más separados y disminuyendo de altura distalmente.

La superficie oral del cuerpo principal, presenta una marcada ornamentación, constituida anteriormente por crestas muy fuertes, más o menos perpendiculares a la carena, y hacia atrás por filas transversales de nódulos apretados (dos nódulos en cada fila).

En vista lateral, la unidad tiene los extremos doblados en dirección aboral.

Eje oro-aboral, situado en el cuarto anterior del cuerpo principal. Los caracteres de la cavidad basal y de la quilla anterior, no pueden verse, debido a la fragmentación del ejemplar disponible. Quilla posterior, curvada, y con un surco muy estrecho.

Discusión.—Por su plataforma simétrica, ausencia de rostro y fuerte y característica ornamentación de la plataforma, nuestro ejemplar pertenece, probablemente, a *P. pennatus*; sin embargo, la fragmentación del mismo no permite ver los caracteres de la lámina libre de la cavidad basal, lo que impide una determinación más precisa.

Edad.—Givetiense Superior. El ejemplar fue encontrado hacia la base de la Biozona *-hermanni-cristatus* superior (fig. 8).

Polygnathus aff. pennatus HINDE, 1879
(Lám. 14, figs. 19-20)

Material y yacimientos.—Un ejemplar, con la lámina libre rota, DPO 15792, procedente del techo de la Formación Portilla, nivel HUG-34 (fig. 8), al

sur del pueblo de Huergas de Gordón (prov. de León).

Descripción.—Cuerpo principal asimétrico, de contorno irregular, más estrecho anteriormente.

Carena anterior de la lámina fija, formada por una cresta con denticulos pequeños algo comprimidos lateralmente.

Carena posterior, recta en su mitad proximal y curvada distalmente, formada por denticulos más pequeños que los de la carena anterior. Por el lado externo del punto de inflexión de la carena, se destaca una fila recta de denticulos, formando con la carena un ángulo algo superior a 90°.

La superficie oral de la plataforma externa, está provista de crestas suaves, más o menos perpendiculares a las carenas, con algunos nodulillos en el tercio posterior. La plataforma interna, por su parte, tiene anteriormente una cresta oblicua que se dirige del margen hacia la carena, y posteriormente, crestas perpendiculares a la carena, más cortas que las de la plataforma externa. En ambas plataformas, la porción ornamental está separada de la carena por surcos adcarenales lisos, no muy profundos.

Eje oral-aboral situado en la mitad anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y labiada.

Quillas anterior y posterior curvadas, sobre todo ésta última, con surcos estrechos.

Discusión.—Nuestro ejemplar podría pertenecer a *P. pennatus*, de acuerdo con la ornamentación de la plataforma y posición de la cavidad basal; incluso el ejemplar de dicha especie figurado por HUDDLE (1970, pl. 137, fig. 2), tiene, como el nuestro, una plataforma de contorno algo irregular y curvatura de las quillas similar, y otros ejemplares figurados por el mismo autor (*op. cit.*, pl. 137, figs. 4-6, 18) muestran también una cresta dirigida oblicuamente hacia la carena, en la porción anterior del margen externo o del interno. No obstante, nuestro ejemplar diferiría de *P. pennatus* sobre todo en la presencia de una carena posterior bifurcada.

Edad.—Givetiense Superior. Biozona *-hermanni-cristatus* superior (fig. 8).

Polygnathus rhenanus
KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970
(Lám. 11, figs. 3-12)

* 1970 *Polygnathus rhenanus* sp. nov.; KLAPPER, PHILIP & JACKSON, p. 654, pl. 2, figs. 13-15, 19-22, text. fig. 1 a-c.

± 1970 *Polygnathus varcus* STAUFFER; KIRCHGASSER, p. 351, pl. 66, fig. 10 (non figs. 9, 11=*Polygnathus timorensis*).

• 1971 *Polygnathus varcus* STAUFFER; ORR, p. 53, pl. 5, figs. 4-8.

• 1973 *Polygnathus rhenanus* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; KLAPPER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), *Polygnathus*, pl. 2, fig. 1.

± 1979 *Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; LANE et al., p. 220, fig. 3 (*coet. excl.*).

v • 1979 *Polygnathus rhenanus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE et al.), p. 9, 11, 19, 29, figs. text. 9, 12.

• 1980 *Polygnathus rhenanus* KLAPPER, G.; PHILIP, G. M., et JACKSON, J. H., 1970; BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), p. 45, pl. 6, figs. 15-17.

Material y yacimientos.—Sesenta y un ejemplares en estado de conservación variable.

Dos de ellos procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León). DPO 15793, del nivel HUG-21; y DPO 15794, del HUG-26 (fig. 8).

Cincuenta y nueve ejemplares procedentes de la Formación Candás, en su localidad tipo (Perán, Asturias). DPO 15795-15796, del nivel Ca-4; DPO 15797-15800, 15810 (I-LII), del nivel Ca-12; DPO 15802, de 2,30 m. por debajo del nivel Ca-16 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal pequeño, netamente asimétrico. Margen externo extendiéndose más hacia delante que el interno. Región anterior del cuerpo principal muy expandida lateralmente, en su parte externa.

Lámina libre más larga que el cuerpo principal, provista de denticulos lateralmente comprimidos, entre los que pueden intercalarse dientecillos de tamaño más pequeño.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, constituidas por nódulos semiesféricos o comprimidos lateralmente, más o menos alejados.

Puntos de geniculación situados uno frente al otro. La plataforma, por delante de los puntos de geniculación es lisa o, a veces, presenta un nódulo

en su parte externa. Posteriormente, la ornamentación se limita, en general, a los márgenes que están más o menos fuertemente dentados. El área ornamentada está separada de la carena por surcos adcarenales, anchos y lisos.

En vista lateral, la unidad se dobla oboralmente por sus extremos.

Eje oro-aboral, situado en el extremo anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, rodeada por una amplia expansión labiada extendiéndose entre la lámina libre y el cuerpo principal.

Quillas anterior y posterior curvadas y surcadas, siendo el surco más amplio en aquella.

Discusión.—*P. rhenanus* es considerado por ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER et al., 1976, p. 25), como sinónimo de *P. timorensis*, representando las formas juveniles de esta especie. En nuestra opinión, ambas especies difieren claramente: *P. rhenanus* tiene una lámina libre más larga, la posición del eje oro-aboral es más adelantada, el cuerpo principal es mucho más asimétrico y la expansión labiada de la cavidad basal, más desarrollada, que en *P. timorensis*. Por otra parte, los ejemplares juveniles que poseemos de *P. timorensis* presentan también acusadas diferencias con *P. rhenanus*.

P. varcus se parece algo a *P. rhenanus*, pero su cuerpo principal es simétrico.

Edad.—KLAPPER (1973, p. 377, en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), estima que esta especie pertenece al Givetiense Superior (Biozona *-varcus*). Según BULTYNCK (1974), en las Ardenas, *P. rhenanus* está restringido al Miembro Inferior de la Formación Fromelennes, equivalente, más o menos a la parte más alta de la Biozona *-varcus* media.

En la Cordillera Cantábrica, la especie presenta la misma distribución que en las Ardenas (figs. 6 y 8).

Polygnathus timorensis
KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970
(Lám. 10, figs. 20-29)

± 1938 *Polygnathus decorosus* n. sp.; STAUFFER, p. 438, pl. 53, fig. 11 (*coet. excl.*).

± 1957 *Polygnathus varca* STAUFFER; BISCHOFF & ZIEGLER, p. 98, taf. 18, fig. 34 (non fig. 32=*P. varcus* s. str.).

- ± 1976 *Polygnathus varca* STAUFFER; WIRTH, p. 231, taf. 22, fig. 14 (coet. excl.).
- ± 1970 *Polygnathus varcus* STAUFFER; KIRCHGASSER, p. 351, taf. 66, figs. 9, 11 (coet. excl.).
- * 1970 *Polygnathus timorensis* sp. nov.; KLAPPER, PHILIP & JACKSON, p. 655, pl. 1, figs. 1-3, 7-10.
- 1973 *Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; KLAPPER (en ZIEGLER ed., Catálogo de Conodontos), p. 385, *Polygnathus*, pl. 2, fig. 3.
- 1976 *Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER et al.), p. 125, pl. 2, figs. 27-32; pl. 3, fig. 10.
- ± 1979 *Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; LANE et al., p. 220, pl. 2, figs. 1, 2, 8, 21 (non fig. 3 = *P. rhenanus*).
- v ± 1979 *Polygnathus timorensis*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE et al.), fig. text. 12.
- 1983 *Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON; RAVEN, pl. 3, fig. 3.

Material y yacimientos.—Seis ejemplares en variable estado de conservación, procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León) (fig. 8). DPO 15803-15804, del nivel HUG-23; DPO 15805-15807, del HUG-25B; DPO 15808, procedente de la Formación Candás (Perán, Asturias), del nivel Ca-98 (fig. 6).

Descripción.—Cuerpo principal largo y estrecho en los ejemplares maduros y algo más corto y de contorno sagitado en las formas juveniles, con el extremo posterior agudo. Simétrico o asimétrico. Cuando existe, la asimetría se debe a que el margen exterior se extiende más hacia delante que el interior y, además, éste suele presentar una débil invaginación anteriormente.

Lámina libre aproximadamente tan larga como el cuerpo principal, provista de 9 a 11 denticulos agudos, erectos, lateralmente comprimidos y muy próximos entre sí; los denticulos distales son algo más anchos y bajos que los proximales.

Carena anterior de la lámina fija, constituida por una cresta o por una fila de denticulos comprimidos lateralmente y muy próximos entre sí.

Carena posterior formada por una fila de nódulos más o menos separados, cuya altura decrece distalmente.

La superficie oral de la plataforma presenta nódulos o crestas pequeñas, separadas de la carena por surcos adcarenales lisos.

Puntos de geniculación, en general, algo desplazados uno respecto al otro. Por delante de ellos, la plataforma carece de ornamentación.

En vista lateral, la unidad está suavemente arqueada por sus extremos en dirección aboral.

Eje oral-aboral situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, rodeada de una expansión labiada relativamente amplia.

Quilla anterior curvada y ampliamente surcada. Quilla posterior curvada y con un surco más estrecho que el de la quilla anterior.

Discusión.—*P. timorensis* se diferencia de *P. varcus* en que la lámina libre tiene una longitud similar a la del cuerpo principal y la plataforma presenta una ornamentación más marcada.

Las formas juveniles de *P. timorensis* y *P. xylus* son muy semejantes y, a veces, es difícil distinguir las; su separación se basa en que en el primer taxón la cavidad basal se sitúa más anteriormente y el cuerpo principal tiene un contorno generalmente sagitado, mientras que en el de *P. xylus* los márgenes tienden a ser paralelos; asimismo, en *P. timorensis* el margen anterior externo del cuerpo principal puede incidir con la lámina libre en una posición más adelantada que el interno, lo que no ocurre nunca en *P. xylus*, donde ambos márgenes inciden con la lámina libre a la misma altura.

Edad.—Givetiense Superior. La especie ha sido citada generalmente en la Biozona *-varcus* (KLAPPER, 1973, en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos). En la Formación Candás, sin embargo, no llega a alcanzar las capas basales del Devónico Superior, mientras que en la Formación Portilla se sitúa en la parte más alta de la Biozona *-varcus* media (figs. 6 y 8).

Polygnathus cf. *timorensis*
KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970
(Lám. 11, figs. 1, 2)

Material y yacimientos.—Veintidós ejemplares fragmentados, procedentes todos de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León). DPO 15809, del nivel HUG-2; DPO 15810 (I-VII), del HUG-5; DPO 15811, del HUG-8; DPO 15812 (I-XI) y 15813-15814, del HUG-23 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal de contorno triangular, con terminación posterior muy aguda.

Lámina libre fragmentada en todos los ejemplares disponibles.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior constituyendo una cresta más o menos denticulada; los denticulos están bien diferenciados, sobre todo proximalmente.

Superficie oral de la plataforma ornada por crestas fuertes, separadas de la carena por surcos adcarenales profundos, estrechos y lisos.

Los puntos de geniculación se sitúan uno frente al otro. Por delante de ellos la plataforma es lisa.

Eje oro-aboral situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y de labios asimétricos.

Quillas anterior y posterior curvadas y con surco desarrollado.

Discusión.—Nuestros ejemplares son muy similares a *P. timorensis*, pero difieren de esta especie en el contorno de la plataforma, en la ornamentación más fuerte y en la posición de la cavidad basal situado algo más posteriormente. La falta de lámina libre nos impide una determinación más precisa.

Edad.—Givetiense Superior (Biozona *-varcus* media) (fig. 8).

Polygnathus aff. *unicornis*
MÜLLER & MÜLLER, 1957
(Lám. 14, figs. 21-22)

Material y yacimientos.—Un ejemplar, con la lámina libre fragmentada, DPO 15815, procedente de la Arenisca de Nocedo, del nivel HUG-56 (fig. 9), en el corte al sur de Huergas de Gordón (León).

Descripción.—Cuerpo principal amplio, robusto, de contorno foliar, con los márgenes convexos. Plataforma externa algo más desarrollada que la interna.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior formando una cresta denticulada, constituida por nódulos gruesos, cuya altura disminuye hacia el extremo posterior del conodonto. En la región del eje oro-aboral hay un nódulo más fuerte que los otros y bien diferenciado de ellos.

Superficie oral de la plataforma provista de crestas gruesas que, en la mitad posterior se transforman en filas transversas de nódulos, cerca de la carena. Surcos adcarenales profundos, desarrollados solo anteriormente.

En vista lateral, la unidad está suavemente doblada por sus extremos en dirección aboral. En la misma vista, los márgenes de la plataforma se encuentran prácticamente al mismo nivel que las carenas.

Eje oral-aboral, situado en el cuarto anterior del cuerpo principal. Cavidad basal y expansión labiada pequeñas.

Quillas anterior y posterior curvadas y con surcos.

Discusión.—Nuestra forma es muy similar a *P. unicornis*, sobre todo considerando el ejemplar figurado por MÜLLER & MÜLLER (1957, pl. 141, figura 10); sin embargo, se diferencia netamente de esta especie en el contorno del cuerpo principal, en su región anterior.

Edad.—Frasniense (Biozona *-asymmetricus* media) (fig. 9).

Polygnathus cf. *varcus* STAUFFER, 1940
(Lám. 10, figs. 18-19)

Material y yacimientos.—Un ejemplar DPO 15816 procedente de la Formación Portilla, nivel HUG-15 (fig. 8), al sur de Huergas de Gordón (prov. de León).

Descripción.—Cuerpo principal simétrico, de bordes paralelos en casi toda su extensión, pero con terminación posterior aguda.

Lámina libre, parcialmente fragmentada en nuestro material.

Carena anterior de la lámina fija, formada por denticulos comprimidos lateralmente. Los denticulos de la carena posterior no pueden verse claramente, por estar semiembibidos en matriz, en nuestro ejemplar.

Superficie oral de la plataforma, en apariencia lisa, aunque por tener el espécimen estudiado adherida matriz, no puede asegurarse con exactitud.

Eje oral-aboral situado hacia la unión de la lámina libre con el cuerpo principal. Cavidad basal

pequeña, rodeada por una expansión labiada, relativamente amplia y simétrica.

Quilla anterior y quilla posterior suavemente curvadas y con surco estrecho desarrollado en ambas.

Discusión.—*P. varcus* se diferencia de *P. xylus* en la longitud de su lámina libre, mayor que la del cuerpo principal, mientras que en *P. xylus* es, aproximadamente, igual a la del cuerpo principal; y, también, en la situación del eje oro-aboral más adelantado, en general, en *P. varcus*. Este último carácter, no obstante, tiene menos importancia que el primero, debido a que en algunos ejemplares de pequeño tamaño de *P. xylus* (KLAPPER *et al.*, 1970, p. 660, fig. text. 6 a-c), el eje oro-aboral se sitúa en una posición tan adelantada como en *P. varcus*.

Nuestra forma tiene la lámina libre rota, por lo que no es posible asignarla con certeza a *P. varcus*. Si la aproximamos a esta especie, más bien que a *P. xylus*, se debe a que su plataforma parece más simétrica que en este último taxón.

Edad.—Givetense Superior (Biozona *-varcus* media) (fig. 8).

Polygnathus webbi STAUFFER, 1938
(Lám. 14, figs. 23-30)

- * 1938 *Polygnathus webbi* n. sp.; STAUFFER, p. 439, pl. 53, figs. 25, 26, 28, 29.
- ± 1947 *Polygnathus normalis* n. sp.; MILLER & YOUNGQUIST, p. 515, pl. 74, fig. 4 (non fig. 5=*P. decorsus*).
- 1948 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; YOUNGQUIST & MILLER, p. 448, pl. 68, fig. 11.
- 1950 *Polygnathus webbi* STAUFFER; DOWNS & YOUNGQUIST, p. 671, pl. 87, figs. 9, 10.
- 1957 *Polygnathus webbi* STAUFFER; BISCHOFF & ZIEGLER, p. 100, taf. 5, figs. 7, 8, 9, 10.
- 1966 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; GLENNISTER & KLAPPER, p. 829, pl. 95, figs. 6, 21, 22.
- 1968 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; MOUND, p. 509, pl. 69, figs. 30, 31; pl. 70, figs. 1, 2, 5.
- 1969 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; DRUCE, p. 102, pl. 19, figs. 7 a-10 b (y lista de sinonimias).

- 1970 *Polygnathus* sp. cf. *webbi* STAUFFER; SEDDON, p. 739, pl. 16, figs. 18, 23, 24.
- 1970 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; SEDDON, pl. 16, figs. 19-22.
- 1971 *Polygnathus webbi* STAUFFER; ORR, p. 54, pl. 4, figs. 9-10.
- ± 1971 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; SZULCZEWSKI, p. 49, pl. 10, figs. 2, 4, 5 (non fig. 3=*Polygnathus brevis* MILLER & YOUNGQUIST).
- 1971 *Polygnathus webbi* STAUFFER; KLAPPER (en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), p. 66, pl. 1, figs. 25-28.
- 1973 *Polygnathus webbi* STAUFFER; KAPPLER (en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), *Polygnathus*, pl. 2, fig. 7.
- 1974 *Polygnathus webbi* STAUFFER; UYENO, p. 40, pl. 5, fig. 7.
- v • 1976 *Polygnathus webbi* STAUFFER; GARCÍA-LÓPEZ, p. 177, pl. 1, fig. 5.
- 1979 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; LANE *et al.*, p. 220, pl. 2, fig. 23.
- v • 1979 *Polygnathus webbi*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 9.
- 1980 *Polygnathus normalis* MILLER & YOUNGQUIST; SCHÖNLAUB *et al.* (en Guidebook ECOS II), pl. 9, figs. 34, 35.

Material y yacimientos.—Cuarenta y cinco ejemplares en variable estado de conservación.

Dos ejemplares, DPO 15817-15818, procedentes de la Formación Candás, en su localidad tipo (Perán, Asturias), nivel Ca-131 (fig. 6).

Cuarenta y tres ejemplares procedentes de la Formación Nocedo, al sur del pueblo de Huergas de Gordón (prov. de León), DPO 15819, 15820 y 15821 (I-VII), del nivel HUG-57B; 15822-15825 y 15826 (I-XXII), del HUG-57C; y DPO 15827 y 15828 (I-VII), del HUG-60 (fig. 9).

Descripción.—Cuerpo principal lanceolado, simétrico a asimétrico; en este último caso, la porción exterior es la más desarrollada, expandiéndose por delante en dirección lateral. En el cuerpo principal la plataforma es más estrecha en la región anterior, y suele presentar un seno (*sinus*), en su margen externo.

Lámina libre algo más corta que el cuerpo principal, provista de 8 a 9 denticulos más o menos comprimidos y coalescentes; los denticulos distales (1 ó 2) son más bajos que el resto.

Carena anterior de la lámina fija, formada por una cresta o por una fila de denticulos finos y muy próximos entre sí.

Carena posterior constituida por una cresta o fila de denticulos similares a los de la carena anterior.

Superficie oral de la plataforma ornada por crestas largas, más o menos oblicuas a las carenas, interrumpidas por surcos adcarenales lisos, cuya profundidad crece hacia delante.

En vista lateral, la unidad se dobla por sus extremos en dirección aboral.

Eje oro-aboral, situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal y expansión labiada, pequeñas.

Quillas anterior y posterior suavemente curvadas y con surcos estrechos.

Discusión.—El lectotipo de *P. webbi*, designado por WITTEKINDT (1965), es un conodonto curvado hacia la izquierda, figurado por STAUFFER (1938, pl. 53, figs. 28, 29). MILLER & YOUNGQUIST (1947), denominaron *P. normalis* a formas completamente semejantes a *P. webbi*, pero curvadas hacia la derecha. KLAPPER (1971, p. 66; 1973, p. 393), puso en sinonimia ambas especies, advirtiendo que se trataba de pares conodontales del tipo de simetría clase IIIb, de LANE (1968, p. 1260), hipótesis que admitimos en este trabajo.

P. webbi se diferencia de *P. dubius* en que carece del desarrollo rostral de esta especie; además, las crestas de la plataforma son más cortas, menos marcadas y más o menos perpendiculares a la carena, en *P. dubius*, mientras que en *P. webbi* son más fuertes y largas y más o menos oblicuas a la carena.

Edad.—Devónico Superior. La especie ha sido citada desde la Biozona *-asymmetricus* inferior hasta la *-velifer*.

En las Formaciones de Candás y Portilla aparece también siempre asociada a capas del Devónico Superior (figs. 6 y 8).

Polygnathus aff. *webbi* STAUFFER, 1938
(Lám. 15, figs. 1-2)

Material y yacimientos.—Un ejemplar DPO 15829, con la lámina libre rota, procedente del techo

de la Formación Candás, 0,30 m. por debajo del nivel Ca-129 (fig. 6), en Perán (Asturias).

Descripción.—Cuerpo principal asimétrico, más desarrollado del lado externo. Margen externo convexo; margen interno recto-cóncavo. La plataforma, en el cuerpo principal, tiende a adelgazarse anteriormente.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, formando una cresta denticulada, con nodulos redondeados cuya altura y grosor disminuyen hacia atrás. Los nodulos proximales, presentan pequeños hoyuelos en sus ápices.

Superficie oral de la plataforma, ornada por crestas más o menos oblicuas a las carenas, ocupando casi toda la plataforma. En la parte superior de cada cresta, hacia su parte media, hay una depresión circular; estos hoyuelos son algo más pequeños que los que aparecen sobre los denticulos de la carena. Surco adcarenal interno más ancho que el externo.

En vista lateral, el conodonto está arqueado por sus extremos en dirección aboral.

Eje oro-aboral, situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y labiada. Detrás de ella parece conservarse, en el ejemplar disponible, un resto del cuerpo basal del conodonto.

Quillas anterior y posterior curvadas y con surcos estrechos.

Discusión.—Nuestra forma es muy similar a *P. webbi*, pero presenta hoyuelos en los ápices de los denticulos de la carena y en las crestas de la plataforma, ausentes en dicha especie.

Edad.—Devónico Superior (fig. 6).

Polygnathus xylus STAUFFER, 1940
(Lám. 11, figs. 13-22)

- * 1940 *Polygnathus xylus* n. sp.; STAUFFER, p. 430, pl. 60, figs. 54, 66, 72-74.
- 1967 *Polygnathus varca* STAUFFER; WIRTH, p. 231, taf. 22, fig. 15.
- 1970 *Polygnathus xylus* STAUFFER; SEDDON, p. 740, pl. 12, figs. 20, 21; pl. 13, figs. 3-5, 11-13.

- ± 1970 *Polygnathus xylus* STAUFFER; KLAPPER, PHILIP & JACKSON; p. 659, pl. 1, figs. 4-6, 11; pl. 2, figs. 4, 5, 7-9, 16-18 (non figs. 10, 11=*P. ensensis*).
- 1971 *Polygnathus xylus* STAUFFER; NORRIS & UYENO, pl. 3, fig. 8.
- 1973 *Polygnathus xylus* STAUFFER; KLAPPER (en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), *Polygnathus*, pl. 2, fig. 6.
- 1974 *Polygnathus xylus* STAUFFER; UYENO, p. 40, pl. 4, figs. 6, 8.
- 1974 *Polygnathus xylus* STAUFFER; BULTYNCK, p. 24, pl. 5, fig. 5.
- 1976 *Polygnathus xylus xylus* STAUFFER; ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*), p. 125, pl. 3, fig. 1.
- 1979 *Polygnathus xylus xylus* STAUFFER; CYGAN, p. 276, pl. 15, figs. 11, 12, 17, 18; pl. 17, fig. 3.
- 1979 *Polygnathus xylus xylus* STAUFFER; SAVAGE & AMUNDSON, pl. 1, figs. 12-15.
- v • 1979 *Polygnathus xylus xylus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), fig. text. 9, 12.
- 1983 *Polygnathus xylus xylus* STAUFFER, 1940; RAVEN, p. 308, pl. 3, pág. 6.

Material y yacimientos.—Ciento veintiún ejemplares, en variable estado de conservación.

Sesenta y cinco de ellos, procedentes de la Formación Candás, en su localidad tipo (Perán, Asturias) (fig. 6). DPO 15830, del nivel Ca-94; DPO 15831, del Ca-95; DPO 15832 (I-V), del Ca-98; DPO 15833 y 15834, del Ca-103/104; DPO 15835-15836 y 15837 (I-XXV), del Ca-104; DPO 15838, 15839 (I-XXXVIII), del Ca-105.

Cincuenta y seis ejemplares de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León) (fig. 8). DPO 15840, del nivel HUG-25; DPO 15841, del HUG-25B; DPO 15842 (I-XXI), del HUG-28; DPO 15843 (I-XXXI), del HUG-31; y DPO 15844-15845, del HUG-30.

Descripción.—Cuerpo principal, generalmente simétrico, con bordes paralelos o, a veces, un poco lanceolado; la porción anterior del margen externo presenta, ocasionalmente, un débil entrante.

Lámina libre de longitud similar a la del cuerpo principal, provista de 11 a 13 dentículos agudos, coalescentes y comprimidos lateralmente, erectos, o con ápices dirigidos hacia atrás. Todos los dentículos tienen un desarrollo similar, salvo los más distales, que son más bajos que el resto. En algunos ejemplares aparecen, también, minúsculos dientecillos entre los dentículos principales.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, formadas por dentículos pequeños y agudos, muy próximos entre sí.

Márgenes de la plataforma, suavemente crestados o denticulados, sin que la ornamentación llegue a extenderse por toda la superficie oral. Surcos adcarenales anchos, lisos y bastante profundos, sobre todo anteriormente. Puntos de geniculación situados uno frente al otro; por delante de ellos, la plataforma es lisa.

En vista lateral, la unidad está doblada por sus extremos en dirección aboral suavemente.

Eje oral-aboral situado por detrás de la mitad de la longitud; en relación al cuerpo principal, se localiza en su tercio anterior. Cavidad basal pequeña y labiada.

Quillas anterior y posterior algo curvadas y con surcos desarrollados, el anterior algo más amplio, sobre todo proximalmente.

Discusión.—*P. xylus* se distingue de *P. rhenanus* por su plataforma más larga y simétrica y por la situación del eje oral-aboral.

Edad.—Givetiense-Frasniense. En la Formación Candás aparece en las capas basales del Devónico Superior (fig. 6), mientras que en la Formación Portilla lo hace en el techo del Devónico Medio (fig. 8).

Polygnathus sp. A
(Lám. 15, figs. 9-10)

Material y yacimientos.—Un ejemplar DPO 15846, con la lámina libre fragmentada, procedente de la Formación Nocedo, del nivel calcáreo HUG-56 (fig. 9), en la sección al sur del pueblo de Huergas de Gordón, (prov. de León).

Descripción.—Aspecto general muy masivo. Cuerpo principal subsimétrico, con márgenes convexos.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, constituyendo una cresta nodosa, robusta, que destaca netamente de la superficie de la plataforma, descollando incluso sobre los márgenes de la misma. El extremo distal de la carena posterior no llega a alcanzar el borde de la plataforma.

Superficie oral de la plataforma, ornada por crestas que parten de sus márgenes y se interrumpen un poco antes de alcanzar la carena. Surcos adcarenales poco profundos.

Eje oro-aboral, situado en el cuarto anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña y labiada.

Quillas anterior y posterior curvadas y con surco.

Discusión.—Esta forma se diferencia de *P. unicornis* y de *P. aff. unicornis* en el contorno diferente de la plataforma y en la posesión de una carena posterior que no alcanza el margen de la plataforma.

P. incompletus UYENO, 1967, tiene también una carena posterior incompleta, pero más débil que la de nuestra forma y, además, su plataforma es más alargada y los surcos adcarenales más profundos.

Edad.—Frasniense (Biozona *-asymmetricus* media) (fig. 9).

Schmidognathus ZIEGLER

Especie tipo.—*Schmidognathus hermanni* ZIEGLER, 1965.

Diagnosis.—Conodontos bilobados, con cuerpo principal largo y lanceolado, de longitud mayor que la de la lámina libre. Superficie oral del cuerpo principal, cubierta por nodos y/o crestas transversales, restringidos a los márgenes de la plataforma o extendiéndose por toda ella. Cavidad basal con una expansión labiada, más o menos asimétrica. En vista lateral, la unidad está más o menos fuertemente doblada por sus extremos en dirección aboral. Quillas anterior y posterior surcadas, sobre todo proximalmente.

Discusión.—Este género es muy similar a *Polygnathus*, pero la expansión labiada de su cavidad basal es, en general, mucho más asimétrica que en este género, presentando un lóbulo lateral muy característico.

Según ZIEGLER (1973, p. 423, en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), *Schmidognathus* derivaría, precisamente, de algún grupo de *Polygnathus*. En este sentido, ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*, 1976, p. 120) suponen que *Schmidognathus hermanni*, primer representante del género, se habría ori-

ginado de *Polygnathus latifossatus*, como se deduciría de la existencia de formas de transición entre ambas especies (*op. cit.*, pl. 3, figs. 19, 25, 26). Los ejemplares típicos de *S. hermanni* tendrían, en cualquier caso, una plataforma más desarrollada y con ornamentación más fuerte, una lámina libre más pequeña y una cavidad situada más centralmente que en *P. latifossatus*. Además, como ya dijimos anteriormente (pp. 9-10), una de las supuestas formas transicionales señaladas por ZIEGLER & KLAPPER (*op. cit.*, pl. 3, fig. 19), pertenece, en nuestra opinión, claramente a *P. latifossatus*, mientras que la otra (*op. cit.*, pl. 3, figuras 25, 26), sería muy próxima a *S. hermanni*.

Schmidognathus ? *aff. gracilis* KLAPPER, 1980
(Lám. 15, figs. 20-23)

Material y yacimientos.—Dos ejemplares DPO 15847-15848, procedentes de la Formación Portilla, nivel HUG-27A (fig. 8), al sur de Huergas de Gordón (prov. de León).

Descripción.—Cuerpo principal largo y esbelto, de sección subrectangular tan alta como ancha, o algo más ancha, subsimétrico, de bordes casi paralelos, el interior cóncavo y el exterior convexo.

Lámina libre más corta que el cuerpo principal, provista de siete dentículos coalescentes, de sección oval.

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, formando una fila de 12 dentículos redondeados; los de la carena anterior conectados, formando una cresta. Carena posterior, incompleta.

La ornamentación de la plataforma consiste en nódulos o pequeñas crestas, situadas marginalmente, separadas de la carena por surcos adcarenales lisos, muy poco profundos. En el extremo posterior, los nódulos marginales están conectados, constituyendo una cresta transversal por detrás de la carena.

En vista lateral, la unidad está algo arqueada, con los lóbulos anterior y posterior doblados aboralmente.

Eje oral-aboral situado en el centro del cuerpo principal o algo desplazado hacia delante. Cavidad basal pequeña, rodeada por una amplia expansión labiada, asimétrica, más desarrollada anteriormente y de longitud similar a la del cuerpo principal.

Quillas anterior y posterior con surcos amplios y de trazado sigmoide.

Discusión.—Esta forma es muy similar a *S. ? gracilis* KLAPPER, de la que se diferencia por presentar una plataforma con surcos adcarenales muy poco marcados o casi inexistentes, contrastando con los profundos surcos presentes en *S. ? gracilis*.

La constitución de la superficie aboral de *S. ? aff. gracilis* es muy similar a la de algunos especímenes de *P. latifossatus*; no obstante, el conjunto de caracteres permite acercarla mejor al género *Schmidtnathus*.

Edad.—Givetense Superior (Base de la Biozona *-hermanni-cristatus* superior) (fig. 8).

Schmidtnathus peracutus (BRYANT, 1921)
(Lám. 15, figs. 14-19)

- * 1921 *Polygnathus peracutus* n. sp.; BRYANT, p. 25, pl. 10, fig. 12.
- 1965 *Schmidtnathus peracutus* (BRYANT); ZIEGLER, p. 668, taf. 1, figs. 1-10 (y lista de sinonimias).
- 1971 *Schmidtnathus peracutus* (BRYANT); ORR, p. 56, pl. 6, fig. 9.
- 1973 *Schmidtnathus peracutus* (BRYANT); ZIEGLER (en ZIEGLER, ed., Catálogo de Conodontos), *Schmidtnathus*, pl. 2, fig. 1, 2.
- v • 1979 *Schmidtnathus peracutus*; GARCÍA-LÓPEZ (en GARCÍA-ALCALDE *et al.*), pp. 19, 20, fig. text. 12.
- 1980 *Schmidtnathus peracutus* (BRYANT, W. L., 1921); BULTYNCK (en BULTYNCK & HOLLARD), p. 46, pl. 8, fig. 24.

Material y yacimientos.—Cuatro ejemplares, procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León). DPO 15849, del nivel HUG-27A; DPO 15850-15851, del HUG-29; y DPO 15852, del HUG-30 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal de contorno triangular, simétrico o ligeramente asimétrico, de sección subrectangular, más ancha que alta.

Lámina libre más corta que el cuerpo principal, provista de denticulos (muy fragmentados en nuestros ejemplares).

Carena anterior de la lámina fija y carena posterior, comprendiendo unos 13 tubérculos, semiesféricos y gruesos. La región oral del cuerpo

principal está provista de gruesos tubérculos similares a los de las carenas, muy próximos entre sí y más o menos alineados en filas paralelas a las carenas. No existen surcos adcarenales desarrollados.

En vista lateral, la unidad está ligeramente arqueada, con los lóbulos anterior y posterior dirigidos aboralmente.

La superficie aboral, en los ejemplares disponibles, presenta un cuerpo basal, por lo que no pueden describirse las características de la cavidad basal, expansión labiada y quillas.

Discusión.—Aunque en nuestros ejemplares no puede observarse la región aboral, el resto de rasgos es suficientemente distintivo como para situarlos en la especie nominada.

S. peracutus se parece bastante a *S. wittekindti*, pero se aleja de esta especie por tener una plataforma más desarrollada y ornamentación más marcada y con distribución diferente.

Edad.—Givetense Superior. La distribución conocida de la especie comprende las Biozonas *-hermanni-cristatus* superior y *-asymmetricus* más inferior (fig. 8). Sin embargo, en la Formación Portilla se encuentra desde el techo de la Biozona *-varcus* superior hasta la base de *-hermanni-cristatus* superior.

Schmidtnathus ? sp. A
(Lám. 15, figs. 24-29)

- ± 1976 *Polygnathus latifossatus* → *Schmidtnathus hermanni*; ZIEGLER & KAPPLER (en ZIEGLER *et al.*), pl. 3, figs. 25, 26.

Material y yacimientos.—Tres ejemplares, parcialmente fragmentados, procedentes de la Formación Portilla, al sur de Huergas de Gordón (prov. de León). DPO 15853 y 15854, del nivel HUG-27A; y DPO 15855, del HUG-30 (fig. 8).

Descripción.—Cuerpo principal extenso, cóncavo-convexo, tendiendo a estrecharse anteriormente. Hacia atrás, es algo asimétrico. Sección del cuerpo principal subrectangular, bastante más ancha que alta.

Lámina libre fragmentada en nuestros ejemplares.

Carena anterior de la lámina fija, constituida

BIBLIOGRAFIA

por una cresta denticulada, formada por tubérculos gruesos, semiesféricos o algo comprimidos lateralmente.

Carena posterior formada por una fila de nodulos semiesféricos, similares a los de la carena anterior.

Superficie oral del cuerpo principal cubierta por gruesos nodulos, semiesféricos, formando a veces crestas similares, o algo más pequeñas, que las de las carenas y más o menos dispuestas en filas paralelas a éstas. Anteriormente, se desarrollan surcos adcarenales débiles.

En vista lateral, la unidad está arqueada, con los lóbulos anterior y posterior dirigidos aboralmente.

Eje oro-aboral situado en el tercio anterior del cuerpo principal. Cavidad basal pequeña, rodeada por una gran expansión labiada, algo menos ancha que el cuerpo principal, con el máximo desarrollo en torno a la cavidad basal.

Quilla anterior con un surco desarrollado. La quilla posterior no puede verse en nuestros ejemplares.

Discusión.—La forma figurada por ZIEGLER & KLAPPER (en ZIEGLER *et al.*, 1976, pl. 3, figs. 25, 26) como transicional entre *P. latifossatus* y *S. hermanni* se parece bastante a la nuestra.

La extensa plataforma, profusa ornamentación no limitada marginalmente, y la situación de la cavidad basal de nuestros ejemplares, los acercan más al género *Schmidtnathus* que a *P. latifossatus*. Sin embargo, debe advertirse que la pequeña de la cavidad basal y la amplitud de la expansión labiada son caracteres que los aproximan a la referida especie.

Las diferencias con *S. hermanni* estriban fundamentalmente en que en este último taxón la ornamentación es más irregular y los márgenes de la plataforma están doblados hacia arriba.

Nuestra forma se parece a *S. peracutus*, en el tipo de cavidad basal y modelo ornamental, pero se separa de ella en la posesión de surcos adcarenales y diferente conformación de la plataforma.

Edad.—Givetense Superior. En la Formación Portilla esta forma aparece asociada con *S. peracutus* en las Biozonas *-hermanni-cristatus* superior y *-asymmetricus* más inferior.

ADRICHEM-BOOGAERT, H. A. VAN: *Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application*. Leidse Geol. Med., 39, 129-192 (1967).

ANDERSON, W. I. & OZIAS, K.: *Intraspecific variation within the conodont Polygnathus brevilaminus*. Iowa Acad. Sci., 73, 263-269 (1968).

BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: *Die conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons*. Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 22, 1-136 (1957).

BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: *Conodont studies*. Univ. Missouri studies, 8 (1-4), 1-349 (1933).

BRANSON, E. B., y MEHL, M. G.: *Conodont of the Grassy Creek shale of Missouri*. Univ. Missouri studies, 8, 171-259 (1934).

BULTYNCK, P.: *Révision stratigraphique et paleontologique de la coupe type du Couvinien*. Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, 26, 1-152 (1970).

BULTYNCK, P.: *Conodontes de la Formation de Fromelenes du Givetien de l'Ardenne franco-belge*. Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 50 (10), 1-30 (1974).

BULTYNCK, P.: *Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). Troisième partie: Elements Icriodiformes, Pelekysgnathiformes et Polygnathiformes*. Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 49, 1-66 (1976).

BULTYNCK, P. & HOLLARD, H.: *Distribution comparée de conodontes et goniatites dévoniens des Plaines du Dra, du Ma'der et du Tafilalt (Maroc)*. Aardkundige Med., 1, 1-73 (1980).

CLAUSEN, C. D.; LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W.: *Biostratigraphie und Lithofazies am Südrand der Elspe Mulde (hohes Mittel- und tiefes Oberdevon; Saverland, Rheinisches Schiefergebirge)*. Geol. Jb., 51, 3-37 (1979).

CYGAN, C.: *Etude de conodontes dévoniens des Pyrénées et du Massif du Mouthoumet. Thèse troisième cycle*. Travaux Lab. Geol. Petrol. Univ. Paul-Sabatier (inéd.), 1-339 (1979).

CHATTERTON, B. D. E.: *Middle Devonian conodonts from the Harrogate Formation, southeastern British Columbia*. Canada J. Earth Sci., 11, 1461-1484 (1974).

CHATTERTON, B. D. E.: *Aspects of late early and middle Devonian conodont biostratigraphy of western and north western Canada*. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 18, 161-231 (1978).

DOWNES, H. R. & YOUNGQUIST, W.: *Conodonts from the Cedar valley limestone of Iowa*. J. Paleont., 24, 667-672 (1950).

DRUCE, E. C.: *Devonian and Carboniferous conodonts from the Bonaparte gulf basin, Northern Australia*. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Bull., 98, 1-242 (1969).

FÄHRRAEUS, L. E.: *Lower Devonian conodonts from the*

- Michelle and Prongs Creek Formations. Yukon territory. J. Paleont., 45, 665-683 (1971).
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LÓPEZ, S., y MÉNDEZ-BEDÍA, I.: *Guidebook of the field trip meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy*. Serv. Publ. Univ. Oviedo, 1-14, I. (ed.) (1979).
- GARCÍA-LÓPEZ, S.: *Análisis del contenido en conodontos de un corte de la Caliza de Candás en la costa asturiana*. Brev. Geol. Astúrica, 4, 49-53 (1972).
- GARCÍA-LÓPEZ, S.: *La Caliza de Candás en la zona de Luanco (Asturias) y su contenido en conodontos*. Trab. Geol., 8, 173-185 (1976).
- GARCÍA-LÓPEZ, S.: *Terminología morfológica de Conodontos compuestos y de plataforma*. Revista de Biología de la Universidad de Oviedo, 2, 95-105 (1984).
- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G.: *Upper Devonian conodonts from the Canning basin, Western Australia*. J. Paleont., 40, 777-842 (1966).
- HINDE, G. J.: *On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee-shale divisions of the Devonian, in Canada and the United States*. Geol. Soc. London, Quart J., 35, 351-369 (1879).
- HUDDLE, J. W.: *Revised descriptions of some late Devonian Polygnathid conodonts*. J. Paleont., 44, 1029-1040 (1970).
- HUDDLE, J. W.: *Historical introduction to the problem of conodont taxonomy*. In LINDSTRÖM, M. & ZIEGLER, W. (eds.): *Symposium Catalogue on conodonts taxonomy*, Geologica et Palaeontologica, 1, 3-13 (1972).
- KIRCHGASSER, W. T.: *Conodonts from near the middle/upper Devonian boundary in North Cornwall*. Palaeontology, 13, 335-354 (1970).
- KLAPPER, G.: *Sequence within the conodont genus Polygnathus in the New York lower/middle Devonian*. Geologica et Palaeontologica, 5, 59-72 (1971).
- KLAPPER, G.: *Lower and middle Devonian conodont sequence in Central Nevada*. In MURPHY, M. A.; BERRY, W. B. N. & SANDBERG, CH. A. (eds.): *Western North America: Devonian*, Univ. California Riverside Campus Mus. Contrib., 4, 33-54 (1977).
- KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: *Endemism and dispersal of Devonian conodonts*. J. Paleont., 54, 400-455 (1980).
- KLAPPER, G. & PHILIP, G. M.: *Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements*. Lethaia, 4, 429-452 (1971).
- KLAPPER, G.; PHILIP, G. M. & JACKSON, J. H.: *Revision of the Polygnathus varcus Group (Conodonts, Middle Devonian)*. N. Jb. Geol. Paläont., 11, 650-667 (1970).
- KRSTIC, B.; SPASOV, H.; STOJANOVIC-KUZENKO, S. & PAJIC, V.: *Contribution to the study of the lower and middle Devonian in Eastern Serbia*. Vesnik, sér. A, 28, 307-326 (1970).
- LANE, H. R.: *Symmetry in conodont element pairs*. J. Paleont., 41, 1258-1263 (1968).
- LANE, H. R.; MÜLLER, K. J. & ZIEGLER, W.: *Devonian and Carboniferous conodonts from the Perak Malaysia*. Geologica et Palaeontologica, 13, 213-226 (1979).
- MILLER, A. K. & YOUNGQUIST, W.: *Conodonts from the type section of the sweetland creek shale in Iowa*. J. Paleont., 21, 501-517 (1947).
- MOUND, M. C.: *Upper Devonian conodonts from southern Alberta*. J. Paleont., 42, 444-524 (1968).
- MÜLLER, K. J. & MÜLLER, E.: *Early upper Devonian (Independence) conodonts from Iowa, part. I*. J. Paleont., 31, 1069-1108 (1957).
- NORRIS, A. W. & UYENO, T. T.: *Stratigraphy and conodont faunas of Devonian outcrop belts Manitoba*. Geol. Assoc. Canada, Spec. Papers, 9, 209-223 (1971).
- ORCHARD, M. J.: *The Conodont biostratigraphy of the Devonian Plymouth limestone, south Devon*. Paleontology, 21, 907-955 (1978).
- ORR, R. W.: *Conodonts from the Devonian Lingle and Alto Formations of southern Illinois*. Illinois Stat. Geol. Surv., 361, 1-28 (1964).
- ORR, R. W.: *Conodonts from the middle Devonian strata of the Michigan basin*. Indiana Geol. Surv. Bull., 45, 1-110 (1971).
- PHILIP, G. M.: *Lower Devonian conodonts from the Buchanan Group, eastern Victoria*. Micropaleontology, 12, 441-460 (1966).
- POLSLER, P.: *Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkefel, Österreich)*. Jh. Geol. Bundesant, 112, 399-440 (1969).
- RAVEN, J. G. M.: *Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Med., 52 (2), 265-339 (1983).
- ROUNDY, P. V.: *Mississippian Formations of San Saba county, Texas. Introduction the Microfauna*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 146, 1-23 (1926).
- SAVAGE, N. M. & AMUNDSON, C. T.: *Middle Devonian (Givetian) conodonts from Central Oregon*. J. Paleont., 53, 1395-1400 (1979).
- SCHÖNLAUB, H. P.: *Carnic Alps. Field Trip A in Second European Conodont Symposium*. Abh. Geol. B. A., 35, 1-213 (1980).
- SEDDON, G.: *Frasnian conodonts from the Sadler Ridge-Bugle Gap area, Canning basin, western Australia*. J. Geol. Soc. Austral., 16, 723-753 (1970a).
- SEDDON, G.: *Pre-chappel conodonts of the Llano Region, Texas*. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, 68, 1-130 (1970b).

- STAUFFER, C. R.: *Conodonts of the Olenitangy Shale*. J. Paleont., 12, 411-443 (1938).
- STAUFFER, C. R.: *Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota*. J. Paleont., 14, 417-435 (1940).
- SZULCZEWSKI, M.: *Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts.*, Acta Geol. Polonica, 21, 1-129 (1971).
- TELFORD, P. G.: *Lower and middle Devonian conodonts from the Broken river embayment, North Queensland, Australia*. Spec. Pap. Paleont., 15, 1-96 (1975).
- UYENO, T. T.: *Conodonts of the Waterways Formation (Upper Devonian) of northeastern and Central Alberta*. Geol. Surv. Canada Bull., 232, 1-93 (1974).
- WEDDIGE, K.: *Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten*. Senckenbergiana Leth., 58, 271-419 (1977).
- WIRTH, M.: *Zur gliederung des höheren Paläozoikum (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit hilfe von conodonten*. N. Jb. Geol. Paläont., 127, 179-244 (1967).
- WITTEKINDT, H.: *Zur conodontenchronologie des mittelde-vons*. In *Das mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirge*, Ein Symposium. Forsch. Geol. Rheinl. Westf., 9, 621-646 (1965).
- YOUNGQUIST, W. L. & MILLER, A. K.: *Additional conodonts from the Sweetland Creek Shale of Iowa*. J. Paleont., 22, 440-450 (1948).
- ZIEGLER, W.: *Conodontenfeinstratigraphische untersuchungen an der Grenze mitteldevon/oberdevon und in der Adorf-Stufe*. Notizbl. Hess. Landesamt. Bodenforsch., 87, 7-77 (1958).
- ZIEGLER, W.: *Eine verfeinerung der conodonten gliederung an der grenze mittel/ober-devon*. Forsch. Geol. Rheinl. Westf., 9, 647-676 (1965).
- ZIEGLER, W.: *Conodont stratigraphy of the European Devonian*. In SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. (eds.): *Symposium on conodont biostratigraphy*, Geol. Soc. America Spec. Mem., 127, 227-284 (1971).
- ZIEGLER, W.: *Über devonische conodonten-apparate*. Geologica et Palaeontologica, 1, 91-96 (1972).
- ZIEGLER, W. (ed.): *Catalogue of conodonts*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1, 1-504+XVIII (1973).
- ZIEGLER, W. (ed.): *Catalogue of conodonts*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 3, 1-574 (1977).
- ZIEGLER, W. & CHENG-YUAN, W.: *Sihongshan Section, a regional reference section for the Lower-Middle and Middle-Upper Devonian Boundaries in East Asia*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 75, 17-38 (1985).
- ZIEGLER, W.; KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: *Redefinition and subdivision of the varcus-zone (conodonts, middle-upper Devonian) in Europe and north America*. Geologica et Palaeontologica, 10, 109-140 (1976).

Recibido: Abril de 1986.

LAMINA 10

Figuras 1-10.—*Icriodus symmetricus* BRANSON & MEHL, 1934.

- 1, 3.—DPO 15645. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 55$. Formación Portilla, nivel HUG-29, Huergas de Gordón (León).
- 4, 5.—DPO 15662. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Nocedo, nivel HUG-57, D, Huergas de Gordón (León).
- 6, 7.—DPO 15657. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Nocedo, nivel HUG-56, Huergas de Gordón (León).
- 8.—DPO 15646. Vista oral $\times 60$. Formación Portilla, nivel HUG-29, Huergas de Gordón (León).
- 9, 10.—DPO 15658. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Nocedo, nivel HUG-56, Huergas de Gordón (León).

Figuras 11-13.—*Icriodus* sp. A.

DPO 15640. Vista oral, aboral y orolateral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-140, Perán (Asturias).

Figuras 14-15.—*Icriodus* aff. *subterminus* YOUNGQUIST, 1947.

DPO 15664. Vistas oral y aboral $\times 65$. Formación Candás, nivel Ca-88, Perán (Asturias).

Figuras 16-17.—*Polygnathus eiflius* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957.

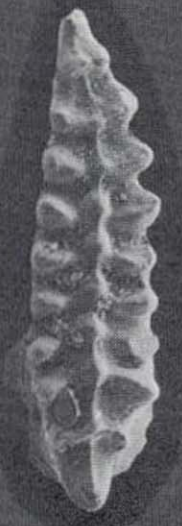
DPO 15691. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).

Figuras 18-19.—*Polygnathus* cf. *varcus* STAUFFER, 1940.

DPO 15816. Vistas oral y aboral $\times 75$. Formación Portilla, nivel HUG-15, Huergas de Gordón (León).

Figuras 20-29.—*Polygnathus timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970.

- 20, 22.—DPO 15803. Ejemplar juvenil. Vistas oral, aboral y lateral $\times 65$. Formación Portilla, nivel HUG-23, Huergas de Gordón (León).
- 23, 25.—DPO 15806. Ejemplar juvenil. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 65$. Formación Portilla, nivel HUG-25 B, Huergas de Gordón (León).
- 26, 27.—DPO 15805. Vistas orolateral y aboral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-25 B, Huergas de Gordón (León).
- 28, 29.—DPO 15808. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Candás, nivel Ca-98, Perán (Asturias).



1



2



4



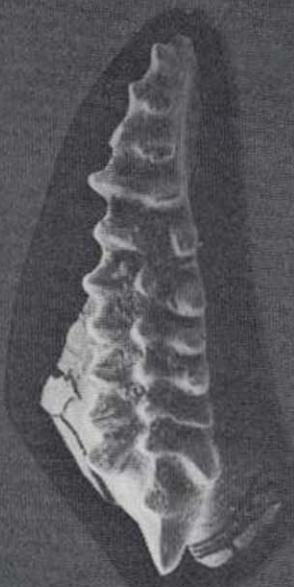
5



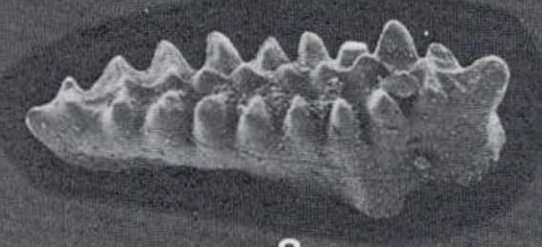
6



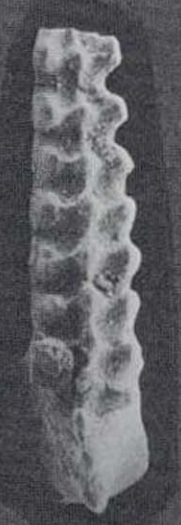
7



8



3



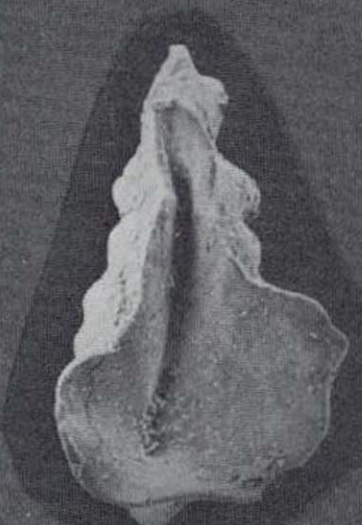
9



10



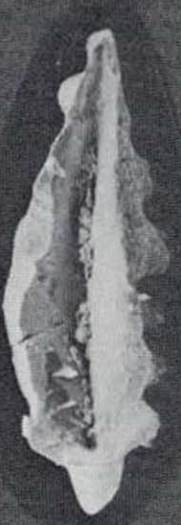
14



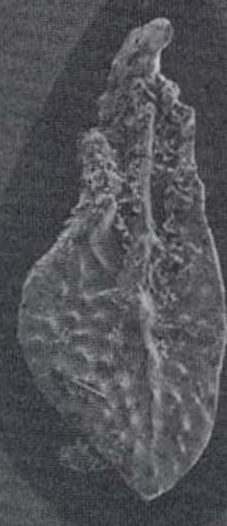
15



11



12



16



17



18



19



13



20



21



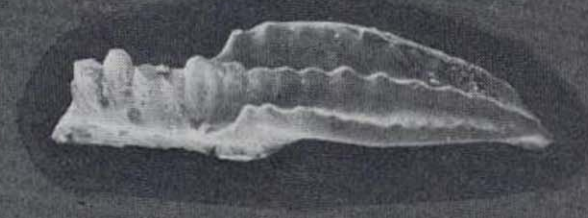
23



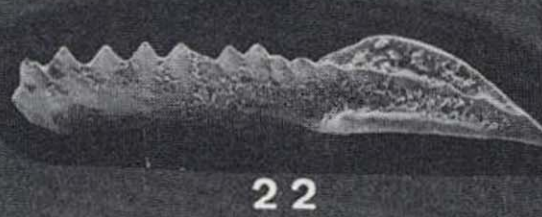
24



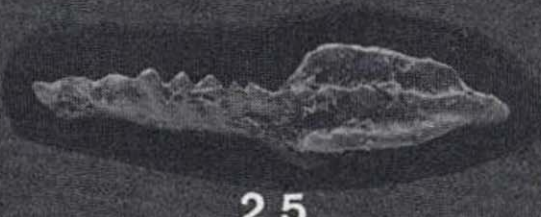
27



26



22



25



28



29

LAMINA 11

Figuras 1-2.—*Polygnathus cf. timorensis* KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970.

DPO 15814. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Portilla, nivel HUG-23, Huergas de Gordón (León).

Figuras 3-12.—*Polygnathus rhenanus* KLAPPER, PHILIP & JACKSON, 1970.

3-5.—DPO 15794. Vistas oral, aboral y lateral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-26, Huergas de Gordón (León).

6-8.—DPO 15798. Vistas oral, aboral y lateral $\times 50$. Formación Candás, nivel Ca-12, Perán (Asturias).

9, 10.—DPO 15800. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-12, Perán (Asturias).

11, 12.—DPO 15799. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-12, Perán (Asturias).

Figuras 13-22.—*Polygnathus xylus* STAUFFER, 1940.

13, 15.—DPO 15841. Vista oral $\times 50$, aboral $\times 45$ y lateral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-25 B, Huergas de Gordón (León).

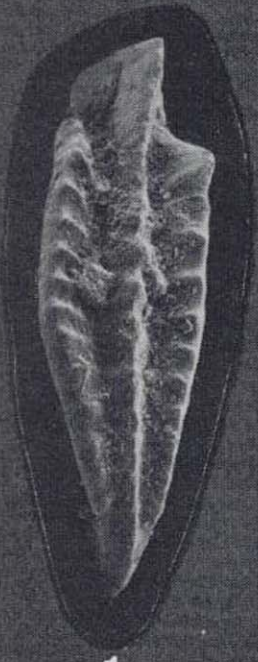
16-18.—DPO 15836. Vistas oral, aboral y lateral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-104, Perán (Asturias).

19, 20.—DPO 15838. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-105, Perán (Asturias).

21, 22.—DPO 15835. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Candás, nivel Ca-104, Perán (Asturias).

Figura 23.—*Polygnathus ansatus* ZIEGLER & KLAPPER, 1976.

DPO 15692. Vista oral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).



1



2



3



4



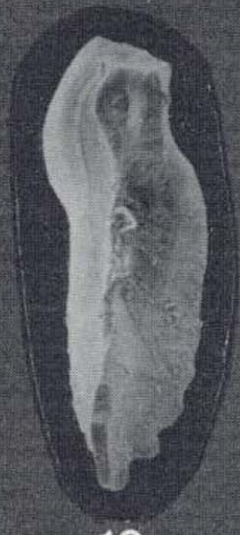
6



7



9



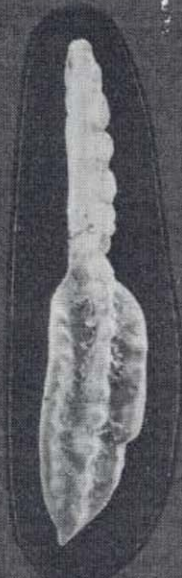
10



5



8



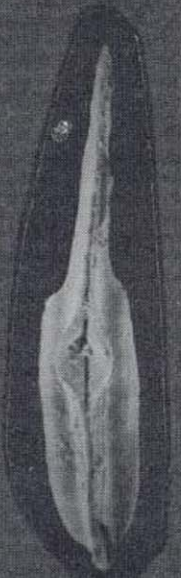
13



14



16



17



11



12



15



18



19



20



21



22



23

LAMINA 12

Figuras 1-13.—*Polygnathus ansatus* ZIEGLER & KLAPPER, 1976.

- 1-3.—DPO 15686. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 60$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).
 4-6.—DPO 15685. Vistas oral, aboral y lateral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).
 7, 8.—DPO 15683. Vistas lateral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-1, Huergas de Gordón (León).
 9.—DPO 15684. Vista oral $\times 45$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).
 10, 11.—DPO 15687. Vistas oral y lateral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).
 12, 13.—DPO 15688. Vistas oral y orolateral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-5, Huergas de Gordón (León).

Figuras 14-25.—*Polygnathus ovatinodosus* ZIEGLER & KLAPPER, 1976.

- 14, 15.—DPO 15778. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-28, Huergas de Gordón (León).
 16, 17.—DPO 15776. Vistas oral y aboral $\times 45$. Formación Portilla, nivel HUG-28, Huergas de Gordón (León).
 18, 19.—DPO 15789. Forma próxima a *P. dubius*. Vistas oral $\times 40$ y aboral $\times 45$. Formación Portilla, nivel 0,40 m. sobre HUG-33, Huergas de Gordón (León).
 20.—DPO 15780. Vista oral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-28, Huergas de Gordón (León).
 21.—DPO 15777. Vista oral $\times 45$. Formación Portilla, nivel HUG-28, Huergas de Gordón (León).
 22.—DPO 15774. Vista oral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-28, Huergas de Gordón (León).
 23-25.—DPO 15786. Forma próxima a *P. dubius*. Formación Portilla, nivel HUG-32, Huergas de Gordón (León). Vistas oral, aboral y orolateral $\times 30$.



1

2

4

5

8

9

3

6

7

11

13

12

14

15

10

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

LAMINA 13

Figuras 1-10.—*Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, 1879.

- 1, 2.—DPO 15729. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-1, Huergas de Gordón (León).
- 3, 4.—DPO 15766. Vistas orolateral y aboral $\times 35$. Formación Candás, nivel 0,30 m. debajo Ca-16, Perán (Asturias).
- 5.—DPO 15760. Vista orolateral $\times 30$. Formación Candás, nivel Ca-12, Perán (Asturias).
- 6, 7.—DPO 15767. Vistas orolateral y aboral $\times 40$. Formación Candás, nivel Ca-17, Perán (Asturias).
- 8, 9.—DPO 15751. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-22, Huergas de Gordón (León).
- 10.—DPO 15730. Vista orolateral $\times 30$. Formación Portilla, nivel HUG-1, Huergas de Gordón (León).

Figuras 11-12.—*Polygnathus linguiformis klapperi* CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER, 1979.

DPO 15771. Vistas oral y aboral $\times 35$. Formación Portilla, nivel HUG-10, Huergas de Gordón (León).

Figuras 13-14.—*Polygnathus linguiformis mucronatus* WITTEKINDT, 1965.

DPO 15772. Vistas oral y aboral $\times 55$. Formación Portilla, nivel HUG-20, Huergas de Gordón (León).

Figuras 15-16.—*Polygnathus linguiformis aff. mucronatus* WITTEKINDT, 1965.

DPO 15773. Vistas orolateral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-20, Huergas de Gordón (León).

Figuras 17-23.—*Polygnathus latifossatus* WIRTH, 1967.

- 17-19.—DPO 15724. Vistas oral, lateral y aboral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-82, Perán (Asturias).
- 20, 21.—DPO 15725. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Candás, nivel Ca-82, Perán (Asturias).
- 22, 23.—DPO 15726. Vistas oral y aboral $\times 70$. Formación Candás, nivel Ca-84, Perán (Asturias).

Figuras 24-26.—*Polygnathus aff. latifossatus* WIRTH, 1967.

DPO 15727. Vistas oral, aboral y lateral $\times 40$. Formación Candás, nivel Ca-17, Perán (Asturias).

LAMINA 14

Figuras 1-3.—*Polygnathus cf. brevilaminus* BRANSON & MEHL, 1934.

DPO 15690. Vistas oral, aboral y lateral $\times 35$. Formación Candás, nivel Ca-88, Perán (Asturias).

Figuras 4-16.—*Polygnathus dubius* HINDE, 1879.

4-6.—DPO 15717. Vistas oral, aboral y lateral $\times 45$. Formación Nocedo, nivel HUG-55 B, Huergas de Gordón (León).

7-9.—DPO 15720. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 45$. Formación Nocedo, nivel HUG-55 D, Huergas de Gordón (León).

10-12.—DPO 15721. Vistas oral, aboral y lateral $\times 40$. Formación Nocedo, nivel HUG-55 D, Huergas de Gordón (León).

13, 14.—DPO 15716. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Nocedo, nivel HUG-55 B, Huergas de Gordón (León).

15, 16.—DPO 15703. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-27, Huergas de Gordón (León).

Figuras 17-18.—*Polygnathus cf. pennatus* HINDE, 1879.

DPO 15791. Vistas oral y aboral $\times 65$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

Figuras 19-20.—*Polygnathus aff. pennatus* HINDE, 1879.

DPO 15792. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-34, Huergas de Gordón (León).

Figuras 21-22.—*Polygnathus aff. unicornis* MÜLLER & MÜLLER, 1957.

DPO 15815. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Nocedo, nivel HUG-56, Huergas de Gordón (León).

Figuras 23-30.—*Polygnathus webbi* STAUFFER, 1938.

23, 24.—DPO 15827. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Nocedo, nivel HUG-60, Huergas de Gordón (León)

25-27.—DPO 15824. Vistas oral, aboral y lateral $\times 50$. Formación Nocedo, nivel HUG-57 C, Huergas de Gordón (León).

28-30.—DPO 15823. Vistas oral, aboral $\times 40$ y orolateral $\times 50$. Formación Nocedo, nivel HUG-57 C, Huergas de Gordón (León).



1



2



4



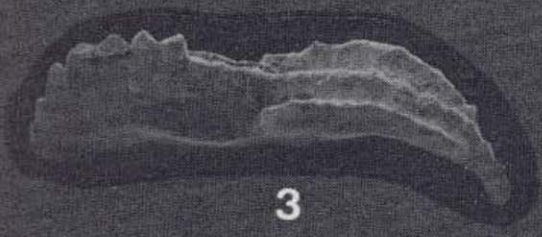
5



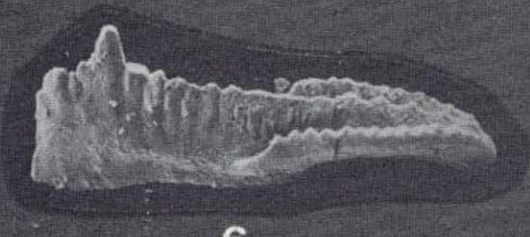
7



8



3



6



9



10



11



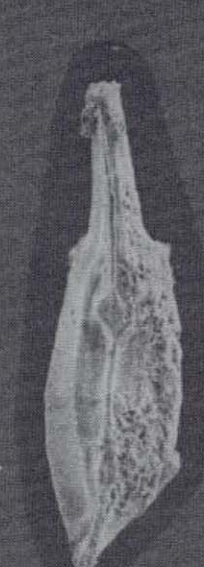
13



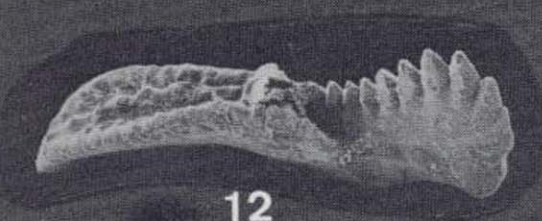
14



15



16



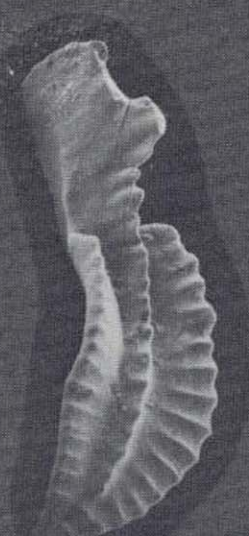
12



21



22



23



24



17



18



25



26



28



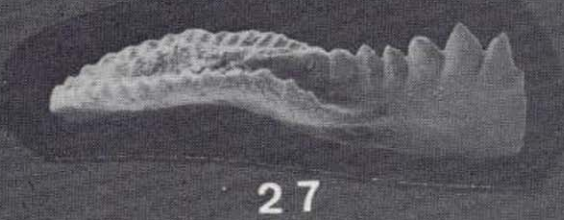
29



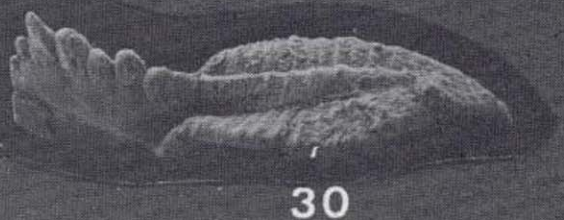
19



20



27



30

LAMINA 15

Figuras 1-2.—*Polygnathus* aff. *webbi* STAUFFER, 1938.

DPO 15829. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Candás, nivel 28 cm. debajo Ca-129, Perán (Asturias).

Figuras 3-8.—*Polygnathus ancyrognathoideus* ZIEGLER, 1958.

3-5.—DPO 15681. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 35$. Formación Nacedo, nivel HUG-57 B, Huergas de Gordón (León).

6-8.—DPO 15682. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 40$. Formación Nacedo, nivel HUG-57 B, Huergas de Gordón (León).

Figuras 9-11.—*Polygnathus* sp. A.

DPO 15846. Vistas oral, aboral y orolateral $\times 50$. Formación Nacedo, nivel HUG-56, Huergas de Gordón (León).

Figuras 12-13.—*Ozarkodina semialternans* (WIRTH, 1967).

12.—DPO 15856. Vista lateral $\times 60$. Formación Portilla, nivel HUG-26, Huergas de Gordón (León).

13.—DPO 15857. Vista lateral $\times 65$. Formación Portilla, nivel HUG-27, Huergas de Gordón (León).

Figuras 14-19.—*Schmidtnathus peracutus* (BRYANT, 1921).

14, 15.—DPO 15850. Vistas orolateral y aboral (conservando el cuerpo basal) $\times 30$. Formación Portilla, nivel HUG-29, Huergas de Gordón (León).

16, 17.—DPO 15851. Vistas oral y aboral (conservando el cuerpo basal) $\times 35$. Formación Portilla, nivel HUG-29, Huergas de Gordón (León).

18.—DPO 15849. Vista oral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

19.—DPO 15852. Vista oral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-30, Huergas de Gordón (León).

Figuras 20-23.—*Schmidtnathus?* aff. *gracilis* KLAPPER, 1980.

20, 21.—DPO 15847. Vistas oral y aboral $\times 50$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

22, 23.—DPO 15848. Vistas oral y aboral $\times 40$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

Figuras 24-29.—*Schmidtnathus?* sp. A.

24, 25.—DPO 15853. Vistas oral y aboral $\times 60$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

26, 27.—DPO 15854. Vistas oral y aboral $\times 45$. Formación Portilla, nivel HUG-27 A, Huergas de Gordón (León).

28, 29.—DPO 15855. Vistas oral y aboral $\times 70$. Formación Portilla, nivel HUG-30, Huergas de Gordón (León).



1



2



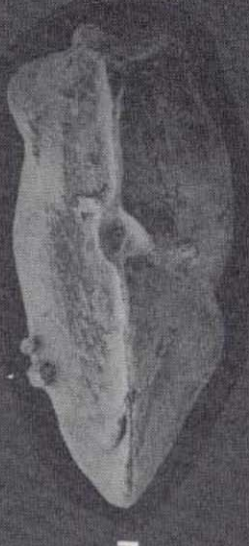
3



4



6



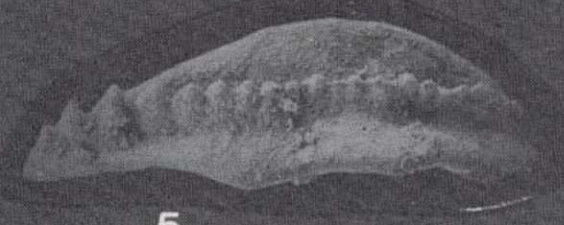
7



9



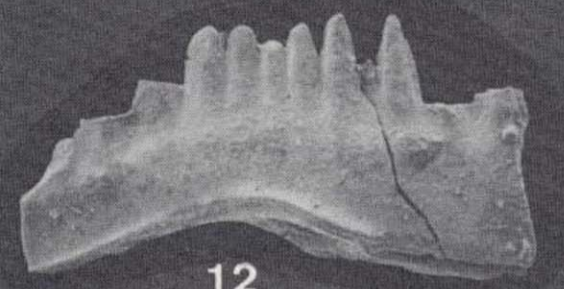
10



5



8



12



13



11



16



17



18



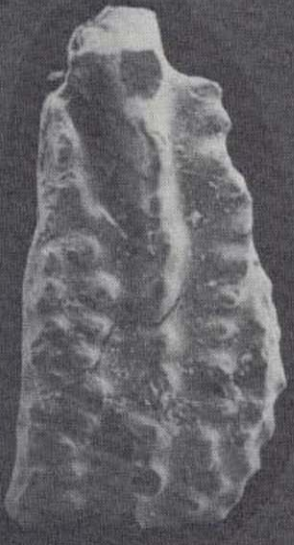
19



14



15



24



25



26



27



20



21



22



23



28



29

GEOLOGIA

El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa (Mallorca) (*)

Por E. ANGLADA GUAJARDO (**) y J. SERRA-KIEL (**)

RESUMEN

El estudio estratigráfico y estructural del área de Randa (Mallorca) ha permitido diferenciar el Chattiense con *Miogypsinoidea* sp. del Aquitaniense con *Miogypsina* sp. y definir dos series terciarias distintas: una, con la base del Chattiense-Aquitaniense discordante sobre el Mesozoico, y otra, que forma parte de una unidad alóctona de origen SE, en la que sólo está representado el Paleógeno (Priaboniense-Chattiense).

ABSTRACT

Stratigraphical and structural research on the Randa area (Mallorca, Spain) has enabled us to

- separate the Chattian (with *Miogypsinoidea* sp.) from the Aquitanian (with *Miogypsina* sp.), and
- to establish two Tertiary successions, corresponding respectively to two different thrust-sheets. In the lower thrust-sheet, the Tertiary basal beds lie unconformably on the Mesozoic rocks and are heterochronous. Their age is Chattian to the SE, and Aquitanian to the NW. This succession is continuous until the Langhian. The upper thrust-sheet, previously situated further to the SE, is made up of Paleogene rocks only ranging in age from early Priabonian to Chattian. Thus, the Tertiary rocks of Randa area belong to two units with different paleogeographic significance during Paleogene: The area corresponding to the lower unit was emerged and no sedimentation during Paleogene took place on it, whereas on the area corresponding to the upper thrust-sheet, further to the SE, marine sedimentation (platform and reef facies) occurred.

INTRODUCCION

El área considerada corresponde a un horst dentro de la Depresión Central de la isla de Mallorca. Dicha depresión es un área deprimida entre la Serra de Tramuntana y las Serres de Llevant (figura 1). Todo el conjunto corresponde a la prolongación NE de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

La complejidad tectónica de la zona hace sumamente difícil la reconstrucción de la sucesión estratigráfica; una primera reconstrucción fue efectuada por ESCANDELL y COLOM (1962). Del estudio de estos autores se desprende una serie estratigráfica continua desde el Bartonense-Ludense hasta el Helveciense-Tortonense. Posterior-

mente COLOM y SACARES (1976) cartografiaron de nuevo el área, poniendo especial interés en el Paleógeno y en el Mioceno basal, que atribuyen al Burdigaliense, y que sitúan discordante sobre el Paleógeno plegado.

En el presente trabajo se propone una sucesión estratigráfica sustancialmente diferente, como consecuencia de una mayor comprensión de la estructura tectónica. Se han diferenciado dos grandes unidades estructurales, cada una de las cuales presenta una serie paleógena-neógena distinta (figura 2). Son la unidad inferior o de Randa y la unidad superior o de Galdent-Sa Mola, que originariamente estaba situada más al SE (ANGLADA, 1985; ANGLADA et al., 1986).

La unidad inferior está únicamente constituida por materiales mesozoicos, oligomiocenos (Mioceno basal de COLOM y SACARES, 1976) y miocenos. Aflora en las áreas deprimidas y el cerro de Ran-

(*) Este trabajo forma parte del proyecto CAICYT número 0871/81 y ha recibido una ayuda de la CIRIT (1983).

(**) Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Gran Via, 585. 08007 Barcelona.

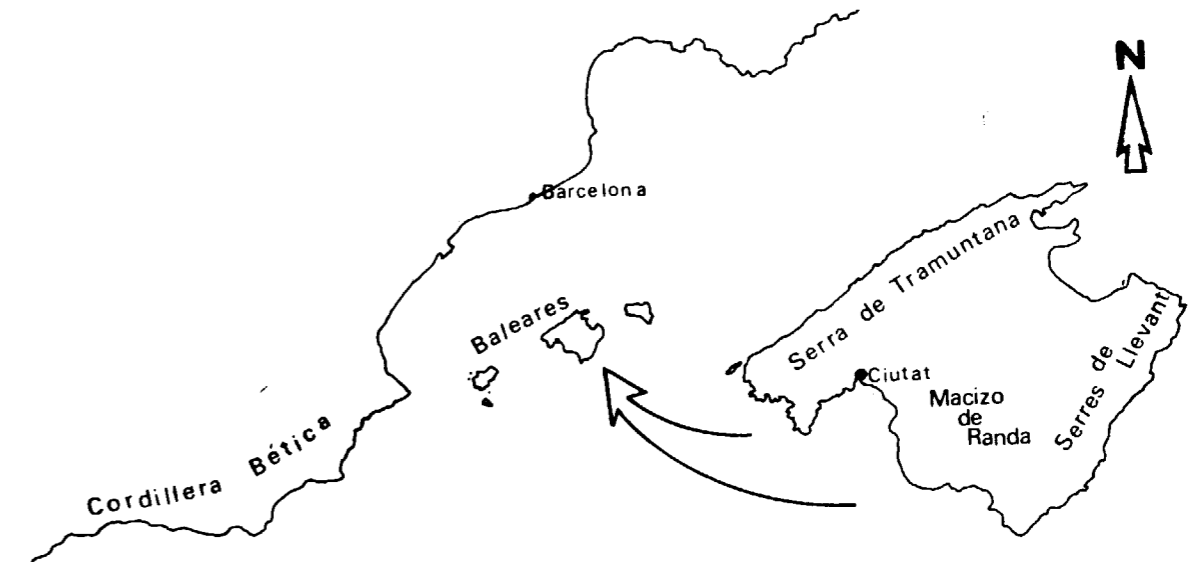


Figura 1.—Esquema de situación del Macizo de Randa dentro de la isla de Mallorca y del Mediterráneo occidental.

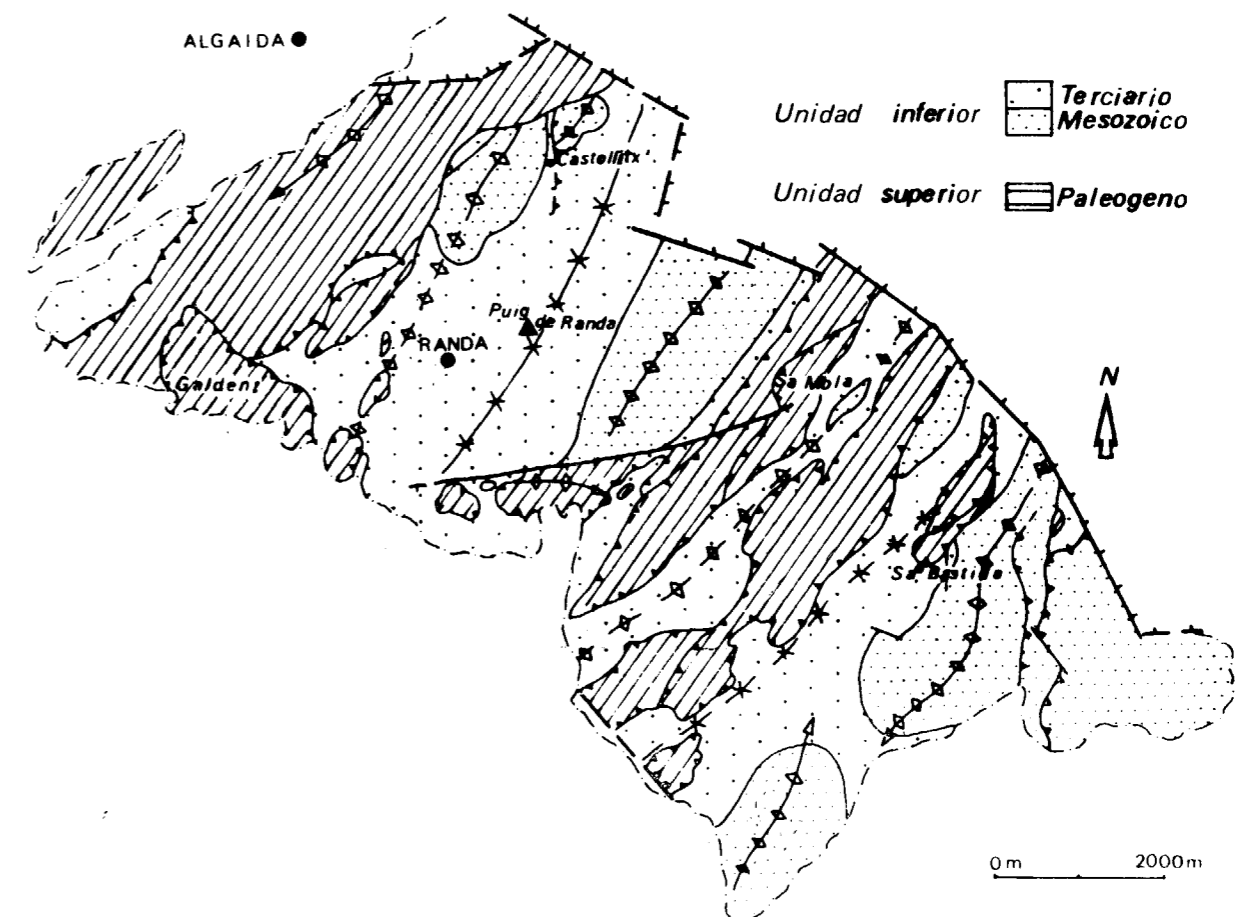


Figura 2.—Esquema estructural del Macizo de Randa.

da. Representa el autóctono relativo de la unidad superior.

A la unidad superior —alóctona— pertenecen la práctica totalidad de afloramientos paleógenos. Están tectónicamente situados sobre los materiales mesozoicos y miocenos de la unidad inferior y dan la mayoría de los resaltes topográficos.

LOS MATERIALES OLIGO-MIOCENOS —Chattiense-Aquitaniense Inferior— EN LA UNIDAD INFERIOR O DE RANDA

En la unidad inferior afloran materiales mesozoicos que comprenden desde el Lías hasta el Cretácico Inferior y, sobre ellos, en discordancia, los materiales detríticos de la transgresión oligomiocena. Hay, por tanto, un gran intervalo de tiempo del que no se encuentra registro estratigráfico, desde el Cretácico Medio al Oligoceno Medio.

Sobre los niveles oligomiocénicos, que forman una unidad litológica heterogénea, sigue la alternancia de areniscas y margas, que constituye la Unidad Turbidítica de Randa, estudiada tanto litológica como sedimentológicamente por EGUIZÁBAL (1982), y datada por PASCUAL (1982) y GONZÁLEZ-DONOSO et al. (1982) como perteneciente al Burdigaliense-Langhiense Medio.

De esta unidad estructural describiremos únicamente los materiales que hemos denominado oligomiocenos (OM). Están formados por una gran variedad de facies litológicas —areniscas, brechas y conglomerados— que describiremos separadamente y entre las que hay rápidos cambios laterales. Descansan discordantes sobre los materiales mesozoicos. Esta discordancia tienen características de *hard-ground*, con la presencia de concreciones ferruginosas y perforaciones del sustrato por organismos litófagos. Aflora en excelentes condiciones de Castellitx (fig. 3) y al SE del cerro de Randa.

La potencia de esta unidad estratigráfica es muy variable: puede tener desde pocos centímetros a varios metros, e incluso no existir (fig. 4).

Correlacionamos esta unidad basal con la Unidad Calcarenítica de Sant Elm, definida por RODRÍGUEZ-PÉREA (1984) en el sector SO de la Sierra de Tramuntana.

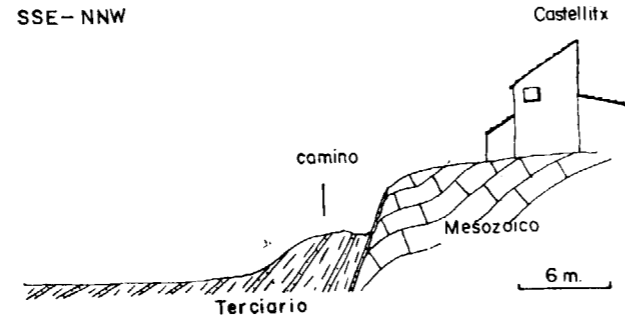


Figura 3.—Discordancia de los materiales miocenos del sinclinal de Randa sobre los mesozoicos en Castellitx. La unidad basal se reduce en esta localidad a una sola capa de areniscas.

Areniscas

Podemos diferenciar dos tipos de areniscas, las bioclásticas y las litoclásticas o glauconíticas.

Las areniscas bioclásticas (foto 1) contienen muy poca matriz y están bien cementadas, lo que les da un aspecto muy masivo. La mayoría de sus componentes orgánicos corresponden a equinodermos, algas rodofíceas, corales y foraminíferos, entre los que se han detectado *Miogypsinoides* cf. *bantamensis* TAN SIH HOK, *Miogypsinoides* sp., *Planoperculina complanata* (DEFRANCE), *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp., *Spiroclypeus* sp., *Sphaerogypsina globula* (REUSS). También hay rotálidos y miliólidos. De acuerdo con CAHUZAC (1983) que caracteriza el Chattiense y por la ausencia de *Miogypsina* sp., esta asociación nos caracteriza un Oligoceno Superior (Chattiense). Las areniscas bioclásticas afloran sobre el sustrato mesozoico en los alrededores de la casa de Sa Bastida.

Las areniscas litoclásticas o glauconíticas (foto 2) presentan una estratificación en bancos decimétricos o centimétricos laminados. Hemos observado la presencia de *Miogypsina gunteri* COLE, *Miogypsina* sp., *Planoperculina complanata* (DEFRANCE), y de foraminíferos aglutinados tipo valvulínidos, miliólidos y abundantísimos planctónicos muy bien conservados, que en algunos casos forman un *grainstone*. Es difícil precisar la situación cronoestratigráfica de estos materiales; sin

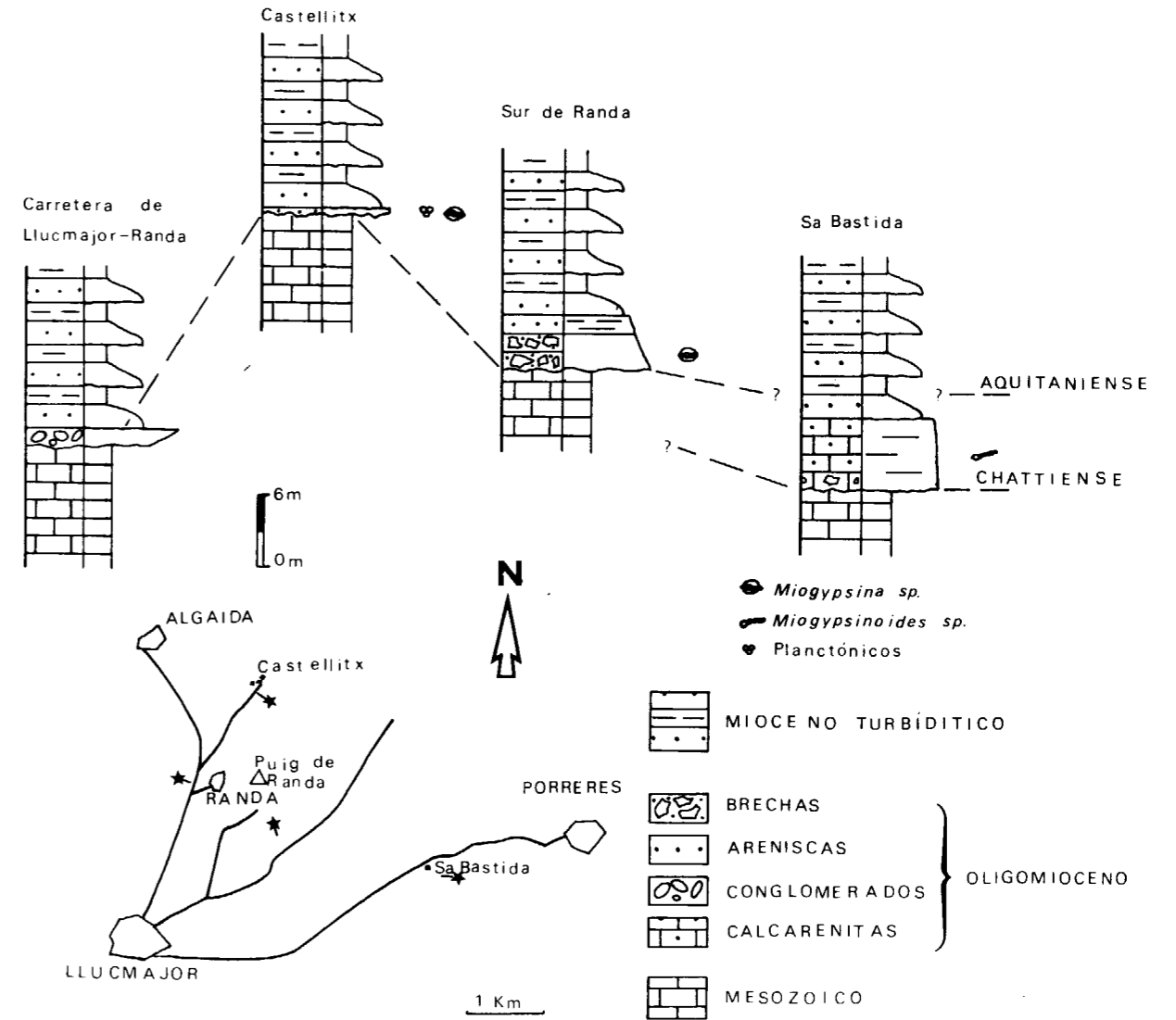


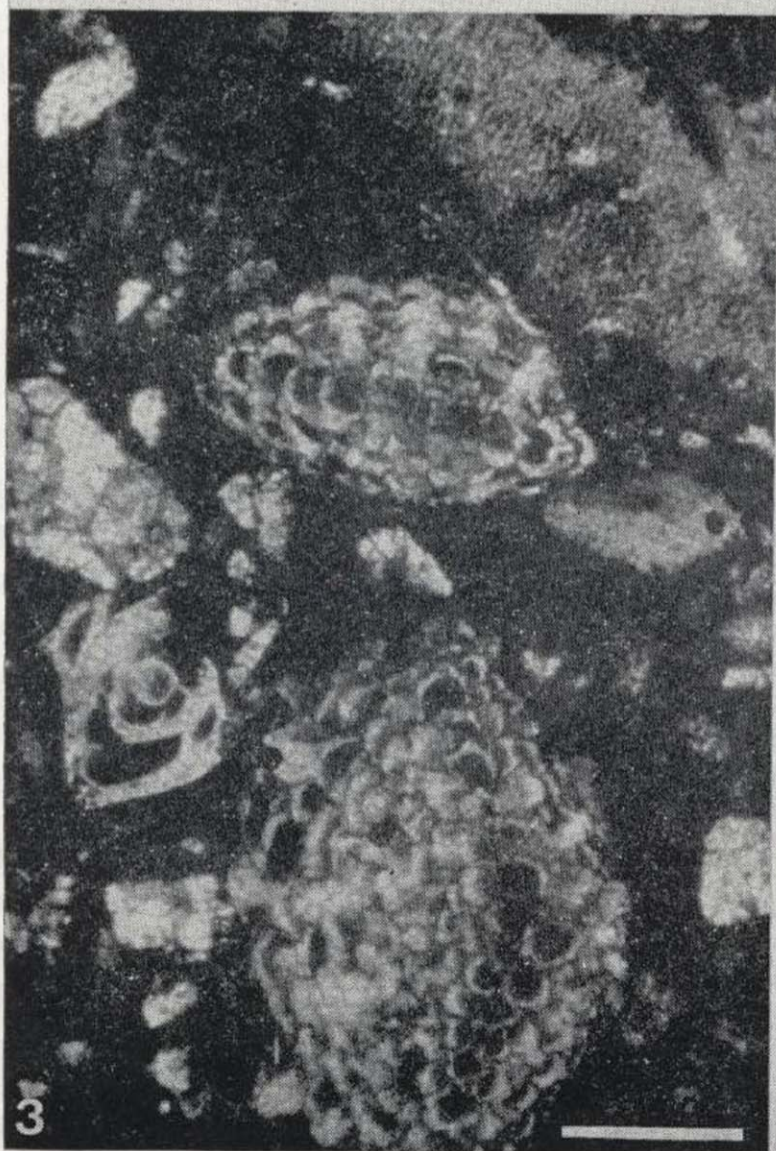
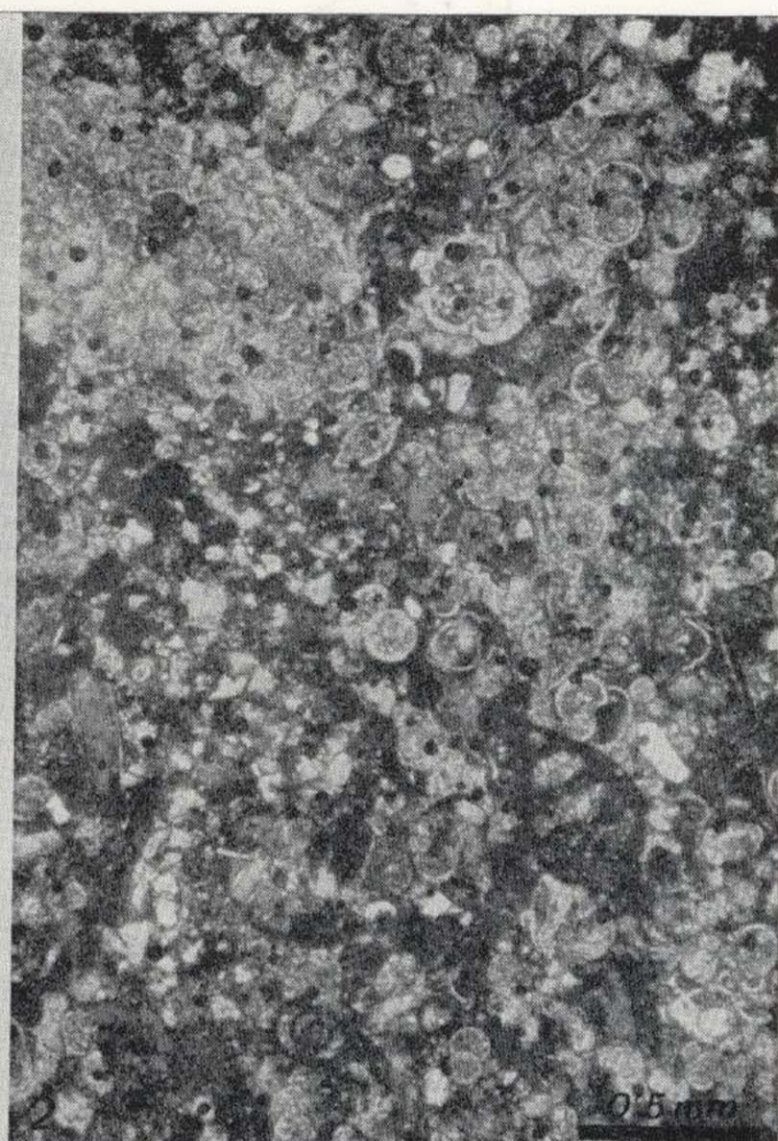
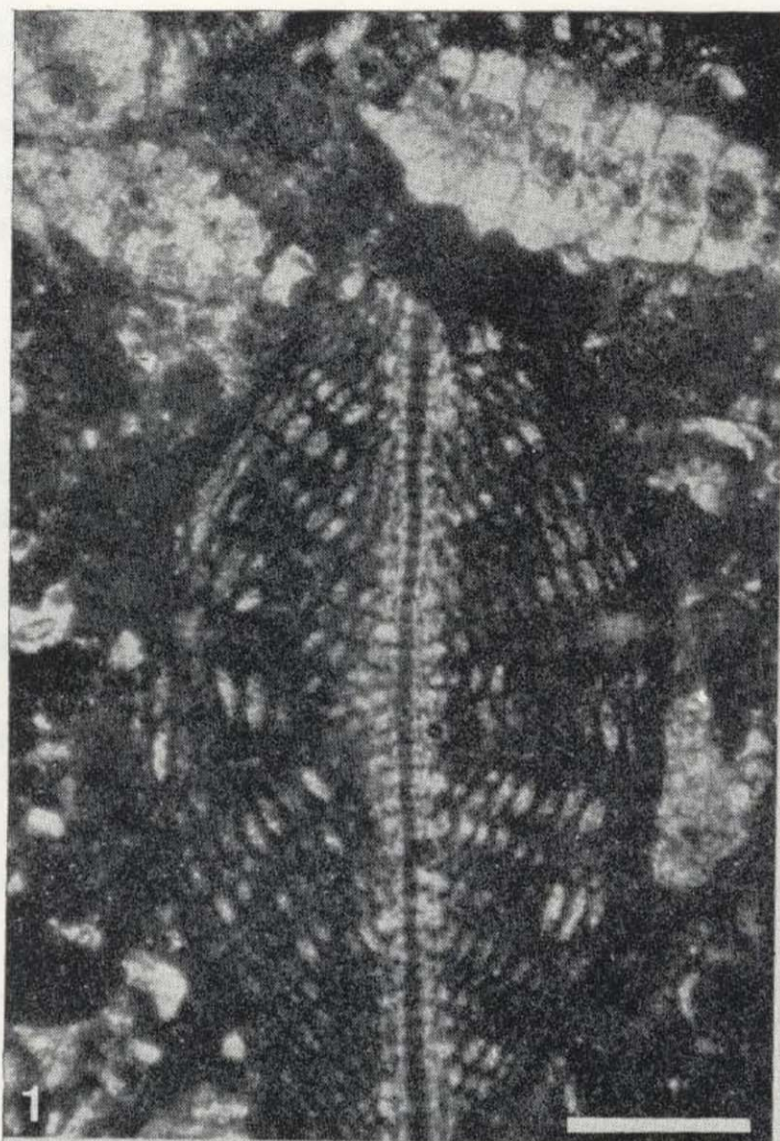
Figura 4.—Series de los materiales oligomiocenos de la unidad inferior, levantadas en diferentes localidades señaladas en el mapa (*). Obsérvese las variaciones laterales de facies. La escala vertical es aproximada. En el caso de Castellitx la potencia del Oligomioceno ha sido exagerada, ya que se reduce a unos pocos centímetros.

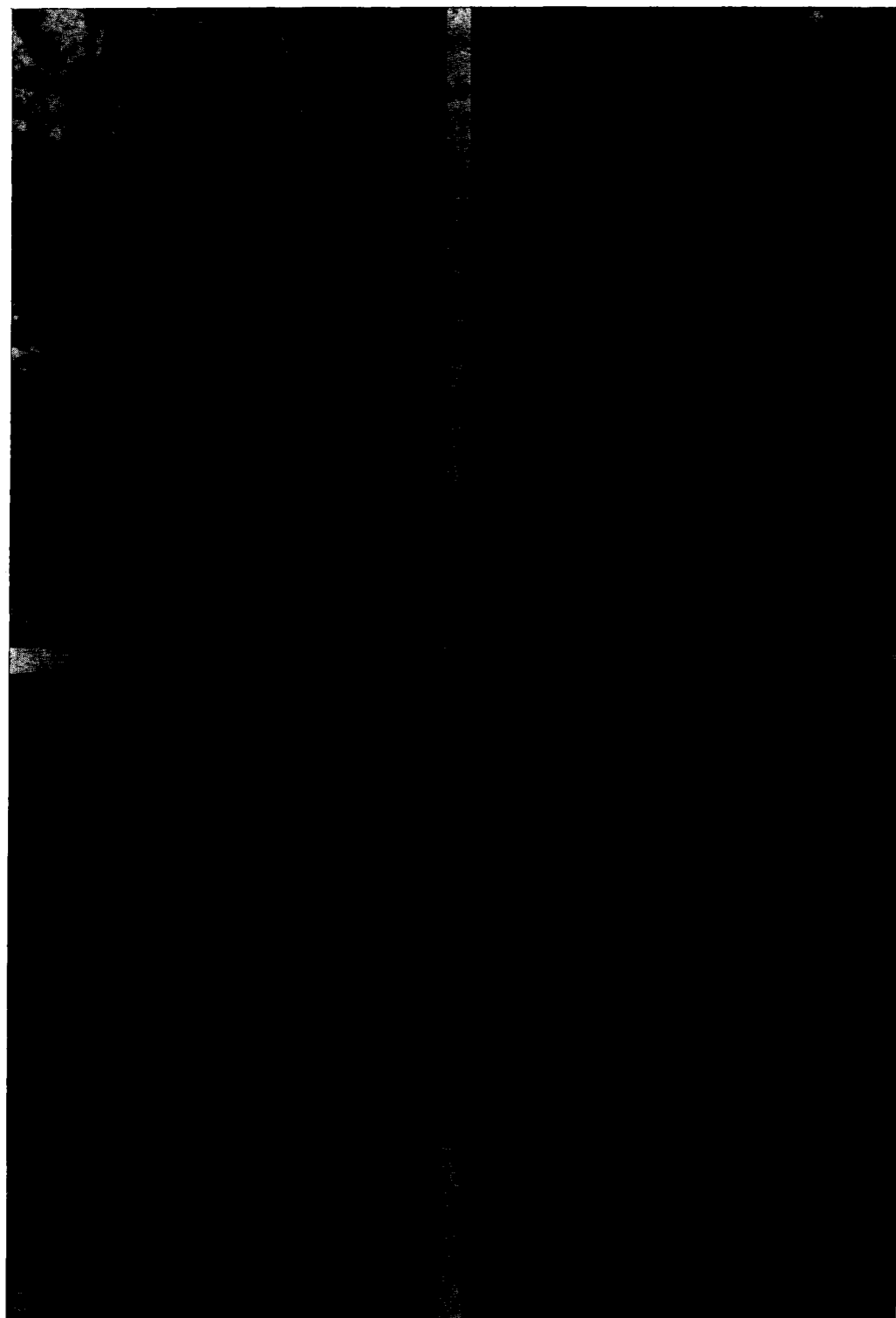
embargo, la ausencia de *Miogypsinoides* sp. en todas las muestras estudiadas, así como los abundantes planctónicos observados en lámina delgada, nos inducen a considerar estos niveles como pertenecientes al Aquitaniense de acuerdo con COLOM y SACARES (1976), que atribuyen los primeros materiales con planctónicos al Aquitaniense. Es especialmente representativo el afloramiento situado al pie NO del Puig de Sa Mola.

Brechas

Son brechas monogénicas. Los fragmentos son dolomíticos o de calizas del Jurásico y/o Cretácico, sin ningún tipo de clasificación granulométrica, y provienen del retrabajamiento del sustrato mesozoico inmediatamente infrayacente.

En las brechas dolomíticas, la matriz es arcillosa y de color rojizo. Son las únicas que presentan homogeneidad en el tamaño de grano, debido





a la fragmentación anterior en paralelepípedos que caracteriza a las dolomías de esta zona. Estos materiales son totalmente estériles.

Las brechas formadas sobre el Jurásico y Cretácico calcáreo presentan otro tipo de textura. Los cantos son heterométricos y en la matriz se encuentran abundantes foraminíferos. La matriz (foto 3) presenta las mismas características que las areniscas litoclásticas o glauconíticas, descritas anteriormente. Son muy abundantes las perforaciones de organismos litófagos. Hemos observado los foraminíferos *Miogypsina gunteri* COLE, *Miogypsina* sp., *amphistegina* sp., *Lepidocyclina* sp., miliólidos, aglutinados tipo valvulinidos y planctónicos. Por la similitud de microfacies con las areniscas glauconíticas descritas anteriormente, en particular la presencia de foraminíferos planctónicos y la ausencia de *Miogypsinoides* sp. las consideramos pertenecientes al Aquitaniense. Al pie SE del cerro de Randa, sobre las calizas blancas del Cretácico, se encuentra el mejor ejemplo de estas brechas.

Conglomerados

Están formados básicamente por cantos calcáreos poligénicos pertenecientes a materiales de edad comprendida entre el Lías y el Cretácico Inferior. No están excesivamente seleccionados en lo que a tamaño de grano se refiere y frecuentemente están perforados por organismos litófagos.

Foto 1.—Unidad basal (OM): Aspecto que presentan al microscopio las areniscas bioclásticas del Chattiense. Obsérvese la presencia de *Miogypsinoides* sp. y *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp. (Barra=0,5 mm.).

Foto 2.—Unidad basal (OM): La asociación de *Miogypsina* sp. y foraminíferos planctónicos, excelentemente preservados, caracteriza a las areniscas litoclásticas del Aquitaniense (Barra=0,5 mm.).

Foto 3.—Unidad basal (OM): En la matriz de las brechas se ha podido reconocer la presencia de *Miogypsina* sp. junto con otros foraminíferos, lo que las hace equivalentes en cuanto a edad con las areniscas litoclásticas aquitanienses (Barra=0,5 mm.).

Foto 4.—Margas, calizas y conglomerados (01): En algunos de los niveles se ha reconocido *Nummulites fichteli* D'ARCHIAC característico del Estampiense junto con otros foraminíferos; *Borelis* sp., etc... (Barra=0,5 mm.).

En la carretera de Randa a Lluçmajor hay varios afloramientos en los cuales presentan morfologías acanaladas.

SERIE PALEOGENA —PRIABONIENSE-CHATTIENSE— EN LA UNIDAD SUPERIOR O DE GALDENT-SA MOLA

La serie paleógena de esta unidad estructural no se encuentra de manera continua. Sus distintos fragmentos se sitúan en las diferentes escamas que constituyen esta unidad alóctona. Sólo una cartografía precisa de las mismas, así como la datación de las distintas unidades litológicas presentes en cada una de estas escamas, ha permitido reconstruir la serie de conjunto que presentamos (fig. 4).

Los materiales más antiguos de la serie corresponden al Priaboniense Inferior y su límites inferior es tectónico. Puede reconstruirse una serie continua hasta el Estampiense, puesto que las series parciales se superponen en parte. Las areniscas bioclásticas del Chattiense esán siempre en contacto mecánico con los materiales anteriores.

Hemos diferenciado cuatro unidades litoestratigráficas que, si bien presentan algunos cambios laterales de facies, de hecho se superponen:

Margas y calizas (Priaboniense Inferior, E1)

Son niveles de margas y calizas alternantes. Los niveles margosos contienen ocasionalmente algunos *Nummulites* muy recristalizados. Los calcáreos, más masivos, son *grainstones* bioclásticos con macroforaminíferos, corales, briozoos, algas rodofíceas, etc... Lateralmente pasan a *grainstones* constituidos fundamentalmente por *Nummulites* sp. y miliólidos y a niveles masivos bioconstruidos de corales y rodofíceas.

La potencia observada es del orden de 200 ó 300 metros, pero dado que su límite inferior es tectónico se desconoce su potencia real.

Los foraminíferos determinados son: *Nummulites fabianii* (Prever), *Nummulites garnieri* De la Harpe, *Nummulites incrassatus* De la Harpe, *Nummulites colomi* (Ruiz de Gaona), *Pellatispira mada-raszi* (Hantken), *Amphistegina* sp., *Operculina alpi-*

na Douvillé, *Chapmanina gassinensis* (Silvestri). Esta asociación permite atribuir estos materiales al Priaboniense.

Los afloramientos del pie del Puig de S'Escolà y la sierra situada el SE del Puig de Ses Roques pertenecen a esta unidad litológica.

Calizas bioclásticas (Priaboniense Superior-Estampiense, E2)

Sobre los niveles anteriores se sitúa una serie calcarenítica de aspecto masivo, que da los principales relieves del área. Se trata de capas métricas de calizas, con un componente detrítico muy importante, bien cementadas, con algunas intercalaciones margosas en la parte inferior. Su potencia aproximada es de unos 200 m.

En los niveles margosos basales hemos reconocido *Nummulites fabianii* cf. *retiatius* Roveda, *Nummulites incrassatus*, De la Harpe. El primero de ellos indica el Priaboniense Superior.

Sobre estos niveles se desarrollan calizas arrecifales, en cuya base predominan las algas rodofíceas con algún coral y escasos miliólidos; a mitad de la serie la cantidad de miliólidos aumenta extraordinariamente y disminuyen los corales y las rodofíceas; por último hacia el techo aumenta el carácter arrecifal hasta formar una gran masa coralina.

Los niveles de miliólidos (foto 4) han proporcionado los foraminíferos siguientes: *Triloculina* sp., *Peneroplis* sp. inic. serie *Spirolina* sp., *Autotrillina laberynthica* Colom, *Spiroloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Massilina* sp., *Idalina laminata* Colom, *Idalina* cf. *bertholini* Schlumberger, *Sigmoilina* cf. *quespellensis* Schlumberger, *Nummoloculina* sp., *Peneroplis* sp. serie *P. pertusus*, *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Spiroclypeus* sp., *Acerbulina* cf. *gomez-lluecai* Colom, además de rotálidos y diversos aglutinados. Estos niveles corresponden a los que ESCANDELL y COLOM (1962) y COLOM y SACARES (1976), citan como base de la transgresión Estampiense y que según la fauna determinada por nosotros y de acuerdo con estos autores, atribuimos al tránsito Priaboniense-Estampiense. Así pues, los niveles superiores de corales pertenecen al Estampiense.

Esta unidad litológica da los relieves más abruptos desarrollados en la unidad superior o de Gal-

dent-Sa Mola tales como Puig Galdent, Sa Potada des Gegant, Puig de Son Veny, Sa Mola, Puig des Vent y la vertiente SE del Puig de Sa Glòria.

Margas, calizas y conglomerados (Estampiense, O1)

Por encima de las facies arrecifales de carácter masivo descritas anteriormente, sigue una sucesión de margas, calizas y conglomerados, troncada siempre por superficies tectónicas.

La serie se inicia con capas calcáreas de potencia decimétrica a métrica con corales ramosos rotos y dispuestos paralelamente a la base de las capas. Alternan con margas y niveles carbonáticos con laminación algal y oncolitos en la base, niveles de miliólidos y niveles detríticos con glauconita y fragmentos de carbón.

En las margas hay abundantes niveles con gasterópodos. Estos han sido estudiados por MARTINELL y RAMOS (1985), que han determinado *Potamides lamarcki* (Brongniart), *Pirinella plicata* (Bruguere), *Ampullinopsis* aff. *crassatina* (Lamarck). Los corales fueron determinados por COLOM (1983), como *Acropora pseudolavandulina* Chevalier, *Porites* cf. *ramosa* Cat. (?), *Cyatocereis subregularis* Reuss.

Intercalados se encuentran niveles con *Nummulites fichteli* D'Archiac = (*N. intermedius*), característico del Estampiense.

Ascendiendo en la serie la influencia detrítica se hace más evidente con la intercalación de barras métricas de conglomerados de cantos calcáreos de origen mesozoico o paleógeno.

Este conjunto calcáreo-margoso-conglomerático sobrepasa los 200 m., pero se desconoce su potencia real debido a que su límite superior es tectónico. Las series más completas están en Son Sastre, Puig Tudó y la carretera que sube a la ermita de Gràcia por la vertiente SO del cerro de Randa.

Gradualmente, desde la formación anterior se pasa a una alternancia de calizas detríticas y conglomerados, estos de igual composición que los descritos, pero mucho más abundantes y con mayor continuidad lateral. En los niveles de calizas detríticas algunos de cuyos granos son de claro origen orgánico. Presentan laminación centimétrica. Son las llamadas «calizas café con leche» por

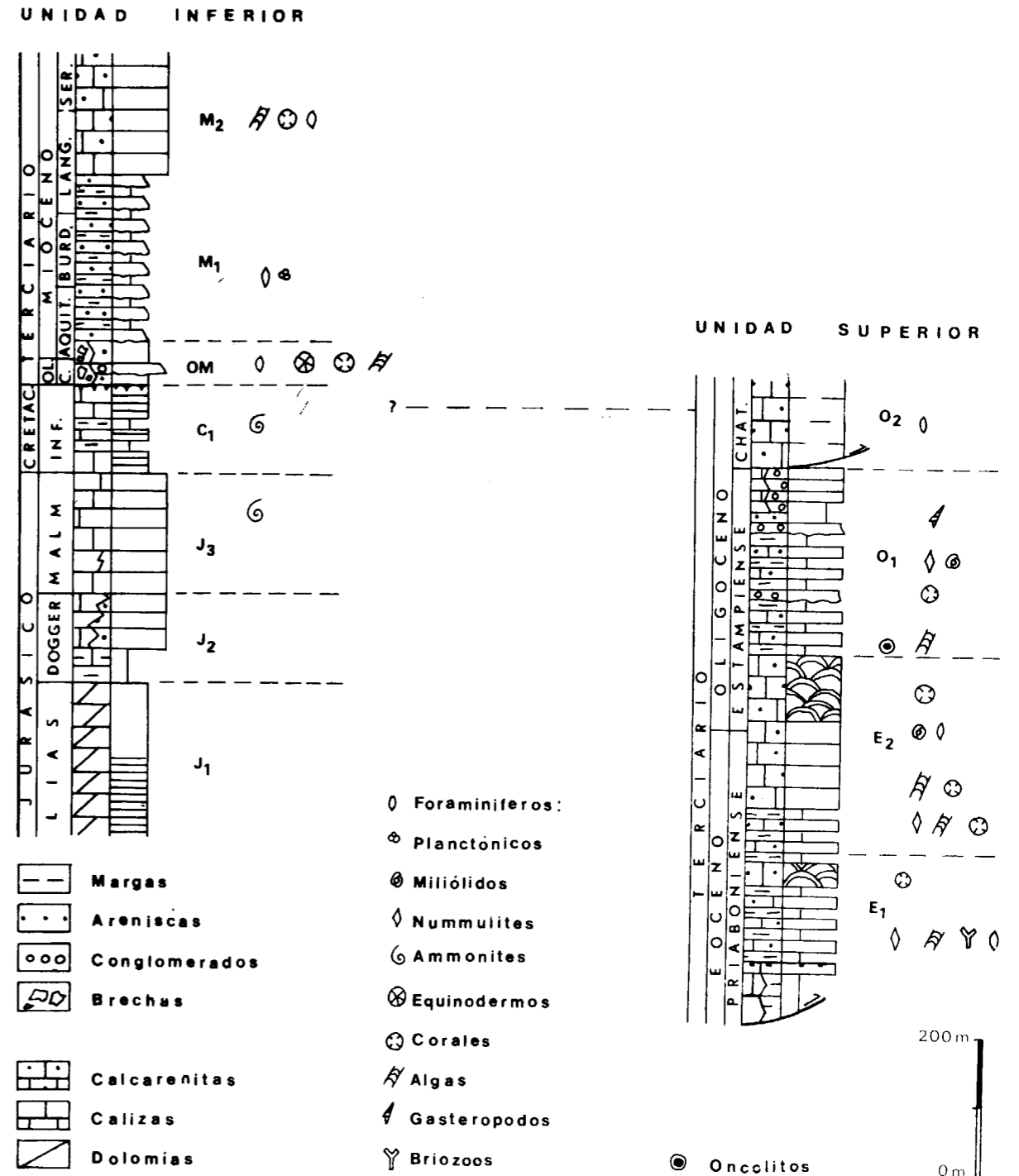


Figura 5.—Columnas estratigráficas de las dos unidades estructurales. Los materiales más modernos de la unidad superior se corresponden en cuanto a edad y facies con las areniscas bioclásticas de la base de la serie terciaria de la unidad inferior, todos ellos del Chattienense.

ESCANDELL y COLOM (1962). Entre estos materiales no se han encontrado niveles marinos intercalados de ningún tipo de organismo datador.

Estos depósitos, que tienen varios centenares de metros de potencia, se localizan en el sector NO del área estudiada. Su mejor afloramiento es el de la carretera de Algaida a Randa. Es posible que correspondan, en parte, a una variación lateral de las calizas, margas y conglomerados infra-yacentes que afloran más al SE.

Areniscas bioclásticas (Chattiense, 02)

Son areniscas bioclásticas como las descritas en la unidad inferior o de Randa. En la unidad superior o de Galdent-Sa Mola no se encuentran estratigráficamente sobre los materiales anteriores, pero los atribuimos al techo de la serie debido a su composición y a los organismos que en ellas se han encontrado, *Miogypsinoidea* cf. *bantamensis* Tan Sin Hok y foraminíferos planctónicos.

Su potencia es de unos 200 m. como mínimo y están limitadas tectónicamente a base y a techo. El afloramiento más extenso es el del Puig de Ses Roques.

CONCLUSIONES

El estudio biocronoestratigráfico, estratigráfico y estructural del área de Randa ha permitido:

- 1) La caracterización de niveles chattienses con *Miogypsinoidea* sp. (primitivos) y de niveles aquitanienses con *Miogypsina* sp. como fauna característica de los mismos.
- 2) Definir en el área de Randa dos series terciarias, cada una de las cuales pertenece a una unidad tectónica diferente (fig. 5).

En la unidad inferior únicamente hay materiales terciarios a partir del Chattiense, los cuales se disponen discordantes directamente sobre el sustrato mesozoico, y continúan concordantes hasta el Langhiense. La unidad basal discordante sobre el Mesozoico es heterócrona. En el SE de la región considerada es Chattiense (Sa Bastida),

mientras que en el NO (Castellitx) es Aquitaniense.

En la unidad superior —situada originariamente más hacia el SE— no se observa la base del Terciario. Los materiales más inferiores pertenecen al Priaboniense y los más modernos al Chattiense, de carácter claramente marino (Puig de Ses Roques).

Así pues, mientras en el área ocupada originariamente por la unidad inferior no se producía sedimentación durante el Paleógeno, más hacia el SE (unidad superior) tenía lugar una sedimentación marina de facies de plataforma y arrecifal del Priaboniense-Chattiense.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Pere Santanach y a Francesc Sabat su imprescindible colaboración en este estudio, y a Xavier Ramón, Emilio Ramos y Antonio Rodríguez-Perea las opiniones y el tiempo que nos han dedicado para discutir distintos aspectos de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ANGLADA GUAJARDO, E.: *Estudi geològic del massis de Randa (Mallorca)*. Tesis de licenciatura. 111 pp. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona (1985).
- ANGLADA, E.; SABAT, F., y SANTANACH, P.: *Les charriages dans le zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): La structure de la région de Randa*. C. R. Acad. Sc. Paris (en prensa) (1986).
- CAHUZAC, B.: *Les faunes de Miogypsinoidea d'Aquitaine méridionale (France)*. Benthos' 83; 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), pp. 117-129, Pau and Bordeaux (1984).
- COLOM, G.: *Los lagos del Oligoceno de Mallorca*. Ed. Caja de Baleares, 166 pp., Mallorca (1983).
- COLOM, G., y SACARES, J.: *Estudios sobre la geología de la región de Randa-Llucmajor-Porreras*. Rev. Balear, 44-45, 48 pp., Palma de Mallorca (1976).
- EGUIZABAL, F. J.: *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa (Mallorca)*. Tesis de licenciatura, 101 pp. Facultat de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona (1982).

ESCANDELL, B., y COLOM, G.: *Estudio geológico de la zona de Randa*. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 65, pp. 23-48, Madrid (1962).

GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; PASCUAL, I., y SERRANO, F.: *Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Port d'Es Canonge y Randa (Mallorca)*. Boll. Soc. Hist. Nat. Balears, 26, pp. 229-232, Palma de Mallorca (1982).

MARTINELL, J., y RAMOS, E.: *Datos preliminares sobre la*

malacofauna del Oligoceno de Mallorca. Iberus, 5, pp. 1-9, Barcelona (1985).

PASCUAL, J. M.: *Estudi micropaleontològic del Miocè margós del massis de Randa (Mallorca)*. Tesis de licenciatura, 188 pp. Facultat de Ciències. Universitat de Palma de Mallorca (1982).

RODRÍGUEZ-PEREA, A.: *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca (Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales)*. Tesis doctoral, 533 pp. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona (1984).

Recibido: Junio de 1986

GEOLOGIA

Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) Lithostratigraphic Units in Northern Spain Results and Implications of an Environmental Interpretation

Por K. EICHMÜLLER

ABSTRACT

Environmental interpretations of three lithostratigraphic units from the Cantabrian Mountains are presented and new boundaries are proposed. The Barcaliente Formation (Namurian A; E₂ Zone) in its upper part corresponds to a lagoonal area. Its uppermost part is separated from the Barcaliente Formation and added to the «Ricacabiello Formation» (Namurian A - Westphalian A; E₂-R₂ Zone) which represents a deeper shelf environment. The Valdeteja Formation (Namurian A - Westphalian A; Millerella Zone - Profusulinella Subzone A) corresponds to a mostly shallow marine carbonate platform.

The Barcaliente Formation is followed by the «Ricacabiello Formation» or by the Valdeteja Formation. A model explains this facies differentiation as the first spacious influence of Variscan Orogeny on the Cantabrian Zone. Synsedimentary deformations indicate a morphological differentiation of the former stable shelf (Barcaliente) followed by rapid subsidence. At first an autochthonous sedimentation prevails, creating —dependent on the preceding morphologic differentiation— either thin basinal deposits («Ricacabiello») or highly productive carbonate platforms (Valdeteja). Hence it follows that a shallow shelf area is drowned to a large extent. Later the whole subsiding area of the Cantabrian Zone will be influenced and filled up by clastic debris derived from the already folded Central Part of the Variscan Chain.

RESUMEN

Se describen las características ambientales de tres unidades de la Cordillera Cantábrica, proponiéndose nuevos límites entre ellas. La Formación Barcaliente (Namuriense A, Zona E₂) presenta en su techo facies de «lagoon», en parte restringidas. Se han individualizado sus niveles superiores, que representan un ambiente de «shelf» profundo, atribuyéndose a la «Formación Ricacabiello» (Namuriense A; Zona E₂-R₂). La Formación Valdeteja (Namuriense A - Westfaliense A; Zona Millerella - Profusulinella subzona A) representa una plataforma carbonatada somera.

A la Formación Barcaliente se superpone indistintamente las formaciones «Ricacabiello» o Valdeteja. Este hecho se explica como consecuencia de la diferenciación de facies que se produce en la Zona Cantábrica en los primeros estadios de la Orogenia Variscica. La existencia de deformaciones sinsedimentarios indican una diferenciación morfológica de la plataforma somera anterior (Barcaliente), seguida de una rápida subsidencia. En una primera etapa predomina la sedimentación autóctona, originándose depósitos poco potentes propios de una cuenca epicontinental («Ricacabiello»), o depósitos propios de una plataforma carbonatada de alta productividad (Valdeteja), en función de la diferenciación morfológica de anterior.

Por último, todas las áreas están afectadas por una subsidencia generalizada que provoca su inmersión total y el relleno de la cuenca por depósitos siliciclásticos provenientes de la Zona Central de la Cadena Variscica ya plegada.

1. INTRODUCTION

In the Lower Carboniferous the Cantabrian Mountains, representing the external part of the Iberian Variscan Orogen, are dominated by only a few, wide-spread lithostratigraphic units; in contrast hereto Upper Carboniferous deposits are characterized by a multitude of different lithofa-

cies, remarkable thickness variations and rapid lateral facies changes (BOSCHMA & STAALDUINEN, 1968).

In many studies dealing with the development of the Cantabrian Mountains during Carboniferous a special interest is attached to the transition zone between the last regionally traceable

lithostratigraphic unit, a prominent limestone series (Caliza de Montaña, sensu JULIVERT, 1960), and the directly overlying lithofacies variety. In order to explain this striking change synsedimentary folding (KULLMANN & SCHÖNENBERG, 1975) and vertical movements along a continental strike-slip system (HEWARD & READING, 1980) have been discussed. During Lower Carboniferous the Cantabrian Zone is seen as a stable shelf (EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984) which is transformed into a foreland basin by rapid subsidence since lower Upper Carboniferous.

The Caliza de Montaña, however, has long been looked upon as an uniform unit, despite of an already existing facies differentiation (fig. 1). The series are composed of widespread, well bedded limestones of the Barcaliente Formation and of the only locally superimposed massive limestones of the Valdeteja Formation. Where these are absent the bedded limestones are directly overlain by terrigenous deposits starting with shales of the Ricacabiello Formation (SJERP, 1967).

In this paper the interest is focused on the transition zone between uniformity and variation of lithofacies which appears to be a key to understanding the development of the Cantabrian Zone. Basic data derive from an environmental interpretation of the lithostratigraphic units of the narrow transition zone (top of Barcaliente Formation; base of Valdeteja Formation; Ricacabiello Formation) which not only considers lithology but also pays regard to sedimentary structures, paleontological and palaeoecological facts, mi-

crofacies and synsedimentary deformation characteristics.

2. DESCRIPTION OF THE LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS

2.1. Stratotypes and former boundaries

The stratotype of the Barcaliente Formation is defined and described by WAGNER et al. (1971). The formation shows an uniform series of well bedded, dark, unfossiliferous limestones interrupted by a few breccia horizons; only near the top some shale intercalations contain brachiopods. The formation (50-350 m.) shows a widespread lateral continuity in the Cantabrian Mountains (WAGNER et al., 1971).

The type section of the Ricacabiello Formation is defined by SJERP (1967). The directly underlying strata (Caliza de Montaña Formation) correspond to the Barcaliente Formation, here too showing shale intercalations with brachiopods near the top. The Ricacabiello Formation (5-35 m.) consists of reddish shales with numerous nodules of manganese, limonite and chert.

The Valdeteja Formation directly superimposes the Barcaliente Formation according to WAGNER et al. (1971). The several hundred meters of massive or massive bedded, light, fossiliferous limestones wedge out rapidly.

Up to now, different methods have been used to separate the formations in question, thus obtaining

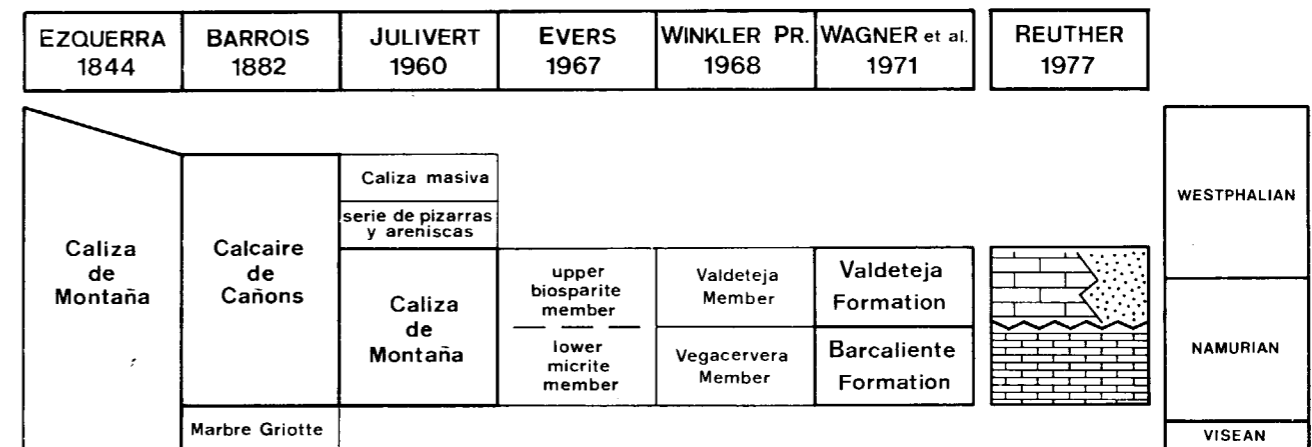


Figure 1.—Research history and nomenclatural subdivision of rock units from lower Upper Carboniferous of the Cantabrian Mountains.

equivocal results. At first, the formation boundaries had been defined strictly by means of lithology; later, influenced by a more tectonical point of view, these limits were displaced.

SJERP (1967) separates the shales of the Ricacabiello Formation from the underlying limestones by lithologic criteria (fig. 2a) pointing out the absence of a disconformity (see also GANDL, 1980: 297). WINKLER PRINS (1968; 1971) also uses lithological criteria to define the lower limit of the Valdeteja Member, respectively the Valdeteja Formation, which is set at the first appearance of massive limestones (fig. 3a).

Obviously influenced by recorded disconformities and stratigraphic gaps in the temporal and spatial vicinity (WAGNER, 1971; MOORE et al., 1971) the elder lithologic boundary between the Barcaliente Formation and the Valdeteja Formation was ignored and set by WAGNER et al. (1971) along a disconformity of merely local importance (fig. 3a). A tectonically interpreted breccia horizon («Porma Breccia») was proposed by REUTHER (1977) for the upper limit of the Barcaliente Formation (fig. 3a).

A boundary is not defined between the Valdeteja Formation and the Ricacabiello Formation which are at least in parts coeval (TRUYOLS SANTOJA, 1983; SÁNCHEZ DE LA TORRE et al., 1983).

2.2. Environmental interpretation of the lithostratigraphic units

Since the description of the stratotypes more detailed studies of the formations have been of only local importance or have been restricted to certain aspects of particular faunal groups. Together with these preceding results new observations allow an environmental interpretation of the formations.

Barcaliente Formation

According to WAGNER et al. (1971) the Barcaliente Formation is formed by a low rate of sedimentation in a low energy environment, probably with stagnant bottom conditions. All modern studies uniformly interpret the upper part of the formation as a deposit of a lagoon (shallow subtidal - intertidal) with partly restricted conditions (REUTHER, 1977; GONZÁLEZ LASTRA, 1978; HEMLEBEN & REUTHER, 1980; SÁNCHEZ DE LA TORRE et

al., 1983). The deposits are mostly devoid of fossils and characterized by bituminous, micritic limestones and evaporite pseudomorphs corresponding to the standard microfacies types (SMF) 20 and 23 (stromatolitic mudstones; non laminated mudstones) according to WILSON (1975). Breccia beds composed of intraformational components, such as the evaporite solution breccia of GONZÁLEZ LASTRA (1978) and the «Porma Breccia» of REUTHER (1977), must be added to this formation.

The above mentioned assignment of the upper part of the Barcaliente Formation (sensu WAGNER et al., 1971) to a lagoonal environment cannot be maintained after a more detailed research. Within the uppermost meters widespread deposits are found which, due to their lithologic, faunistic and microfacies characteristics, are clearly discernable from the directly underlying lagoonal sediments (tab. 1). In regard of striking affinities with the overlying Ricacabiello Formation these deposits will be formally separated from the Barcaliente Formation. The upper boundary of the Barcaliente Formation will be reset and newly defined according to the lithological and facies criteria of tab. 1. A special case of this boundary is the one proposed by REUTHER (1977); in all known sections the «Porma Breccia» is followed by deposits which, due to these criteria, do not belong to the Barcaliente Formation.

Ricacabiello Formation

The Ricacabiello Formation represents a period of very slow or non sedimentation (SJERP, 1967). As subsidence greatly exceeds the sedimentation rate a water depth of more than 300 meters is reached (SÁNCHEZ DE LA TORRE & GONZÁLEZ LASTRA, 1978).

Close lithological, faunistic and microfacies relations exist between the Ricacabiello Formation (sensu SJERP, 1967) and the uppermost part of the underlying series which is therefore separated from the Barcaliente Formation in this paper. Both sections will be summarized under the term of «Ricacabiello Formation» (tab. 1, fig. 2b). These series are built up by bedded, dark grey limestones and coloured shales; the latter prevail in the upper part. Further lithological characteristics are widespread ferromanganese crusts and nodules. The «Ricacabiello Formation» shows both a high planktonic and benthonic faunal content. In addition to goniatites (SJERP, 1967; MAR-

TABLE 1
Lithologic, faunistic and microfacies characteristics of the Barcaliente Formation and the Ricacabiello Formation

BARCALIENTE FORMATION (sensu WAGNER et al., 1971)		RICACABIELLO FORMATION (sensu SJERP, 1967)			
upper part	uppermost layers			● common	○ local
				— absent	
●	●	—	dark limestones	lithology	
—	●	●	coloured shales		
●	—	—	bituminous		
●	—	—	evaporite pseudomorphs		
○	—	—	solution breccia		
—	●	●	ferromanganese crusts		
○	○	—	slumps	fossils	
○	○	—	synsedimentary breccia		
●	—	—	stromatolites		
—	●	●	benthonic fauna		
—	●	●	planctonic fauna		
—	●	●	1 - spiculite	microfacies (SMF - types)	
—	●	●	2 - calcisiltite		
—	●	●	3 - pelagic micrite		
—	○	○	4 - microbreccia		
●	—	—	20 - stromatolitic micrite		
●	—	—	23 - non laminated micrite		
BARCALIENTE FORMATION	"RICACABIELLO FORMATION"	subdivision in this paper			
restricted shallow shelf	deeper shelf to basin	faciesinterpretation			

TÍNEZ GARCÍA, 1971; REUTHER, 1977; KULLMANN, 1979; ALTHAUS, 1983) spicula and radiolarians are present. Numerous groups among the benthonic fauna indicate a greater water depth according to their composition or their particular morphologic characteristics (ostracodes: SÁNCHEZ DE POSADA, 1976, BECKER, 1984; brachiopods: MARTÍNEZ CHACÓN & WINKLER PRINS, 1977; corals: KULL-

MANN, 1979; trilobites: GANDL, 1982). These deposits correspond to the SMF-types 1, 2 and 3 (spicula mud/wackestones; calcisiltites; radiolarian mud/wackestones). Radiolarian mud/wackestones are widespread and have been found in all studied sections (Cabornera; Oville-East; Canseco; Porma; Pto. de Tarna; Meré). In general, the radiolarians are strongly recrystallized and wall struc-

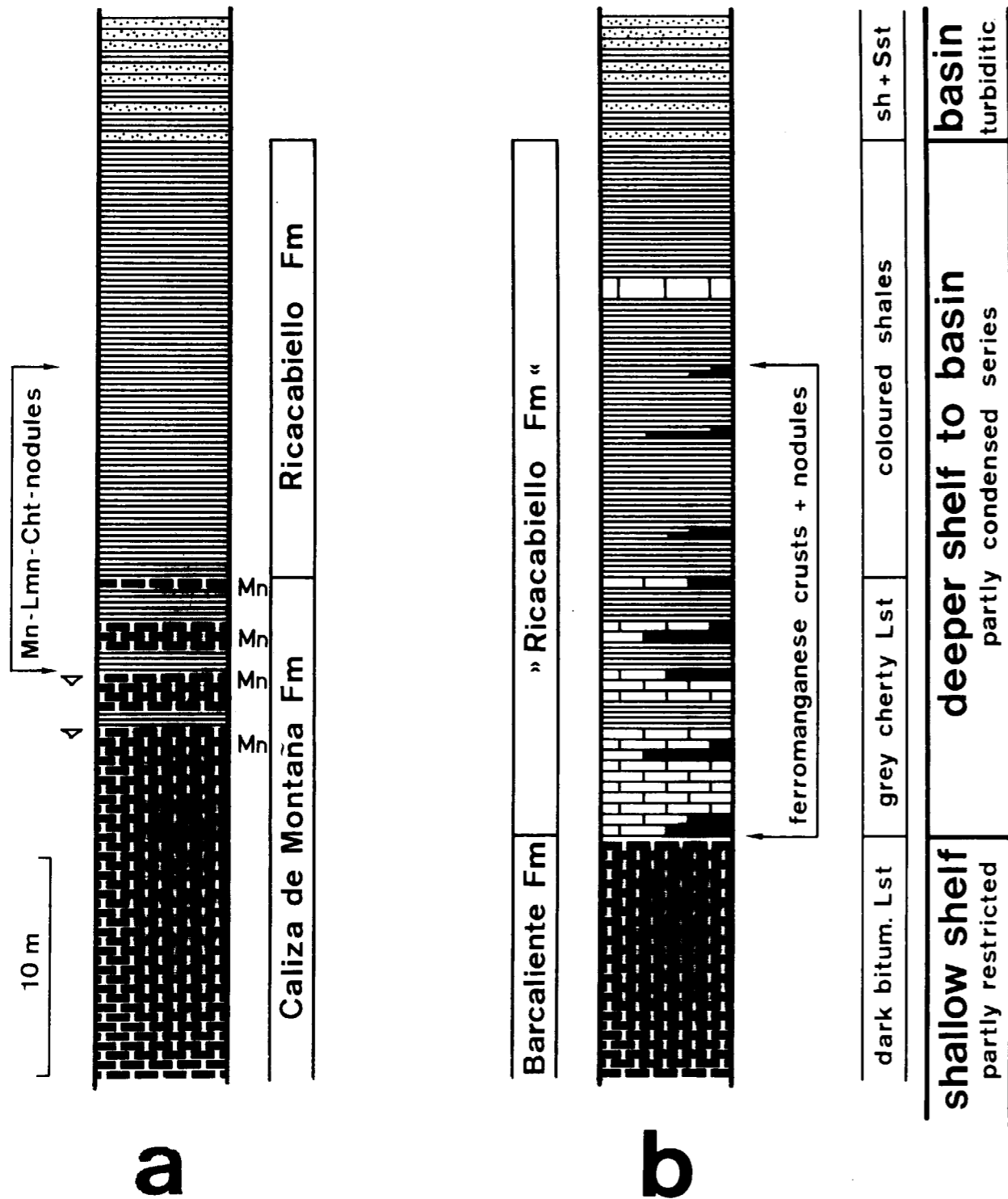
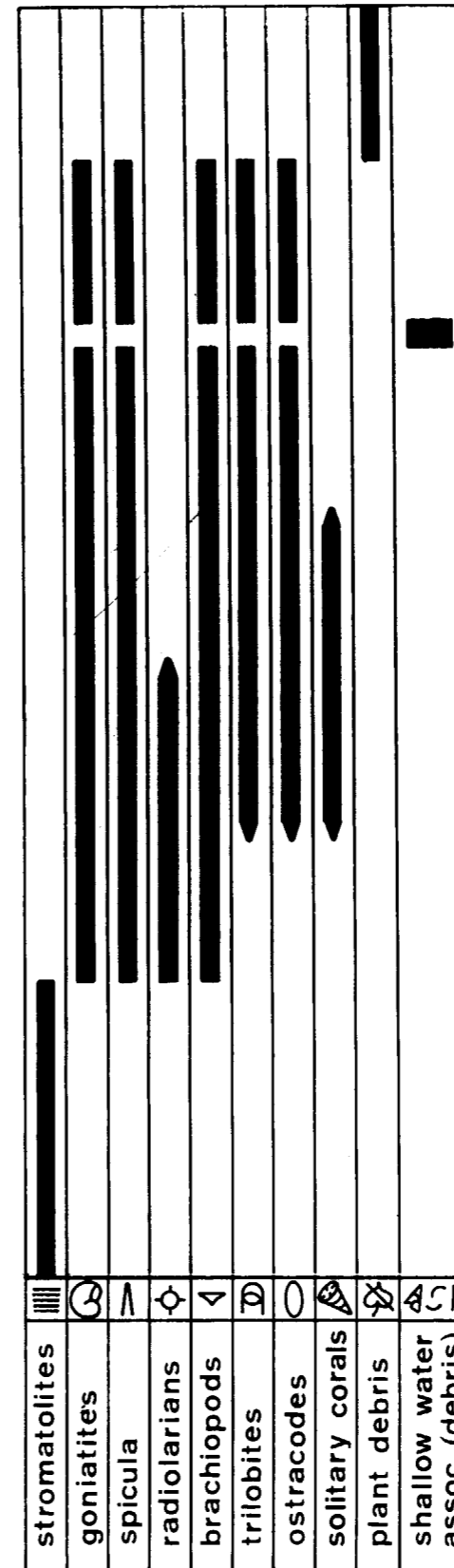


Figure 2.—Transition from the Barcaliente Formation to the Ricacabiello Formation.
 (a) Type section of the Ricacabiello Formation. (Modified after SJERP, 1967). (Mn: layers with manganese enrichment).
 (b) Environmental interpretation and new boundary (this paper) between the Barcaliente Formation and the «Ricacabiello Formation».



tures are not preserved; only scarce spine remains are visible. Today their siliceous material can be found in numerous intercalated chert lenses. «Dis-micrite» limestones described by SJERP (1967: 81) near the top of the Caliza de Montaña Formation can be interpreted as radiolarian wackestones with recrystallized components, particularly because they are associated with chert lenses. Some Chondrites horizons within the «Ricacabiello Formation» indicate periods of restricted circulation.

The depositional environment of the «Ricacabiello Formation» corresponds, as indicated by all the described characteristics, to the quiet conditions of a deeper shelf. Debris limestones derived from shallow marine carbonate areas are rare or absent; towards the top an increasing clastic influx is normally noticeable leading to turbiditic series (fig. 2b).

Within the limestones of the «Ricacabiello Formation» syndepositional deformations such as slumps and breccias occur occasionally. With regard to these instabilities the benthonic fauna is reduced not only in absolute content but also in diversity. The planktonic fauna is reduced, too; whereas radiolarians and goniatites are rare or even absent spicula prevail. The depositional environment corresponds to a slope mediating between a shallow marine area and the deeper shelf. This is supported by an overall association with also deformed underlying limestones of the Barcaliente Formation and locally overlying series of shallow marine debris beds sometimes grading into autochthonous shallow marine limestones.

Valdeteja Formation

The Valdeteja Formation is seen by WAGNER et al. (1971) as a random reef complex with a high sedimentation rate in a medium energy environment within the photic zone.

In a recent study the Valdeteja Formation is interpreted as an isolated carbonate platform, devoid of terrigenous influx, showing distinct facies zones (EICHMÜLLER, 1985). The lagoonal facies consists of peloid grainstones, oncoid wackestones, stromatolites and unfossiliferous mudstones with evaporite pseudomorphs. The intraplatform basin shows well bedded, dark limestones (spicula wackestones; calcisiltites) with slumps. The open marine platform is subdivided by mounds cons-

tructed by calcareous algae (*Petschoria*, *Komia*, *Ungdarella*, *Anthracoporella*, *Donezella*, phylloid algae). The platform edge is formed by carbonate sand shoals and reef mounds mainly consisting of cryptalgal limestones; true reefs are absent. The platform slope facies, represented by autochthonous, hemipelagic slope deposits and platform derived allochthonous calcareous breccias and turbidites, mediates between the platform and the surrounding basin. Slope deposits will only be attributed to the Valdeteja Formation, if they contain debris from the carbonate platform on a large scale.

The depositional environment of the Valdeteja Formation covers a wide scale ranging from the intertidal lagoon and the shallow subtidal open marine platform to the subtidal intraplatform basin and the platform slope. These divisions are affirmed by palaeoecological data. Mostly shallow marine conditions are indicated by the calcareous algae and the foraminifers (see also VILLA, 1982). Different water depths are evident by the occurrence of lagunal groups among which distinct assemblages indicate shallow marine or deeper marine conditions (brachiopods: WINKLER PRINS, 1968; corals: WINKLER PRINS, 1968; BOLL, 1983; ostracodes: SÁNCHEZ DE POSADA, 1976; BECKER, 1984). The rare goniatite finds (MOORE et al., 1971; REUTHER, 1977; WAGNER & BOWMAN, 1983) are restricted to autochthonous deposits of the platform slope facies.

At the type section a direct contact between the Barcaliente Formation and the Valdeteja Formation does not exist; deposits of the «Ricacabiello Formation» are intercalated instead (fig. 3 a, b). The grey, bedded limestones mainly consisting of spicula mud/wackestones show intensive synsedimentary deformations such as slumps, intraformational breccias and «cut and fill» structures. These autochthonous and parautochthonous slope deposits are followed by the Valdeteja Formation starting with interbedded shallow marine debris limestones. The graded beds rapidly increase in number thickness and grain size. Some beds show an intermixing of coarse platform debris and hemipelagic slope deposits. The disconformity which, according to WAGNER et al. (1971), marks the base of the Valdeteja Formation (fig. 3a) belongs to a debris bed showing blocks with chaotic stratigraphic orien-

tation (fig. 3b). These debris beds are overlain by autochthonous limestones of the formation. They refer to a reef mound representing the outer edge of a prograding carbonate platform constructed mostly by cryptalgal limestones.

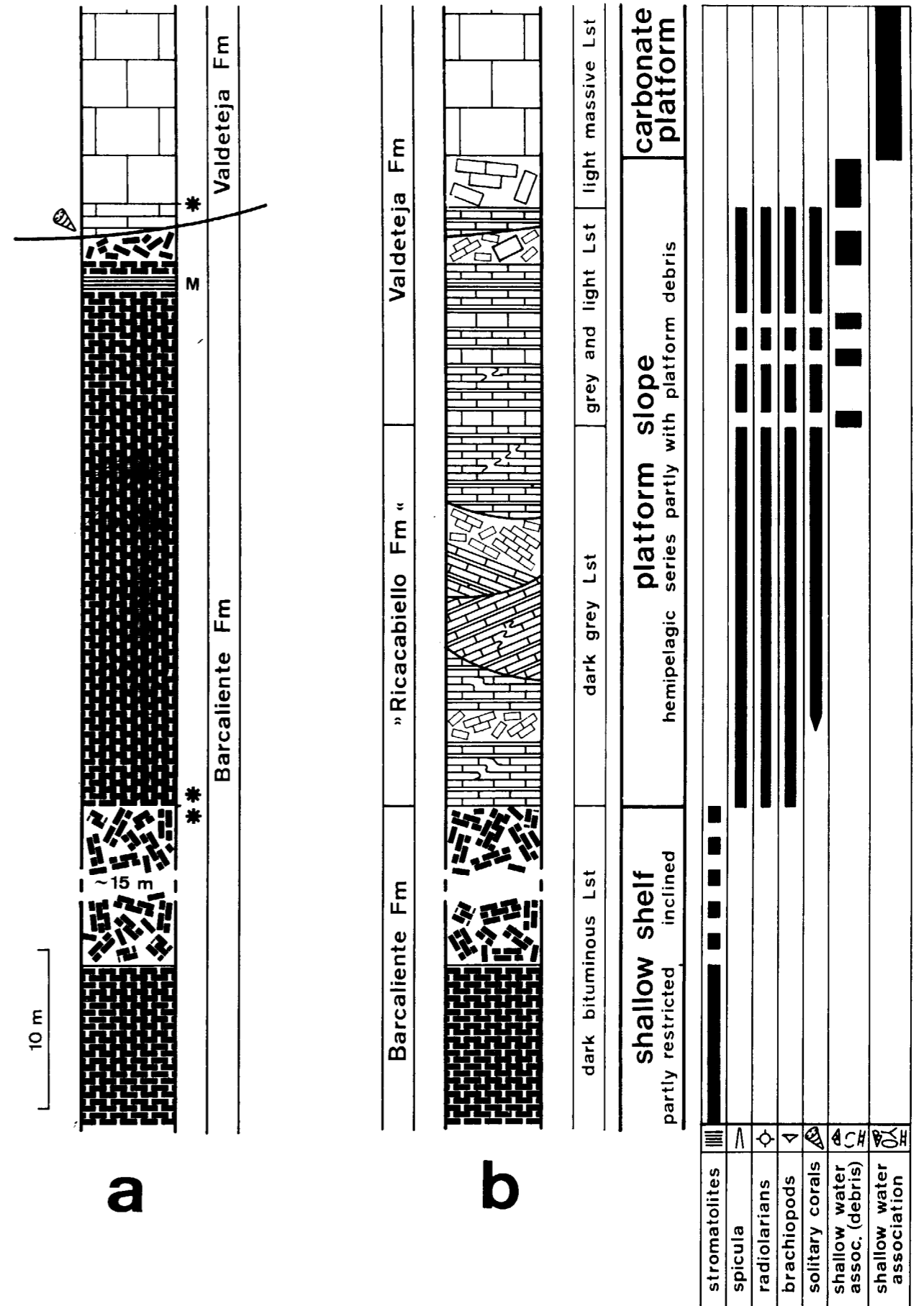
The transition between the Barcaliente Formation and the Valdeteja Formation is not always necessarily recorded by an intercalation of deeper deposits of the «Ricacabiello Formation», as seen in the type section. There is a direct contact in the Caldas de Luna section showing a gradual transition between the essentially shallow marine deposits of both formations (fig. 4). The transition zone is 13 meters thick and reveals a corresponding change in lithology and faunal content. Synsedimentary deformations indicating an inclined depositional area are absent.

3. FACIES DIFFERENTIATION

Above the Barcaliente Formation the development of two distinct depositional environments is obvious. The first one is characterized by thick, light, massive limestones with a fauna indicating mostly shallow marine conditions. The other one comprises thin limestones and shales with a fauna characteristic of a deeper shelf environment. A third area with clastic turbidites, for the present geographically confined to the southern margin of the Cantabrian Zone (Alba syncline), lies beyond the scope of this study because this deposition starts off earlier, thus already substituting the Barcaliente Formation partly or entirely (WAGNER et al., 1971; JULIVERT, 1978).

Figure 3.—Transition from the Barcaliente Formation to the Valdeteja Formation at the type section.

- (a) Type section. (Modified after WAGNER et al., 1971). (M: Martinopsis band with brachiopods; * base of the Valdeteja Formation according to WINKLER PRINS, 1968, 1971; ** top of the Barcaliente Formation according to REUTHER, 1977).
- (b) Environmental interpretation and new boundaries (this paper).



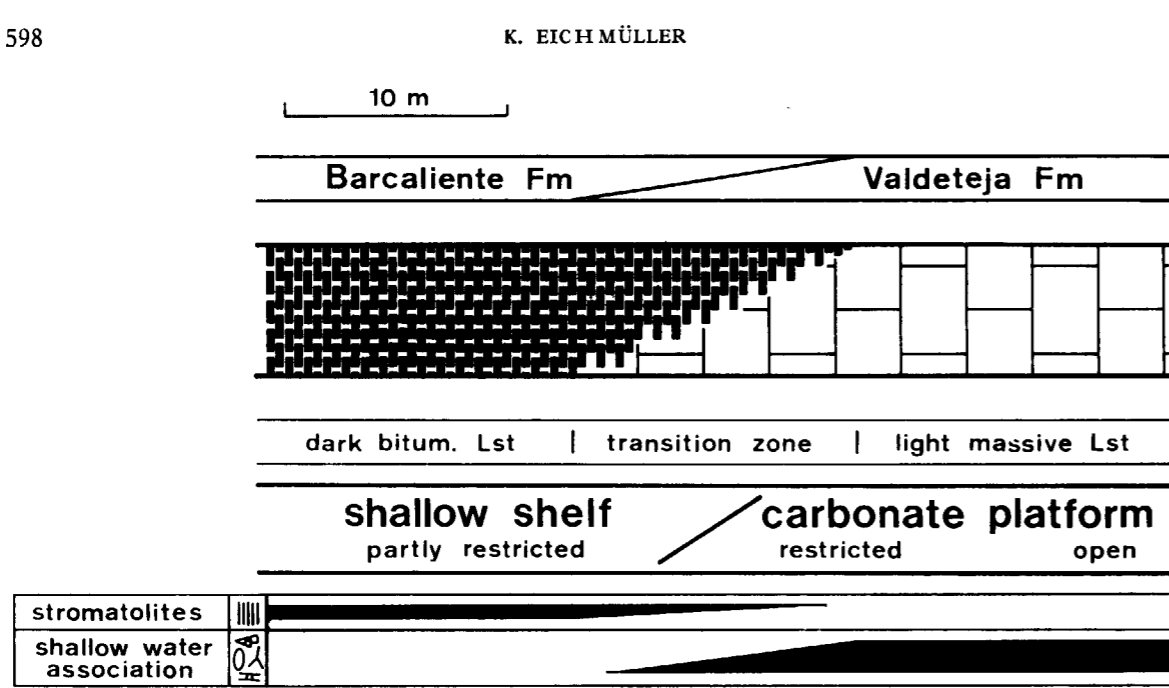


Figure 4.—Transition between the Barcaliente Formation and the Valdeteja Formation at the Caldas de Luna section.

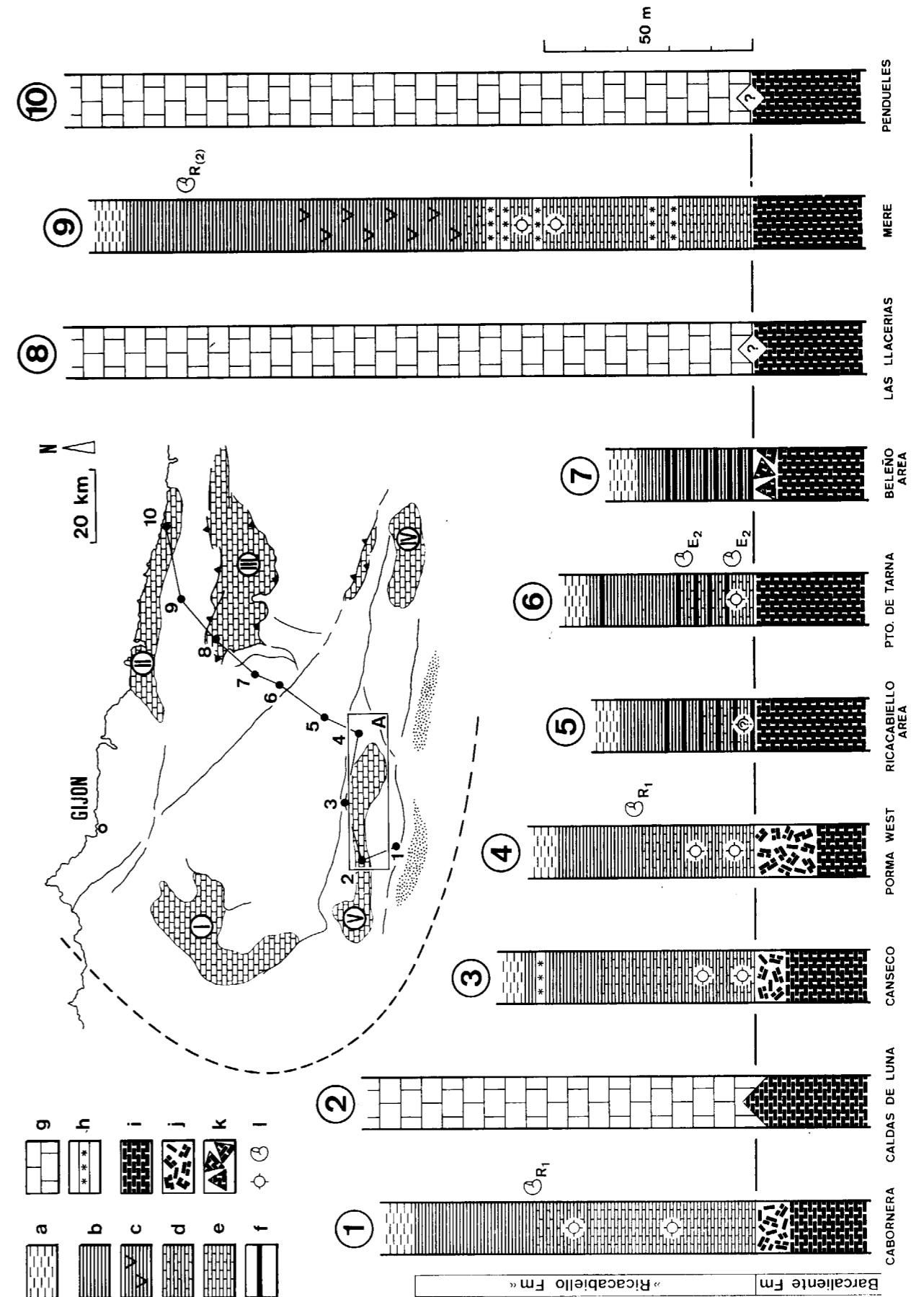
3.1. Geographical distribution

The distribution of the distinct environmental areas in the Cantabrian Zone will be demonstrated by a map and a series of sections across the region (fig. 5). Concerning the Valdeteja Formation the map shows a patchy distribution. A few isolated carbonate platforms are surrounded by the deeper shelf deposits of the «Ricacabiello Formation». Clastic turbidites are confined to the southern margin. The sections in fig. 5 partly represent interpretations of former descriptions. Samples were available from all localities except for sections 5, 7 and 8. Section 1 (Cabornera) is modified after REUTHER (1977) and HEMLEBEN & REUTHER (1980); within the same tectonic unit (Pedroso syncline) shales with ironstone bands are mentioned by WAGNER et al. (1971: 644). Sections 2, 3 and 4 are described by EICHMÜLLER (1985). Section 5 (Ricacabiello area) shows an interpretation after SJERP (1967). Section 6 (Pto. de Tarna) is modified after ALTHAUS (1983). Section 7 (Beleño area) represents a synthesis of the adjacent sections of Viego I from GONZÁLEZ LASTRA (1978) and Collado Baxeñu from JULIVERT (1960). Section 8 (Las Llacierias) is an interpretation of a description given by MARQUÍNEZ et al. (1982). Section 9 (Meré) and 10 (Pendueles) are interpretations after MARTÍNEZ GARCÍA (1971) and MARTÍNEZ GARCÍA et al. (1971). The marked go-

niatites are mentioned in the cited studies; the R_1 goniatites are described by KULLMAN (1979). Radiolarians were found in all sampled sections of the «Ricacabiello Formation». According to the description of SJERP (1967), radiolarians can be supposed for section 5.

Figure 5.—Namurian deposits in the Cantabrian Zone; geographical distribution and lithological features.

- I-V: Carbonate platforms according to EICHMÜLLER & SEIBERT (1984).
 - I. Entrago - Monsacro;
 - II. Sueve - Ribadasella - Pendueles;
 - III. Picos de Europa;
 - IV. Brezo - Valsurvio - Espigüete;
 - V. Valdeteja.
- A: area shown in fig. 7;
- a: Clastic turbidites;
- b-f: «Ricacabiello Formation»;
 - b: coloured shales;
 - c: siliceous shales;
 - d: grey limestones with marls and shales;
 - e: grey bedded limestones;
 - f: ferromanganese crusts and nodules;
- g-h: Valdeteja Formation;
 - g: light massive limestones;
 - h: shallow marine debris limestones;
- i-k: Barcaliente Formation;
 - i: dark, bituminous, well bedded limestones;
 - j: syndimentary gliding breccias;
 - k: solution breccias;
- l: planktonic fauna (radiolarians; goniatites).



Along the cross section the transition between the Valdeteja Formation and the «Ricacabiello Formation» seems to be abrupt due to tectonic faults. Therefore, till now, an intercalation of both formations is unknown (TRUYOLS SANTOJA, 1983). A first indication for a relationship between the formations is given by the spatial distribution of interbedded shallow marine debris limestones within the «Ricacabiello Formation» which is clearly related to the occurrence of the Valdeteja Formation (fig. 5). A complete gradual transition between both formations will be demonstrated later.

3.2. Model of facies differentiation

In order to explain the facies differentiation a continental strike-slip system and differential vertical block movements have been proposed (HEWARD & READING, 1980). Although a spatial relationship between east-west running fault lines and the distribution of carbonate platforms evidently seems to exist in the southern part of the Cantabrian Zone (fig. 5), a direct control cannot be demonstrated. A detailed investigation of one of these platforms (Valdeteja) reveals no coincidence between facies limits and fault lines.

To come to an understanding of this facies differentiation subsidence history of the whole area should be considered. Thickness and facies of the concerned formations allow an estimation of subsidence. Considering the thickness (50-350 m.) and the evident shallowing upward sequence of the Barcaliente Formation (REUTHER, 1977; GONZÁLEZ LASTRA, 1978; HEMLEBEN & REUTHER, 1980) and regarding the underlying Alba Formation as a deposit of a deeper shelf environment (EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984) for the depositional time of the Barcaliente Formation a low subsidence can be supposed. During the deposition of the Valdeteja Formation (up to 900 m.), which mainly represents a constant photic environment, a high subsidence is effective. Considering facies and overlying turbiditic series a high subsidence is also probable for the «Ricacabiello Formation». This means that the facies differentiation is accompanied by a notable increase in subsidence which affects the region as a whole. Whether this increase is sudden —everywhere simultaneously and with the same intensity— or not remains unknown. Peculiar lithologic features in the highest

parts of the Barcaliente Formation may give answers to these questions. At the top of the Barcaliente Formation local occurrences of evaporite solution breccias, obviously caused by emergence (GONZÁLEZ LASTRA, 1978) and tectonic breccias (REUTHER, 1977) are known. Breccias and slumps are also described locally (FRANKENFELD, 1981) surprisingly indicating an inclination towards the area with solution breccias. All these distinct breccias are followed by the «Ricacabiello Formation»; if the breccias are missing the Valdeteja Formation may directly overlie as well (figure 5). From all these observations the conclusion can be drawn that the top of the Barcaliente Formation is affected by a change in morphology thus creating, similar to a postulation of KULLMANN & SCHÖNENBERG (1975), small-sized uplifts and depressions. With this conception of a morphological differentiation the genesis and the local occurrence of the «Porma Breccia» can be explained, in contrast to REUTHER (1977), only by gravitative gliding.

During the concerned facies differentiation a wide lagoonal area will, in great parts, be transformed into a deeper shelf; the area will, consequently, be drowned. At the same time a shallow marine carbonate environment will be preserved locally in the shape of isolated carbonate platforms. The external conditions during the drowning of shallow marine carbonate areas are discussed by SCHLAGER (1981) and KENDALL & SCHLAGER (1981). As the studied area is not drowned as a whole, it is likely, that apart from regional or global controls such as the increase in subsidence or eustatic sea level changes (see RAMSBOTTOM, 1981), factors of exclusively local importance must have been effective. Strictly of local effect are changes in sedimentation rates due to the morphological differentiation of the depositional area. The comparatively low sedimentation rate of the Barcaliente Formation (WAGNER et al., 1971) or of a lagoon in general (see SCHLAGER, 1981: fig. 4; WALKER et al., 1983: fig. 1) will either be further reduced or strongly forced. Gravitative glidings or periods of emergence reduce carbonate productivity or even inhibit it for a long time; in the vicinity of emerged areas circulating brines (see GONZÁLEZ LASTRA, 1978) may additionally reduce productivity. On the other hand the so far restricted water circulation will be improved, due to the morphological differentiation, creating a diverse to highly diverse benthonic fauna in near-

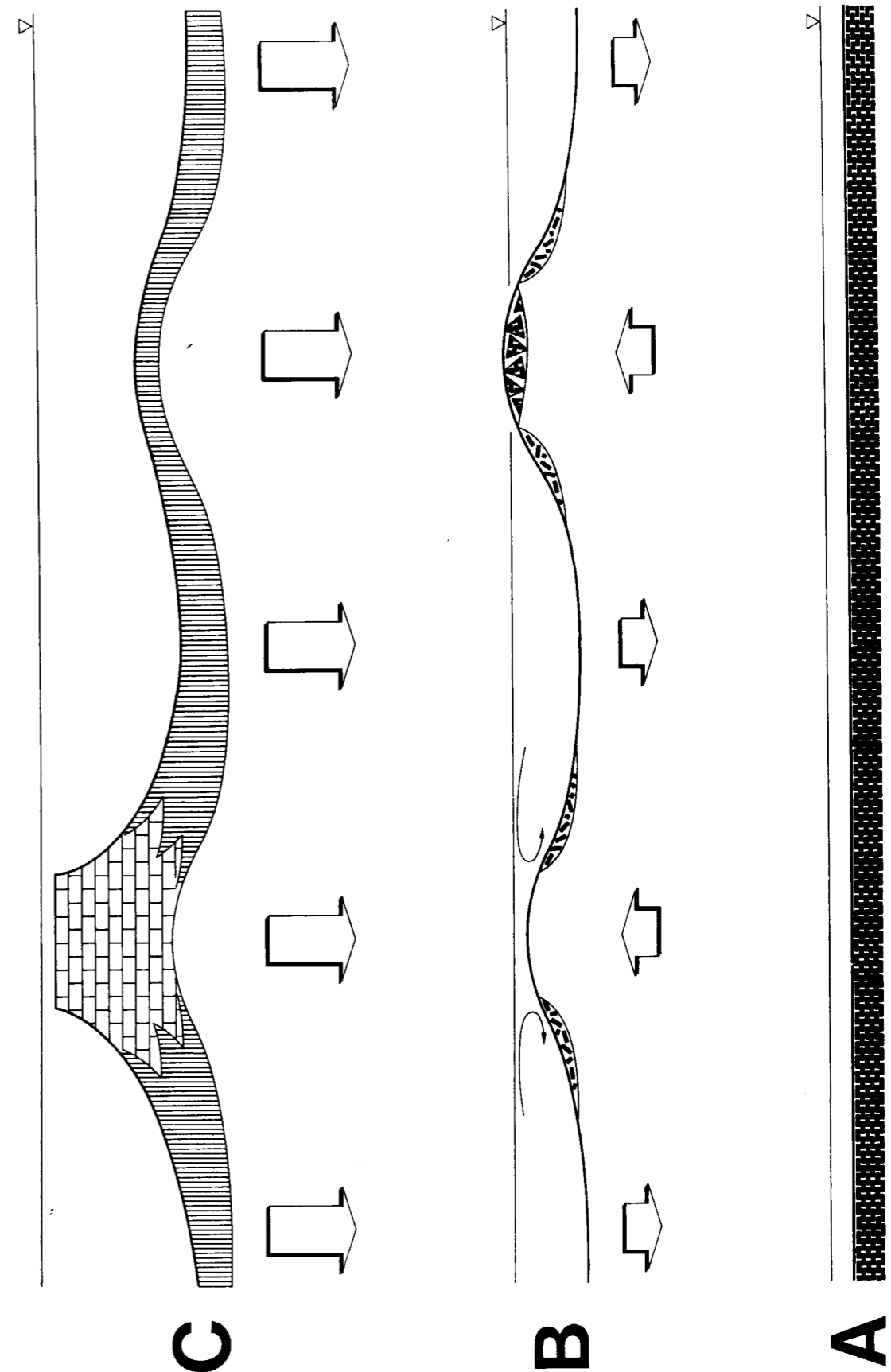


Figure 6.—Model of the facies differentiation as a product of a changeable subsidence history.

ly the whole area. Especially at the top of uplifts, which remain in a shallow marine environment, a significant increase in carbonate productivity will be stimulated.

A model can summarize the facies differentiation as a product of changeable subsidence and locally altered sedimentation rates (fig. 6).

A) The upper part of the Barcaliente Formation represents a wide, uniform lagoon with restricted water circulation. Subsidence is low.

B) At the top of the Barcaliente Formation local phenomena such as slumps and gliding breccias or emerged areas with evaporite solution breccias are indicative of vertical movements forming differential uplifts and depressions. Due to this morphologic differentiation a better water circulation is provided in the whole area. Particularly at the top of uplifts, which are definitely not emerged, living conditions will improve evidently.

C) The whole area will be affected by rapid subsidence. In some places, which are characterized by most favourable living conditions, high productive carbonate platforms are established easily compensating subsidence by rapid and active buildup. Wide parts, however, are drowned. During a period of low or absent sedimentation (ferromanganese layers) these areas will be transformed into a deeper shelf environment.

The varying subsidence rates of the Cantabrian Zone can be related to orogenic movements in the Central Part of the Iberian Variscan Range. Until the end of phase A the Cantabrian Zone represents (with exception for the southern margin) a stable shelf area unaffected by orogeny. Orogenic activities in the Central Part (see BARD et al., 1973) cause first weak compressive movements detectable in the Cantabrian Zone during phase B. As a result of isostatic compensation of orogenic crustal thickening in the Central Part rapid subsidence affects the External Zone (MARCOS & PULGAR, 1982) during phase C. The Zone will be transformed into a foreland basin. At first an autochthonous sedimentation prevails which, depending on the preexisting morphology, produces either thick shallow marine carbonates or thin pelagic deposits. Later, the sedimentation of the foreland basin will be characterized by terrigenous debris derived from the ascending Central Part (EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984).

3.3. Detailed investigation

Within a limited area, presented in the map A, fig. 5, a detailed study of the facies differentiation was realized. There, an undisturbed interfingering between the Valdeteja Formation and the «Ricacabiello Formation» is found. Fig. 7a depicts a correlation of adjoining sections. The occurrence of a gliding breccia at the top of the Barcaliente Formation approximately corresponds with the eastward thickening «Ricacabiello Formation». Slumps within these deposits and the geometry of debris limestones of the Valdeteja Formation indicate an eastward inclination. This will be supported by the ENE-directed slumps of Valdehuesa (FRANKENFELD, 1981).

Four different vertical sequences can be distinguished (fig. 7a).

- The shallow marine Barcaliente Formation shows a gradual transition to the also shallow marine «in situ»-limestones of the Valdeteja Formation.
- The top of the Barcaliente Formation is characterized by a gliding breccia. The following autochthonous slope deposits are overlain by debris limestone beds and «in situ»-limestones of the Valdeteja Formation.
- In contrast to the identical previous sequences the Valdeteja Formation is here represented only by debris limestones; «in situ»-limestones are absent.
- The Barcaliente Formation is followed by pelagic limestones and shales. Neither debris limestones nor autochthonous «in situ»-limestones of the Valdeteja Formation exist.

Only in the first sequence shallow marine conditions prevail permanently above the Barcaliente Formation whereas a deeper environment is established in all other sequences. Except for the second sequence, where shallow conditions are rapidly reestablished, the deeper environment persists for a prolonged time.

An interpretation of these facts is given in figure 7b. At a local uplift a shallow marine carbonate platform is developed due to favourable environmental conditions. The Valdeteja Platform grades diachronously from west to east

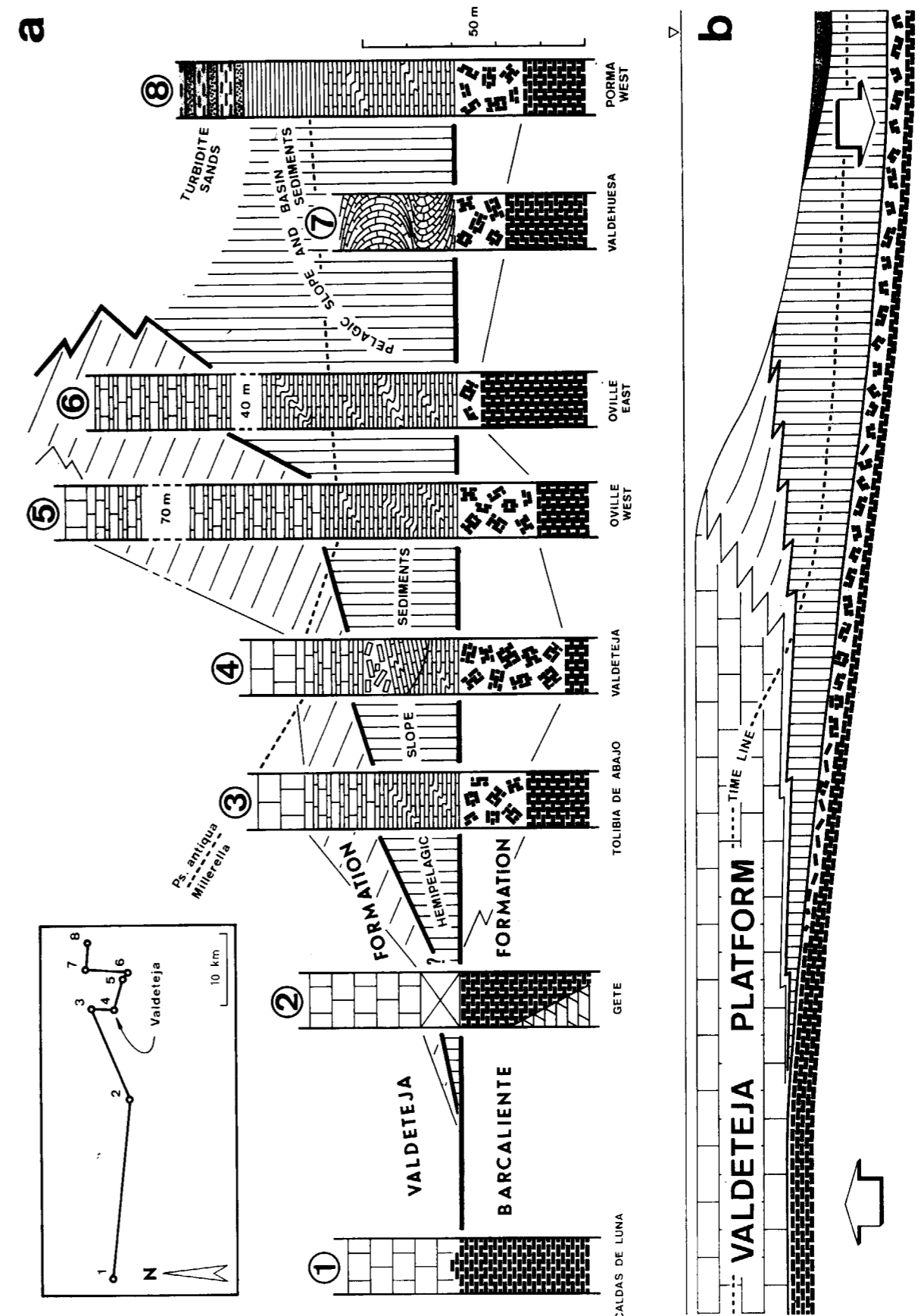


Figure 7.—Detailed investigation of the facies differentiation (Area corresponds to map A of fig. 5).

(a) Sections and facies correlation.
(b) Interpretation.

over autochthonous slope deposits and its own debris as shown by the time line (fig. 7 a, b). Due to different sedimentation rates the relief between the platform and the surrounding basin increases with time. Therefore, the relief has to be compensated by platform debris prior to progradation, otherwise the platform expansion will slow down and finally stop. In the Oville-West section a peak in thickness of platform debris coincides with the maximum expansion of «in situ» limestones (fig. 7 a, b).

4. STRATIGRAPHY AND DATING

Within the concerned formations goniatites and fusulinids can be used to date the described events. Difficulties arise from the almost sterile upper part of the Barcaliente Formation; additionally, goniatites and fusulinids will not be found together normally. Whereas fusulinids are restricted to shallow marine deposits of the Valdeteja Formation goniatites are confined to the deeper deposits of the «Ricacabiello Formation». Only within the platform slope facies, where debris limestones are intercalated with autochthonous deeper deposits, both faunal groups are jointly present. A correlation between the Spanish Fusulinid Zonation (GINKEL, 1965) and the European Goniatite Standard as well as the dating of the Valdeteja Formation by fusulinids is discussed by EICHMÜLLER (1985). The results are summarized in fig. 8. The marked goniatites are mentioned by KULLMANN (1962; 1979), MOORE et al. (1971), MARTÍNEZ GARCÍA (1971), REUTHER (1977), ALTHAUS (1983) und WAGNER & BOWMAN (1983). The Barcaliente Formation must be assigned to the E₂ Zone since an equivalent fauna (*Zephyroceras* cf. *asturicus*; *Megapronorites* cf. *occidentalis*; det. KULLMANN) is also reported from overlying beds (ALTHAUS, 1983). The Valdeteja Formation diachronously starts in the Millerella Zone or in the Pseudostaffella antiqua Subzone; an also diachronous top is indicated by fusulinids and goniatites.

Till now, the concerned facies differentiation has been dated with the R₁ Zone (REUTHER, 1977). Now an older age, corresponding to the upper E₂ Zone, seems more likely, although the so far unique find of a goniatite fauna, representing this

Zone above the Barcaliente Formation, should not be overestimated.

5. CONCLUSION

In the Cantabrian Zone a monotonous lithofacies prevails during Lower Carboniferous. Upper Carboniferous, however, reveals a variety of lithofacies.

In its entirety the facies differentiation takes place during lower Upper Carboniferous (Namurian A; probably corresponding to the upper part of E₂ Zone). The widespread Barcaliente Formation is followed by the Valdeteja Formation or by the «Ricacabiello Formation».

Due to lithologic, faunistic and microfacies characteristics the formations can be attributed to distinct depositional environments. The uppermost layers of the upper part of the Barcaliente Formation (lagoon) must be separated herefrom and integrated into the hanging series, now forming the «Ricacabiello Formation» (deeper shelf). The Valdeteja Formation corresponds to a mostly shallow marine carbonate platform.

Facies differentiation results in a patchy distribution of carbonate platforms which are surrounded by basinal deposits. A local study reveals an undisturbed interfingering contact between the Valdeteja Formation and the «Ricacabiello Formation».

All concerned formations are mostly autochthonous deposits. An external siliciclastic influx which controls the further facies development in the Upper Carboniferous is still absent and cannot be responsible for this facies differentiation.

Due to orogenic folding and crustal thickening in the Central Part of the Iberian Variscan Orogen the Cantabrian Zone, representing its external part, will be affected by a morphological differentiation and by a subsequent rapid subsidence.

Local synsedimentary deformations at the top of the Barcaliente Formation reveal the development of small-sized uplifts and depressions.

In connection with a change and stimulation of water circulation the morphological differentiation produces locally high productive, shallow ma-

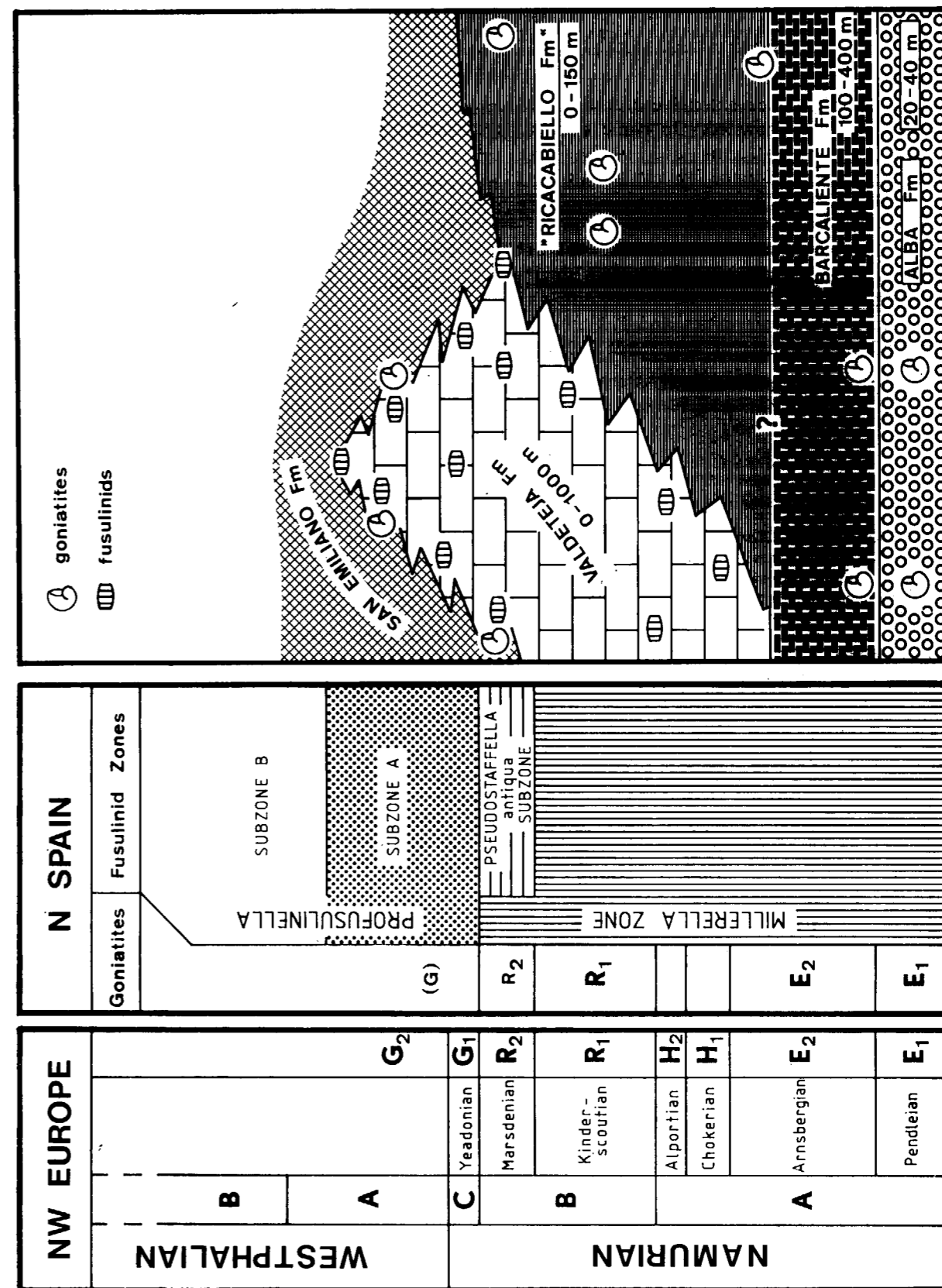


Figure 8.—Stratigraphic correlation chart with temporal and spatial relations of rock units during lower Upper Carboniferous.

rine carbonate environments. In wide parts, however, the sedimentation rates are strongly reduced.

Due to rapid subsidence extensive areas of the Cantabrian Zone are drowned. In some places, however, carbonate platforms are established, well compensating subsidence by rapid buildup.

Acknowledgements

G. ALTHAUS and Ch. HEMLEBEN made samples available to me. W. SCHWENTKE and P. SEIBERT critically read the manuscript and made helpful comments. Field work was supported by the SFB 53 (Univ. Tübingen).

REFERENCES

- ALTHAUS, G.: *Geologische Kartierung im Paläozoikum des zentralen Kantabrischen Gebirges zwischen Tarna und La Uña, unter besonderer Berücksichtigung der Ricacabiello Formation*. Internal Report, Univ. Tübingen, 1-144, 94 figs., 1 map. (unpubl.) (1983).
- BARD, J.-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. & RIBEIRO, A.: *Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen*. *Nature Phys. Sci.*, 241:50-52, 2 figs., London (1973).
- BECKER, G.: *Ostracoden-Faunen thüringischer Provenienz aus dem Karbon des Kantabrischen Gebirges (N-Spanien)*. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 135:317-324, 1 fig., Hannover (1984).
- BOLL, F.-C.: *Der Wandel der rugosen Korallenfauna der Flachwasser-Fazies im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. Thesis Univ. Tübingen, 1-275, 73 figs. (1983).
- BOSCHMA, D. & STAALDUINEN, C. J. VAN: *Mappable units of Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains (NW-Spain)*. *Leidse geol. Meded.*, 43:221-232, 7 figs., Leiden (1968).
- EICHMÜLLER, K.: *Die Valdeteja Formation; Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge; Nordspanien)*. *Facies*, 13:45-154, 12 pls., 24 figs., 11 tab., Erlangen (1985).
- EICHMÜLLER, K. & SEIBERT, P.: *Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien)*. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 135:163-191, 13 figs., Hannover (1984).
- FRANKENFELD, H.: *Gleitbewegungen im Namur des Kantabrischen Gebirges in Nordspanien*. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 41:59-67, 3 figs., Köln (1981).
- GANDL, J.: *Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien)*. 3. Trilobiten mit «Kulm-Charakter» aus dem Namur B. *Senckenb. Lethaea*, 60:291-351, 4 pls., 27 figs., Frankfurt a. M. (1980).
- GINKEL, A. C. VAN: *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains*. *Leidse geol. Meded.*, 34:1-225, 13 figs. (with enclosures); Leiden (1965).
- GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 10:249-265, 3 pls., 3 figs., Oviedo (1978).
- HEMLEBEN, C. & REUTHER, C.-D.: *Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea Rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain)*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159:225-255, 20 figs., Stuttgart (1980).
- HEWARD, A. P. & READING, H. G.: *Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain*. *Spec. Publ. int. Assoc. Sediment.*, 4:105-125, 5 figs., 1 tab., Oxford (1980).
- JULIVERT, M.: *Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica)*. *Bol. Inst. geol. min. Esp.*, 71:1-346, 13 pls., 72 figs. Madrid (1960).
- JULIVERT, M.: *Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in Northwestern Spain: a model of deformation-sedimentation relationship*. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 129:565-592, 3 pls., 7 figs., Hannover (1978).
- KENDALL, CH. & SCHLAGER, W.: *Carbonates and relative changes in sea level*. In: M. CITA & W. RYAN (eds.): *Carbonate Platforms of the Passive-type Continental Margins, Present and Past*. *Marine Geol.*, 44:181-212, 8 figs., 3 tab., Amsterdam (1981).
- KULLMANN, J.: *Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien*. *Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz; Math.-Nat. Kl.*, 6:1-119, 7 pls., 17 figs., Mainz (1962).
- KULLMANN, J.: *Die «Reticuloceras-Zeit» (Oberkarbon) in der Entwicklung des Kantabrischen Variszikums*. *Clausth. geol. Abh.*, 30:34-44, 15 figs., Clausthal (1979).
- KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R.: *Geodynamische und paläoökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien)*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1975:151-166, 2 figs., Stuttgart (1975).
- MARCOS, A. & PULGAR, J. A.: *An approach to the tectono-stratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain*. In: J. KULLMANN, R. SCHÖNENBERG & J. WIEDMANN (eds.): *Subsidenzentwicklung im Kantabrischen Gebirge und an passiven Kontinentalrändern der Kreide*. Teil 1: *Variszikum*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163:256-260, 1 fig., Stuttgart (1982).
- MARQUÍNEZ, J.; MÉNDEZ, C. A.; MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. & VILLA, E.: *Datos biostratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense-Kasimoviense) de Las Llacerías, Picos de Europa, Norte de España*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 12:187-193, 3 figs., Oviedo (1982).
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L. & WINKLER PRINS, C. F.: *A Namurian brachiopod fauna from Meré (Province of Oviedo, Spain)*. *Scripta Geol.*, 39:1-67, 15 pls., 5 figs., Leiden (1977).
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.: *The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 3:267-276, 2 figs., Oviedo (1971).
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; CORRALES, I. & CARBALLEIRA, J.: *El flysch carbonífero de Pendueles (Asturias)*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 3:277-283, 4 pls., 2 figs., Oviedo (1971).
- MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T.: *The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 3:307-363, 8 pls., 7 figs., 1 tab., Oviedo (1971).
- RAMSBOTTOM, W. H. C.: *Eustacy, sea level and local tectonism, with examples from the British Carboniferous*. *Proc. Yorkshire geol. Soc.*, 43:473-482, 5 figs., 1 tab., Hull (1981).
- REUTHER, C. D.: *Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen*. *Clausth. geol. Abh.*, 28:1-122, 9 pls., 28 figs., 1 tab., Clausthal (1977).
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C. & GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica*. In: C. MARTÍNEZ DÍAZ (ed.): *Carbonífero y Pérmico de España*. 10. Congreso Intern. Estratigrafía y Geología del Carbonífero. IGME, 1983:133-150, 12 figs., Madrid (1983).
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. & GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Esquema de distribución de ambientes y facies sedimentarias en el Carbonífero Inferior de la Cordillera Cantábrica*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 10:401-406, 3 figs., Oviedo (1978).
- SÁNCHEZ DE POSADA, L.: *Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique*. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96:407-412, 1 fig., Villeneuve d'Ascq (1976).
- SCHLAGER, W.: *The paradox of drowned reefs and carbonate platforms*. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92:197-211, 14 figs., 2 tab., Boulder (1981).
- SJERP, N.: *The geology of the San-Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)*. *Leidse geol. Meded.*, 39:55-128, 62 figs., 10 tab., 1 map., Leiden (1967).
- TRUYOLS SANTONJA, J.: *El Carbonífero Inferior y Medio de la Región del Ponga*. In: C. MARTÍNEZ DÍAZ (ed.): *Carbonífero y Pérmico de España*. 10 Congreso Intern. Estratigrafía y Geología del Carbonífero. IGME, 1983:82-94, 4 figs., Madrid (1983).
- VILLA, E.: *Observaciones sobre la edad de la formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su área-tipo*. *Rev. espan. Micropaleont.*, 14:63-72, 4 pls., 2 figs., Madrid (1982).
- WAGNER, R. H.: *Carboniferous nappe structures in north-eastern Palencia (Spain)*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 4:431-459, 7 pls., 5 figs., Oviedo (1971).
- WAGNER, R. H. & BOWMAN, M. B. J.: *The position of the Bashkirian/Moscovian boundary in West European chronostratigraphy*. *Newsl. Stratigr.*, 12:132-161, 8 figs., 4 tab., Berlín (1983).
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. & RIDING, R. E.: *Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in the Northern León, Spain*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 4:603-663, 3 pls., 10 figs., Oviedo (1971).
- WALKER, K. R.; SHANMUGAM, G. & RUPPEL, S. C.: *A model for carbonate to terrigenous clastic sequences*. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 94:700-712, 10 figs., 1 tab., Boulder (1983).
- WILSON, J. L.: *Carbonate facies in geologic history*. 1-471, 30 pls., 183 figs., 17 tab., Berlín-Heidelberg-New York (Springer) (1975).
- WINKLER PRINS, C. F.: *Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and palaeoecology*. *Leidse geol. Meded.*, 43:41-126, 9 pls., 18 figs., 7 tab., 3 maps., Leiden (1968).
- WINKLER PRINS, C. F.: *The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León); with a note on Leonardo-phyllum Leonense sp. nov. by G. E. DE GROOT*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo Fac. Ci.*, 4:677-686, 2 pls., 2 figs., Oviedo (1971).

GEOLOGIA

Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén

Por J. ALLER (*), F. BASTIDA (*), E. ORTEGA (**) y A. PEREZ-ESTAUN (*)

RESUMEN

El Sinclinal de Almadén, situado en la parte sur de la Zona Centro-Ibérica, es un gran pliegue subconcéntrico cuya charnela se levanta bruscamente en su extremo oriental. En la zona se desarrolla una esquistosidad gruesa con una distribución irregular, que afecta preferentemente a la parte sur del sinclinal. La esquistosidad es oblicua al trazado del sinclinal y las lineaciones de intersección muestran una gran dispersión de posiciones. Asimismo, la esquistosidad se asocia al desarrollo de algunos pliegues menores cuyas direcciones axiales muestran también una gran dispersión. De acuerdo con estos datos, se ha interpretado que la geometría actual del sinclinal es el resultado de dos fases de deformación. En la primera, se forma el sinclinal, y en la segunda, se origina el levantamiento de su terminación oriental, así como la esquistosidad y la mayor parte de los pliegues menores. Estas estructuras posteriores se han interpretado como originadas en relación con grandes zonas de cizalla levógiras algo oblicuas al trazado de las estructuras de la primera generación.

La realización de un mapa de contornos estructurales ha permitido contrastar las características geométricas de la estructura estudiada. Para comprobar la validez geométrica de este mapa se ha realizado una restitución de la superficie plegada al estadio indeformado, lo cual representa un método de balanceo tridimensional de dicho mapa de contornos estructurales.

ABSTRACT

The Almadén Syncline (southern part of the Central-Iberian Zone) is a great subconcentric fold with a hinge plunge very steep in its eastern end. An irregularly distributed rough cleavage is present in the area, preferently in the southern part of the syncline. This cleavage is oblique to the fold trace and the intersection lineation shows a great dispersion. Then, the present geometry of the syncline is interpreted as the result of two main deformation phases. During the first one, the syncline was built up, and during the second, the raising of the eastern end was produced, together with cleavage and most minor folds. These later structures have been explained as related to some great levogyre shear zones slightly oblique to the first generation of structures.

The structural contours map permits to establish the geometrical characteristics of the studied structure. From this map, a three-dimensional restoration proves the geometrical compatibility of the proposed structure. This restoration allows, in this way, the balance of the structural contours map.

La geología del área de Almadén, situada en la parte sur de la Zona Centro Ibérica (ver fig. 1), ha recibido desde antiguo una atención especial por parte de geólogos de diferentes escuelas, y ello debe atribuirse sin duda a la extraordinaria importancia metalogenética de este sector. Desde un punto de vista estructural, diversos autores han ido incrementando sucesivamente el conocimiento de la zona (PRADO, 1855; CORTÁZAR, 1879; HERNÁN-

DEZ-SAMPELAYO, 1926; CIRY, 1936; ALMELA y otros, 1962; GARCÍA SANSEGUNDO y LORENZO ALVAREZ, 1983), y con la realización de las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA) de Siruela (GARCÍA SANSEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA en prensa), Valdemanco del Esteras (MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO, en prensa) y Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA, en prensa), el conocimiento cartográfico del área alcanza un buen desarrollo, pudiendo considerarse puestas las bases para la realización de estudios estructurales deta-

(*) Dpto. de Geotectónica, Univ. de Oviedo.
 (**) Dpto. de Geología, Minas de Almadén y Arrayanes, Sociedad Anónima.

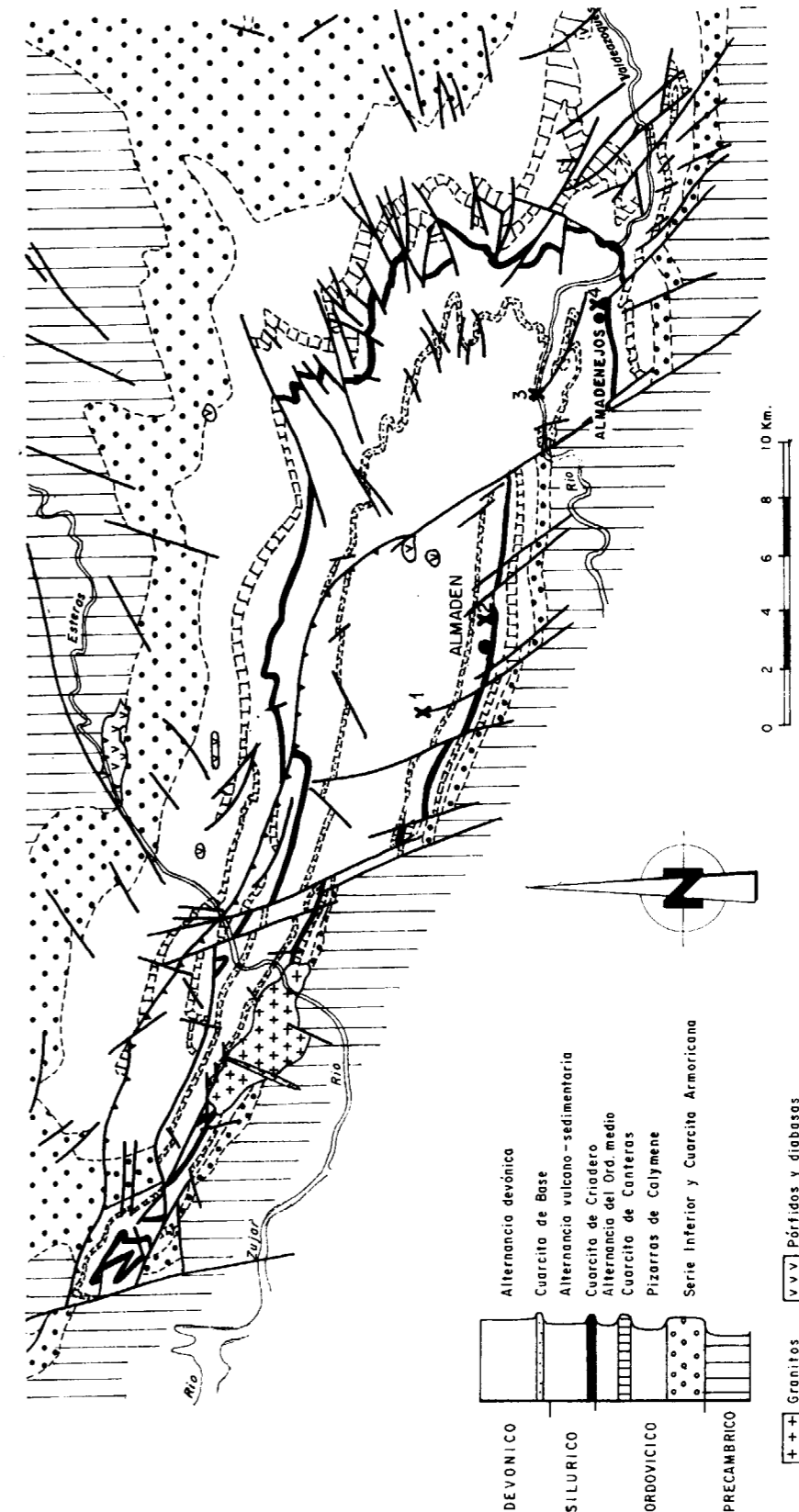


Figura 1.—Esquema cartográfico del Sinclinal de Almadén basado en datos del MAGNA (Hojas 781, 782, 807 y 808). X situación de las localidades donde se han estudiado pliegues sinuosos.

llados. En este sentido, debe destacarse el trabajo de VERGÉS (1983), que describe la morfología cónica de los pliegues de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén.

En el presente trabajo, partiendo del notable conocimiento existente, se han analizado algunos aspectos geológicos con el objeto de precisar la geometría y evolución estructural del Sinclinal de Almadén. Para ello se ha realizado un análisis de las estructuras menores, principalmente esquistosidad, y de la deformación interna existente en la zona, y se ha elaborado un mapa de contornos estructurales del sinclinal al nivel de la Cuarcita de Criadero, cuya validez se ha comprobado posteriormente mediante una restauración de dicha formación al estadio indeformado.

ESTRATIGRAFIA

Una columna estratigráfica sintética para la zona estudiada, basada en los datos de GARCÍA SANSEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA (en prensa) se muestra en la figura 2. Un hecho interesante a destacar es que al confeccionar los cortes geológicos, se encuentra muchas veces que el espesor de la serie en el flanco sur es netamente inferior al que aparece en el flanco norte, existiendo en algunos casos reducciones a menos de la mitad del espesor al pasar a este flanco sur. El desarrollo preferente de la esquistosidad en el flanco sur del pliegue, tal como veremos en un apartado posterior, puede haber contribuido a originar este adelgazamiento, pero resulta insuficiente para explicar las variaciones de espesor observadas. En estas condiciones, y a falta de algún otro mecanismo estructural que explique el hecho, es razonable pensar en la existencia de variaciones en el espesor de las formaciones por causas previas a la formación del sinclinal.

ESTRUCTURA GENERAL

La principal estructura existente en el área estudiada es el Sinclinal de Almadén, que es un gran pliegue de trazado aproximadamente ONO-ESE (figura 1); su geometría puede observarse en los cortes geológicos de la figura 3. Se trata de un pliegue de morfología subconcéntrica, cuyo ángulo entre flancos llega a alcanzar valores muy peque-

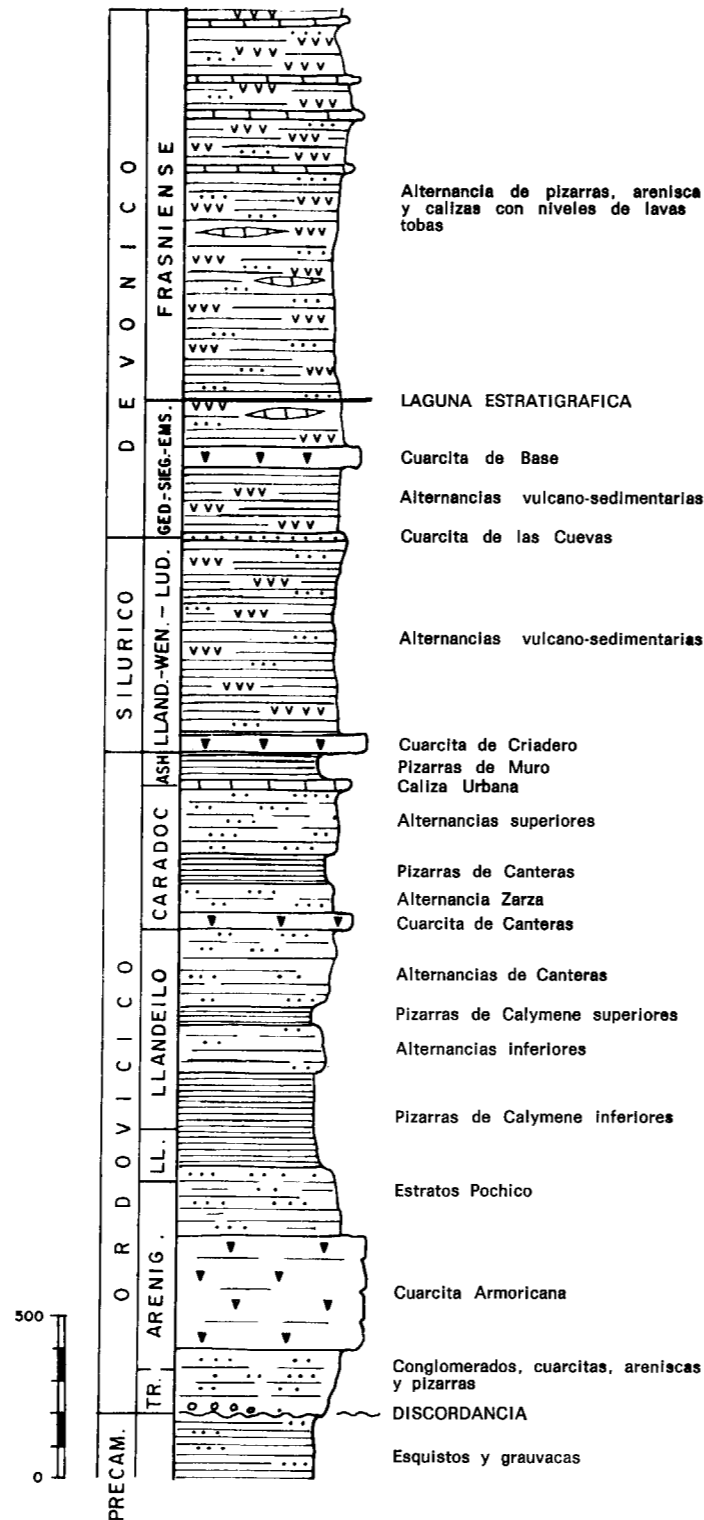


Figura 2.—Columna estratigráfica esquemática para el flanco Sur del Sinclinal de Almadén, basada en GARCÍA SANSEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA (en prensa).

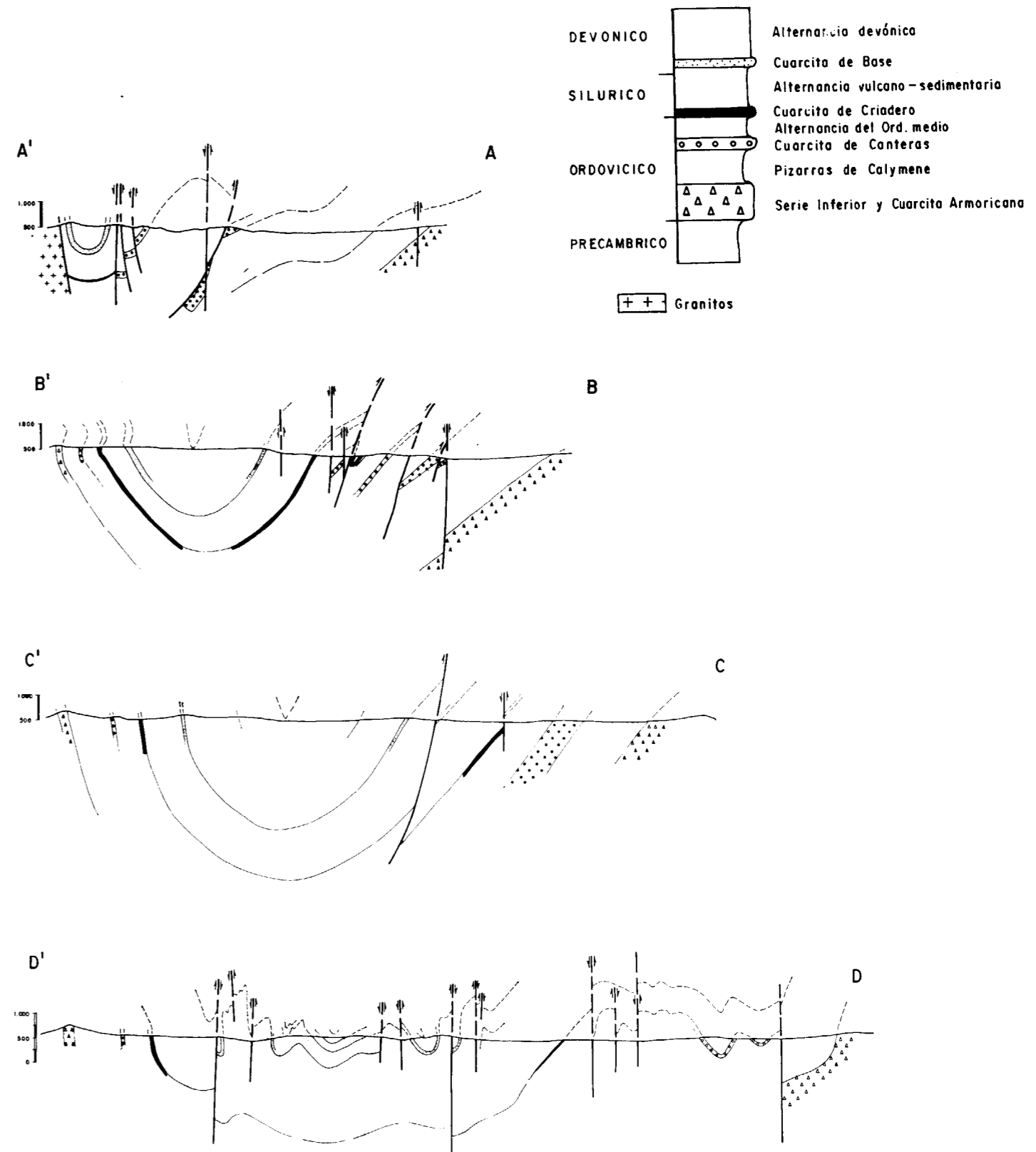


Figura 3.—Cortes geológicos del Sinclinal de Almadén. La situación se muestra en la figura 6.

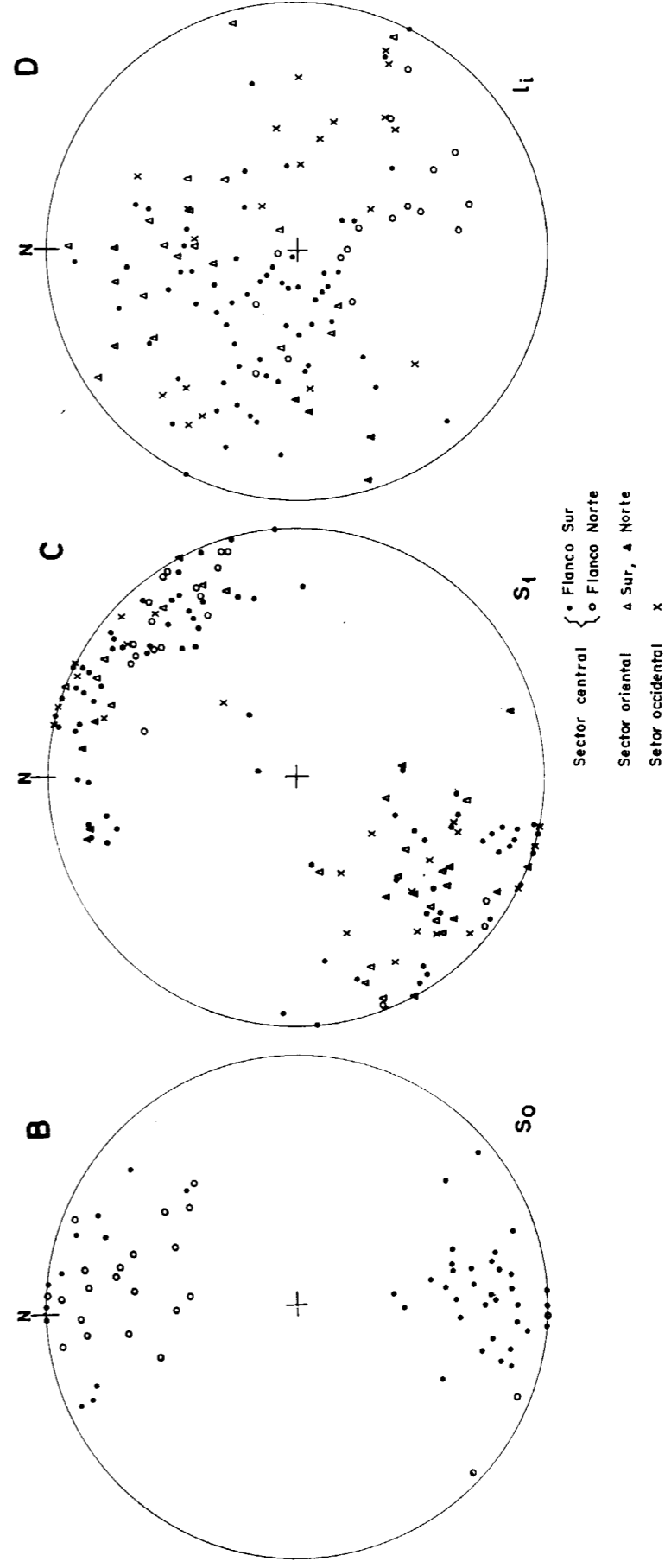
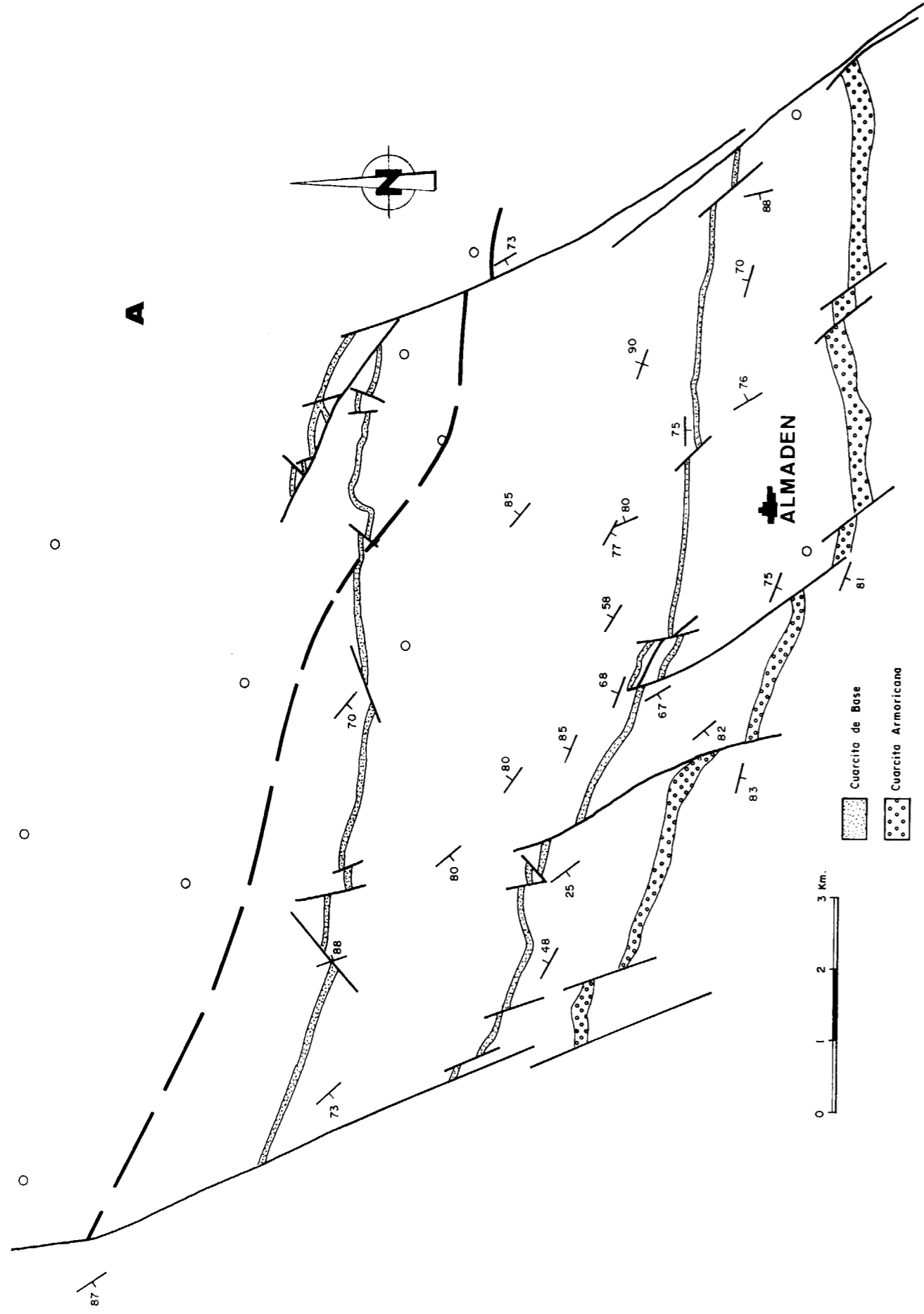


Figura 4.—A) Distribución y posición de la esquistosidad en el sector central del Sinclinal de Almaden. La esquistosidad aparece al sur de la línea gruesa discontinua; O, localidades sin esquistosidad. B) Proyección de todos los datos de estratificación medidos en el sector central. C) Proyección de todos los datos de esquistosidad medidos en la zona estudiada. D) Proyección de todos los datos de lineación de intersección estratificación-esquistosidad medidos en la zona estudiada.

ños con buzamientos subverticales en ambos flancos. El eje presenta, a lo largo de la mayor parte de la traza axial, una inclinación suave hacia el ESE. La morfología descrita cambia, sin embargo, de forma acusada en la terminación oriental del sinclinal, donde éste se levanta bruscamente, originándose una morfología de semicubeta compleja caracterizada por la aparición de numerosos pliegues de menor tamaño, pero observables a escala cartográfica. Estos pliegues presentan ejes moderadamente inclinados hacia direcciones con una componente O predominante, tendiendo a ser hacia el OSO en la parte N de dicha terminación y hacia el ONO en la parte S, observándose, en consecuencia, una convergencia de líneas de charnela hacia la zona más deprimida del sinclinal y una cierta conicidad a escala cartográfica de algunos de estos pliegues.

Afectando al Sinclinal de Almadén existen varios grupos de fallas. Entre ellos, los más importantes son el de las que presentan un trazado ligeramente oblicuo a las capas y producen un levantamiento del labio S, que han sido interpretadas como fallas inversas (GARCÍA SANSEGUNDO, LORENZO ALVAREZ y ORTEGA, en prensa), y el de las que aparecen con trazado NO-SE y presentan un movimiento predominante de desgarre.

ESTRUCTURAS MENORES: LA ESQUISTOSIDAD

En el área estudiada se observa el desarrollo de una esquistosidad cuya distribución es irregular. En el sector central del sinclinal, su desarrollo es mayor en la parte S (fig. 4A), mientras que en la parte N aparece de una forma muy esporádica. En la terminación oriental del sinclinal, la esquistosidad se desarrolla no sólo en la parte S (en un sector que es prolongación del que acabamos de ver en el sector central), sino también en la zona más nororiental, quedando la parte central de esta terminación sin esquistosidad. En la parte occidental, existe también un notable desarrollo de la esquistosidad, tal como ha podido apreciarse en los niveles situados encima de la Cuarcita de Base. En todos los casos, se trata de una esquistosidad grosera que afecta generalmente a los materiales incompetentes.

La posición de la esquistosidad se muestra en la figura 4. Respecto a la relación con el Sinclinal de Almadén, debe tenerse en cuenta, por un lado,

que la posición de la esquistosidad es similar en ambos flancos del sinclinal, con lo que éste no la pliega y, por tanto, no es posterior a ella. Por otro lado, de las dos posibilidades restantes, que la esquistosidad esté relacionada genéticamente con el sinclinal o que sea posterior a él, sólo la última puede ser válida; esto se deduce por las siguientes razones:

1.ª La esquistosidad es oblicua al trazado del sinclinal (figs. 4A, B y C), no adaptándose, por consiguiente, a un modelo de plano axial o en abanico.

2.ª Las lineaciones de intersección entre estratificación y esquistosidad (fig. 4D) muestran una gran dispersión de posiciones, tendiendo a inclinarse hacia el SE en el flanco N y hacia direcciones comprendidas entre la N y la O en el flanco S, no coincidiendo en absoluto con la dirección axial del sinclinal. En conjunto, esta disposición se adapta al modelo de un pliegue cortado por una esquistosidad posterior.

3.ª En diversas localidades se han encontrado pliegues menores en los que la esquistosidad presenta una disposición de plano axial, lo que indica una relación genética entre ambas estructuras. Se trata de pliegues con morfología angulosa, oscilando sus ángulos entre flancos más frecuentes entre 40 y 80° (fig. 5A). Las direcciones axiales de estos pliegues muestran una gran dispersión (figura 5B), que en algunos casos afecta a pliegues medidos en una misma localidad; esta dispersión es comparable con la que muestran las lineaciones de intersección. En consecuencia, estos pliegues y la esquistosidad con ellos asociada no pueden ser considerados como singenéticos con el Sinclinal de Almadén.

SIGNIFICADO TECTONICO Y EVOLUCION DE LAS ESTRUCTURAS

El análisis estructural llevado a cabo en el presente trabajo permite deducir que, prescindiendo de las estructuras resultantes de procesos de fracturación, la geometría actual del sinclinal es el resultado de al menos dos etapas de deformación. Durante la primera se forma el sinclinal, y en una etapa posterior se produce el levantamiento de su terminación oriental con aparición de pliegues cuyos ejes convergen hacia la zona

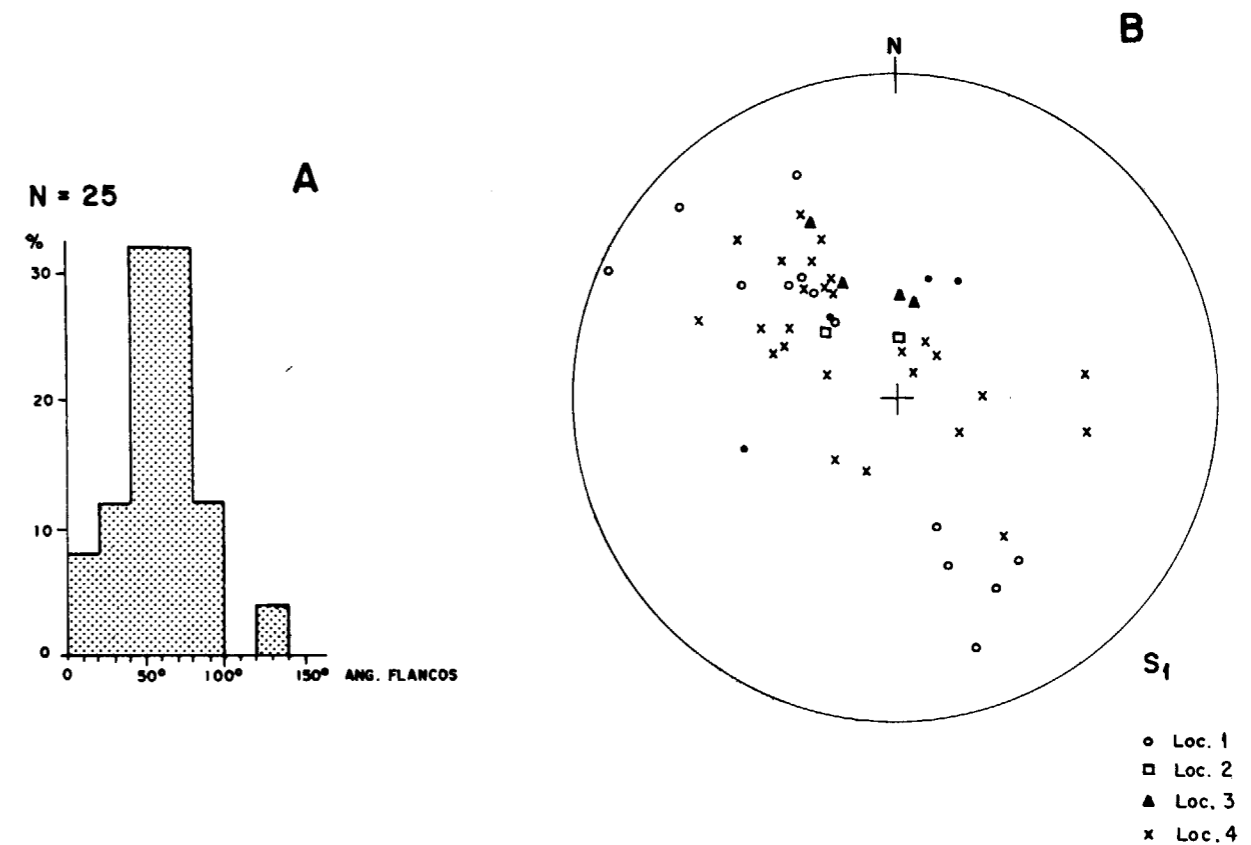


Figura 5.—A) Histograma que muestra la variación del ángulo entre flancos para pliegues sinistrosos de toda la zona estudiada. B) Proyección de ejes de pliegues sinistrosos en toda la zona. La situación de las localidades se muestra en la figura 1.

donde se produce este levantamiento, y la formación así de una semicubeta. Los pliegues superpuestos originados en esta segunda etapa presentan frecuentemente una esquistosidad grosera de plano axial que afecta a los niveles incompetentes, como se aprecia de una forma muy clara en la terminación NE del sinclinal. Posteriormente, también a la formación del sinclinal, en toda la parte S de la zona estudiada se origina una esquistosidad que, como se ha descrito anteriormente, es transversal al sinclinal. La deformación de la terminación oriental está en relación con el borde de la gran zona de cizalla levógira oblicua a las estructuras de primera generación hercínica existentes al N y NE de la zona estudiada (ORTEGA, en prep.). Por otro lado, la banda con esquistosidad de la parte sur podría interpretarse, igualmente, como otra zona de cizalla subparalela a la anterior. En efecto, el desarrollo de esta esquis-

tosidad coincide con la presencia de importantes fracturas o lineamientos visibles en imágenes de satélite y que se disponen paralelamente a la banda de cizalla antes mencionada. Por otra parte, la orientación de la esquistosidad descrita es compatible con la posición del plano XY del elipsoide de deformación asociado a una deformación por cizalla levógira a lo largo de estos accidentes (N 120-130° E). De este modo, los pliegues y la esquistosidad que afectan al sinclinal de Almadén en su extremo NE y en su zona meridional pueden ser interpretados como resultado de una sola etapa de deformación por cizalla de edad tardí-hercínica.

Llama, por otro lado, la atención el hecho de que la esquistosidad aparezca como resultado de un proceso relativamente tardío en la evolución estructural del Sinclinal de Almadén. Este hecho

podría haber sido causado por una elevación local de temperatura que habría dado lugar a un metamorfismo térmico tardío y a un comportamiento más dúctil de la roca, facilitando, por consiguiente, el desarrollo de la esquistosidad. Esta interpretación está apoyada por los datos existentes sobre el metamorfismo de la zona, que indican un aumento de grado hacia el flanco S del Sinclinal de Almadén (BLANCHERE, 1978). Resulta también interesante observar que es precisamente al E de Garlitos, lugar en que aparece el único granito tardihercínico que aflora en la zona, donde la esquistosidad alcanza un desarrollo particularmente notable. Es posible también que el ascenso de los materiales graníticos en esta zona esté facilitado por la presencia de las importantes fracturas N 120-130° E antes mencionadas. El contorno cartográfico del granito, elongado en una dirección subparalela a las fracturas, a pesar de su «fabric» completamente indeformada, apoya esta hipótesis.

Por lo que se refiere a las fallas, puede decirse que el grupo de fallas inversas ha sido el resultado de una compresión con dirección comparable a la que ha dado lugar al sinclinal, por lo que puede tratarse de fracturas ligadas al desarrollo de este pliegue y no excesivamente tardías en el contexto de la evolución estructural de la región. Sin embargo, las fallas de desgarre cortan netamente a todas las estructuras existentes y son, por tanto, fracturas tardías.

EL MAPA DE CONTORNOS ESTRUCTURALES

Teniendo en cuenta el buen conocimiento cartográfico de la zona estudiada existente en este momento, así como el conocimiento de la evolución estructural sufrida por ésta, se ha realizado un mapa de contornos estructurales del Sinclinal de Almadén, con lo que se persigue obtener una visión tridimensional de la estructura de la zona. El nivel que se escogió para la representación fue la Cuarcita de Criadero, que, como es sabido, presenta un gran interés desde el punto de vista metalogénico por albergar la mayor parte de los yacimientos de mercurio existentes en esta zona.

El método seguido para la confección del mapa fue diferente en los diversos sectores estudiados: así, para los sectores central y occidental, se realizaron 14 cortes transversales al sinclinal con un espaciado medio inferior a los 2 Km. Los datos

de profundidad aportados por estos cortes se completaron con los proporcionados directamente por el trazado cartográfico de la cuarcita, y ambos tipos de datos sirvieron para ir trazando los contornos, de forma que cuando se observaban discrepancias entre los datos disponibles se procedía a una revisión de los cortes, para comprobar si éstas eran debidas a interpretaciones asumidas en zonas con escasez de datos. De esta forma, un corte puede ayudarnos a conocer la estructura en los cortes adyacentes, en aquellos sectores de ellos en que no existe mucha información disponible.

En el sector oriental, la existencia de pliegues cartográficos en posiciones variadas hace necesario un tratamiento más complicado para la elaboración del mapa de isohipsas. Para ello, se ha tenido en cuenta, además de los cortes geológicos realizados, la posición en profundidad de las charnelas de los pliegues. Para hacer compatibles los datos obtenidos a partir de ambas fuentes de información, se ha considerado que las charnelas de los pliegues no pueden prolongarse indefinidamente en profundidad, por lo que su longitud, e incluso su inclinación, están condicionadas por:

- La posición de las charnelas de pliegues adyacentes. Muy frecuentemente, la prolongación de dos charnelas adyacentes indica que éstas deberían cruzarse en profundidad, lo cual implica una geometría complicada que es incompatible con la estructura sencilla que muestra la región.
- Las cotas que adquiere el techo de la Cuarcita de Criadero en los cortes realizados. El trazado y cota de las charnelas de los pliegues debe ajustarse a las que presentan en los cortes respectivos.

El mapa obtenido se muestra en la figura 6, y en él pueden observarse directamente las características geométricas que ya han sido descritas anteriormente. Merece la pena destacar, de todos modos, la morfología de la terminación NE del sinclinal, donde pueden verse muy bien los pliegues relacionados con su levantamiento lateral para formar una semicubeta. Son pliegues con el eje aproximadamente NE-SO e inclinado hacia el SO, y que terminan en profundidad. De esta forma, la Cuarcita de Criadero llega a alcanzar en la zona más profunda unos 3.600 m. bajo la superficie topográfica.

Ante una estructura complicada como la que

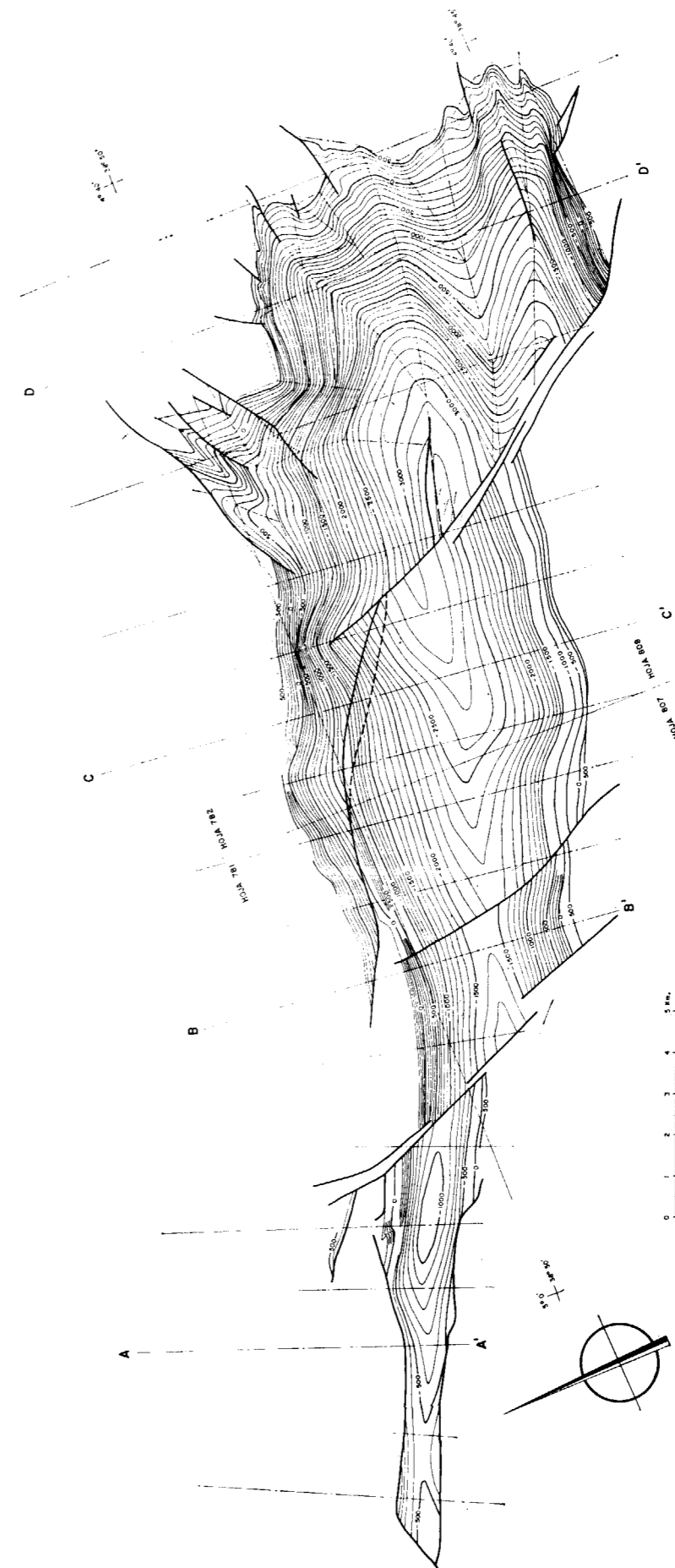


Figura 6.—Mapa de contornos estructurales para el techo de la Cuarcita de Criadero en el área del Sinclinal de Almadén. Las líneas con punto y trazo transversales a la estructura muestran la situación de los cortes utilizados para la construcción del mapa. Los cortes señalados con letras corresponden a los de la figura 3. En el sector oriental se indica también la división en áreas poligonales utilizadas para la restauración.

muestra en algunos sectores el mapa de contornos estructurales, se planteó la posibilidad de buscar alguna técnica que permitiese contrastar la validez de éste desde un punto de vista geométrico. Un método de hacer esto es la restitución de la superficie plegada al estado indeformado para comprobar que no existan problemas de espacio por incompatibilidad entre las estructuras representadas.

EL MAPA RESTAURADO

La elaboración de un mapa de la Cuarcita de Criadero, restituida al estadio indeformado, supone un método de balanceo tridimensional del mapa de contornos estructurales. Por otro lado, este mapa puede servir también para conocer la disposición inicial en la cuenca sedimentaria de algunas estructuras sinsedimentarias de interés metalogénico existentes en la Cuarcita de Criadero.

Un condicionante a considerar antes de comenzar la restauración es la deformación interna existente en las rocas, dado que pudo dar lugar a cambios de longitudes y de áreas. A fin de realizar una primera aproximación a este tema, se midió la deformación interna existente en la Cuarcita de Criadero sobre superficies de estratificación en el sector central del sinclinal. Para ello se utilizaron directamente moldes externos de artejos de crinoideos, o braquiópodos y trilobites utilizando el método de WELLMAN (1962). Los resultados se muestran en la figura 7, donde puede verse que sólo se encuentra deformación interna apreciable en la parte sur, coincidiendo con el área donde aparece la esquistosidad. La disposición variable de la lineación de intersección S_0-S_1 hace que, en las direcciones de los cortes, las superficies de estratificación presenten en algunos casos un estiramiento variable, aunque siempre pequeño, y en otros un cierto acortamiento. En estas condiciones tan variables, y teniendo en cuenta sobre todo que la magnitud de la deformación es siempre pequeña y debe originar cambios en líneas y áreas de poca entidad, se optó por prescindir de la deformación interna. Este hecho debe tenerse en cuenta, pues hace que los datos de la parte sur de la zona estudiada presenten una exactitud algo menor que los de la parte norte.

Como líneas de referencia para la restauración, se han utilizado los mismos contornos estructurales, y el método usado ha sido diferente en los sectores occidental y central, por un lado, y en el sector oriental, por otro.

En los sectores occidental y central se han utilizado como líneas de referencia auxiliares las intersecciones de los planos verticales de corte con la Cuarcita de Criadero, y lo primero que se ha hecho es restaurar estas líneas a la posición indeformada. Para ello, y por proyección estereográfica, se lleva el eje del pliegue a la horizontal en cada caso, y se aplica un giro igual a los flancos del pliegue. Posteriormente, se procede a abrir el pliegue, abatiendo los planos hasta la horizontal con el eje de giro en el eje horizontalizado del pliegue, y se mide la orientación en que quedan los sucesivos segmentos de cada corte, a fin de situarlos en el mapa restaurado en su posición correspondiente después de horizontalizar el eje.

Por otro lado, se han indicado en cada corte las longitudes de Cuarcita de Criadero existentes entre los puntos con un espaciado vertical de 100 en 100 m. Para la falla del flanco Norte, y suponiendo un movimiento exclusivamente como falla inversa, se ha realizado una restitución del desplazamiento que la falla muestra en cada uno de los cortes, considerando éste como el desplazamiento real. Estos datos se han situado sobre las líneas previamente restauradas, con lo que se dispone de la red de datos necesaria para comenzar el trazado de las isohipsas restauradas. Debido a las características de la deformación, la longitud de los segmentos de isohipsa medidos entre líneas de corte debe permanecer básicamente constante; de este modo, cuando en algún caso se han apreciado variaciones era necesario ir ajustando el trazado de los cortes.

Por lo que respecta al sector oriental, su complejidad estructural ha obligado a utilizar una metodología diferente, consistente en la subdivisión del sector en un conjunto de dominios poligonales (indicados en la fig. 6), que se han considerado planos a efectos de la restauración. A continuación se ha procedido al abatimiento individual de estos dominios utilizando como eje de giro en cada caso la isohipsa de menor cota. A medida que se obtiene la forma restaurada de los dominios y la disposición de las isohipsas dentro de ellos, se van encajando en el mosaico. La falta de ajuste entre las piezas indicaba siempre alguna

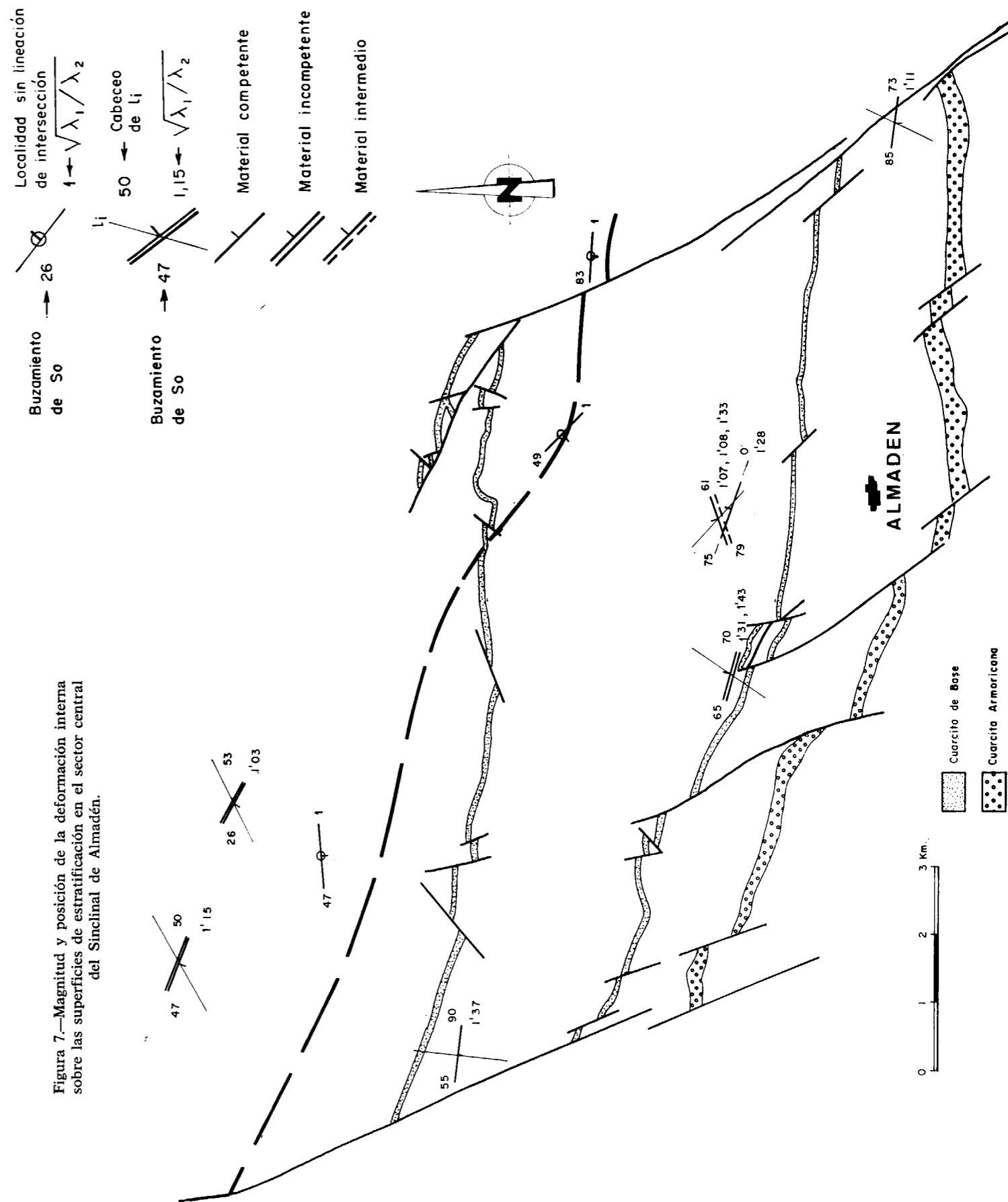


Figura 7.—Magnitud y posición de la deformación interna sobre las superficies de estratificación en el sector central del Sinclinal de Almadén.

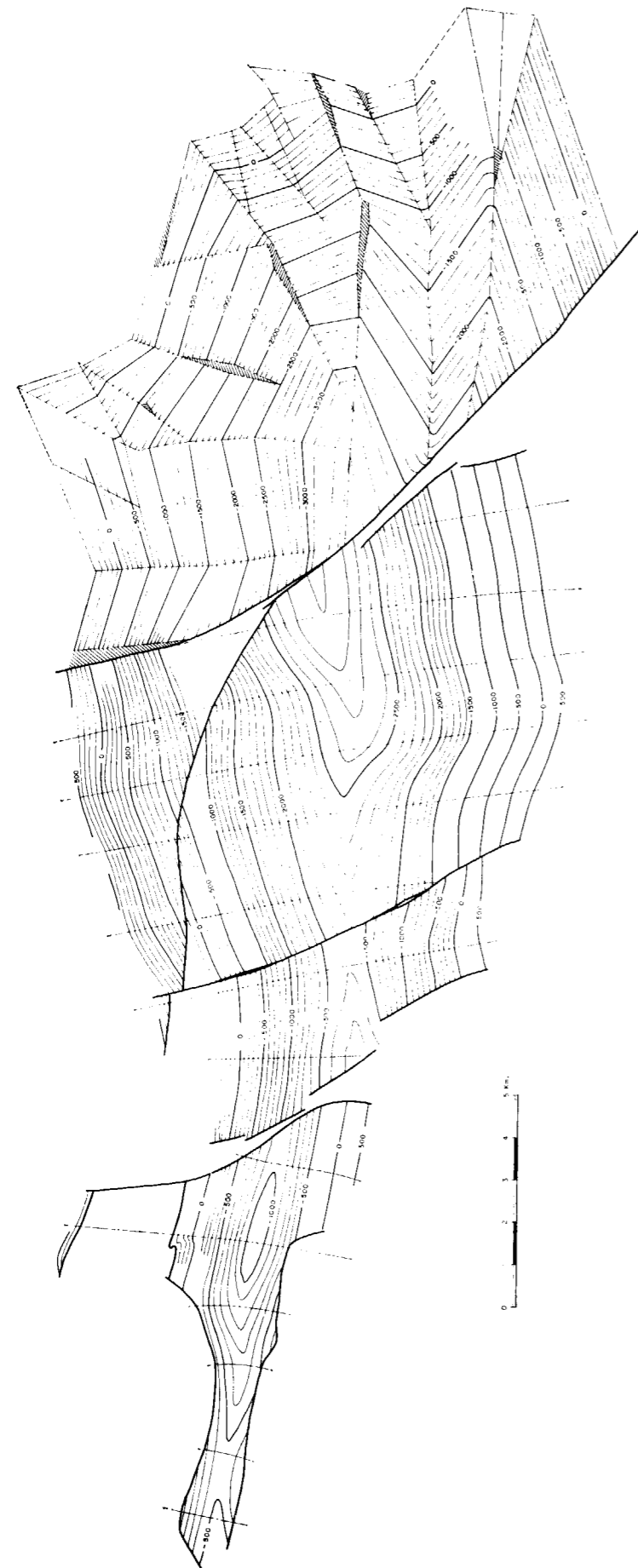


Figura 8.—Mapa restaurado para el techo de la Cuarcita de Criadero en el área del Sinclinal de Almadén. En los sectores central y occidental se indica con punto y trazo la posición de los cortes geológicos utilizados en la restauración. En el sector oriental se indica con el mismo signo los límites de las regiones poligonales utilizadas en la restauración

inviabilidad geométrica del mapa de isohipsas, que puede de este modo ser subsanada.

El resultado final se muestra en la figura 8, donde pueden verse además algunos errores finales de difícil eliminación, siendo destacable, sin embargo, la pequeña magnitud de tales errores, por lo cual la restauración es muy aceptable. El hecho de que esto sea así significa que el mapa de contornos estructurales de este sector es válido desde el punto de vista geométrico, y por tanto el método de restauración seguido representa un método de balanceo tridimensional del mapa de contornos estructurales comparable al método bidimensional, puesto a punto por DAHLSTROM (1969), para cortes geológicos.

AGRADECIMIENTOS

En este trabajo se presentan los principales resultados científicos del Convenio establecido entre la Universidad de Oviedo y la Empresa «Minas de Almadén y Arrayanes, S. A.», para el estudio estructural del Sinclinal de Almadén. Los autores agradecen a la empresa las facilidades dadas en todo momento para la realización y publicación de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I.: *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Inst. Geol. Min. España, 73, 195-327 (1962).
 BLANCHERE, H.: *Etude géologique et minière de la région de Chillón-El Borracho (Synclinal d'Almadén), Ciudad Real, Espagne*. These Doctoral, Univ. Paris-Orsay (1978).

CIRY, G.: *Contribution a l'étude géologique de la région d'Almadén*. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 36, 6, 295-300 (1936).
 CORTÁZAR, D.: *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real*. Bol. Com. Mapa Geol. España, 7, 289-329 (1879).
 DAHLSTROM, C. D. A.: *Balanced cross sections*. Can. Jour. Earth Sci., 6, 747-757 (1963).
 GARCÍA SANSEGUNDO, J., y LORENZO ALVAREZ, S.: *Revisión cartográfica del Sinclinal de Almadén a escala 1:25.000*. Minas de Almadén y Arrayanes, S. A., informe interno (1983).
 GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA, E.: *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja número 781 (Siruela)*. Inst. Geol. Min. España (en prensa).
 GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA, E.: *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja número 808 (Almadén)*. Inst. Geol. Min. España (en prensa).
 HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Mines d'Almadén. Guide Excursion B1*. Congr. Geol. Inter., 14 ses., Madrid (1926).
 MOLINA CÁMARA, J. M., y FERNÁNDEZ CARRASCO, J.: *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja núm. 782 (Valdemanco del Esteras)*. Inst. Geol. Min. España (en prensa).
 ORTEGA, E.: *La banda de cizalla de Mestanza-Abenajas-Herrera del Duque, dominio meridional de la zona Centrobérica* (en prep.).
 PRADO, C. DE: *Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo*. Bull. Soc. Geol. France (2.ª Ser.), 12, 182-204 (1855).
 VERGÉS, J.: *Estudio del complejo volcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real)*. Libro Jubilar J. M.ª Ríos, 3 (Contribuciones sobre temas generales) (1983).
 WELLMAN, H. W.: *A graphical method for analysing fossil distortion caused by tectonic deformation*. Geol. Mag., 99, 348-352 (1962).

Recibido: Diciembre de 1985

MINERIA

Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto

Por F. GARCÍA PALOMERO (*), J. L. BEDIA FERNÁNDEZ (*), M. GARCÍA MAGARIÑO (*) y E. J. SIDES (**)

RESUMEN

En este trabajo se describen las características de los diferentes tipos de gossan existentes en Riotinto en relación con su génesis; esta relación es la base de una evaluación del potencial total de recursos de oro y plata de la zona. Dicho potencial, posteriormente explorado y reconocido, es el punto de partida de un estudio técnico-económico para ampliar la capacidad de tratamiento de estos minerales. La justificación económica de esta ampliación de la planta requiere, además de la exploración de gossan, un estudio detallado (leyes, densidades, recobros metalúrgicos, impurezas, etc.) de los materiales a tratar en los primeros diez años de operación. Esta investigación detallada, así como la estimación de las reservas geológicas por métodos geoestadísticos, se describen con todo detalle en este artículo.

ABSTRACT

The following study describes the origins and characteristics of different types of Gossan ores at Río Tinto. This is the basis for the evaluation of the total potential resources of gold and silver in this zone. This potential, once explored, becomes the starting point for a tecnico-economical study to increase the mineral treatment capacity of the plant. The exploration and the detailed evaluation work carried out for the economical justification of this expansion are described within this paper.

1. INTRODUCCION

El gossan ha sido una importante guía de exploración de yacimientos de sulfuros masivos en la Faja Pirítica Ibérica, en los tiempos romanos y durante los siglos XIX y XX. Estos yacimientos fueron trabajados en general por sus contenidos en cobre y azufre, y el gossan superficial fue generalmente removido y transportado a escombreras junto a otros materiales, posteriormente revegetados.

El primer intento serio de obtención de oro y plata del gossan, empezó en 1967 con el proyecto de Cerro Colorado. Este proyecto, centrado en un stockwork con baja ley en cobre, en el núcleo del anticlinal de Riotinto, requería el desmonte de 17 millones de Tm. de gossan que fueron apiladas y tratadas al ritmo de un millón de Tm. al año con contenidos medios de 2,2 g/T. de oro y

40-50 g/T. de plata, y con recuperaciones metalúrgicas previstas de 80 y 35 por 100 respectivamente.

La posterior subida de precios de metales preciosos aumentó la importancia de estas operaciones dentro de la sociedad y la capacidad de la planta fue aumentando de forma progresiva hasta dos millones de Tm/año. Esto requería reservas adicionales de mineral que se localizaban fácilmente en las antiguas escombreras de gossan de colores rojos.

En 1982, una combinación de factores (bajada del precio del cobre y existencia de reservas totales para 8 ó 10 años de tratamiento) obligó a Riotinto Minera, S. A., a considerar y reevaluar el potencial total de materiales gossanizados. Este programa de dos fases se inició inmediatamente:

1.º Identificando todas las áreas de posibilidades de gossan hasta conocer el potencial total de reservas posibles.

2.º Reconociendo y evaluando con detalle las áreas más prometedoras y de fácil explotación cuyos resultados serían la base de los estudios de ampliación de la capacidad de la planta.

El programa de evaluación detallada sobre áreas prioritarias comprendía una intensa campaña de sondeos, estudios geológicos, análisis de muestras, pruebas de recuperación metalúrgica, estudio de densidades, chequeos, etc., información que se usó en el cálculo de reservas mediante un sistema computarizado, con la colaboración de personal de R. T. Z. Technical Services Limited; el resultado final fue un modelo de bloques que generó un inventario de minerales con las reservas de cada una de las diferentes áreas y tipos de gossan, con sus contenidos estimados de oro y plata. Este inventario de gossan fue la base de los consiguientes estudios mineros y económicos para la expansión de la capacidad de la planta de dos a cinco millones de Tm/año.

El trabajo que se inició en 1982 con la fase de exploración y cuyos primeros cálculos de reservas se terminaron en septiembre de 1984 ha continuado durante 1985 y 1986 mejorando el conocimiento del resto de las áreas, transfiriendo reservas a la categoría de seguras.

2. DESCRIPCION GEOLOGICA DEL AREA DE RIOTINTO

Las mineralizaciones de Riotinto (sulfuros masivos y stockworks) se sitúan dentro de la Faja Pirítica Ibérica, que está constituida por materiales paleozoicos (Devónico y Carbonífero), tal como se indica en la figura 1, y están relacionadas espacial y genéticamente con una etapa de vulcanismo. Las mineralizaciones tipo stockwork se localizan dentro de las rocas volcánicas, y las masas de sulfuros se localizan dentro de un nivel de rocas piroclásticas, frecuentemente sobre un stockwork. Genéticamente se admite que el vulcanismo fue la fuente de azufre y metales para originar estas mineralizaciones (SCHERMERHORN, 1971 b; WILLIAMS, D.; STANTON, R. L., y RAMBAUD, F., 1975).

Dentro de la Faja Pirítica la geología detallada de Riotinto se indica en la figura 2 (GARCÍA PALOMERO, F., 1974).

Las mineralizaciones de la zona se localizan en

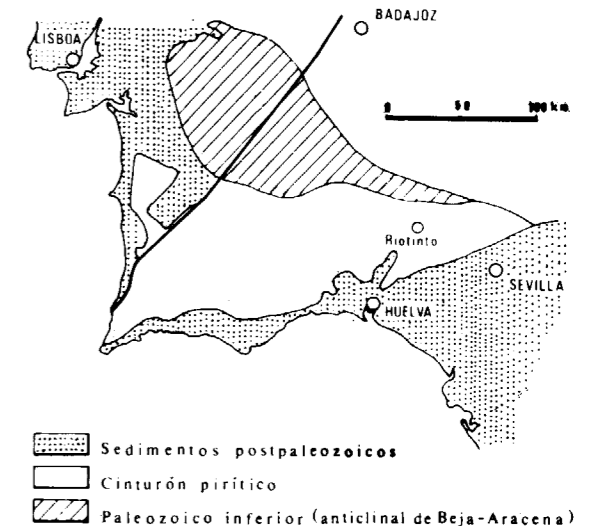


Figura 1.—Mapa de situación del Cinturón Pirítico Ibérico.

torno a una pequeña estructura anticlinal de rocas volcánicas, dentro de un gran sinclinal carbonífero, y junto a estas rocas han sido afectadas por los mismos procesos de plegamiento y erosión hasta quedar aflorantes en charnela y flancos de la estructura. El proceso de meteorización que ha afectado a toda la zona alcanza una profundidad media de 60-70 m., aunque en zonas específicas como son las masas de sulfuros y las grandes fracturas, esta profundidad aumenta hasta 100-120 m. En la figura 3 se indica la distribución de la zona de meteorización dentro de las mineralizaciones de Cerro Colorado.

3. CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DEL GOSSAN DE RIOTINTO

En este artículo el término gossan se define como una roca formada por óxidos e hidróxidos de hierro, solos o mezclados con otras rocas, que directa o indirectamente proceden de la meteorización de yacimientos de sulfuros próximos. Como en el área de Riotinto existen varios tipos de mineralizaciones de sulfuros, se presentan los siguientes tipos de gossan:

1. Gossan derivado de la meteorización de sulfuros masivos. Ocupa la misma posición espacial que esos sulfuros y en este artículo se le denominará «gossan masivo».

(*) Grupo Exploración Minera de Riotinto Minera, Sociedad Anónima.

(**) Río Tinto Zinc. Technical Services Ltd.

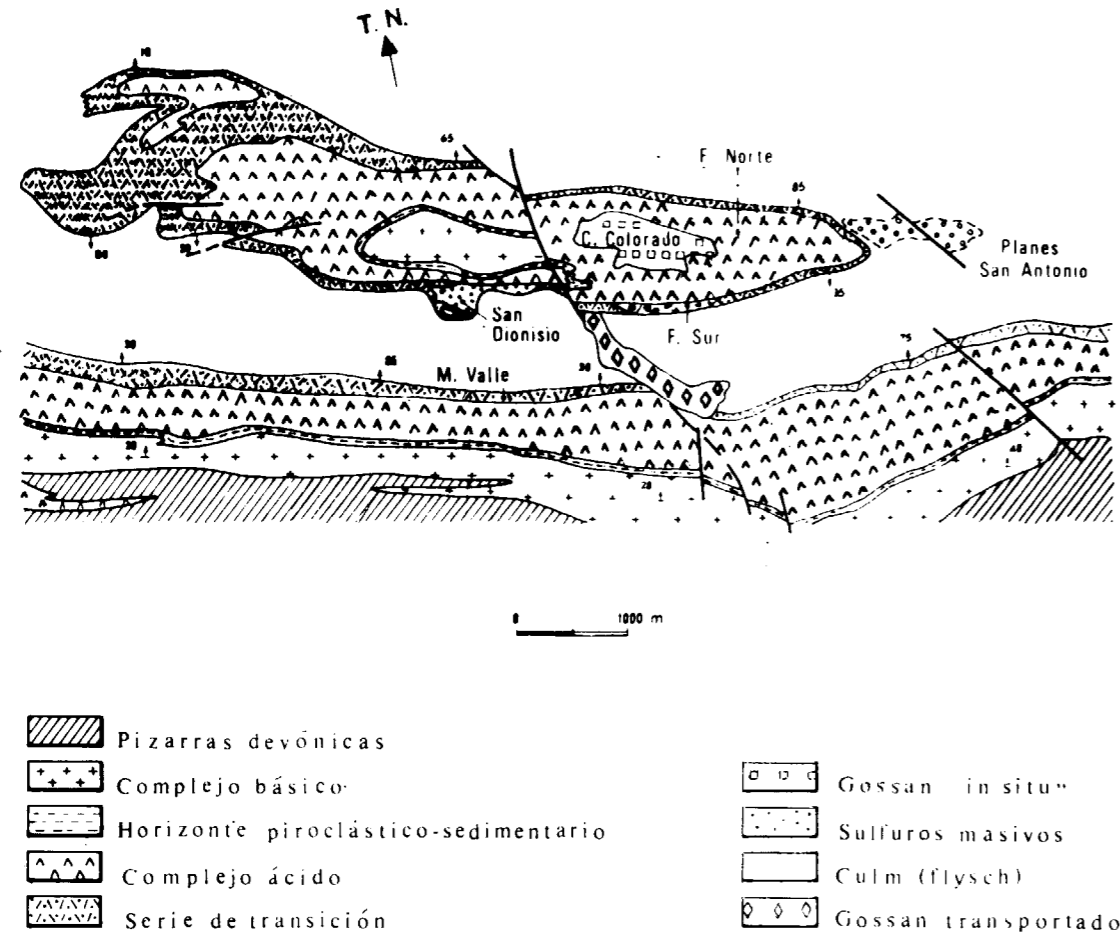


Figura 2.—Mapa Geológico Area de Ríotinto.

2. Gossan derivado de la meteorización de un stockwork de sulfuros y ocupando su misma posición. Se le denominará «pórfido gossanizado».
3. Gossan derivado de la alteración, y posterior impregnación de óxidos de Fe, de rocas piroclásticas y pizarras sin contenidos originales de sulfuros, pero próximas a ellos. Se les denominará piroclásticas y pizarras gossanizadas.
4. Gossan transportado, originado por la precipitación de óxidos de Fe a partir de las aguas superficiales.

3.1. Descripción del gossan masivo

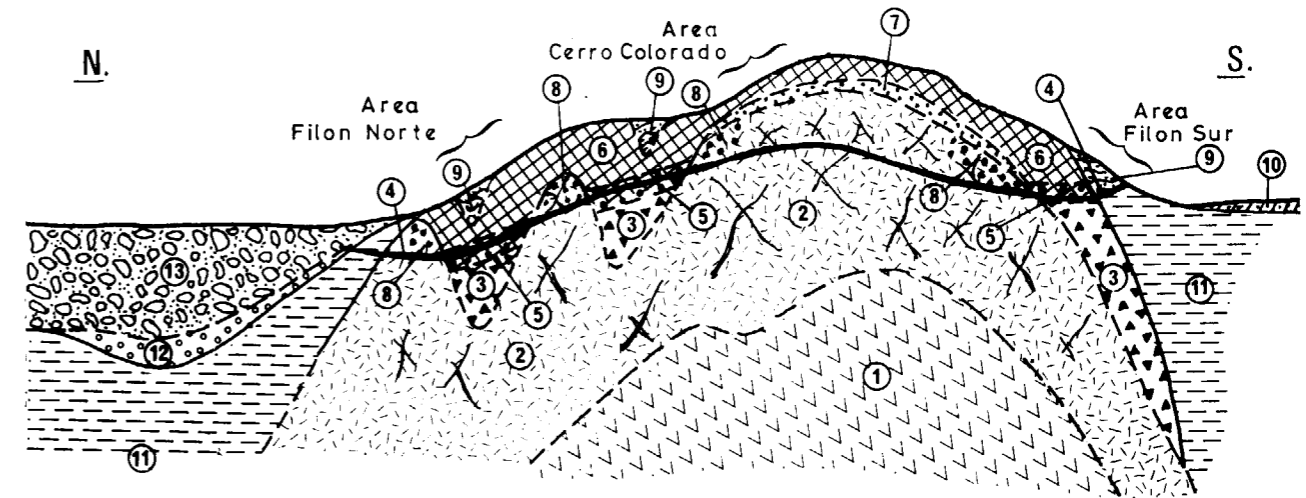
Todas las masas de sulfuros de Ríotinto próxi-

mas a superficie y hasta una profundidad de unos 100 m. han sido afectadas por un fuerte proceso de meteorización (oxidación), con su correspondiente disminución de volumen y densidad como consecuencia de la pérdida de S, Cu, Zn y parte del Fe. La composición media de estas masas de sulfuros es:

45-50 por 100 de S, 35-45 por 100 de Fe, 1 por 100 de Cu, 2 por 100 de Zn, 0,3-0,5 ppm de Au y 30-50 ppm de Ag.

La composición de un gossan masivo es: 70-90 por 100 de óxidos e hidróxidos de Fe. 1-2 por 100 de Pb, trazas de Cu y Zn. 1,8-2,5 ppm Au y 40-50 ppm. Ag. Resto fragmentado de cuarzo y contenido de Sn, Ba, Hg, etc.

La densidad media de este gossan es de 2,7-3



- | | |
|---|----------------------------------|
| 1 Rocas Volcánicas Básicas con Stockwork | 8 Gossan derivado de Stockwork |
| 2 " " Ácidas " " | 9 " " " Piroclásticas y Pizarras |
| 3 Sulfuros Masivos | 10 Gossan Transportado |
| 4 Limite de la meteorización | 11 Pizarras Carboníferas |
| 5 Zona de transición del Gossan a Sulfuros Masivos, 30m. de enriquecimiento secundario con altos contenidos en Cu, Ag, Au | 12 Escorias Antiguas |
| 6 Gossan procedente de oxidación de Sulfuros Masivos | 13 Escombreras |
| 7 Zona inferior del Gossan de 3m. de potencia con altos contenidos en Au, Ag y bajos en Cu | |

Figura 3.—Sección N-S indicando la zona de meteorización en las mineralizaciones de Cerro Colorado (Esquema).

gramos por centímetro cúbico, en comparación con 4,5-5,0 gramos por centímetro cúbico del sulfuro masivo original.

En estas composiciones se observa un enriquecimiento del Au de cinco veces su contenido original, mientras que la Ag se mantiene prácticamente igual, sin ningún enriquecimiento. Este enriquecimiento del Au es producido por su baja movilidad, que origina una concentración de tipo residual, mientras que la mayor movilidad de la Ag la hace emigrar a otras zonas en donde puede precipitar y originar otros tipos de gossan o de contenidos muy diferentes dentro del gossan masivo. Estas variaciones unidas a las diferencias de composición original de los sulfuros y en función de la estructura geológica, topografía, circulación de aguas subterráneas, etc., nos originan grandes variedades dentro de este tipo de gossan.

En el cuadro 1 se muestran unos sondeos en los que se observan estas diferencias de contenidos de Au-Ag.

En general, el oro y plata del gossan masivo tiende a concentrarse en la base de la mineralización como reflejo de su movimiento descendente durante la meteorización. El Au se supone que es transportado en partículas submicroscópicas de oro nativo. La plata es disuelta, transportada y más tarde depositada en forma de argento-jarosita (MARTÍN, E., 1981).

3.2. Descripción del pórfido gossanizado

La mineralización tipo stockwork de sulfuros, que se sitúa al muro de los sulfuros masivos, también se ha visto afectada por la meteorización.

Cuadro 1
Contenidos de Oro y Plata en Gossan de Sulfuros Masivos

de	Sondeo 2522		Sondeo 2520		Sondeo 2561	
	Au	Ag ppm.	Au	Ag ppm.	Au	Ag ppm.
0.00	1.40	9.00	0.40	10.10	0	0
"	1.00	7.30	0.20	4.00	0	0
"	1.40	19.50	1.60	4.60	0	0
"	2.60	9.80	12.00	109.20	0	0
"	0.40	3.80	8.28	96.30	0	0
"	1.00	43.00	7.20	118.40	0	0
"	3.00	80.80	12.00	134.40	0	0
"	2.40	60.50	11.60	113.80	0	0
"	4.80	30.70	7.20	78.50	0.48	20.63
"	1.20	13.40	5.00	51.50	1.50	106.25
"	0.68	18.20	4.80	16.00	0.78	68.13
"			5.20	9.20	1.33	109.75
"			3.40	34.20	2.13	175.00
"			2.80	53.80	2.38	197.50
"			0.50	12.10	3.60	405.00
"					3.83	275.00
"					4.30	355.00
"					4.38	350.00
"					3.83	350.00
"					2.55	285.00
Media Total	1.81	26.91	5.48	56.40	2.59	224.68
Relación Au/Ag			Muy alto 1/10		Muy bajo 1/87	
Relación media Au/Ag en Gossan de Sulfuros Masivos	1/25					
SONDEO 2522	Contenido normal en Au; Bajo en Ag					
SONDEO 2520	Contenido muy alto en Au; Normal en Ag					
SONDEO 2561	Contenido alto en Au; Anormalmente alto en Ag					

En este caso se nos producen los siguientes fenómenos:

- Oxidación de los sulfuros.
- Lixiviación de la roca volcánica.
- Impregnación de óxidos de Fe procedentes de otras zonas en la roca volcánica.

Los únicos elementos inalterados son los fenocristales de cuarzo.

Estos fenómenos producen gran variedad de tipos de pórfidos gossanizado. El de mayor interés es el originado por una impregnación de óxidos de Fe alóctonos, ya que la plata suele acompañar a esas soluciones cuando proceden de la zona de gossan masivo, en donde existe un déficit de plata equivalente a un 80 por 100 del contenido original, y que suele precipitar en este pórfido gossanizado.

En un stockwork la relación oro/plata es de 1/100 (0,08/8,0 ppm Au/Ag), idéntica a la de los sulfuros masivos. Pero en el pórfido gossanizado esta relación sube a 1/125, llegando frecuentemente a 1/500, en comparación con la existente en el gossan masivo que suele alcanzar valores medios de 1/20.

Independientemente de los valores medios de estos ratios Au/Ag, lo más destacado es que la plata se presenta distribuida de forma muy irregular, de acuerdo con su origen, apareciendo concentrada en zonas controladas por la estructura, la topografía y la circulación de aguas procedentes de la lixiviación de sulfuros masivos. Es posible que el oro también esté afectado por cierto grado de emigración dentro del propio stockwork, o bien a partir de los sulfuros masivos.

En el cuadro 2 se reflejan valores típicos y anormales de Au-Ag dentro de este tipo de gossan.

3.3. Descripción de las piroclásticas y pizarras gossanizadas

Este tipo de gossan no es muy importante cuantitativamente; no obstante, por su origen es de gran interés geológico, ya que nos permite profundizar en el conocimiento del proceso de gossanización.

Mientras los otros tipos de gossan siempre proceden de rocas más o menos mineralizadas, éste se origina a partir de rocas sin mineralizar que llegan a veces a transformarse en su totalidad.

Este proceso comienza por una impregnación de óxidos de Fe en la superficie de estas rocas y va profundizando a través de los planos de esquistosidad, fracturas y planos de estratificación.

Piroclásticas y pizarras gossanizadas se encuentran en zonas especiales, tales como las proximidades de la Falla Eduardo y el sinclinal de Quebrantahuesos, por las que circulaba abundante agua procedente de la lixiviación de sulfuros próximos. En este gossan, al igual que en el pórfido gossanizado, también se nos produce un enriquecimiento de plata y en menor proporción en oro. En el cuadro 3 se muestran algunos valores típicos de Au-Ag en este tipo de material, que en general presenta colores rojo-anaranjados y que frecuentemente conserva la estructura de la roca original.

3.4. Gossan transportado

Es un tipo de gossan bastante abundante en la zona, que se presenta en forma de terrazas y mesetas horizontales, o restos de éstas, con unos 5-10 m. de potencia. Se localiza a diversos niveles, entre la cota más alta del gossan, in situ, y el nivel del actual río Tinto, como ligado genéticamente a la evolución de este río (GARCÍA PALOMERO, 1974).

En general, aparece formado por capas delgadas de óxidos de Fe entremezcladas con fragmentos de otros tipos de roca, en especial de gossan masivo en las proximidades de éste. Estas capas se originan por sedimentación de óxido de Fe transportado en las aguas superficiales y que generalmente no tienen metales preciosos; en las zonas con fragmentos de gossan masivo se observa un aumento de oro-plata, que irá ligado a estos fragmentos rodados de un gossan in situ.

A la vista del gran déficit de plata de la zona y dada su gran movilidad, pensamos que podría haber precipitado en estas aguas estancadas, pero el contenido en Ag de este gossan es mínimo y suponemos que la Ag estaría diluida en las rocas del entorno o tal vez emigró en las aguas del río.

4. FILOSOFIA DE LA EXPLORACION DE GOSSAN

4.1. Modelo de exploración

El conocimiento de la posibilidad de hallar va-

Cuadro 2
Contenidos de Oro y Plata en Gossan de Stockwork

de	Sondeo 2714		Sondeo 2680		Sondeo 2866	
	Au gr/t	Ag gr/t	Au gr/t	Ag/gr t	Au gr/t	Ag gr/t
0.00 a	0.30	16.00	1.75	42.50	0.30	56.40
2.00	4.00	64.00	2.85	231.25	0.24	331.70
4.00	6.00	56.50	2.90	83.75	0.56	247.20
6.00	8.00	69.00	4.00	142.50	0.80	797.20
8.00	10.00	38.00	4.50	120.00	0.56	1578.60
10.00	12.00	38.00	4.50	120.00	0.36	589.70
12.00	14.00	6.00	4.70	48.75	0.56	875.10
14.00	16.00	2.00	3.85	36.25	0.26	331.50
16.00	18.00		3.10	40.00	0.10	155.30
18.00	20.00		2.55	116.25	0.46	115.00
20.00	22.00		2.35	115.00	0.26	106.80
22.00	24.00		1.75	100.00	0.30	407.10
24.00	26.00		1.75	190.00	0.30	241.20
26.00	28.00		1.15	206.00	0.26	108.90
28.00	30.00		1.15	206.00	0.40	5.90
30.00	32.00		1.70	256.00	0.16	4.00
32.00	34.00		1.70	256.00		
34.00	36.00		1.10	250.00		
36.00	38.00		0.85	170.00		
38.00	40.00		1.50	248.00		
40.00	42.00		1.00	262.00		
42.00	44.00		0.75	382.00		
44.00	46.00		0.40	45.20		
Media Total		36.18	2.25	159.45	0.36	371.97
Relacion Au/Ag		1/144	1/70		1/1033	

Relacion media Au/Ag en Gossan de Stockwork 1/100

SONDEO 2714 Valores normales de Au-Ag

SONDEO 2680 Alto en Ag anormalmente alto en Au

SONDEO 2866 Normal en Au anormalmente alto en Ag

Cuadro 3
Contenidos de Oro y Plata en Gossan derivado de Pizarras y Piroclásticas

de	Sondeo 2702		Sondeo 2703	
	Au	Ag pp.m.	Au	Ag pp.m.
0.00	0.35	12.50	0.40	71.25
"	0.15	20.00	0.55	212.50
"	0.30	206.25	0.75	412.50
"	0.10	81.25	0.55	395.00
"	0.05	4.00	0.40	202.50
"	0.05	4.00	0.50	310.00
"	0.05	4.50	0.45	237.50
"	0.05	4.50	0.70	13.00
"	0.05	2.50	0.30	10.00
"	0.20	25.50	0.40	20.50
"	0.20	25.50	0.95	158.75
"	0.05	11.50	0.70	83.75
"	0.55	74.50		
"	0.55	74.50		
"	30.00			
"	32.00			
"	34.00			
"	36.00			
"	38.00			
"	40.00			
Media Total	0.19	39.35	0.55	177.27
Relacion Au/Ag		1/207		1/322
Relacion media Au/Ag en Gossan de Pizarras 1/100				

SONDEO 2702 Muy bajo en Au

SONDEO 2703 Muy alto en Ag

lores de oro y plata económicamente interesantes en los tipos de gossan anteriormente descritos, y no solamente en el gossan masivo, como se admitía, aumentó considerablemente el número de objetivos a explorar. Este fenómeno deducido a partir de las zonas de gossan in situ se podía aplicar también a las zonas ya desmontadas y depositadas en escombreras.

Ante estas nuevas posibilidades se decidió como punto de partida conocer el tamaño del objetivo a explorar. Para ello, se reconstruyó la situación original de las mineralizaciones en el momento de iniciarse la meteorización y se calculó el total de oro y plata contenido en los sulfuros meteorizados, utilizando los valores medios de Au-Ag conocidos dentro de estos yacimientos; a estas cifras se les descontaron las cantidades tratadas hasta esa fecha. De esta forma se definió un objetivo de 100-120 toneladas de oro y 10.000-15.000 toneladas de plata, aunque conocíamos las dificultades que supondría localizar esta plata.

Paralelamente se realizaron estimaciones a través del volumen de cada tipo de material removido en las antiguas explotaciones; con las leyes medias de Au-Ag de estos materiales gossanizados se calculó el potencial total de las escombreras, que sumándolo al medido in situ y restándole lo ya tratado, nos daba una nueva cifra. Esta cifra es muy similar en el caso del oro, pero no así en la plata, ya que nos sigue apareciendo un déficit de un 50-60 por 100; es posible que esta plata esté en contenidos bajos dentro de las rocas no evaluadas.

4.2. Programa de exploración

Una vez conocido el tamaño del objetivo, así como las áreas de posible localización, tanto in situ como en escombreras, se realizó un programa de exploración para definir estas áreas y sus contenidos en metales preciosos. En esta exploración se realizaron:

- Calicatas y pocillos en zonas de escombreras.
- Sondeos con tricono y circulación inversa, también sobre escombreras.
- Sondeos con recuperación de testigo para materiales in situ.

Con esta información se definió la posición geológica de los materiales con Au-Ag, así como el volumen y contenidos medios estimados en oro-plata

de cada una de las zonas exploradas. El volumen total de estas áreas seguían confirmándonos el tamaño del objetivo anteriormente previsto.

En la figura 4 se sitúan todas las áreas de gossan, identificadas a través de esta campaña de exploración o anteriores.

4.3. Exploración detallada de las áreas prioritarias

Después de la exploración de las áreas con posibilidades y en función del potencial total de reservas posibles, la dirección de R. T. M. decidió realizar un estudio de viabilidad de la ampliación de la planta de tratamiento, pasando de 2,5 a 5 M. T/año. En este estudio era necesario garantizar las reservas de los primeros diez años de tratamiento, pasando parte de las reservas posibles a seguras. De entre el total de áreas conocidas se seleccionaron aquellas que por sus mayores contenidos en oro-plata, sus características metalúrgicas y su proximidad a la planta, eran prioritarias en su explotación; sobre estas áreas se programó una investigación detallada y un cálculo de reservas siguiendo un esquema que se indica en el cuadro 4.

La investigación detallada se realizó en dos etapas bien definidas:

- Trabajos de campo.
- Interpretación de resultados hasta definir un modelo geológico a utilizar en el cálculo de reservas de cada zona.

Dentro de los trabajos de campo se realizaron los siguientes estudios:

A) Geología

Para interpretar y evaluar correctamente los datos obtenidos en la investigación detallada, se ha realizado una geología de detalle de todas las zonas, identificando y delimitando los diferentes tipos de materiales que las componen, tanto in situ como en escombrera. Las unidades «litológicas» definidas que tienen suficiente entidad espacial como para tratarlas separadamente, son la base para agrupar los datos y obtener sus valores medios. Todos estos datos (leyes, densidades, recobro metalúrgico, etc.), se han codificado de acuer-

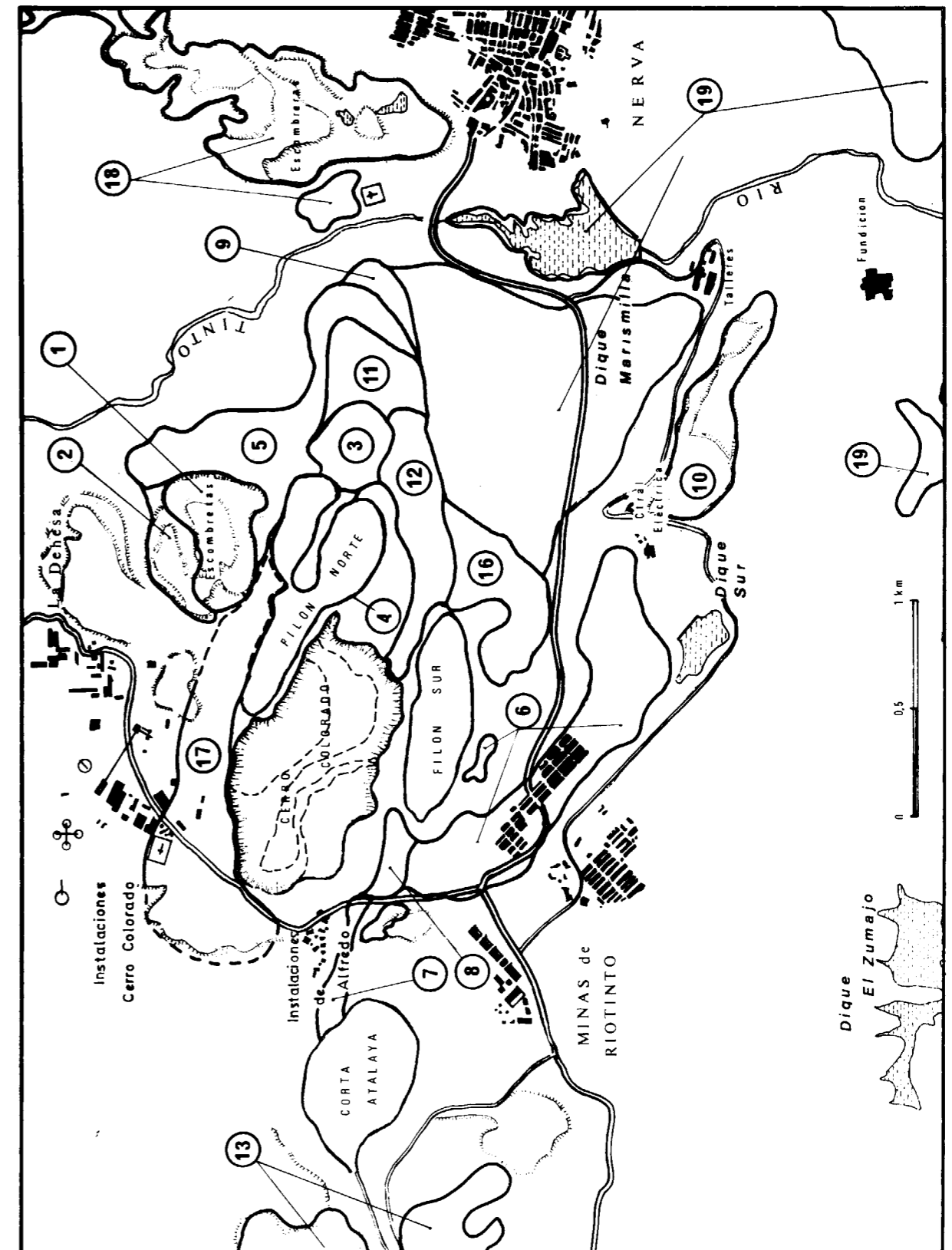
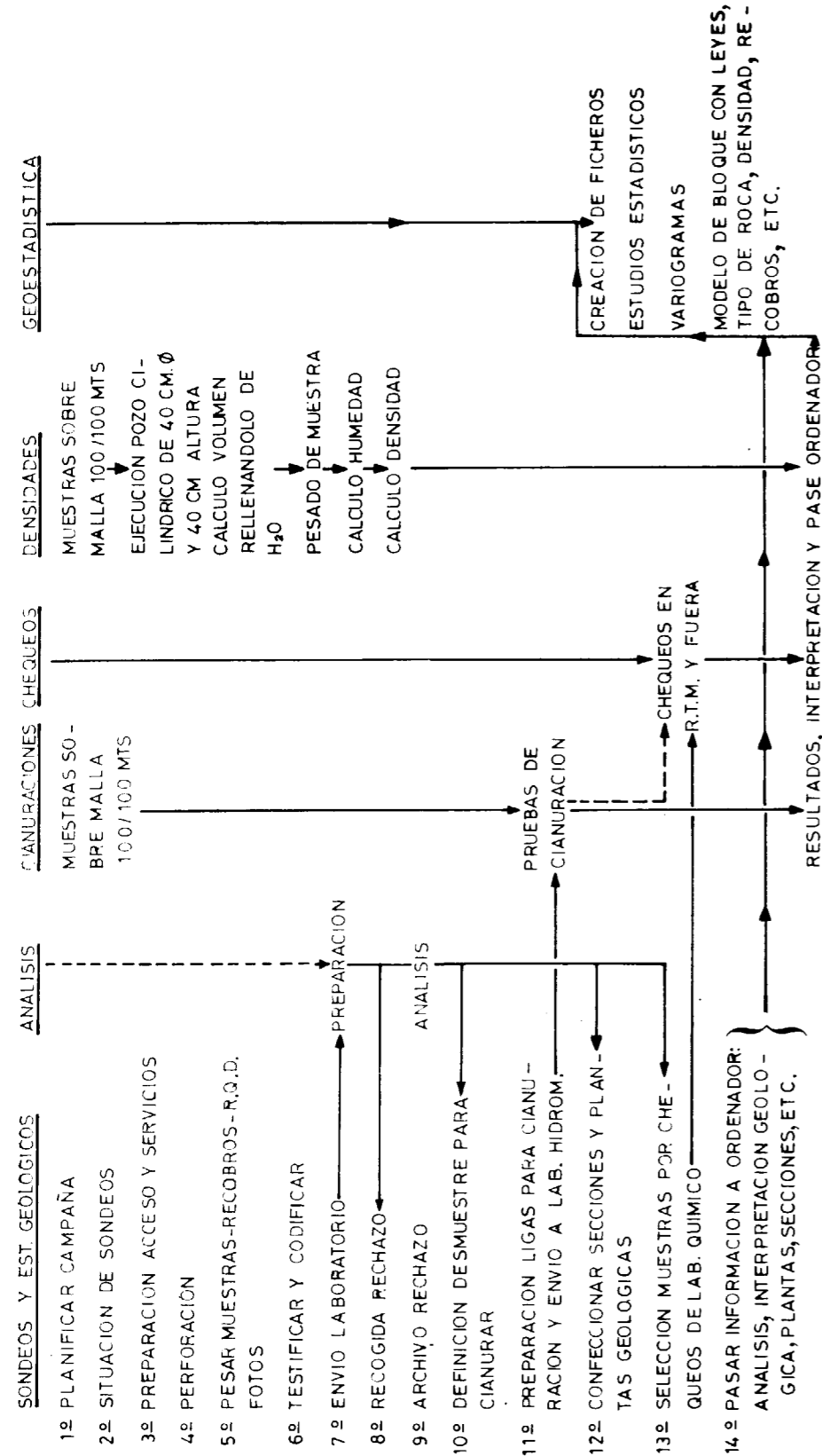


Figura 4.—Situación de las áreas de gossan.



* CADA MUESTRA PESA DE 50-100 KGS Y SE MANIPULAN 7 VECES DESDE QUE SE GENERA HASTA SU ARCHIVO DEFINITIVO, CON UNA PRODUCCION DIARIA DE UNAS 50-100 MUESTRAS.

Esquema de trabajo en el Programa Investigación de Gossan

Cuadro 4

do con el tipo de material o unidad litológicas a que pertenece; estos materiales son los siguientes:

- Gossan masivo.
- Pórfido gosanizado.
- Piroclásticas gosanizadas y sin gosanizar.
- Pizarras del Culm gosanizadas y sin gosanizar.
- Stockwork.
- Escombreras de cada uno de los materiales anteriores.

B) Sondeos

Las áreas prioritarias en principio y posteriormente las restantes, después de ser exploradas mediante diversos tipos de muestras, han sido sondeadas en una malla variable en función de su estructura geológica (70×70 m. máxima y 25×25 m. mínima). Los sondeos se han realizado con tricono y circulación inversa para evitar contaminaciones de las muestras. Estas muestras de dos m. se testifican geológicamente, se calcula el porcentaje de muestra recogida, se codifica el tipo de material y se analiza por fusión para Au-Ag y posteriormente para Cu, S, Pb, Zn por métodos convencionales en los laboratorios de la mina.

El total perforado en este proyecto desde 1982 hasta 1 de enero de 1986 es de 39.156 m. en sondeos cuya profundidad media es de unos 25-35 m. En estas perforaciones, la mayor dificultad se presentaba en la recuperación de muestra, ya que los materiales son generalmente muy porosos y al perforar con aire a presión, se pierde parte de la muestra; no obstante, la recuperación media de la campaña es de un 70 por 100 y se considera aceptable.

C) Medidas de densidad

A causa de la gran irregularidad de los materiales, con diferentes composiciones, granulometrías y grado de compactación, ha sido necesario realizar una campaña de medidas de densidades para conocer sus variaciones, y sus valores medios por área y por tipo de material.

Aun conociendo la densidad media de los materiales y sabiendo que el tonelaje total no iba a sufrir grandes variaciones usando esta densidad media (diferente in situ que en escombreras), era necesario conocer bien sus variaciones espaciales,

ya que las zonas más densas coincidían con las más ricas en oro y más pobres en plata. Los primeros estudios indicaron que era el parámetro que más incertidumbre introducía en las reservas totales de metales preciosos.

El método utilizado en las escombreras ha consistido en la apertura de pozos circulares de 50 cm. de diámetro por 50 cm. de profundidad, a los que se les medía el volumen, el peso de la muestra y la humedad, y se les estudiaba el tipo de material. Estos pozos se han realizado en malla aproximada de 100×100 m., con un total de 140 muestras reagrupadas por área y tipo de material, y así se han obtenido sus densidades medias posteriormente utilizadas en el cálculo de reservas.

En los materiales in situ se han utilizado valores obtenidos en la operación minera.

D) Cianuraciones

Al igual que el contenido en oro y plata de cada zona, era necesario conocer el grado de recuperación de estos metales junto al consumo de reactivos. Para este estudio se preparó un programa de pruebas de cianuración en laboratorio, tratando de reproducir el proceso de la planta industrial, una vez conocida la correlación entre ambos procesos.

Se han realizado 434 pruebas sobre muestras de sondeos de malla 100×100. Sus resultados se han agrupado por zonas y tipo de material para utilizarla posteriormente en los planes de producción.

E) Chequeos

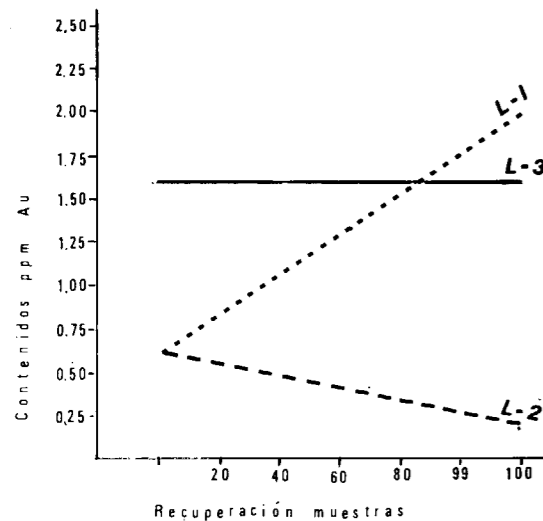
Como toda la evaluación del proyecto se basaba en los resultados de unas muestras, y teniendo en cuenta los bajos contenidos en oro-plata de las mismas, cualquier error o desviación sistemática introducido en el proceso de toma de datos, podría tener grandes repercusiones económicas sobre este proyecto. Para detectar estos posibles errores sistemáticos, se definió un programa de chequeos:

1. Correlación entre porcentaje de muestra recuperada y contenidos de oro-plata

Tal como se ha citado, la recuperación de la muestra en este tipo de materiales presentaba algunas dificultades y era necesario conocer si en

estas bajas recuperaciones se nos producía un enriquecimiento o empobrecimiento de la muestra recuperada. Para detectar estos fenómenos se han realizado estudios de correlación de oro y plata en función del porcentaje de muestra, dentro de cada tipo de material y cada área.

En general no se observan tendencias claras, salvo en dos áreas y tipos de material tal como se indica en la figura 5. En un material se observa un empobrecimiento al aumentar la recuperación: esto que podía ser peligroso en la evaluación, se ha comprobado con otros estudios que tiene una explicación geológica, ya que las zonas más compactas son las menos alteradas y con menores contenidos en oro. En otro material se observa el efecto contrario, con un mayor contenido de oro en las muestras con mayor recuperación; esto nos introduce una infravaloración de la ley, ya que no tiene explicación geológica, pero como la zona es de poco volumen no se ha realizado ninguna correlación.



- L-1 Empobrecimiento de las muestras de poca recuperación. Sin explicación geológica.
 L-2 Enriquecimiento de las muestras de poca recuperación. Con explicación geológica (muestras de ley alta sobre material rico en Au de difícil perforación).
 L-3 Sin correlación entre recuperación y ley. Es una situación normal.

Figura 5.—Correlación entre recuperación de muestra y contenido en Au.

2. Chequeos del proceso de análisis por fusión

Para detectar posibles desviaciones sistemáticas en este proceso, en especial en los contenidos más problemáticos (los próximos al cut-off), se ha preparado un grupo de 430 muestras procedentes del rechazo de la muestra original, y se han enviado a tres laboratorios diferentes para ser analizados de nuevo. Estas muestras constituyen una muestra representativa del total, tanto por el rango de valores como por los tipos de materiales y por las fechas en que fueron analizadas. Los laboratorios utilizados fueron: el de Riotinto (un año después del análisis original) y dos de Inglaterra.

Los resultados se compararon estadísticamente y se comprobó que la única diferencia correspondía al de Riotinto, en el que se obtenían valores inferiores a los de los otros dos. A la vista de que esta diferencia era mínima se decidió no corregir los datos originales utilizados en la evaluación de reservas. Estas diferencias observadas en los análisis de oro, no se observan en los análisis de plata, aunque en éstos se presenta una gran dispersión de valores.

En la figura 6 se muestran estas correlaciones.

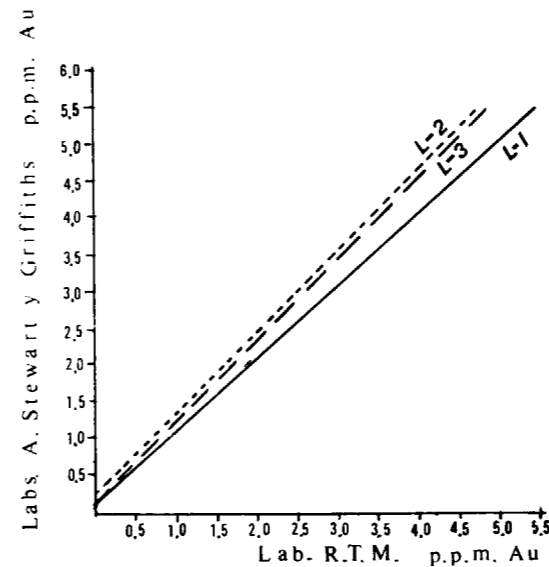
3. Chequeo de resultados de las pruebas de cianuración

Al igual que en los análisis, se han realizado comprobaciones de las cianuraciones de laboratorio, para conocer si había grandes desviaciones. Se ha utilizado un laboratorio exterior a R. T. M., y los resultados han sido similares, confirmando que los recobros de oro oscilan entre el 70-80 por 100 del contenido total y la plata entre el 35-45 por 100; este bajo recobro de plata nos obliga a seguir investigando en esta dirección, dado que el valor contenido en relación al de oro aumenta en los minerales a tratar en el futuro.

4.4. Estimación de reservas

Con todos los datos obtenidos en campo y laboratorio, según secuencia que se indica en cuadro 4, se planteó la necesidad de su interpretación para llegar finalmente a unas reservas geológicas (inventario de minerales) que pudieran ser utilizadas en el diseño y elaboración de un plan minero.

Dada la gran abundancia de datos, distribui-



- L-1 Correlación análisis originales y sus repeticiones en Lab. R.T.M.
 Coef. Correlación: 0,95.
 Línea de regresión: $Y=1,01 X+0,05$.
- L-2 Correlación análisis originales Lab. R.T.M. y sus repeticiones en Lab. A. Stewart.
 Coef. Correlación: 0,98.
 Línea de regresión: $Y=1,12 X+0,07$.
- L-3 Correlación análisis originales Lab. R.T.M. y sus repeticiones en Lab. Griffiths.
 Coef. Correlación: 0,97.
 Línea de regresión: $Y=1,11 X+0,06$.

Figura 6.—Chequeos de análisis.

dos en varias rocas, generalmente de poco volumen, y necesitándose que todos ellos estuviesen integrados en un sistema mecanizado para facilitar la elaboración del plan minero, se decidió la creación de una matriz de bloques en un ordenador. Este tipo de tratamiento, diferente de la evaluación geológica clásica, requiere el establecer un modelo geológico de cada una de las áreas en estudio para que la información sea tratada de acuerdo con las unidades geológicas del modelo, que son las ya indicadas en el estudio geológico detallado, pero interpretadas tridimensionalmente a base de los datos de sondeos. Cada uno de los datos obtenidos (análisis, densidades, cianuraciones, recuperación de muestra, etc.), se ha codificado de acuerdo con las citadas unidades geológicas a que pertenece, para su entrada en ordenador y un posterior tratamiento.

4.4.1. Equipo disponible

En junio de 1983 se instaló en Riotinto un ordenador dedicado a la estimación de reservas y planificación minera. El Hardware usado está centrado en un Perin Elmer 3210 con 3 Megabytes de memoria, procesador de coma flotante y unos 400 Megabytes de memoria en disco. Además, se disponía de una mesa digitalizadora para la introducción de planos, dos plotters Benson de tambor más uno pequeño de Hewlett Packard, impresora y dos terminales (ver cuadro 5).

El Software estaba basado inicialmente en una librería de estadística y geoestadística (escrita en Fortran) de RTZ Technical Services, con la que se construyeron los primeros programas y a la que se añadieron varias librerías más hechas en Riotinto para la realización de nuevos cálculos y programas de dibujo principalmente.

4.4.2. Entrada de datos

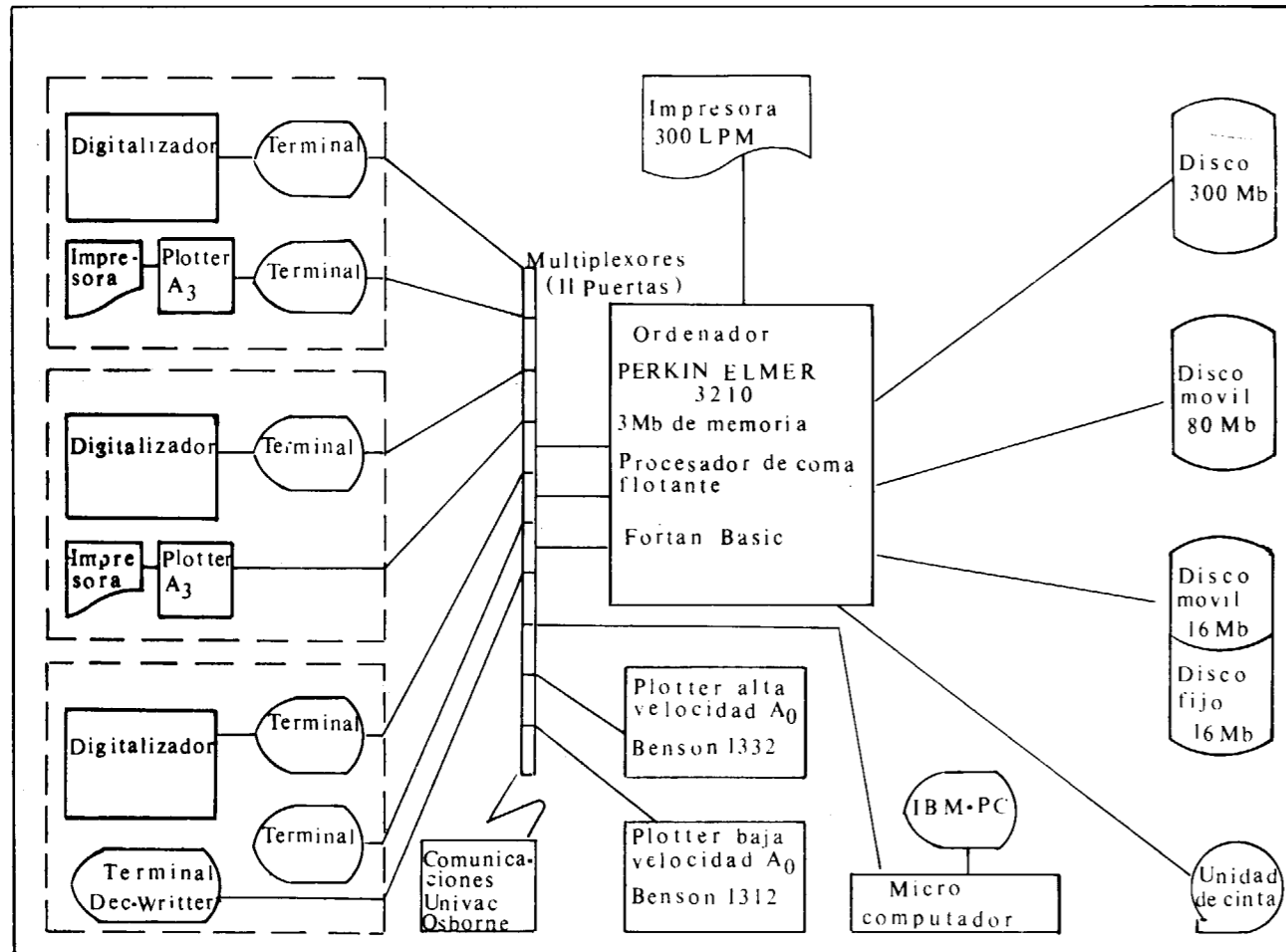
A) Datos de Sondeos

Con un programa específico para entrada de datos de sondeos se fueron escribiendo en ficheros del ordenador los diversos datos recogidos en la campaña de sondeos, tales como: número y datos de la boca del sondeo; profundidad y coordenadas de la muestra; resultados del análisis químico para los diversos elementos estudiados (Cu, S, Pb, Zn, Au y Ag); código de unidad geológica; recuperación de la muestra; código de área, etc... Este programa calcula automáticamente las coordenadas de cada muestra a partir de las coordenadas, rumbo e inclinación de la cabecera del sondeo, y la profundidad en cada caso.

B) Matriz de bloques y matriz de rocas

Para este proceso de estimación de reservas se decidió utilizar un modelo de bloques cubriendo la mayor parte de las áreas de gossan, con una situación y tamaño de los bloques compatible con la matriz ya existente para cobre en Cerro Colorado.

El tamaño de los bloques es de 12,5 m. en E-O, 10 m. en N-S y 5 m. de altura por encima de 400 m. de cota y 6 m. por debajo. Este tamaño, ocho veces menor que el usado en la matriz de cobre, se ha elegido en función del reducido tamaño de algunas de las unidades geológicas a estimar.



Cuadro 5 Organización del Ordenador y sus periféricos

El número total de bloques para cada banco es de 90.000, que multiplicado por los 29 niveles existentes dan un total de 2.610.000 bloques en la matriz. Aunque este gran tamaño produce algunas limitaciones y dificultades en el trabajo con el ordenador, fue preferible tener un modelo único para evitar conflictos entre los límites irregulares de las distintas áreas y poder obtener un inventario total (reservas geológicas).

Este inventario de minerales, que más tarde se pasó a planificación minera, consiste en tres matrices de bloques iguales; la primera conteniendo los códigos geológicos (usados para controlar el proceso de estimación, seleccionar la densidad y otros parámetros) y las otras dos conteniendo

las leyes estimadas de oro y plata, respectivamente, para cada bloque.

Los códigos geológicos fueron introducidos en la llamada matriz de rocas, digitalizando las unidades geológicas previamente definidas en cada nivel. El cursor de la mesa digitalizadora es pasado por los contactos de cada una de las unidades geológicas representadas en cada planta y a todos los bloques cuyos centros caen dentro del perímetro digitalizado se les asigna automáticamente el código seleccionado.

De la misma forma, y en esta misma matriz de rocas, se introdujo el contacto con el aire, es decir, la superficie topográfica de toda el área cubierta por la matriz.

C) Por último, fueron introducidos en el ordenador y en ficheros, aparte, el resto de los datos necesarios para completar el estudio, tales como las medidas de densidades, pruebas de cianuración, chequeos de análisis, etc...

4.4.3. Geoestadística y tratamiento de los datos

Introducción

El objetivo del estudio geoestadístico es alcanzar la mejor estimación posible de las leyes para cada bloque, que serán la base para el inventario de minerales y la planificación minera. El método utilizado es el «Kriging», que al minimizar la varianza de estimación nos da la mejor estimación lineal posible de cada bloque. Para utilizar el «Kriging» debidamente, es necesario hacerlo sobre muestras que correspondan a una misma población estadística, y por tanto el primer paso consiste en el estudio estadístico de todas las unidades ya definidas. Posteriormente, se obtienen los variogramas experimentales y sus modelos para cada unidad o grupo de unidades que forman una población.

A) Estadística y distribución de frecuencias

Se obtuvieron los parámetros estadísticos, así como el histograma de frecuencias y curva acumulada para cada área y para cada una de las poblaciones geológicas mineralizadas (3 «in situ» y 7 en escombreras), que normalmente coinciden con las determinadas en el campo y en los sondeos, pero que ocasionalmente es necesario subdividir las nuevamente si se comprueba la existencia de más de una población en un solo código y que además posee entidad espacial. En otras ocasiones (caso de la plata con bastante movilidad), la población se extiende a más de un código geológico, por lo que pueden ser estudiados conjuntamente como una única población.

El ejemplo correspondiente al oro del gossan de sulfuros masivos «in situ» (código 1) de la zona central puede verse en la figura 7, donde se observa una clara tendencia hacia una distribución logarítmico-gaussiana (ver figura 8). Este carácter es menos acusado cuando se trata de gossan en vacías, los cuales poseen una tendencia más gaussiana normal, posiblemente debido a la mezcla y homogeneización de estos materiales (fig. 9).

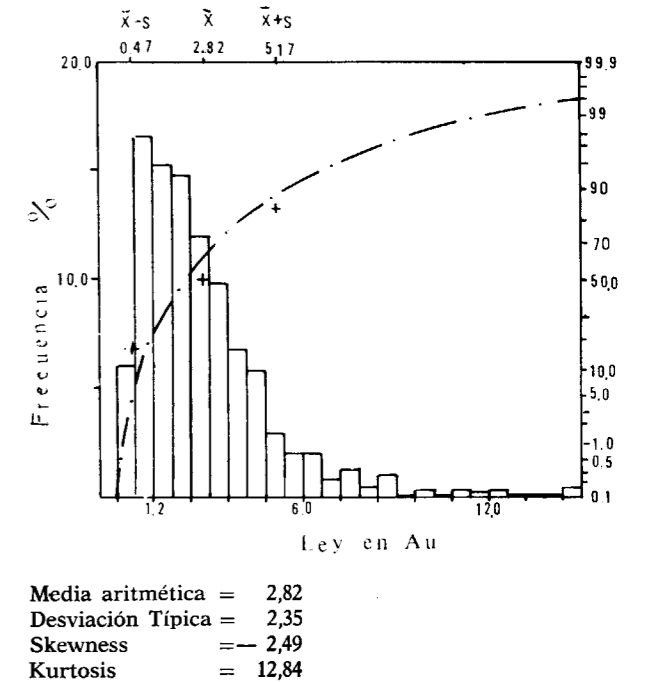


Figura 7.—Resumen estadístico. Au en gossan de sulfuros masivos «in situ».

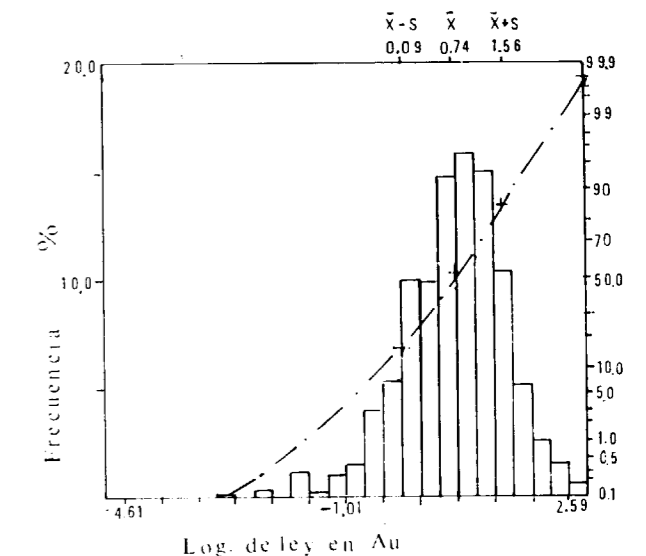


Figura 8.—Resumen estadístico Log Au en gossan de sulfuros masivos «in situ».

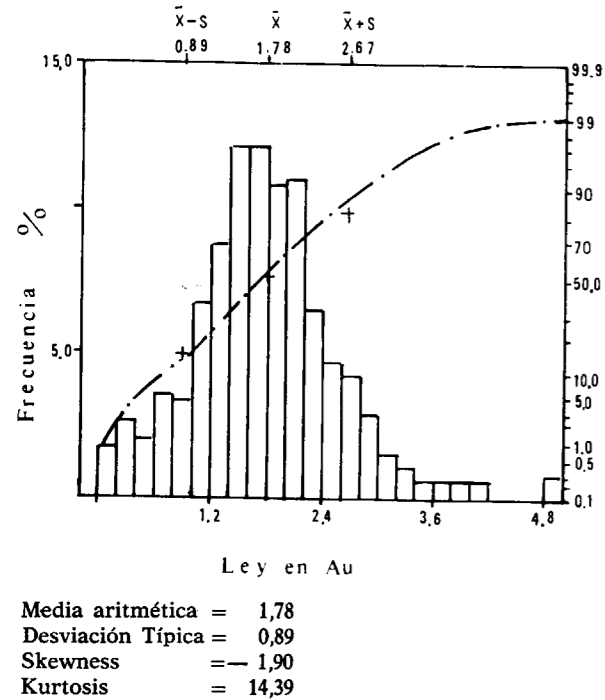


Figura 9.—Resumen estadístico Au en escobrerías.

El carácter logarítmico provoca diversos problemas en el tratamiento geoestadístico, especialmente con los valores más altos, que se encuentran muy distanciados del valor medio y por tanto ocasionan efectos desproporcionados sobre la media y la varianza de la población.

B) Variogramas experimentales

Se calculan los semivariogramas y covariogramas para oro y plata de cada población en cada área para cada una de las tres direcciones fundamentales de las unidades geológicas tanteando con diversos parámetros (intervalo entre las comparaciones, tolerancias en cada eje, muestras originales o composiciones, exclusión de algunas muestras anómalas, etc...), y se seleccionan los que presentan una mejor tendencia.

Para el conjunto de los variogramas obtenidos pueden observarse algunas características generales:

a) La anisotropía direccional es más patente en los variogramas para oro que en los de plata, tanto en el caso de gossan «in situ»

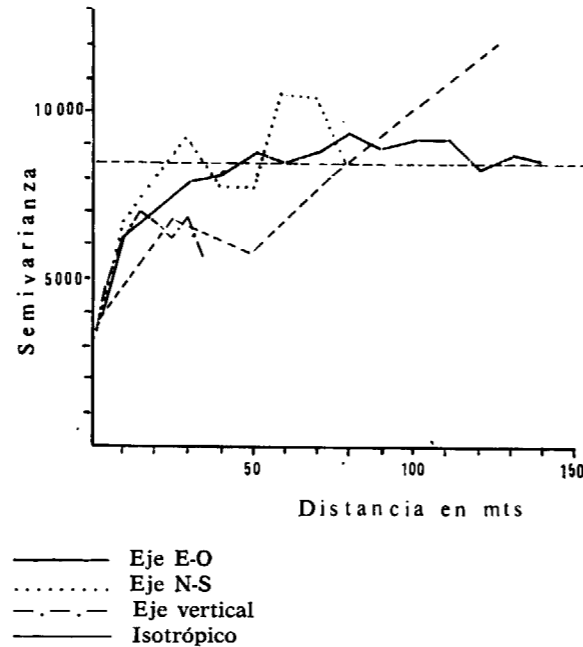


Figura 10.—Semivariogramas experimentales. Ag en gossan «in situ».

como en escobrerías. Asimismo, los mejores variogramas para plata en gossan «in situ» se obtiene combinando los tres tipos de rocas mineralizadas existentes (fig. 10).

Todo ello parece reflejar la mayor movilidad de la plata en el proceso de meteorización, mientras que el oro todavía muestra una variación espacial que refleja más las diferencias originales dentro de cada roca y para cada una de ellas.

b) En el gossan «in situ» los mayores rangos o alcance de los variogramas se obtienen en la dirección E-O, lo cual se explica geológicamente, ya que los pliegues discurren con una dirección aproximada E-O y por tanto las comparaciones siguen la dirección de la estratificación y están dentro de un nivel de meteorización similar (fig. 11).

c) Es evidente la anisotropía del gossan en vacías, con una variación más rápida en la vertical. Esto puede ser reflejo de la manera como se crearon, con materiales de procedencia similar en una fase determinada y con acumulaciones en extensiones horizontales (fig. 12).

C) Modelo de variograma y comprobación

Con un programa interactivo se tantean distintos variogramas teóricos sobre los obtenidos experimentalmente hasta ajustarlos lo mejor posible (figs. 13 y 14).

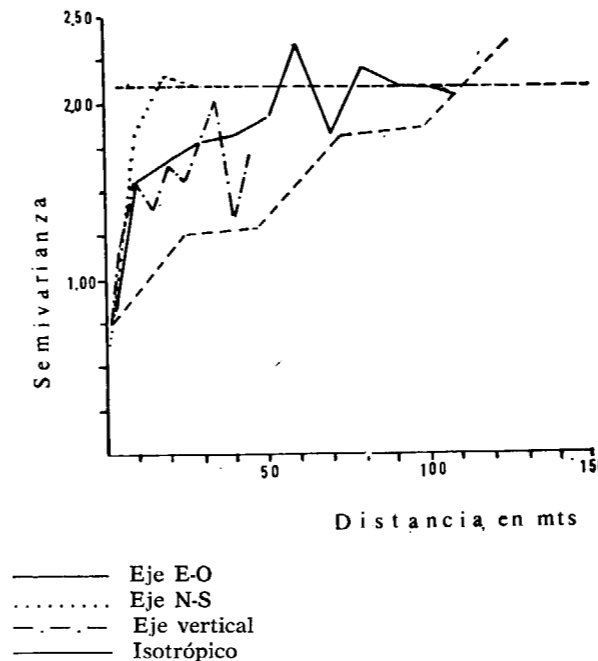
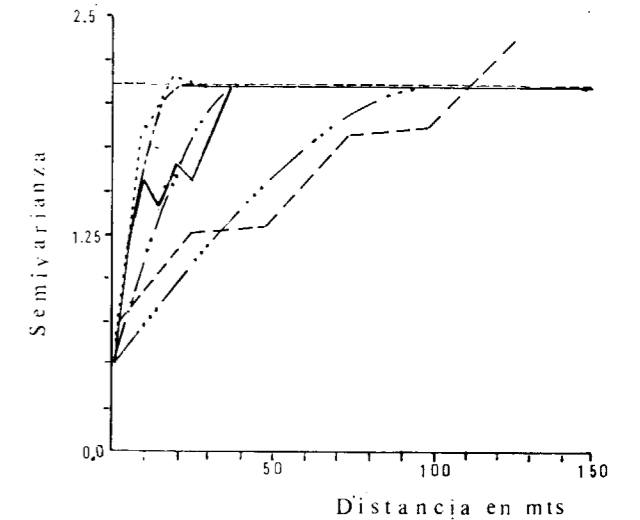


Figura 11.—Semivariogramas experimentales. Au en gossan de sulfuros masivos «in situ».



Varianza de pepita = 0,5
 Varianza de meseta = 2,1
 Rango E-O = 100
 Rango N-S = 40
 Eje vertical = 20

Figura 13.—Modelos de semivariogramas de tipo esférico para cada eje. Au en gossan de sulfuros masivos.

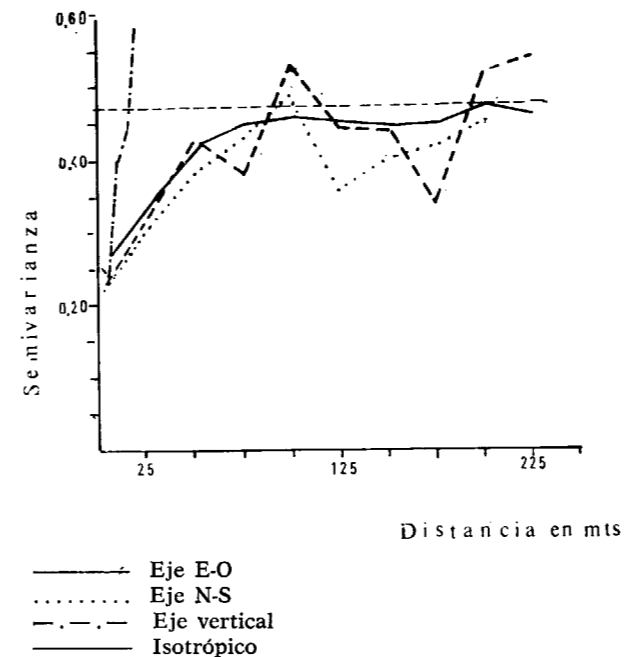
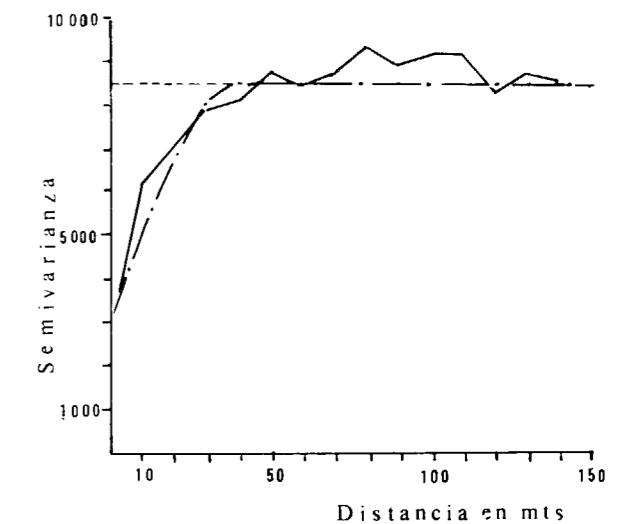


Figura 12.—Semivariogramas experimentales. Au en escobrerías.



Varianza de pepita = 3.000
 Varianza de meseta = 8.500
 Rango = 40

Figura 14.—Modelo de semivariograma de tipo esférico en caso isotrópico. Ag en gossan «in situ».

Después, los variogramas teóricos así obtenidos para cada eje (o uno solo en el caso isotrópico) son probados mediante el programa de «cross validation point Kriging», que en esencia consiste en hacer estimaciones de los puntos en los que se tienen análisis a partir de las muestras de alrededor y comparar el valor así estimado con el valor real de ese punto. De esta manera se obtienen una serie de parámetros estadísticos para las dos poblaciones (la real y la estimada) que nos indican la calidad teórica de los modelos elegidos; en particular es importante lograr que la media de las varianzas de estimación coincidan lo mejor posible con la media de las varianzas de «Kriging». La población estimada tiene una media muy parecida a la media de la población de los datos, pero con una varianza menor.

Un ejemplo del resumen gráfico de un «cross validation point Kriging» correspondiente al mo-

delo seleccionado para Ag en las escombreras de la zona de Filón Norte, puede verse en la figura 15.

D) Estimación e inventario de minerales

La estimación de las leyes en oro y plata se hace normalmente mediante un «Kriging» simple usando un modelo de semivariograma esférico. En dos áreas (stock de gossan bueno y stock de gossan malo) con material muy homogéneo se realizó la estimación mediante una media móvil utilizando el mismo programa que para el «Kriging», pero igualando la varianza del efecto de pepita a la varianza de la meseta.

Los resultados son comprobados dibujando plantas donde figuran las leyes de oro y plata en cada bloque además de los límites de cada tipo de roca, y plantas donde figuran los sondeos y los

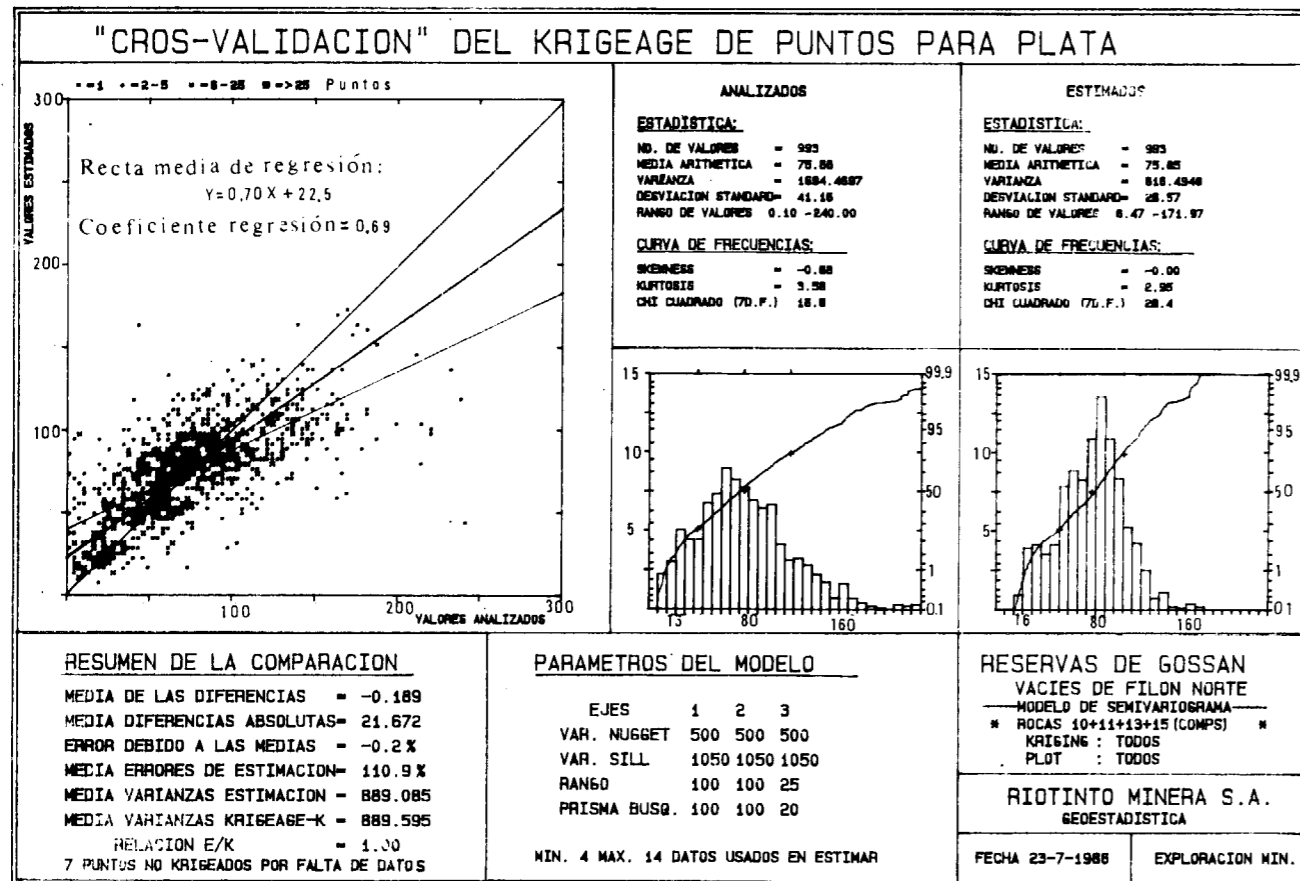


Figura 15.—Representación gráfica de la comprobación de un modelo.

valores medios obtenidos dentro del banco para cada sondeo. De esta forma es fácil contrastar los resultados con los datos originales.

Finalmente se realiza un inventario de minerales calculando tablas de ley/toneladas, para lo cual se calculan previamente las densidades medias para cada uno de los diferentes tipos de rocas en cada área.

5. CONCLUSIONES

Por primera vez se ha estudiado el gossan en su conjunto como una mineralización producida por un proceso de meteorización a partir de unos yacimientos de sulfuros con sus contenidos de oro y plata. La reconstrucción de estos yacimientos de sulfuros nos ha permitido definir el potencial total de oro-plata existente en los materiales gossanizados.

El estudio global del proceso de meteorización como causante principal de la redistribución de metales preciosos nos ha permitido identificar las áreas de posible concentración de estos metales.

El programa de exploración para identificar el potencial total de metales preciosos se ha realizado con resultados satisfactorios. El volumen total de materiales identificados (reservas seguras+probables+posibles) se estima en unos 100 millones de toneladas (ver fig. 16).

La investigación detallada y evaluación de reservas seguras para justificar económicamente una exposición de la planta de tratamiento desde 2,5 a 5,0 millones de t/año, se ha realizado con resultados positivos. Este trabajo continúa de forma lenta hasta confirmar como reservas seguras el potencial total de la zona. En la figura 16 se observa la evolución de las tres categorías de reservas.

Los cálculos de reservas se han podido realizar con rapidez al utilizar un ordenador instalado para este fin (cálculo de reservas y planes mineros).

El cálculo de reservas se ha realizado con éxito por métodos geoestadísticos, que han confirmado las diferencias geológico-genéticas definidas en el

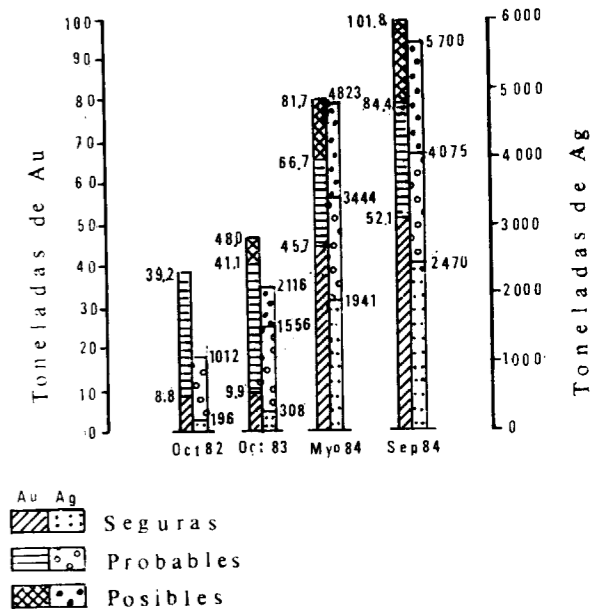


Figura 16.—Evolución Reservas de Gossan.

estudio geológico de campo, tanto de materiales «in situ» como de escombreras.

El resultado final de este estudio es la simulación del yacimiento en el ordenador con sus principales parámetros, a base de varias matrices de bloques con sus leyes, tipos de roca, densidad, recuperación metalúrgica, etc. Con estas matrices los equipos de Planificación Minera diseñan y planifican la mejor alternativa minero-metalúrgica.

Los estudios de reconciliación entre las estimaciones y las producciones de áreas geológicas específicas o de períodos determinados, indican una buena correlación.

AGRADECIMIENTO

Agradecemos a la Dirección de R. T. M., S. A., su permiso y apoyo para la realización de este trabajo. Como colaboradores de este proyecto queremos expresar nuestro agradecimiento a los equipos de Planificación Minera, Laboratorio Hidrometalúrgico, Laboratorio Químico.

BIBLIOGRAFIA

- ALFARO, M.: *Introducción práctica a la Geoestadística*. Ed. Centro de Cálculo E. T. S. de Minas de Madrid (1974).
- ALFARO, M.; MÍGUEZ, F., y VILLALÓN, M.: *Estudio Geoestadístico del yacimiento de Cerro Colorado*. Bol. Geol. y Min., T. LXXXVIII - IV, 312-315 (1977).
- DAVID, M.: *Geostatistical Ore Reserve Estimation*. Elsevier Scientific Publishing Company (1977).
- DAVIS, J. L.: *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons.
- GARCÍA PALOMERO, F.: *Caracteres estratigráficos del Anticlinal de Riotinto*. Studio Geologico, VIII (1974).
- GARCÍA PALOMERO, F.: *Caracteres Geológicos y Relaciones Morfológicas y Genéticas de los Yacimientos del Anticlinal de Riotinto*. Instituto Padre Marchena. Exp. Dip. Prov. de Huelva (1980).
- GARCÍA PALOMERO, F.: *Geología de las mineralizaciones de Riotinto y en modelo genético*. Libro Homenaje a Carlos Felgueroso. C. G. S. y otros (1983).
- MARTÍN, E.: *Mineralogía y Génesis del Cerro Colorado (Río Tinto)*. Tesis Doctoral (1981).
- SCHERMERHORN: *An outline stratigraphy of the Iberian Pirite belt*. Bol. Geol. y Min. LXXXII, fases tercera y cuarta (1971).
- WILLIAMS, D.: *Gossanized breccia-ores, jaroziites and jaspers at Rio Tinto Spain*. Trans. Inst. Min. Metall., núm. 526, 1-12 (1950).
- WILLIAMS, D.; STANTON, R. L., y RAMBAUD, F.: *The Planes San Antonio Pyritic deposit of Rio Tinto, Spain its nature, environment and genesis*. Inst. of Min. and Met., vol. 84 (1975).

Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos.

R. RAMÓN-LLUCH y J. CRUZ-SANJULIÁN (*)

RESUMEN

La aplicación sistemática a los acuíferos kársticos de Vizcaya del análisis de correlación y espectral, con objeto de descubrir la estructura de las series cronológicas de lluvias y caudales y de definir las características esenciales del funcionamiento de los acuíferos, ha aconsejado desarrollar para dicho análisis un método de tratamiento automático, especialmente adaptado al archivo informatizado de datos hidrogeológicos puesto a punto en este Departamento. El programa presentado en este trabajo incluye, además de la etapa de cálculo, la representación gráfica de los resultados obtenidos.

RESUME

L'application systématique aux aquifères karstiques de Biscaye de l'analyse corrélatrice et spectrale, dans le but de décrire la structure des séries chronologiques des pluies et des débits et de définir les caractères essentiels du fonctionnement des aquifères, a conseillé de développer pour cet analyse une méthode de traitement automatique, spécialement adaptée au stockage informatique de données hydrogéologiques mis au point à ce Département. Le programme présenté dans cet article inclut, en plus de l'étape de calcul, l'édition graphique des résultats.

1. INTRODUCCION

En el estudio de sistemas hidrogeológicos inexplorados, la información disponible está representada exclusivamente en muchas ocasiones por las series cronológicas de los datos de Precipitación y Caudal de la o las surgencias. Este es, en particular, el caso de la mayor parte de los sistemas kársticos de Vizcaya estudiados en este Departamento (**).

El análisis de series cronológicas de este tipo ha sido utilizado ampliamente, pero enfocado sobre todo a suplir la falta de datos o a verificar la validez de los mismos. Sin embargo, MANGIN

(1981 a y b) ha propuesto la aplicación del análisis de correlación y espectral como medio de descripción de la estructura de series cronológicas de lluvias y caudales.

El análisis simple se basa en el empleo del correlograma, determinado por los coeficientes de autocorrelación para distintos pasos de tiempo, y en el del espectro de densidad de varianza, que corresponde a la transformada de Fourier del correlograma (MANGIN, 1981a). El correlograma analiza la dependencia entre los sucesos para intervalos de tiempo cada vez mayores; el espectro de densidad, por su parte, suministra una descomposición de la varianza total de la serie para diferentes frecuencias.

Tal análisis puede aplicarse para comparar diferentes sistemas o incluso distintos ciclos hidrogeológicos de un mismo sistema. Ello permite evidenciar las reacciones de un determinado acuífero a corto, medio o largo plazo como respuesta a la precipitación. De este modo, el análisis no se limita a informar acerca del comportamiento

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias (Lejona). Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.

(**) Este trabajo forma parte del «Estudio Hidrogeológico de Vizcaya», realizado en este Departamento para la Excma. Diputación Foral del Señorío, a través de la Fundación Euskoiker. A la Excma. Diputación agradecemos tanto su colaboración como la autorización para publicar los presentes datos.

global del sistema, sino que pone de manifiesto características específicas, tales como el efecto memoria, el tiempo de regulación, etc., lo que, en última instancia, involucra aspectos de tanto interés como es el de la importancia de las reservas y la regulación del acuífero.

Por su parte, el análisis cruzado de la correlación entre lluvias y caudales expresa la respuesta del sistema ante una determinada señal de entrada (la precipitación), para distintos pasos de tiempo; el correlograma se obtiene para distintos «retardos» y el espectro se expresa con ayuda de dos funciones: la función de amplitud y la función de fase (MANGIN, 1981b). Dado que la entrada puede ser considerada puramente aleatoria, el correlograma cruzado representa la respuesta impulsional del sistema, lo que podría interpretarse como el hidrograma unitario. El espectro, por su parte, aporta dos tipos de información: la función de amplitud suministra una descomposición de la varianza total entre entrada y salida para diferentes frecuencias, mientras la función de fase es el medio de estimar, para cada una de esas frecuencias, el desfase entre entrada y salida.

Combinando los análisis espectrales, simple y cruzado, se obtienen otras funciones: la de coherencia, que define la correlación entre los sucesos observados a la entrada y a la salida del sistema, y la función de ganancia que indica cómo la señal de entrada, modificada por el sistema, resulta ampliada, si la ganancia es mayor de uno, o atenuada en caso contrario.

De este modo, esta técnica puede ser útil tanto para verificar el modelo conceptual adquirido sobre el sistema con la información cualitativa de superficie, como para revelar aspectos no evidenciados de forma directa por dicha información. En suma, el análisis correlatorio y espectral resulta adecuado para definir las características esenciales de los sistemas hidrogeológicos y su funcionamiento. Es por esta razón por la que este método está siendo sistemáticamente aplicado a los sistemas estudiados en este Departamento en el marco del «Estudio Hidrogeológico de Vizcaya». Dado el elevado número de datos que se manejan (un mínimo de un año en cada caso), el número de sistemas estudiados y el tipo de cálculos a realizar (MANGIN, 1984), es obligado recurrir a la automatización del proceso. Esta necesidad es la que ha impulsado a la elaboración del pro-

grama que se presenta en este artículo; la particularidad del mismo reside en que la entrada de datos se realiza a partir de ficheros previamente grabados en disco, y obtenidos a su vez en ordenador por el método puesto a punto en este Departamento (CRUZ-SANJULIÁN, 1984), y en que la salida de datos incluye no sólo la impresión de las tablas pertinentes, que muestran los resultados del tratamiento, sino también la elaboración automática de las gráficas que representan todas las funciones mencionadas.

MATERIAL UTILIZADO

Para la elaboración de este programa se ha dispuesto del siguiente material:

- Un ordenador Apple IIe con monitor Hantarex y ampliación de memoria a 64K.
- Dos unidades de disco Mitac.
- Una impresora Epson de 132 columnas.
- Un plotter C. ITOH CX-4800.
- Un digitalizador.

OBTENCION DE LOS DATOS DE PARTIDA

El presente programa de análisis de correlación está englobado dentro de un proyecto más general, que incluye la obtención automática del hidrograma a partir de los limnigramas procedentes de una serie de estaciones de aforo instaladas por este Departamento (cf. CRUZ-SANJULIÁN, 1984).

El proceso informático comienza con el tratamiento de los limnigramas obtenidos en las estaciones de aforo correspondientes. Mediante digitalizador se introducen los datos de altura de la lámina de agua en el ordenador.

La entrada de datos es cómoda y rápida, ya que consiste únicamente en recorrer la curva del limnigrama con el visor o «ratón» del digitalizador, el cual transmite al ordenador las coordenadas (x, y) de los puntos de la curva.

El programa crea y graba en unidad de disco un fichero que almacena estas coordenadas de altura de la curva, hasta el momento en que son requeridas de nuevo por el programa para transformar, mediante los cálculos pertinentes, las alturas de la curva en datos de caudales.

Como el limnigrama es continuo, se discretiza en intervalos iguales de 1 mm. (que equivale a dos horas) y se calculan los caudales para estos intervalos de tiempo. Se crea así un nuevo fichero que almacena los datos de caudal de un mes, con un valor cada dos horas, lo que supone un término medio de 360 datos de caudal por fichero.

El fichero de caudales queda entonces disponible para ser utilizado en diferentes tratamientos: obtención del hidrograma o del logaritmo de caudal, caudales clasificados o, caso que nos ocupa, análisis de correlación y espectral.

El método descrito en este trabajo representa, pues, un eslabón más en una serie de programas encadenados en los cuales se aprovechan los resultados obtenidos en etapas precedentes, almacenados en disco, de modo que se incorporan a los sucesivos programas de cálculo de forma automática. De este modo se facilita considerablemente la entrada de datos, al evitar la larga y tediosa tarea de teclear gran número de cifras, y al mismo tiempo se minimiza el riesgo de introducción de datos erróneos.

DESARROLLO DEL PROGRAMA

El programa comienza (fig. 1) con el dimensionado de las matrices y variables que van a ser utilizadas (líneas 10-21). Como hasta el momento sólo está previsto efectuar correlogramas de ciclos no superiores a los tres años, se han dimensionado las variables de correlación hasta 125, por ser éste el valor de truncamiento adecuado para estos ciclos. Del mismo modo (línea 16), se puede introducir hasta un máximo de 1.100 días en los datos de pluviometría P(z) y en los de caudales Q(z).

Para poder tratar ciclos superiores a los cinco años habría que modificar estas variables, dimensionándolas al valor correspondiente de 250 ó 500 según la longitud de los ciclos.

La primera opción que presenta el programa, una vez dimensionadas las variables, es la elección entre realizar un correlograma simple con una sola serie de datos, o bien un correlograma completo entre dos series, consistente en el cálculo del correlograma simple de ambas series más el correlograma cruzado entre ambas (líneas 2.200-2.250).

CORRELOGRAMA SIMPLE

Elegida esta opción, el programa conduce a la subrutina de las líneas 700-725 en que, además de la posibilidad de consultar el catálogo de ambas unidades de disco (línea 700), demanda al teclado los datos correspondientes al nombre de la estación (N\$) de la que provienen los datos, el período de tiempo comprendido entre la toma del primer dato y el último (P\$) así como qué tipo de unidades representan los datos, ya sea milímetros en caso de pluviometría, o litros/seg. para los caudales, o cualquier otra unidad pertinente.

Como la realización de los cálculos de correlograma es una operación larga (puede tardar varias horas), se ha previsto la posibilidad de guardar los resultados del cálculo en un fichero bajo el nombre COR. SIM-P\$N\$ (línea 2.150), con la doble finalidad de poder dividir el tiempo de realización en dos jornadas si se desea y de repetir la realización de los gráficos correspondientes sin necesidad de tener que hacer de nuevo todo el largo proceso de cálculo. Por ello, en la siguiente subrutina (líneas 2.100-2.142) se puede optar por dos opciones:

- Cálculo de correlograma...
- Sólo gráfica...

La segunda opción sólo es válida en el caso de haber ya realizado la primera, con el consiguiente cálculo de correlogramas, y si sólo se desea dibujar las gráficas del correlograma a partir de los datos almacenados en el fichero mencionado más arriba.

Cuando se ejecuta el programa por vez primera, se tomará la opción primera, que nos llevará, inmediatamente, a la subrutina de la línea 800 que trata de la introducción de los datos de partida en el ordenador.

En efecto, la línea 800 nos presenta dos modos distintos de introducir los datos: a mano, es decir, tecleando los datos uno a uno (líneas 830-880), o por medio de la lectura de ficheros previamente grabados en la unidad de disco correspondiente. Se ha dejado la posibilidad de introducir los datos a mano por si fuera necesario realizar algún correlograma a partir de información no integrada en el proceso general de tratamiento de datos, aunque lo normal es efectuar el cálculo sobre series de datos previamente grabados en disquete. Las líneas 830-880 permiten la entrada de datos a mano y, una vez efectuada ésta, se vuelve a la línea 35.

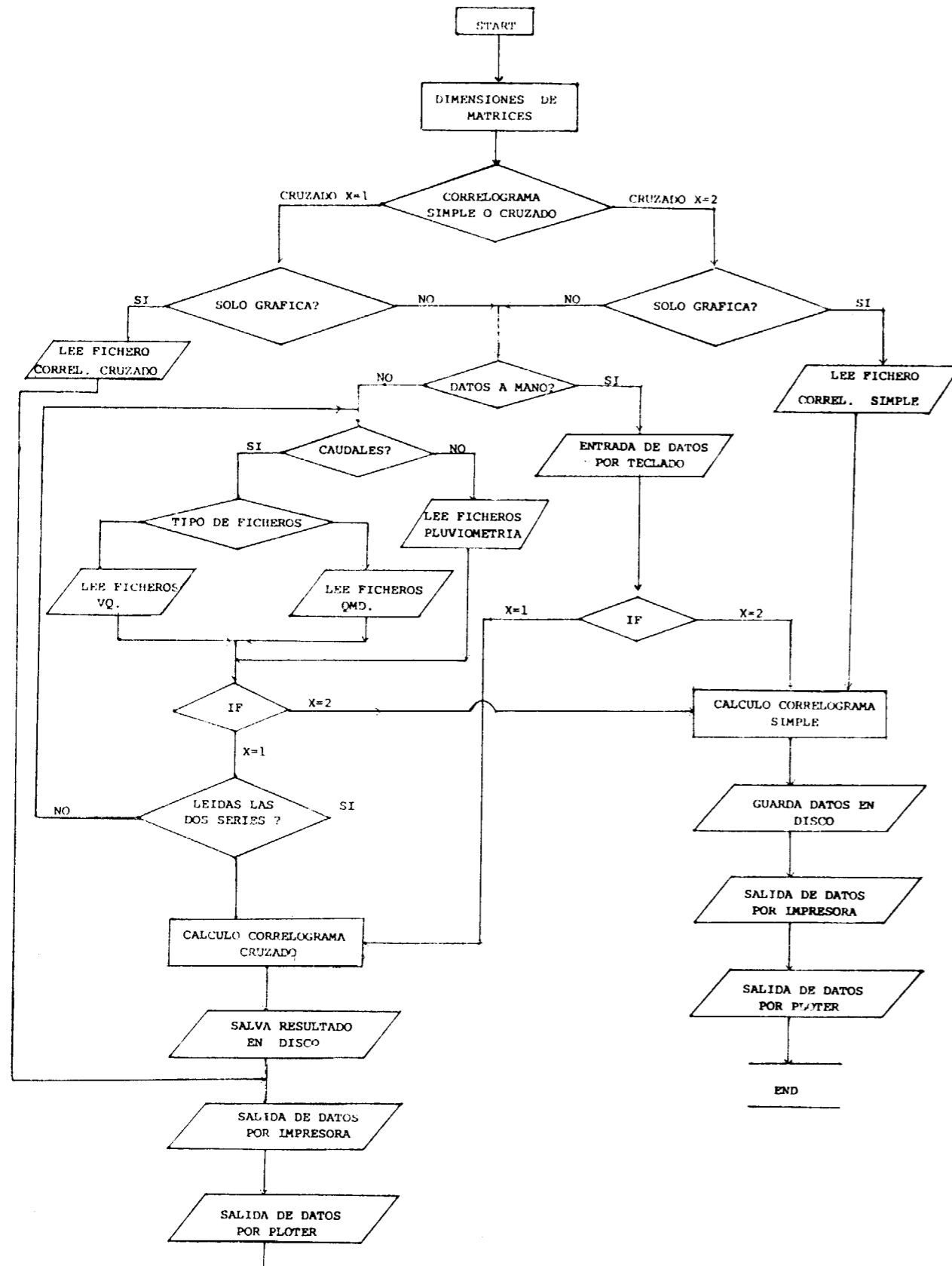


Figura 1.—Organigrama sintético del programa de análisis correlatorio y espectral.

La entrada de datos por medio de disquete nos presenta una nueva disyuntiva (línea 1.010).

Ya se ha dicho que los datos de caudal se encuentran normalmente almacenados en ficheros de la forma «VOME\$AN\$NOMBRE\$», donde ME\$ se indica por las tres primeras letras del mes correspondiente (línea 23), AN\$ son las dos últimas cifras del año y NOMBRE\$ se refiere a la estación donde se efectuaron las medidas de caudal. En este tipo de fichero hay un dato almacenado por cada dos horas y el correlograma sólo utiliza los caudales medios diarios; es preciso, pues, que el programa, al leer este tipo de ficheros, calcule los valores medios diarios de caudal y los almacene entonces en la matriz correspondiente. En algunos casos se dispone de ficheros que sólo incluyen los caudales medios diarios y que se guardan con el nombre «QMD.ME\$AN\$NOMBRE\$». Asimismo, los datos de pluviometría se obtienen diariamente y se almacenan en ficheros (uno por mes, con sólo un valor por día) bajo el nombre «PLU.ME\$AN\$NOMBRE\$».

Existen, pues, tres tipos de ficheros distintos, por lo que es necesario dar las instrucciones pertinentes al programa para que los lea correctamente; así, mediante las líneas 1.000-1.025 se le indica qué tipo de fichero debe leer: si es de caudales (Q) o de pluviometría (P) y si tiene sólo valores diarios o tiene valores cada dos horas.

Como los ciclos que se van a tratar pueden incluir bastantes meses (normalmente doce o más), se ha dispuesto una subrutina que evita la tarea de ir tecleando mes por mes el nombre del fichero correspondiente, tarea ésta que producía numerosas interrupciones del programa por el tecléo incorrecto del nombre de los ficheros. Asimismo, posibilita el empezar el ciclo no necesariamente por el primer dato del fichero leído en primer lugar, sino por cualquier día del mes y terminarlo también en un día determinado. Los datos que hay que suministrar para el buen funcionamiento de esta subrutina son: día en que comienza el ciclo (línea 1.030), el mes expresado en cifras (de 1 a 12), las dos últimas cifras del año, el número de meses de que consta el ciclo y el día en que termina (subrutina 9.500-9.620).

Efectuada la entrada de datos mediante la lectura de los ficheros correspondientes, se pasa a la línea 100, en donde se inicia el cálculo del correlograma simple (líneas 100-270).

CALCULO DE CORRELOGRAMA SIMPLE

Dada una serie cronológica $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$, el correlograma consiste en calcular los diferentes coeficientes de autocorrelación r_k para diferentes valores de k hasta un valor m , llamado de truncamiento, que suele tomarse como $n/3$, donde n es el número de elementos de la serie cronológica.

En nuestro caso, la serie cronológica viene representada por la matriz $Q(z)$, donde z varía de 1 hasta B , que es el número de días que tiene la serie.

Elegido el valor de truncamiento, M , se calcula el valor de todos los términos de la serie SS (línea 130). Para un paso de $k=1$, el correlograma consiste en comparar la serie $Q(1), Q(2), Q(3), \dots, Q(B-1)$, con la serie formada por los elementos que distan 1 de los anteriores, es decir, con la serie $Q(2), Q(3), Q(4), \dots, Q(B)$. El cálculo del coeficiente de correlación r_k precisa, en primer lugar, el valor del sumatorio de ambas series, que aquí se han designado con las variables SX para la primera y SY para la segunda. Evidentemente:

$$SX = SS - Q(B)$$

$$SY = SS - Q(1)$$

De un modo general, para un paso cualquiera k :

$$SX = SX - Q(B - K + 1)$$

$$SY = SY - Q(K)$$

y los valores medios para cada una de las dos series será:

$$XM = SX / (B - K)$$

$$YM = SY / (B - K)$$

tal como se muestra en la línea 145.

El coeficiente de correlación $R(K)$ viene dado por la expresión:

$$R(K) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Esta expresión se calcula en el bucle de las líneas 150-165.

La densidad espectral viene dada por la expresión:

$$SF(J) = 2 \left[1 + 2 \sum_{K=1}^{K=M} D(K) \cdot R(K) \cos(2\pi \cdot F \cdot K) \right]$$

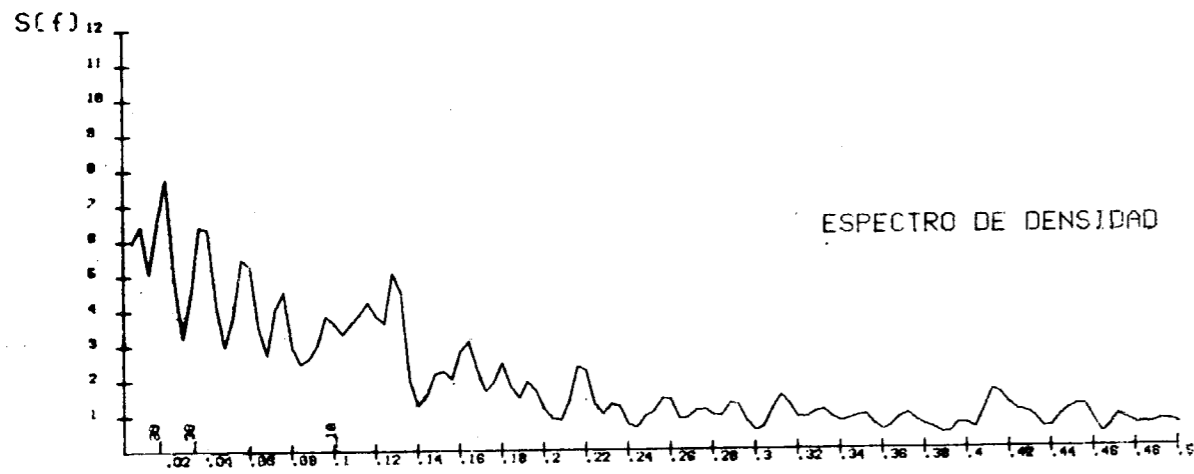
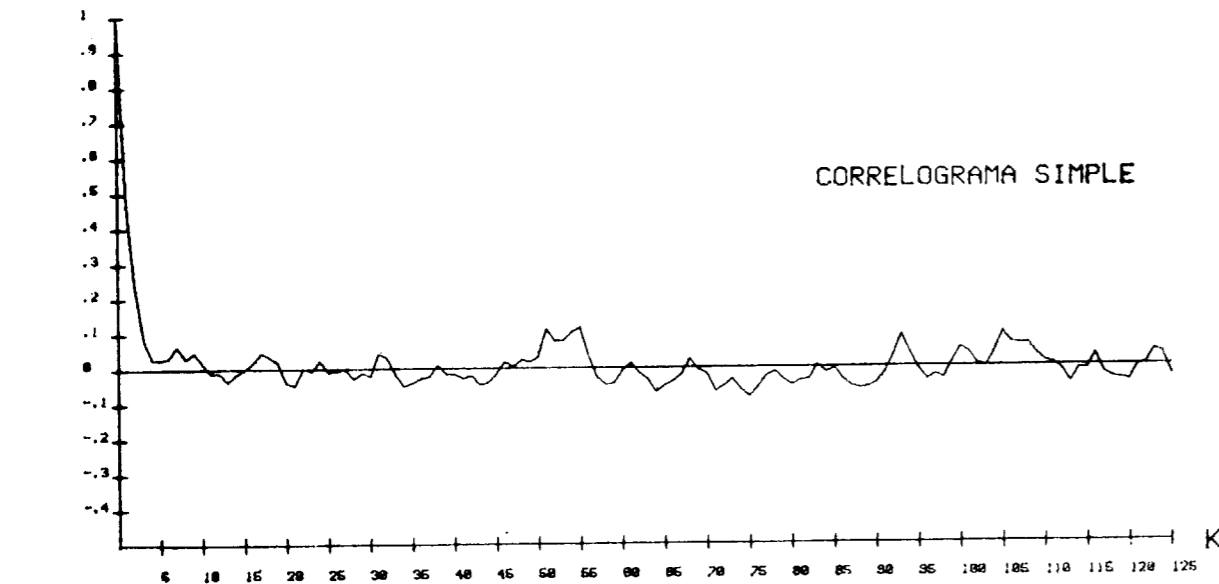
que es la transformada de Fourier de la función

de autocorrelación $R(K)$ (Teorema de Wienev-Kinchine; Max, 1980).

Para un paso J , $F=J/2M$, $R(K)$ es el coeficiente de autocorrelación previamente calculado y $D(K)$ es una función filtro que hace insesgada la estimación de $SF(J)$. Existen varias funciones filtro, de las cuales (siguiendo a MANGIN, 1984) se ha elegido la de TUKEY, cuya expresión es:

$$DK=(1+\cos \pi K/M)/2$$

PLUVIOGRAFO DURANGO



NUMERO DE DATOS 733
VALOR DE TRUNCAMIENTO 125

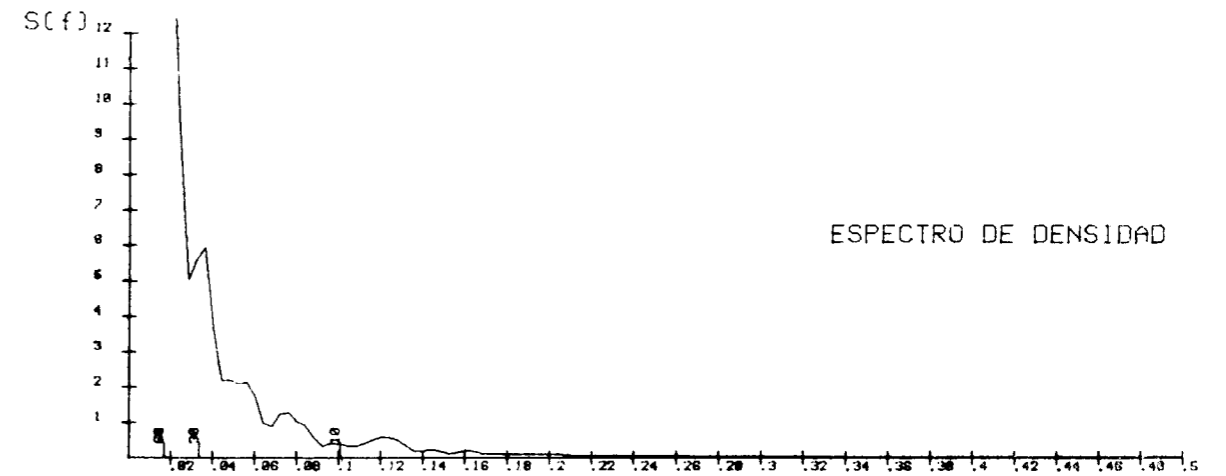
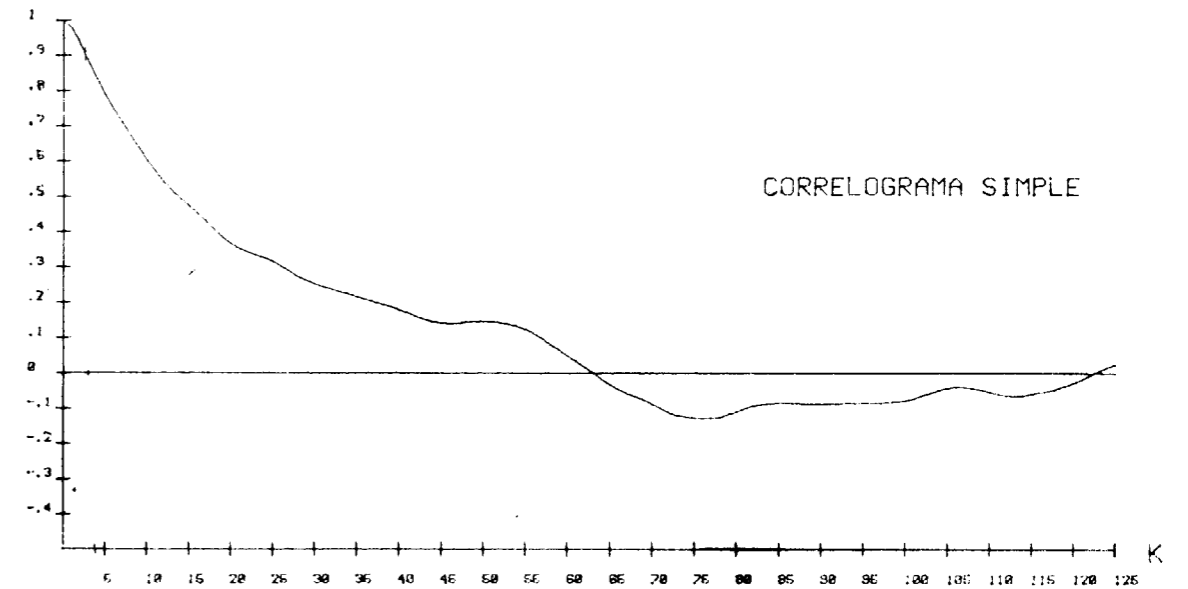
PLUVIOMETRIA MEDIA= 4.34 mm
PERIODO 10CT82-30SET84

Figura 2.—Gráfico obtenido por plotter del correlograma simple de pluviometría.

Esta función $SF(J)$ se calcula en el programa mediante el doble bucle de las líneas 200-270.

Terminado el cálculo, se conservan estas variables en un fichero que posibilita su uso posteriormente. El programa continúa con la representación gráfica de estas dos variables (figs. 2 y 3), mediante un plotter (líneas 300-490, 500-599). Las dimensiones originales de esta figura son 185x195 mm.

ESTACION ORUE



NUMERO DE DATOS 733
VALOR DE TRUNCAMIENTO 125

CAUDAL MEDIO= 82.1 Litros/seg^f
PERIODO 10CT82-30SET84

Figura 3.—Gráfico obtenido por plotter del correlograma simple de caudales.

CORRELOGRAMA CRUZADO

La entrada de datos para el correlograma cruzado se efectúa del mismo modo que para el correlograma simple, bien entendido que en primer lu-

gar hay que introducir la serie de datos que se considera como causa de la segunda serie de datos. En el caso que nos ocupa, la serie primera son los datos de pluviometría y la segunda serie los datos de caudal.

Los pasos seguidos por el programa son los mismos que en el correlograma simple hasta el momento de la lectura de todos los datos correspondientes a la pluviometría. En este punto, en vez de ir a la línea 100 para efectuar los cálculos correspondientes al correlograma simple, el programa efectúa una transferencia de matrices (líneas 5.050-5.060), almacenando los valores primeramente leídos en la matriz P(Z), que corresponderá a los valores de la primera serie. A continuación vuelve a la subrutina de la línea 800, donde se inicia de nuevo el proceso de lectura de datos idéntico al explicado anteriormente. Terminada esta lectura, quedarán almacenados los datos de caudal en la matriz Q(Z). Se dispone así de dos series de datos P(Z) y Q(Z), con los que se puede establecer el cálculo que se inicia en la línea 5.110 con la elección del valor de truncamiento y termina en la línea 5.280.

CALCULO DEL CORRELOGRAMA CRUZADO

De ambas series de datos P(Z) y Q(Z) se calcula el coeficiente de autocorrelación que se almacena en las matrices RX(Z) y RY(Z), respectivamente, así como las densidades espectrales respectivas, FX(Z) y FY(Z). Este cálculo es similar al efectuado para el correlograma simple y se realiza conjuntamente con el coeficiente de correlación cruzada en las líneas 5.100-5.280.

El correlograma cruzado se calcula comparando las dos series de datos P(Z) y Q(Z), considerando la primera como causa de la segunda. Se calcula el coeficiente de correlación de P(Z) sobre Q(Z), designado por la variable RC(K) para un intervalo de 0 a M, y el coeficiente de Q(Z) sobre P(Z) que se almacena en la variable RN(K), para un intervalo de -M a 0. En ambas expresiones M representa el valor de truncamiento, que es el mismo utilizado en el correlograma simple. Debido a la asimetría del correlograma cruzado, el espectro viene expresado por un número complejo:

$$\text{ESPEC}(F) = \text{KXY}(F) - i\text{QZY}(F)$$

donde F es la frecuencia ($F = J/2M$), e i es el número imaginario.

La función KXY(F) se denomina coespectro y tiene la expresión:

$$\text{KXY}(F) = 2 \left[\text{RC}(0) + \sum_{K=1}^M \text{RC}(K) + \text{RN}(K) \right] D(K) \cos(2\pi FK)$$

Asimismo, QXY(F), que recibe el nombre de espectro de cuadratura, se expresa de la siguiente forma:

$$\text{QXY}(F) = 2 \sum_{K=1}^M [\text{RC}(K) - \text{RN}(K)] D(K) \sin(2\pi FK)$$

Otras cuatro funciones de interés se calculan a partir de las ya mencionadas:

— Función de amplitud cruzada, FAC(F), que viene dada por la expresión:

$$\text{FAC}(F) = \sqrt{\text{KXY}(F)^2 + \text{QXY}(F)^2}$$

— Función de fase:

$$\text{TETA}(F) = \text{arc tag} [\text{QXY}(F) / \text{KXY}(F)]$$

— Función de coherencia:

$$\text{FC}(F) = \text{FAC}(F) / \sqrt{\text{FX}(F) \cdot \text{FY}(F)}$$

— Función de ganancia:

$$\text{FG}(F) = \text{FAC}(F) / \text{FX}(F)$$

Estas dos últimas funciones, al obtenerse a partir de otras dadas y no requerir ningún cálculo nuevo, no se almacenan en ninguna matriz, sino que se calculan únicamente en el instante que se necesitan, ya sea para su representación gráfica o para su tabulación por impresora.

Del mismo modo, el coespectro y el espectro de cuadratura, al ser solamente un paso para el cálculo de la función de amplitud cruzada, no se conservan, con el fin de no recargar excesivamente la memoria útil del programa.

Todas estas funciones de correlación se calculan conjuntamente en el bucle de las líneas 5.210-5.280.

Terminado el cálculo, se graban los resultados, si se desea, en un fichero de la forma «COR. CRUZ-NOMBRE», donde NOMBRE es cualquier referencia pertinente.

Los gráficos correspondientes al correlograma cruzado de lluvias y caudales se agrupan en dos páginas que, unidas a las dos utilizadas en el correlograma simple (figs. 2 y 3), suponen un total de cuatro páginas (de 80 columnas) de salidas gráficas del análisis correlatorio y espectral. Para los gráficos relativos al correlograma simple, al ser idénticos a los descritos en un epígrafe anterior, se aprovechan las subrutinas de las líneas 300 y

600. En la tercera de dichas páginas (fig. 4) se representan el correlograma cruzado, la función de amplitud cruzada y la función de fase (líneas 5.560-5.885).

En la página 4, por último, se representan (figu-

ra 5) la función de coherencia y la función de ganancia, mediante las líneas 5.900-5.999.

Con la impresión de los datos (tabla 1) mediante las líneas 6.000 a 6.190, queda terminado el programa.

CORRELOGRAMA CRUZADO

PLUUIOGRAFO DURANGO PERIODO 10CT82-30SET84
ESTACION ORUE PERIODO 10CT82-30SET84
NUMERO DE DATOS 733 VALOR DE TRUNCAMIENTO 125

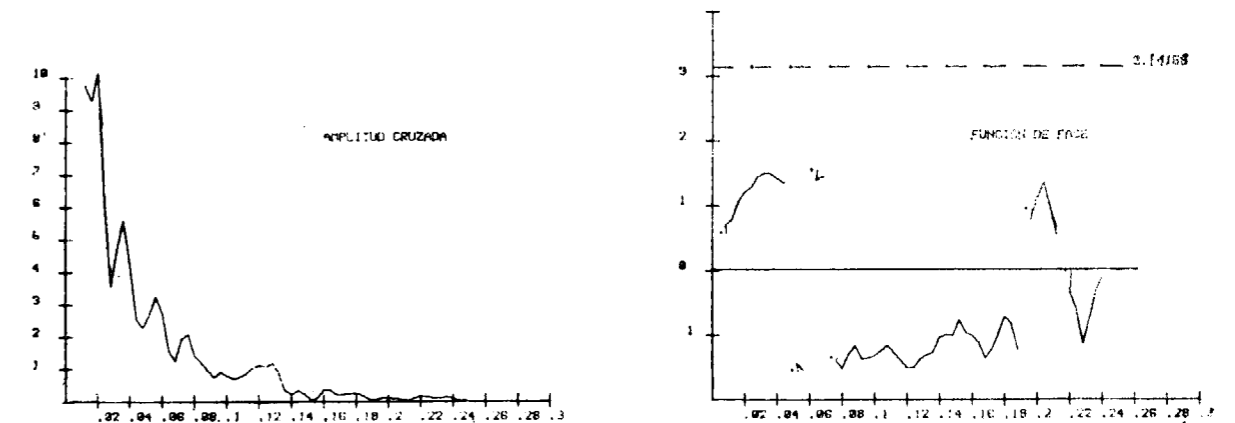
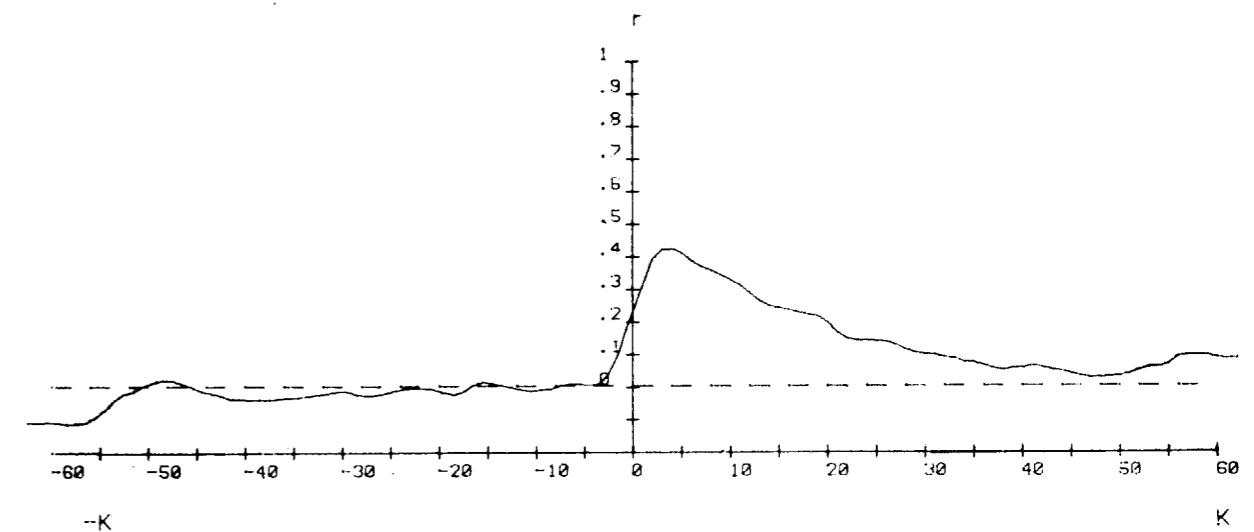


Figura 4.—Gráficas obtenidas por plotter de correlograma cruzado, amplitud cruzada y función de fase.

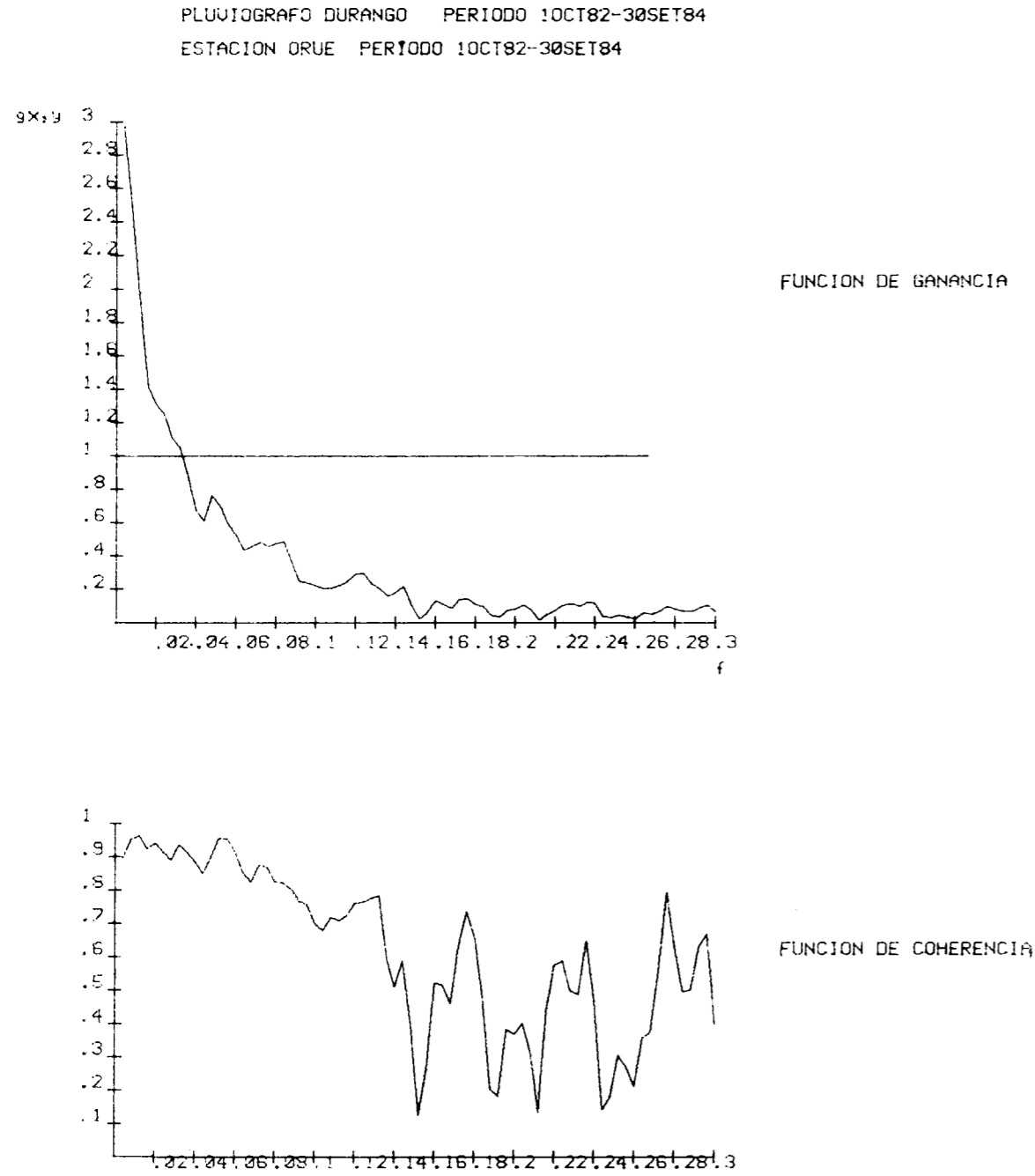


Figura 5.—Gráficas de las funciones de coherencia y ganancia obtenidas en plotter.

TABLA 1
 Resultados obtenidos por impresora (sólo se presenta la primera parte de la tabla)

CORRELOGRAMAS

Variable x PLUVIOGRAFO DURANGO PERIODO 10CT82-30SET84 UNIDADES mm
 Variable y ESTACION ORUE PERIODO 10CT82-30SET84 UNIDADES Litros/seg

SIMPLE

CRUZADO

K	rx	ry	f	s(f),x	s(f),y	COHERENCIA	GANANCIA	DE FASE	AMPLITUD CRUZADA	ESPECTRO K	rx,y
K=0	1	1	0	4.79	71.79	1.97	7.64	0	36.67	36.67	.0877286832
K=1	.46	.97	.4E-03	5.97	66.07	1.85	6.16	-.37	36.8	52.92	.0955838073
K=2	.23	.93	.8E-03	6.4	43.44	1.89	4.93	-.75	31.58	66.29	.0978682401
K=3	.08	.88	.011	5.07	20.11	2.14	4.28	-1.05	21.71	61.5	.0976511608
K=4	.02	.83	.016	6.55	15.37	1.65	2.54	-.98	16.64	44.15	.0930052597
K=5	.02	.78	.019	7.76	15.01	1.43	1.99	-.9	15.53	37.84	.0693342775
K=6	.03	.74	.023	4.92	9.24	1.84	2.52	-1.12	12.44	38	.0614538847
K=7	.06	.7	.027	3.21	5	2.5	3.12	-1.33	10.06	37.73	.0602787434
K=8	.02	.67	.032	4.45	5.58	1.86	2.08	-1.2	9.3	30.81	.0506699005
K=9	.04	.63	.035	6.39	5.92	1.54	1.48	-1.08	9.48	27.71	.0412652521
K=10	.01	.6	.039	6.31	3.67	1.61	1.23	-1.13	7.78	23.93	.0339105833
K=11	-.02	.56	.043	4.17	2.16	1.91	1.37	-1.3	5.76	21.12	.031883812
K=12	-.02	.53	.047	2.96	2.07	2.18	1.86	-1.41	5.52	22.4	.0275986928
K=13	-.04	.51	.051	3.81	2.07	2.07	1.52	-1.35	5.83	22.36	.0311243412
K=14	-.02	.49	.055	5.45	2.12	1.61	1	-1.17	5.5	17.69	.0284993705
K=15	-.01	.47	.059	5.24	1.72	1.48	.85	-1.15	4.46	14	.0363825004
K=16	.01	.45	.064	3.53	.94	1.93	.99	-1.4	3.51	14.22	.0461727708
K=17	.04	.42	.067	2.72	.85	2.35	1.32	-1.53	3.59	16.54	.0512760657
K=18	.03	.4	.071	4.02	1.23	1.71	.95	-1.31	3.82	14.09	.0597853623
K=19	.01	.38	.076	4.53	1.27	1.31	.69	-1.16	3.16	10.03	.064953987
K=20	-.05	.36	.079	2.94	.99	1.5	.87	-1.44	2.56	10.79	.0599992215
K=21	-.05	.35	.084	2.46	.87	1.98	1.18	-1.56	2.92	13.84	.0540665474
K=22	0	.34	.087	2.63	.55	2.52	1.15	1.55	3.03	.63	.0507751245
K=23	-.01	.33	.092	3	.31	3.11	1.01	-1.56	3.04	14.46	.0599658408
K=24	.02	.32	.095	3.82	.38	2.26	.71	-1.4	2.73	11.04	.0658638867
K=25	-.02	.31	.1	3.6	.36	1.99	.63	-1.42	2.27	9.34	.0737400415
K=26	-.01	.3	.103	3.31	.31	2.19	.67	-1.49	2.23	9.89	.075405687
K=27	-.01	.28	.108	3.61	.31	2.03	.59	-1.42	2.17	8.92	.0862388156
K=28	-.03	.27	.111	3.87	.39	1.63	.52	-1.32	2.01	7.52	.0899932215
K=29	-.02	.26	.116	4.21	.49	1.26	.43	-1.17	1.82	5.83	.0969914847
K=30	-.03	.25	.119	3.83	.56	.98	.38	-1.17	1.45	4.68	.0982378069
K=31	.04	.24	.124	3.6	.55	1.2	.47	-1.31	1.69	6.24	.103900499
K=32	.03	.23	.128	5.04	.46	1.17	.35	-.9	1.8	4.39	.113972352
K=33	-.02	.22	.131	4.47	.3	.66	.17	-.23	.78	.98	.127074199
K=34	-.06	.22	.135	1.99	.14	1.01	.27	.07	.55	.51	.13791652
K=35	-.05	.21	.14	1.26	.16	2.48	.89	.62	1.12	.6	.139894049
K=36	-.03	.2	.143	1.55	.21	2.2	.82	.96	1.29	.49	.142005304
K=37	-.03	.2	.147	2.17	.15	2.11	.57	1.19	1.24	.37	.14124118
K=38	0	.19	.152	2.25	.09	2.2	.44	1.09	.99	.33	.146188839
K=39	-.02	.18	.156	2	.13	2.24	.57	1.06	1.15	.39	.165137354
K=40	-.02	.17	.159	2.8	.18	1.5	.38	1.44	1.08	.25	.196835548
K=41	-.03	.16	.163	3.08	.14	.87	.18	1.54	.58	.12	.214501987
K=42	-.03	.15	.168	2.28	.08	1.19	.23	.57	.52	.29	.221660973
K=43	-.05	.15	.172	1.66	.08	2.3	.52	.54	.87	.5	.227786545

LISTADO DEL PROGRAMA

```

5 D# = CHR# (4)
10 REM ESPECTROS DE DENSIDAD
15 DIM SF(1000):PI = 3.14158
16 DIM Q(1000): DIM P(1000)
17 DI = 125
20 DIM R(125): DIM RN(125): DIM RX(125): DIM RY(125): DIM FX(125): DIM F
  Y(125)
21 DIM ME#(12): DIM TETA(125): DIM FAC(125): DIM ESPEC(125): DIM RC(125)

22 DATA 10,30,60,90,125,360
23 DATA ENE,FEB,MAR,ABR,MAY,JUN,JUL,AGO,SET,OCT,NOV,DIC
24 DATA 31,29,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31
25 FOR Z = 1 TO 6: READ X: NEXT : FOR Z = 1 TO 12: READ ME#(Z): NEXT : RESTOI

28 GOTO 2200
29 GOSUB 700
30 GOTO 2100
35 GOSUB 800
75 REM
100 REM COEFICIENTES DE CORRELACION
110 PRINT "TIENE ";B;" VALORES"
120 INPUT "VALOR DE TRUNCADURA ? ";M
130 FOR Z = 1 TO B:SS = SS + Q(Z): NEXT Z: SX = SS: SY = SS
140 FOR K = 1 TO M: PRINT "PASO NUMERO ";K
145 SX = SX - Q(B - K + 1): SY = SY - Q(K): XM = SX / (B - K): YM = SY / (B -
  K): S1 = 0: S2 = 0: S3 = 0
150 FOR J = 1 TO B - K
155 S1 = S1 + (Q(J) - XM) * (Q(J + K) - YM)
160 S2 = S2 + (Q(J) - XM) ^ 2: S3 = S3 + (Q(J + K) - YM) ^ 2
165 NEXT J: R(K) = S1 / SQR (S2 * S3)
170 NEXT K
200 REM FRECUENCIA
210 FOR J = 1 TO M: PRINT " PASO ---- ";J
220 F = J / (2 * M)
230 FOR K = 1 TO M
240 DK = (1 + COS (PI * K / M)) / 2
250 SF(J) = SF(J) + DK * R(K) * COS (2 * PI * F * K)
260 NEXT K
265 SF(J) = 2 * (1 + 2 * SF(J))
270 NEXT J
280 GOSUB 1200: GOSUB 300: GOSUB 600: GOSUB 500
285 IF T# = "S" THEN GOTO 100
290 END
300 REM REPRESENTACION POR PLOTTER
305 HOME : PRINT "ENCIENDA EL PLOTTER ": PRINT " Y PULSE RETURN ": GET T#

310 PR# 2: PRINT "S2"
320 PRINT "M200,200": PRINT "X1,60,25": PRINT "M200,200": PRINT "X0,50,1
  2"
330 FOR Z = 1 TO 25: X = 60 * Z + 200: P = .02 * Z
340 PRINT "M";X;",";180": PRINT "P";P: NEXT Z
350 FOR Z = 1 TO 12: PRINT "M150,";Z * 50 + 200: PRINT "P";Z: NEXT Z
355 FOR X = 1 TO M: IF SF(X) = < 12 THEN 360: NEXT X
360 PRINT "M";200 + 1500 * X / M;",";SF(X) * 50 + 200
370 FOR Z = X TO M: PRINT "D";200 + 1500 * Z / M;",";SF(Z) * 50 + 200: NEXT
  Z

```

```

400 REM SITUA DIAS
405 PRINT "S2": PRINT "Q3"
410 E = 1 - 1 / M
415 RESTORE
420 FOR Z = 1 TO 6: READ D: X = 3000 / (D * E) + 200
430 IF X < 240 THEN 450
440 PRINT "M";X;",";200": PRINT "D";X;",";220": PRINT "P";D
450 NEXT Z
499 GOTO 600
500 REM IMPRESORA
505 PR# 0: HOME : PRINT "ENCIENDA LA IMPRESORA"
510 PRINT "PULSE UNA TECLA ": GET T#
520 PR# 1
530 PRINT "*****"
*****"
540 PRINT : PRINT : PRINT
550 FOR Z = 1 TO M
560 PRINT "K=";Z; SPC( 20); INT (R(Z) * 100) / 100; SPC( 20); INT (SF(Z)
  * 100) / 100
570 NEXT Z
580 PR# 0: HOME : INPUT "DESEA OTRA GRAFICA ? ";T#
599 RETURN
600 REM GRAFICO DE R(K)
610 PRINT "M200,1000": PRINT "Q0"
620 PRINT "X0,50,15": PRINT "M200,1000"
630 PRINT "X1,60,25"
640 PRINT "M200,1250": PRINT "D1700,1250"
650 FOR Z = 1 TO 15: Y = 1000 + .50 * Z
660 P = .5 + (.1) * Z: PRINT "M150,";Y: PRINT "P";P
665 NEXT Z
670 FOR Z = 1 TO 25: X = 200 + 60 * Z: PRINT "M";X;",";950": PRINT "P";5 *
  Z
675 NEXT Z
676 ES = 1500 / M
680 PRINT "M200,1750"
685 FOR Z = 1 TO M: PRINT "D";Z * ES + 200;",";1250 + R(Z) * 500: NEXT Z

688 PRINT "S4"
689 PRINT "M1000,100": PRINT "P";G#;",";A;",";U#
690 PRINT "M100,100": PRINT "PNUMERO DE DATOS.";B
691 PRINT "M100,50": PRINT "PVALOR DE TRUNCAMIENTO";M
692 PRINT "M300,1900": PRINT "P";L#
693 PRINT "M0,0": PRINT "T0,0,1850,1950"
694 PRINT "M100,1700": PRINT "Pr": PRINT "M1750,980": PRINT "PK": PRINT
  "M 50,800": PRINT "PS(f)": PRINT "M1700,120": PRINT "Pf"
695 PRINT "M1200,1500": PRINT "PCORRELOGRAMA SIMPLE": PRINT "M1200,500":
  PRINT "PESPECTRO DE DENSIDAD"
696 PRINT "M1000,50": PRINT "PPERIODO ";P#
698 PRINT "H"
699 PR# 0: RETURN
700 HOME : INPUT "DESEA CATALOGO (S/N) ";T#: IF T# = "N" THEN
  705
702 INPUT "DRIVE ";DR#: GOSUB 1300
705 INPUT "NOMBRE DE LA ESTACION ";N#
710 INPUT "PERIODO";P#
720 INPUT "UNIDADES UTILIZADAS";U#
725 RETURN
800 INPUT "?COMO VA A INTRODUCIR LOS DATOS A MANO (M) O POR LECTURA DE DI
  SQUETE (D) ";O#
810 IF O# < > "M" AND O# < > "D" THEN GOTO 800

```

```

820 IF Q# = "D" THEN GOTO 1000
830 HOME : PRINT "CUANDO TERMINE DE INTRODUCIR DATOS TECLEE LA PALABRA-F
IN-"
840 HOME
850 FOR Z = 1 TO 1000: PRINT "CAUDAL NUMERO ";Z
855 B = Z - 1
860 INPUT Q#: IF Q# = "FIN" THEN RETURN
870 N = N + 1:Q(Z) = VAL (Q#): NEXT Z
880 RETURN
900 END
1000 REM INTRODUCE DATOS
1005 D# = CHR# (4)
1010 HOME : INPUT "INTRODUCE CAUDALES(Q) O FLUVIOMETRIA(P) ";PL#
1020 PRINT "EL FICHERO QUE VA A LEER ": PRINT "INCLUYE SOLO DATOS MEDIOS
DIARIOS (D)": PRINT " O TIENE DATOS CADA 2 HORAS (H)"
1025 INPUT TF#: IF TF# > < "D" AND TF# < > "H" THEN 1020
1030 INPUT " PORQUE DIA DEL MES DESEA INICIAR EL COMPUTO ";DIA
1040 GOTO 9500
1075 PRINT D#;"VERIFY";NO#;" ,D2"
1085 PRINT D#;"OPEN";NO#;" ,D2"
1090 PRINT D#;"READ";NO#
1095 INPUT OF: INPUT P1: INPUT UN#
1096 FOR T = 1 TO INT (OF / 12)
1097 FOR X = 1 TO 12: INPUT Q:SUM = SUM + Q: NEXT X
1098 Q(T + B) = SUM / 12:SUM = 0
1099 RT = T
1110 NEXT T
1111 T = T - 1
1115 X = (OF) - INT (OF / 12) * 12
1116 IF X = 0 THEN GOTO 1122
1117 FOR Z = 1 TO X: INPUT H:SUM = SUM + H: NEXT Z
1119 Q(T + 1 + B) = SUM / X:SUM = 0:T = T + 1
1122 B = B + T:DM = T
1125 PRINT D#;"CLOSE";NO#
1150 RETURN
1200 REM SALVA CORR.SIMPLE EN DISCO
1205 PRINT "PONGA EL DISCO DONDE VA A GRABAR EN EL DRIVE 2 Y PULSE RET
URN ": INPUT T#
1210 NO# = "COR.SIM-" + P# + N#
1220 PRINT D#;"OPEN";NO#;" ,D2"
1230 PRINT D#;"WRITE";NO#
1240 PRINT M: FOR Z = 1 TO M
1250 PRINT R(Z): PRINT SF(Z): NEXT Z
1260 PRINT D#;"CLOSE";NO#
1270 RETURN
1300 REM CATALOGO
1310 PRINT D#;"CATALOG,D";DR#
1320 PRINT "PULSE ESPACIO PARA CONTINUAR ": GET T#: RETURN
2000 REM LECTURA FLUVIOMETRIA
2010 PRINT D#;"OPEN ";NO#;" ,D2"
2020 PRINT D#;"READ";NO#
2030 INPUT L
2040 FOR C = 1 TO L:B = B + 1: INPUT Q(B): NEXT
2045 DM = L
2050 PRINT D#;"CLOSE";NO#
2060 RETURN
2100 REM OPCION CALCULO-GRAFICA
2110 HOME : PRINT "CALCULO CORRELOGRAMA...1"
2120 PRINT "SOLO GRAFICA.....2"
2130 INPUT "ELIJA OPCION....";Y

```

```

2140 IF X = 2 AND Y = 1 THEN 35
2141 IF X = 2 THEN 2150
2142 RETURN
2150 NO# = "COR.SIM-" + P# + N#
2160 PRINT D#;"OPEN";NO#;" ,D2"
2165 PRINT D#;"READ";NO#
2170 INPUT M: FOR Z = 1 TO M
2175 INPUT R(Z): INPUT SF(Z): NEXT Z
2180 PRINT D#;"CLOSE";NO#
2190 GOSUB 300: END
2200 REM ELECCION DE CORRELOGRAMA
2210 HOME : PRINT "CORR.COMPLETO:SIMPLES Y CRUZADO.....1"
2220 PRINT : PRINT : PRINT "SOLO CORRELOGRAMA SIMPLE.....2"
2225 PRINT : PRINT : PRINT
2230 INPUT "ELIJA OPCION....";X
2240 IF X = 1 THEN 5000
2250 GOTO 29
2500 REM LEE FICHERO CORRELOGRAMA CRUZADO
2510 INPUT "NOMBRE DEL FICHERO";NO#
2520 NO# = "COR.CRUZ-" + NO#
2530 PRINT D#;"OPEN";NO#;" ,D2"
2540 PRINT D#;"READ";NO#
2550 INPUT M: INPUT A: INPUT AA: INPUT N1#: INPUT P1#: INPUT U1#
2555 INPUT N2#: INPUT P2#: INPUT U2#
2560 FOR Z = 0 TO M: INPUT RX(Z): INPUT RY(Z): INPUT RC(Z): INPUT RN(Z)
2570 INPUT FAC(Z): INPUT TETA(Z): INPUT ESPEC(Z): INPUT FX(Z): INPUT FY(
Z): NEXT Z
2575 INPUT B
2580 PRINT D#;"CLOSE";NO#
2590 GOTO 5500
4000 REM ACOTA EL PERIODO
4010 REM *****
4011 HOME
4015 PRINT "EL ULTIMO MES METIDO TIENE ";DM;"DIAS"
4020 INPUT "EN QUE DIA DEL ULTIMO MES TERMINA EL CICLO ";DU
4025 X = 0
4030 FOR Z = DIA TO B - (DM - DU)
4035 X = X + 1
4040 Q(X) = Q(Z)
4050 NEXT Z:B = X
4060 RETURN
5000 REM CORRELOGRAMA CRUZADO
5001 HOME : PRINT "DEBE INTRODUCIR EN PRIMER LUGAR": PRINT "LA SERIE DE
DATOS QUE SE CONSIDERA": PRINT "COMO CAUSA (PLUVIOMETRIAS)"
5005 GOSUB 2100: IF Y = 2 THEN 2500
5008 HOME : PRINT "DEBE INTRODUCIR EN PRIMER LUGAR": PRINT "LA SERIE DE
DATOS QUE SE CONSIDERE": PRINT "COMO CAUSA (PLUVIOMETRIA) ": PRINT "D
E LA SEGUNDA SERIE DE DATOS(CAUDALES)": GET T#
5010 GOSUB 700: GOSUB 800
5020 N1# = N#:P1# = P#:U1# = U#
5050 FOR Z = 1 TO B
5060 P(Z) = Q(Z): NEXT Z:BB = B
5061 B = 0
5065 GOSUB 700
5070 GOSUB 800
5080 N2# = N#:P2# = P#:U2# = U#
5100 REM CALCULO CORRELOGRAMA CRUZADO
5105 IF BB < B THEN B = BB
5110 HOME : PRINT "TIENE ";B;" PARES DE VALORES": INPUT " VALOR DE TRUNC
ADURA ? ";M

```

```

5120 SS = 0: SX = 0: TY = 0: TX = 0
5130 FOR Z = 1 TO B: TX = P(Z) + TX: TY = Q(Z) + TY: NEXT Z
5135 SX = TX: SY = TY: A = TX / B: AA = TY / B
5140 FOR K = 0 TO M: PRINT " PASO NUMERO "; K
5145 SX = SX - P(B - K + 1): SY = SY - Q(K): XM = SX / (B - K): YM = SY / (B - K): S1 = 0: S2 = 0: S3 = 0: S4 = 0: S5 = 0: S6 = 0: C1 = 0: C2 = 0
5150 TX = TX - P(K): TY = TY - Q(B - K + 1): MX = TX / (B - K): MY = TY / (B - K)
5155 FOR J = 1 TO B - K
5160 S1 = S1 + (P(J) - XM) * (Q(J + K) - YM): S2 = S2 + (P(J) - XM) ^ 2: S3 = S3 + (Q(J + K) - YM) ^ 2
5165 S4 = S4 + (P(J + K) - MX) * (Q(J) - MY): S5 = S5 + (P(J + K) - MX) ^ 2: S6 = S6 + (Q(J) - MY) ^ 2
5170 C1 = C1 + (P(J) - XM) * (P(J + K) - MX): C2 = C2 + (Q(J) - MY) * (Q(J + K) - YM)
5175 NEXT J: RC(K) = S1 / SQR (S2 * S3): RN(K) = S4 / SQR (S5 * S6): RX(K) = C1 / SQR (S2 * S5): RY(K) = C2 / SQR (S6 * S3)
5180 NEXT K
5200 REM FUNCIONES DE CORRELACION
5201 EE = 2.71828
5205 RX(0) = 1: RY(0) = 1
5210 FOR J = 0 TO M: F = J / (2 * M): SK = 0: SQ = 0
5215 PRINT "PASO NUMERO...": J
5220 FOR K = 1 TO M: DK = (1 + COS (PI * K / M)) / 2
5230 SK = SK + (RC(K) + RN(K)) * DK * COS (2 * PI * F * K)
5240 SQ = SQ + (RC(K) - RN(K)) * DK * SIN (2 * PI * F * K)
5245 FX(J) = FX(J) + DK * RX(K) * COS (2 * PI * F * K): FY(J) = FY(J) + DK * RY(K) * SIN (2 * PI * F * K)
5250 NEXT K
5255 FX(J) = 2 * (1 + 2 * FX(J)): FY(J) = 2 * (1 + 2 * FY(J))
5260 KXY = 2 * (RC(0) + SK): QXY = 2 * SQ
5265 TETA(J) = ATN (QXY / KXY)
5270 FAC(J) = SQR (KXY ^ 2 + QXY ^ 2)
5275 ESPEC(J) = FAC(J) * EE ^ (- TETA(J))
5280 NEXT J
5300 REM SALVA CORRELACION CRUZADA
5310 INPUT "DESEA SALVAR LOS DATOS S/N "; T#
5315 IF T# = "N" THEN 5500
5320 PRINT "COLOQUE EL DISCO EN EL DRIVE 2": INPUT "NOMBRE DEL FICHERO " ; NO#
5325 NO# = "COR.CRUZ-" + NO#
5330 PRINT D#; "OPEN"; NO#; ",D2"
5335 PRINT D#; "WRITE"; NO#: PRINT M
5336 PRINT A: PRINT AA: PRINT N1#: PRINT P1#: PRINT U1#: PRINT N2#: PRINT P2#: PRINT U2#
5340 FOR Z = 0 TO M: PRINT RX(Z): PRINT RY(Z): PRINT RC(Z): PRINT RN(Z): PRINT FAC(Z): PRINT TETA(Z): PRINT ESPEC(Z): PRINT FX(Z): PRINT FY(Z)
5341 NEXT Z
5345 PRINT B
5350 PRINT D#; "CLOSE"; NO#
5360 GOTO 5500
5500 REM CORRELOGRAMA CRUZADO: GRAFICAS
5510 FOR Z = 0 TO M: R(Z) = RX(Z): SF(Z) = FX(Z): NEXT Z
5520 L# = "PLUVIOGRAFO " + N1#: G# = "PLUVIOMETRIA MEDIA=": U# = U1#
5521 P# = P1#
5525 A = INT (A * 100) / 100
5530 GOSUB 300
5540 FOR Z = 0 TO M: R(Z) = RY(Z): SF(Z) = FY(Z): NEXT Z
5545 A = INT (AA * 100) / 100

```

```

5546 L# = "ESTACION " + N2#: G# = "CAUDAL MEDIO=": U# = U2#: P# = P2#
5550 GOSUB 300
5560 PRINT "CAMBIE DE HOJA EN EL PLOTTER": INPUT " Y PULSE RETURN "; T#
5570 PR# 2: PRINT "S3"
5580 PRINT "M50,1000": PRINT "X1,75,24": PRINT "M950,1000": PRINT "X0,50,12"
5590 FOR Z = 0 TO 12: N = (Z * 10) - 60: PRINT "M"; 50 + Z * 150; ",960": PRINT "P"; N: NEXT Z
5600 FOR Z = 0 TO 10: PRINT "M900,"; 1100 + Z * 50: PRINT "P"; 0.1 * Z: NEXT Z
5610 PRINT "L1": PRINT "M50,1100": PRINT "D1850,1100": PRINT "L0"
5620 PRINT "S4": PRINT "M100,880": PRINT "P-K": PRINT "M1850,880": PRINT "PK": PRINT "M950,1650": PRINT "Pr"
5625 PRINT "M"; 950 - 15 * M / 2; ", "; RN(M / 2) * 500 + 1100
5630 FOR K = M / 2 TO 0 STEP - 1: PRINT "D"; 950 - 15 * K; ", "; RN(K) * 500 + 1100: NEXT K
5640 FOR K = 1 TO M / 2: PRINT "D"; 950 + 15 * K; ", "; RC(K) * 500 + 1100: NEXT K
5650 PRINT "M100,1800": PRINT "PPLUVIOGRAFO "; N1#: " PERIODO "; P1#: PRINT "M100,1750": PRINT "PESTACION "; N2#: " PERIODO "; P2#
5670 PRINT "M300,1700": PRINT "PNUMERO DE DATOS "; B: PRINT "P "; " ": PRINT "PVALOR DE TRUNCAMIENTO "; M
5675 PRINT "T0,0,1900,1950"
5680 PRINT "M600,1900": PRINT "PCORRELOGRAMA CRUZADO"
5700 REM FUNCION DE AMPLITUD Y DE FASE
5720 PRINT "M100,100": PRINT "X1,50,15": PRINT "M100,100": PRINT "X0,50,10"
5725 PRINT "S2"
5730 FOR Z = 1 TO 15: X = 50 * Z + 100: P = 0.02 * Z: PRINT "M"; X; ", 70": PRINT "P"; P: NEXT Z
5740 FOR Z = 1 TO 10: PRINT "M50,"; Z * 50 + 100: PRINT "P"; Z: NEXT Z
5750 FOR J = 1 TO M / 2: Y = FAC(J) * 50 + 100: IF Y = < 700 THEN 5770
5760 NEXT J
5770 PRINT "M"; 100 + 1250 * J / M; ", "; Y
5780 FOR Z = J TO M / 2: PRINT "D"; 100 + 1250 * Z / M; ", "; FAC(Z) * 50 + 100: NEXT Z
5810 PRINT "M1100,100": PRINT "X1,50,15": PRINT "M1100,100": PRINT "X0,100,6"
5820 PRINT "M1100,300": PRINT "D1750,300": PRINT "L1": PRINT "M1100,614" : PRINT "D1750,614": PRINT "P3.14158": PRINT "L0"
5825 PRINT "M1100,"; 100 + 100 * TETA(0): S6 = S6N (TETA(0))
5830 FOR J = 0 TO M / 2: S6 = S6N (TETA(J))
5840 IF S6 < > S6 THEN PRINT "M"; 1100 + 1250 * J / M; ", "; 300 + 100 * TETA(J): PRINT "P."; S6 = S6: GOTO 5860
5850 PRINT "D"; 1100 + 1250 * J / M; ", "; 300 + 100 * TETA(J): S6N = S6
5860 NEXT J
5870 FOR Z = 1 TO 5: N = - 2 + Z: PRINT "M1050,"; 100 + Z * 100: PRINT "P"; N: NEXT Z
5875 FOR Z = 1 TO 15: X = 50 * Z + 1100: P = 0.02 * Z: PRINT "M"; X; ", 70": PRINT "P"; P: NEXT Z
5880 PRINT "M900,50": PRINT "P4": PRINT "M1820,50": PRINT "P4"
5885 PRINT "M500,500": PRINT "PAMPLITUD CRUZADA": PRINT "M1500,500": PRINT "PFUNCION DE FASE"
5890 PRINT "H"
5900 REM FUNCION DE COERENCIA Y DE GANANCIA
5901 PR# 0: PRINT "CAMBIE DE HOJA EN EL PLOTTER": PRINT "PULSE RETURN": GET T#
5905 PR# 2: PRINT "S3"
5910 PRINT "M200,200": PRINT "X1,60,15": PRINT "M200,200": PRINT "X0,50,10"

```

```

5915 FOR Z = 1 TO 15: X = 60 * Z + 200: P = .02 * Z
5920 PRINT "M"; X; ",180": PRINT "P"; P: NEXT Z
5925 FOR Z = 1 TO 10: PRINT "M150,"; Z * 50 + 200: PRINT "P"; Z * 0.1: NEXT
Z
5926 FOR X = 1 TO 75: XX = FAC(X) / SQR (FX(X) * FY(X))
5927 IF XX < = 1 THEN 5930
5928 NEXT X
5930 PRINT "M"; 200 + 1500 * X / M; ",,"; XX * 500 + 200
5932 FOR Z = X TO 75: XX = FAC(Z) / SQR (FX(Z) * FY(Z))
5935 PRINT "D"; 200 + 1500 * Z / M; ",,"; XX * 500 + 200: NEXT Z
5940 PRINT "M200,1000"
5945 PRINT "X0,50,15": PRINT "M200,1000"
5946 PRINT "X1,60,15"
5947 PRINT "M200,1250": PRINT "D1000,1250"
5950 FOR X = 1 TO M: XX = FAC(X) / FX(X): IF XX < 3 THEN GOTO 5955: NEXT
X
5955 PRINT "M"; 200 + X * 12; ",,"; XX * 250 + 1000
5958 FOR Z = X TO 75: XX = FAC(Z) / FX(Z)
5960 PRINT "D"; 200 + Z * 12; ",,"; XX * 250 + 1000: NEXT Z
5961 FOR Z = 1 TO 15: X = 60 * Z + 200: P = .02 * Z: PRINT "M"; X; ",,960": PRINT
"P"; P: NEXT Z
5962 FOR Z = 1 TO 15: Y = 1000 + 50 * Z: P = .2 * Z: PRINT "M150,"; Y: PRINT
"P"; P: NEXT Z
5965 PRINT "M1200,500": PRINT "PFUNCION DE COHERENCIA": PRINT "M1200,150
0": PRINT "PFUNCION DE GANANCIA"
5970 PRINT "M50,680": PRINT "PCx,y": PRINT "M50,1750": PRINT "Pgx,y": PRINT
"M1100,100": PRINT "Pf": PRINT "M1100,920": PRINT "Pf"
5975 PRINT "M300,1900": PRINT "PLUVIDIOGRAFO "; N1#: " PERIODO "; P1#: PRINT
"M300,1850": PRINT "PESTACION "; N2#: " PERIODO "; P2#
5977 PRINT "T0,0,1850,1950"
6000 REM DATOS POR IMPRESORA
6010 REM CORRELOGRAMA CRUZADO
6020 REM *****
6030 PR# 0: HOME : PRINT "ENCIENDA LA IMPRESORA": PRINT "Y PULSE UNA TEC
LA": GET T#
6040 PR# 1: PRINT CHR# (27); "C"; CHR# (66): PRINT CHR# (27); "N"; CHR#
(6)
6045 PRINT CHR# (27); "W"; CHR# (1);
6050 PRINT " CORRELOGRAMAS"
6055 PRINT "*****
*****"
6056 PRINT CHR# (27); "W"; CHR# (0);
6060 PRINT : PRINT
6061 PRINT SPC( 5); "Variable x ";
6065 PRINT SPC( 10); "PLUVIDIOGRAFO "; N1#: SPC( 10); "PERIODO "; P1#: SPC( 1
0); "UNIDADES "; U1#
6066 PRINT SPC( 5); "Variable y ";
6070 PRINT SPC( 10); "ESTACION "; N2#: SPC( 10); "PERIODO "; P2#: SPC( 10);
"UNIDADES "; U2#
6071 PRINT : FOR Z = 1 TO 130: PRINT "_";: NEXT Z: PRINT "_ "
6072 PRINT CHR# (27); "W"; CHR# (1);: PRINT " SIMPLE"; SPC( 26
); "CRUZADO": PRINT CHR# (27); "W"; CHR# (0);
6080 PRINT : FOR Z = 1 TO 130: PRINT "_";: NEXT Z: PRINT "_ "
6090 PRINT SPC( 82); "FUNCION AMPLITUD"
6095 PRINT SPC( 10); "rx"; SPC( 9); "ry"; SPC( 8); "f"; SPC( 7); "s(f),x"; SPC(
5); "s(f),y "; "COHERENCIA GANANCIA DE FASE CRUZADA ESPECTRO"
; " K rx,y"
6100 FOR Z = 1 TO 129: PRINT "_";: NEXT Z: PRINT "_ "
6105 CN = 60
6110 FOR K = 0 TO M: PRINT "K="; K;

```

```

6120 X# = STR# (K): L = LEN (X#): PRINT SPC( 4 - L);
6125 X = RX(K): GOSUB 6190: X = RY(K): GOSUB 6190
6126 F = K / (2 * M): F = INT (F * 1000) / 1000
6127 PRINT "!"; F;: L = LEN ( STR# (F)): PRINT SPC( 6 - L); "!";
6128 X = FX(K): GOSUB 6190: X = FY(K): GOSUB 6190
6129 X = FAC(K) / SQR (FX(K) * FY(K)): GOSUB 6190: X = FAC(K) / FX(K): GOSUB
6190
6130 X = TETA(K): GOSUB 6190: X = FAC(K): GOSUB 6190: X = ESPEC(K): GOSUB 6
190
6140 PRINT "! ";: IF CN < 0 THEN C = ABS (CN): PRINT CN;: L = LEN ( STR#
(CN)): PRINT SPC( 8 - L); INT (RN(C) * 1000) / 1000: GOTO 6160
6150 PRINT CN;: L = LEN ( STR# (CN)): PRINT SPC( 8 - L); INT (RC(CN) *
1000) / 1000
6160 CN = CN - 1
6170 NEXT K
6175 END
6190 X = INT (X * 100) / 100: X# = STR# ( ABS ( INT (X))): L = 5 - LEN (
X#): IF X < 0 THEN L = L - 1
6194 IF X < 0 AND X > - 1 THEN L = L + 1
6195 IF X > 0 AND X < 1 THEN L = L + 1
6196 PRINT SPC( L); X; SPC( 11 - L - LEN ( STR# (X))): RETURN
9500 REM ESTABLECE CICLO HIDROLOGICO
9510 HOME : INPUT " EN QUE MES SE INICIA EL CICLO (1 A 12 ) "; ME
9520 PRINT : PRINT : INPUT "DE QUE AÑO (SOLO 2 ULTIMAS CIFRAS ) "; AN
9530 PRINT : PRINT : INPUT "CUANTOS MESES ? "; CM
9540 FOR K = 1 TO CM
9550 IF ME > 12 THEN ME = 1: AN = AN + 1
9560 AN# = STR# (AN)
9565 IF PL# = "P" THEN NO# = "PLU." + ME#(ME) + AN# + "-" + N#: GOTO 958
0
9570 NO# = "VL." + ME#(ME) + AN# + "-" + N#
9580 ME = ME + 1
9585 PRINT NO#
9590 IF PL# = "P" THEN GOSUB 2000: GOTO 9600
9595 GOSUB 1075
9600 NEXT K
9610 GOSUB 4000
9620 RETURN

```

BIBLIOGRAFIA

- CRUZ-SANJULIÁN, J.: *Tratamiento automático de limnigramas en microcomputador*. Bol. Geol. Min., T. XCV-V, pp. 456-462 (1984).
- MANGIN, A.: *Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 293, série II, pp. 401-404 (1981a).
- MANGIN, A.: *Apports des analyses corrélatoire et spectrale*

croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 293, pp. 1011-1014 (1981b).

MANGIN, A.: *Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale*. Jour. Hydrology, v. 67, pp. 25-43 (1984).

MAX, J.: *Méthodes et techniques du traitement du signal et application aux mesures physiques*. Masson, Paris, 279 pp. (1980).

GEOQUIMICA

Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria

Por M. BUSTILLO REVUELTA (*) y R. FORT GONZALEZ (**)

RESUMEN

En este trabajo se propone un modelo basado en la evolución geoquímica del estroncio durante los procesos de dolomitización. Las dolomías penecontemporáneas incluyen dos estadios de formación: a) Sedimentación de lodos aragoníticos, y b) dolomitización por aguas de derivación marina. Por el contrario, las dolomías originadas por procesos diagenéticos tardíos incluyen: a) Sedimentación de lodos aragoníticos; b) estabilización diagenética del aragonito a calcita de bajo contenido en magnesio, y c) dolomitización por mezcla de aguas de origen marino y meteórico. Cada uno de estos estadios produce cambios en los contenidos en estroncio. Así, el modelo propuesto muestra que las dolomías penecontemporáneas están enriquecidas en estroncio (324 p.p.m.) en comparación con las dolomías diagenéticas (65 p.p.m.).

Posteriormente, este modelo se aplica al estudio de las dolomías aptienses del norte de España (zona oeste de Cantabria). Los dos procesos de dolomitización considerados y sus contenidos en estroncio se comparan con los resultados obtenidos en las dolomías estudiadas. Esta comparación pone de manifiesto que su origen está probablemente relacionado con procesos de dolomitización diagenéticos tardíos. Esta conclusión concuerda con los estudios petrológicos y sedimentológicos llevados a cabo en estas dolomías.

ABSTRACT

A model based on geochemical evolution of strontium during dolomitization processes is proposed in this paper. Penecontemporaneous dolomites involve two stages of formation: a) sedimentation of aragonite muds, and b) dolomitization by waters of marine derivation. Otherwise, late diagenetic dolomites include: a) sedimentation of aragonite muds, b) diagenetic stabilization of aragonite to low-Mg calcite, and c) dolomitization by mixing of marine and meteoric waters. Each one of the defined stages of formation produce changes on strontium contents. So, the proposed model shows that penecontemporaneous dolomites are enriched in strontium (324 p.p.m.) in relation to late diagenetic dolomites (65 p.p.m.).

Subsequently, the model is applied to the study of aptian dolomites from Northern Spain (Cantabria-west region). The two dolomitization processes and their strontium contents are compared with the results obtained in aptian dolomites. This comparison reveals that dolomites from Cantabria were probably formed by late diagenetic dolomitization processes. This conclusion agrees with petrological and sedimentological features observed in those dolomites.

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Aunque los primeros trabajos relacionados con la distribución de elementos traza en carbonatos pertenecen a finales del siglo pasado y comienzos del presente (WINSLOW y ROBERTSON, 1894; CALVIN y BAIN, 1900), no es hasta la década de los cincuenta cuando esta línea de trabajo se asienta definitivamente. Desde entonces, se han producido

numerosas publicaciones cuya progresión geométrica hace imposible su enumeración, pudiéndose citar los trabajos de McINTIRE (1963), PINGITORE (1978), RENARD (1979), BRAND y VEIZER (1980), LAND (1980) y VEIZER (1983), entre otros, como los más representativos en cuanto a enfoque global del problema. El primero de ellos estableció las bases conceptuales, ya avanzadas en parte por GOLDSCHMIDT (1937), que permitieron adquirir unos criterios sólidos de tipo teórico para su ulterior aplicación, tanto desde el punto de vista de la incorporación de los elementos traza en la fase mi-

neral, como en su evolución posterior durante la diagénesis.

De los numerosos elementos traza factibles de analizar, pocos son los que ofrecen un cierto interés en los carbonatos, destacando sobre todos ellos el estroncio, utilizado muy frecuentemente en el estudio de los procesos diagenéticos. Trabajos en esta línea, por ejemplo, son los de BODINE et al. (1965), KINSMAN (1969), VEIZER et al. (1971), VEIZER y DEMOVIC (1974), RENARD (1975), JACOBSON y USDOWSKI (1976), BAKER et al. (1982) y MUCCI y MORSE (1983).

También han existido diversos autores (AL-HASHIMI, 1976; PRASADA y NAQVI, 1977; KRETZ, 1982) que se han ocupado, de forma más específica, de la evolución del estroncio en los procesos de dolomitización. No obstante, algunos aspectos geoquímicos relacionados con los posibles modelos de dolomitización no están aún definidos, por lo que el objetivo de este trabajo es contribuir a su aclaración, así como aplicar el modelo propuesto a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria.

CONSIDERACIONES TEORICAS

El estudio de la evolución geoquímica de un elemento traza presente en un mineral carbonatado cálcico, lleva consigo la consideración de una serie de procesos que, básicamente, pueden condensarse en dos aspectos:

- 1) Incorporación del elemento traza en la estructura del CO_3Ca a partir del agua del mar.
- 2) Evolución de éste en los ulteriores cambios diagenéticos.

1) Incorporación de los elementos traza

Existen cinco mecanismos (McINTIRE, 1963) de incorporación de un elemento traza en los minerales carbonatados cálcicos:

- Sustituyendo al Ca^{2+} en la estructura del CO_3Ca .
- Incorporándose intersticialmente entre los planos estructurales.

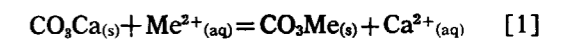
— Ocupando posiciones que están libres debido a defectos en la estructura cristalina.

— Por adsorción debida a cargas iónicas remanentes.

— Incorporándose en forma de inclusiones no carbonatadas (restos silicatados, inclusiones fluidas, etc.).

En el estado actual de los conocimientos (VEIZER, 1983), el primer mecanismo es el mejor entendido y puede ser utilizado para cálculos cuantitativos. Por contra, los restantes mecanismos son variables, no muy bien comprendidos y, en caso de que actuasen de forma predominante, se alejan de nuestro control. A pesar de ello, las experiencias demuestran que, en general, el mecanismo primero es el más importante y el que controla la incorporación y posterior evolución de los elementos traza en los carbonatos, por lo que en este trabajo nos ceñiremos a él.

La incorporación de un elemento traza divalente (Me^{2+}) en la fase mineral puede ser expresada a través de la reacción:



en el equilibrio:

$$K = \frac{(a\text{CO}_3\text{Me})(a\text{Ca}^{2+})}{(a\text{CO}_3\text{Ca})(a\text{Me}^{2+})} = \left[\left(\frac{a\text{Ca}^{2+}}{a\text{Me}^{2+}} \right)_{aq} \right] \times \left[\left(\frac{a\text{CO}_3\text{Me}}{a\text{CO}_3\text{Ca}} \right)_s \right] \quad [2]$$

El coeficiente de distribución («D») que controla la incorporación de un elemento traza se define como:

$$D = \left[\left(\frac{x\text{CO}_3\text{Me}}{x\text{CO}_3\text{Ca}} \right)_s \right] / \left[\left(\frac{m\text{Me}^{2+}}{m\text{Ca}^{2+}} \right)_{aq} \right] \quad [3]$$

Teniendo en cuenta que:

$$a = m \times \gamma$$

y utilizando la expresión [2], obtenemos la fórmula más simplificada y de uso más frecuente:

$$\left(\frac{\text{moles Me}}{\text{moles Ca}} \right)_{\text{sólido}} = D \times \left(\frac{\text{moles Me}}{\text{moles Ca}} \right)_{\text{agua}} \quad [4]$$

expresión que nos permite calcular, conocida la

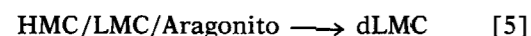
(*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid.

(**) Instituto de Geología Económica, CSIC, Madrid.

proporción del elemento traza en el agua, la cantidad de aquél presente en la fase mineral que precipita a partir de dicha agua. Los valores de «D» son variables, dependiendo esta variabilidad de la fase mineral que precipita y del elemento traza a incorporar.

2) Evolución durante la diagénesis

La fase mineral original, bien sea calcita de alto contenido en magnesio (HMC), de bajo contenido en magnesio (LMC) o aragonito, sufre un proceso de disolución reprecipitación (BATHURST, 1975) en respuesta a la inestabilidad que le rodea como consecuencia del cambio en el ambiente fisicoquímico (enterramiento). El resultado final es la génesis de otra nueva fase mineral (LMC de origen diagenético) en equilibrio con las nuevas condiciones fisicoquímicas. Es decir:



Esta transformación mineralógica lleva consigo un cambio geoquímico cuya entidad es función de cuatro variables (PINGITORE, 1978):

- La composición inicial del mineral en los elementos traza.
- Los coeficientes de distribución involucrados según el elemento traza y la fase mineral resultante.
- El quimismo de la solución diagenética (α).
- El carácter del sistema diagenético, abierto o cerrado, con todas las situaciones intermedias (β).

Si eliminamos la variable primera, que podemos conocer con cierta exactitud (a partir de la composición del agua en la cual precipita la fase mineral y del correspondiente coeficiente de distribución), el contenido en un determinado elemento traza en el mineral generado en la diagénesis depende de tres variables, que son las que controlan el comportamiento diagenético de los elementos traza durante las transformaciones diagenéticas. Por tanto, en las expresiones [4] y [5] tendremos:

$$\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{agua}} = f(\alpha, \beta) \quad [6]$$

Por lo que:

$$\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{agua}} = (1-x) \left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido disuelto}} + x \cdot \left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{agua diagenética}} \quad [7]$$

expresión en la cual:

$x=0$ si el sistema diagenético es cerrado

$x=1$ si el sistema diagenético es abierto

Si sustituimos la expresión anterior en [4], tendremos:

$$\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido}} = D \cdot \left[(1-x) \left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido disuelto}} + x \cdot \left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{agua diagenética}} \right] \quad [8]$$

y reorganizando, obtenemos:

$$\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido}} = D \cdot \left[\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido disuelto}} + x \cdot \left[\left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{agua diagenética}} - \left(\frac{m\text{Me}}{m\text{Ca}} \right)_{\text{sólido disuelto}} \right] \right] \quad [9]$$

expresión ésta que nos permite calcular el contenido en un elemento traza que posee una determinada fase mineral originada en la diagénesis, en función de las variables que controlan dicho contenido.

COMPORTAMIENTO DEL ESTRONCIO EN LA DOLOMITIZACIÓN: MODELO GLOBAL

El estroncio es uno de los elementos que más se ha utilizado en la caracterización de los procesos diagenéticos, existiendo numerosos trabajos en esta línea, tal como se comentó anteriormente. Estas aplicaciones han sido llevadas a cabo, en muchas ocasiones, en sedimentos holocenos que presentaban desde las fases primarias de calcita de alto contenido en magnesio o arago-

nito, hasta las fases diagenéticamente estabilizadas de calcita de bajo contenido en magnesio. Ejemplos de estos trabajos pueden encontrarse en SIEGEL (1961), WIGLEY (1973), FRIEDMAN y BRENNER (1977), entre otros. Esta frecuencia en su utilización es debida básicamente a dos factores: 1) La facilidad del estroncio para sustituir al calcio en la estructura del mineral carbonatado (debido a su radio iónico parecido y valencia similar) junto con la relativa abundancia de este elemento en el agua del mar, y 2) El hecho de que los coeficientes de distribución para las distintas fases carbonatadas sean sensiblemente inferiores a la unidad, lo que conlleva que cada transformación diagenética genere una nueva fase mineral notablemente empobrecida en estroncio respecto de la anterior.

También el estroncio ha sido aplicado, en ocasiones, a determinados aspectos relacionados con la sedimentación, como pueden ser los estudios paleoambientales (VEIZER et al., 1971) o de paleosalinidades (VEIZER et al., 1978).

Desde el punto de vista de la evolución del estroncio en los procesos de dolomitización, al tratarse éstos de cambios diagenéticos, producen sucesivas disminuciones en los contenidos en estroncio que, cuantitativamente, vendrán condicionados por las transformaciones diagenéticas que hayan sufrido los sedimentos desde su deposición hasta la adquisición del carácter dolomítico. Dejando al margen la posible existencia del mineral dolomita por precipitación directa a partir del agua del mar, admitida por algunos autores (CLAYTON et al., 1968; BEHRENS y LAND, 1972; ...) para sedimentos micríticos holocenos de composición dolomítica y frecuentemente asociados a evaporitas, existen en la bibliografía numerosos modelos de dolomitización que intentan explicar el origen de dichos materiales. En conjunto, estos modelos pueden encuadrarse en dos grandes grupos en función del estadio diagenético en el que se produce el proceso de dolomitización: 1) Modelos penecontemporáneos asociados a procesos de evaporación, y 2) Modelos en una diagénesis variable y relacionados con procesos de mezclas de aguas de diferente origen. En cada grupo, los procesos diagenéticos que tienen lugar son distintos, por lo que la evolución de los elementos traza también será variable. Esto lleva consigo la adquisición, por parte de la roca dolomítica, de una «señal geoquímica» que estará en función de las

transformaciones diagenéticas involucradas. Conociendo éstas, podemos aproximar la evolución de un determinado elemento traza en función de las variables que la condicionan.

1) Modelos penecontemporáneos

Estos modelos tienen su máximo desarrollo en la década de los años sesenta. Como rasgo común poseen el carácter de ser soluciones dolomitizantes originadas en un ambiente hipersalino por la precipitación previa de sedimentos evaporíticos, con el consiguiente aumento en la relación Mg/Ca. Este aumento convierte a dichas soluciones en salmueras potencialmente dolomitizantes. Ejemplos de estos modelos son los de ADAMS y RHODES (1960), FRIEDMAN y SANDERS (1967) y HSU y SIEGENTHALER (1969). Los procesos genéticos que tienen lugar son: a) Precipitación de las fases carbonatadas y b) Dolomitización de éstas por salmueras de derivación marina.

a) La composición de los carbonatos primarios puede ser muy variable, aunque lo más frecuente es su carácter aragonítico (FRIEDMAN y SANDERS, 1967). Suelen presentar una distribución finamente estratificada (ADAMS y RHODES, 1960) y una frecuente asociación con evaporitas (FRIEDMAN, 1980). En cuanto a los contenidos en estroncio, oscilan entre 4.000 y 8.000 p.p.m. (KINSMAN, 1969) en función de su composición.

b) Las soluciones causantes del proceso de dolomitización son de carácter marino, aunque sus relaciones Sr/Ca han sido notablemente modificadas por la precipitación de evaporitas que hace disminuir la presencia de Ca^{++} en el agua del mar. El cálculo de la relación Sr/Ca es difícil de establecer, aunque una aproximación válida se puede obtener a partir de los datos de KINSMAN (1973) para las relaciones Mg/Ca en la dolomitización de las sabkhas del Golfo Pérsico. Los valores de este autor permiten deducir relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en las soluciones dolomitizantes del orden de $3,4 \cdot 10^{-2}$. El resultado final suelen ser dolomías micríticas (REEDER, 1981) con altos contenidos en estroncio (KINSMAN, 1969). En cuanto al carácter del sistema diagenético, los propios condicionantes que establece el proceso de dolomitización hace que el modelo básicamente abierto sea el más coherente.

2) Modelos de mezclas de aguas

Los modelos por mezclas de aguas, en un estado diagenético variable, surgen en la década de los setenta como respuesta a la existencia de dolomías sin asociación directa con evaporitas. Las soluciones dolomitizantes se originan por mezcla entre aguas meteóricas y aguas connatas de origen marino, cuyo resultado final es una solución con relaciones Mg/Ca próximas a uno y salinidades bajas y, por tanto, con capacidad para dolomitizar (FOLK y LAND, 1975). De estos modelos, el primero y más característico es el de HANSHAW et al. (1971), aunque posteriormente surgieron otros muchos: BADIOZAMANI (1973), LAND (1973), etcétera. Los procesos involucrados en la génesis de estas dolomías son más complejos, pero desde el punto de vista del estudio de la evolución del estroncio, pueden sintetizarse en los siguientes: a) Precipitación de las fases carbonatadas, b) Estabilización de los sedimentos en calcita de bajo contenido en magnesio de origen diagenético (dLMC) y c) Dolomitización por salmueras originadas por mezcla de aguas meteóricas y marinas.

a) Las características de los sedimentos carbonatados primarios en este tipo de modelos no son restrictivas, pues al tratarse de dolomitizaciones en una diagénesis más o menos avanzada, no presentan conexiones evidentes con el medio de sedimentación. Suelen tratarse de carbonatos de plataforma, tanto somera como abierta, estando su composición condicionada por el aporte fosilífero que los conforma.

b) Previa a la dolomitización, existe una transformación de las fases primarias (fundamentalmente de HMC y/o aragonito) en dLMC. Esta transformación tiene lugar por aguas de origen meteórico (VEIZER, 1983) y en un sistema diagenético semiabierto (PINGITORE, 1978). Se generan sedimentos calcáreos con relativamente bajos contenidos en estroncio, fruto de la estabilización aragonito-calcita.

c) El proceso de dolomitización, por último, es llevado a cabo por soluciones de composición en principio desconocida. No obstante, existe un consenso entre la mayor parte de los autores en considerar que el modelo mezcla de aguas meteóricas y marinas, genera soluciones cuya fisicoquímica (salinidad, alcalinidad, pH, ...) sería la más idónea para producir la dolomitización. Al igual que en los modelos penecontemporáneos y, por

las mismas razones, el carácter del sistema diagenético sería básicamente abierto. El resultado final suelen ser dolomías con muy bajos contenidos relativos en estroncio, inferiores a 100 p.p.m. (VEIZER y DEMOVIC, 1974), causados por los sucesivos procesos diagenéticos que han tenido lugar hasta la adquisición definitiva del carácter dolomítico.

En la figura 1 se muestra, de forma esquemática, los diferentes procesos involucrados en la dolomitización, en función de los modelos propuestos, y que constituyen el modelo de evolución geoquímica del estroncio en dicho proceso, cuya cuantificación puede llevarse a cabo, conociendo la composición de las fases primarias, a partir de los valores de las variables que intervienen (tabla 1).

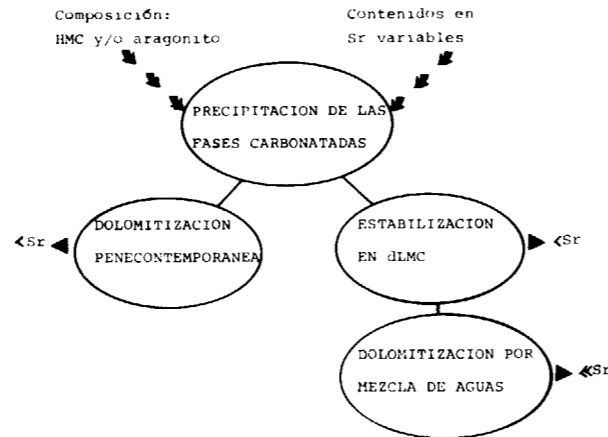


Figura 1.—Procesos involucrados en la génesis de las dolomías según los modelos de dolomitización.

APLICACION A LAS DOLOMIAS DEL CRETACICO INFERIOR DE CANTABRIA

En el sector oeste de la Comunidad Autónoma de Cantabria afloran unos materiales de composición dolomítica cuya importancia es notable, pues constituyen la roca encajante de importantes mineralizaciones de Pb-Zn (Reocín, Novales, La Florida...). Dadas las relaciones existentes entre las mineralizaciones y la roca encajante, el conocimiento de la génesis resulta de gran interés para la construcción del modelo genético que permita explicar el origen de los yacimientos, origen que en las últimas décadas ha sufrido di-

TABLA 1 Características de las variables que intervienen en la evolución del estroncio según los modelos de dolomitización

Proceso	Tipo de aguas	Relación Sr/Ca	«D»	Carácter del sistema diagenético
Precipitación	Marinas	$8,9 \cdot 10^{-3}$ (1)	0,8 (2)	Básicamente abierto $x=0,75$
Dolomitización Penecontemporánea	Marinas evolucionadas	$3,4 \cdot 10^{-2}$	0,025 (3)	
Estabilización en dLMC	Meteóricas	$5,5 \cdot 10^{-3}$ (4)	0,05 (5)	Semiabierto $x=0,5$ (6)
Dolomitización mezcla de aguas	Meteóricas + marinas	$7,2 \cdot 10^{-3}$	0,025 (3)	Básicamente abierto $x=0,75$

- (1) DREVER (1982).
- (2) KINSMAN (1969).
- (3) JACOBSON y USDOWSKI (1976).
- (4) VEIZER (1983).
- (5) BAKER et al. (1982).
- (6) PINGITORE (1978).

versas interpretaciones que, globalmente, pueden sintetizarse en las concepciones singenetistas de MONSEUR (1967) o epigenetistas de BUSTILLO y ORDÓÑEZ (1980) y VADALA (1981). El primer modelo implicaría la existencia de unas rocas encajantes dolomíticas originadas por procesos de dolomitización penecontemporáneos, mientras que las teorías epigenetistas supondrían una dolomitización en estadios avanzados de la diagénesis.

La zona estudiada se ubica en el extremo oeste de la cuenca de sedimentación cantábrica, formada ésta por materiales mesozoicos y terciarios plegados por la orogenia alpina. Dentro de este conjunto, se localiza una sucesión concordante de materiales carbonatados y detríticos pertenecientes al Cretácico Inferior (Facies Urganianas, según RAT, 1959). Las rocas carbonatadas están constituidas por potentes formaciones calcáreas con intensos procesos de dolomitización, que conforman sucesiones litológicas formadas por un tramo inferior y otro superior de carácter calcáreo y uno intermedio de carácter dolomítico.

Las cálizas, tanto las infra como las suprayacentes, se presentan bien estratificadas, en bancos de 0,5 a 2 metros, y texturalmente están constituidas, en conjunto, por wackestones-packestones fosilíferos (biomicritas), que permiten considerar-

las como originadas en un medio de plataforma somera relativamente restringida (BUSTILLO, 1984). Sus contenidos en estroncio oscilan entre las 161 p.p.m. en la columna de Udías y las 311 p.p.m. en la columna de Punta Calderón, con un valor total medio para todas las muestras analizadas de 250 p.p.m. (tabla 2).

TABLA 2 Contenidos medios en estroncio de los materiales calcáreos y dolomíticos según las columnas estudiadas

Columnas	Calizas p.p.m.	Dolomías p.p.m.
Punta Calderón	311	46
La Emilia	—	41
Hoyo Alto - 1	293	48
Hoyo Alto - 3	288	49
Bustablado	167	45
Udías	161	45
TOTAL	250	48

Las dolomías poseen unas características, descritas en detalle por BUSTILLO (1985), que, en conjunto, pueden sintetizarse en los siguientes aspectos:

- a) Estratigráficamente están englobadas en una sucesión de materiales que no presentan, tanto en la vertical como en la horizontal, sedimentos evaporíticos asociados, por lo que no es posible establecer una conexión directa con ambientes hipersalinos.
- b) Su aspecto en campo es masivo y homogéneo. No poseen estratificación bien desarrollada y los contactos calizas-dolomías son netos y con un desarrollo irregular, siendo frecuente los restos calcáreos no dolomitizados incluidos en el conjunto dolomítico.
- c) Desde el punto de vista petrográfico, están constituidas por mosaicos de cristales de gran tamaño (500 micras), en muchos casos zonados, y con pérdida de la textura deposicional primaria, existiendo tan solo, muy localmente, fantasmas de aloquímicos (milíolidos y orbitolinas).
- d) Los contenidos en estroncio prácticamente son constantes en todas las columnas estudiadas, estando sus rangos de variación comprendidos entre las 41 p.p.m. de La Emilia y las 49 p.p.m. de Hoyo Alto -3, con un valor medio total de 47 p.p.m. (tabla 2).

Todas estas características permiten considerar a las dolomías como originadas por procesos de dolomitización diagenéticos tardíos (BUSTILLO, 1985). No obstante, la testificación de esta conclusión, aplicando el modelo de evolución del estroncio expuesto anteriormente, ha permitido una contrastación posterior de la validez de la hipótesis.

La aplicación del modelo se ha realizado para comprobar si los contenidos en estroncio en las dolomías estudiadas permiten incluirlas, desde un punto de vista geoquímico, en el grupo de las dolomías penecontemporáneas o en el de las diagenéticas. Para ello es necesario observar la evolución del estroncio, a partir de los materiales calcáreos descritos anteriormente, en función de los dos modelos de dolomitización considerados y sus procesos asociados.

Dolomías penecontemporáneas

La dolomitización penecontemporánea llevaba asociados dos procesos claramente diferenciados:

a) Sedimentación de las fases carbonatadas; y b) Dolomitización por aguas de derivación marina.

a) El contenido en estroncio de las fases carbonatadas estudiadas, en el momento de la sedimentación, puede obtenerse a partir de la media ponderada de sus distintos componentes. Las microfacies están constituidas, en conjunto, por los siguientes componentes: 50 por 100 de matriz micrítica, 30 por 100 de orbitolinas, 10 por 100 de foraminíferos planctónicos y 10 por 100 de Rudistas. La matriz micrítica, de carácter aragonítico, poseerá, aplicando la fórmula [4] y tomando como coeficiente de distribución («D») el valor 0,8 (KINSMAN, 1969) y la relación Sr/Ca en el agua del mar $8,9 \cdot 10^{-3}$ (DREVER, 1982):

$$Sr/87,62/400.000/40=0,8 \times 8,9 \cdot 10^{-3} \quad [10]$$

de donde:

$$Sr=6.238 \text{ p.p.m.}$$

Es decir, el aragonito precipitado a partir del agua del mar poseerá 6.238 p.p.m. de estroncio. Conociendo los contenidos en estroncio de las orbitolinas, foraminíferos planctónicos y rudistas (a partir de MILLIMAN, 1974), se puede calcular el valor medio ponderado en estroncio de las fases carbonatadas primarias, que es de 5.800 p.p.m.

b) El proceso de dolomitización penecontemporánea a partir de aguas de derivación marina (relación Sr/Ca= $3,4 \cdot 10^{-2}$ —tabla 1—) generará dolomías cuyos contenidos en estroncio vendrán definidos por la aplicación de la ecuación [9]. Tomando $D=0,025$ (JACOBSON y USDOWSKI, 1976), $(^{m}Sr/^{m}Ca)_{sol. dis.} = 7,1 \cdot 10^{-3}$ (cantidad de estroncio presente por la disolución de la fase carbonatada precursora), $x=0,75$ (sistema diagenético básicamente abierto), tendremos:

$$\left(\frac{^{m}Sr}{^{m}Ca}\right)_{dolomita} = 0,025 [7,1 \cdot 10^{-3} + 0,75 (3,4 \cdot 10^{-2} - 7,1 \cdot 10^{-3})] \quad [11]$$

De donde:

$$\left(\frac{^{m}Sr}{^{m}Ca}\right)_{dolomita} = 6,82 \cdot 10^{-4} \quad [12]$$

Por tanto, la cantidad de estroncio en la dolomita será:

$$Sr=324 \text{ p.p.m.}$$

Es decir, supuesto un proceso de dolomitización penecontemporánea, las dolomías resultantes tendrían 324 p.p.m. de estroncio.

Dolomías diagenéticas por mezclas de aguas

En estos modelos, los procesos involucrados, como se comentó anteriormente, eran: a) Sedimentación de las fases carbonatadas, b) Estabilización en dLMC, y c) Dolomitización por mezcla de aguas meteóricas y marinas.

a) El contenido en estroncio de los sedimentos carbonatados primarios será, por definición, el mismo del caso anterior, es decir, 5.800 p.p.m.

b) El proceso de estabilización aragonito-dLMC producirá una disminución del contenido en estroncio que se evaluará a partir de [9]. Considerando $D=0,05$ (BAKER et al., 1982), $(^{m}Sr/^{m}Ca)_{sol. dis.} = 7,1 \cdot 10^{-3}$, $x=0,5$ (sistema diagenético semiabierto —PINGITORE, 1978—) y $(^{m}Sr/^{m}Ca)_{aguas diagen.} = 5,5 \cdot 10^{-3}$ (VEIZER, 1983), tendremos:

$$\left(\frac{^{m}Sr}{^{m}Ca}\right)_{dLMC} = 0,05 [7,1 \cdot 10^{-3} + 0,5 (5,5 \cdot 10^{-3} - 7,1 \cdot 10^{-3})] \quad [13]$$

Es decir, la cantidad de estroncio en la calcita de bajo contenido en magnesio de origen diagenético será de 276 p.p.m.

c) Por último, se produce la dolomitización de la dLMC, que originará una nueva disminución en el contenido en estroncio en la dolomita final. Dicha disminución vendrá definida por [9]. Tomando $D=0,025$ (el mismo coeficiente de distribución que para la dolomitización penecontemporánea [11], $(^{m}Sr/^{m}Ca)_{sol. dis.} = 3,15 \cdot 10^{-4}$ (cantidad de estroncio presente por la disolución de la dLMC precursora), $x=0,75$ (semejante a [11]) y $(^{m}Sr/^{m}Ca)_{agua diagen.} = 7,2 \cdot 10^{-3}$ (tabla 11, obtenido a partir de la mezcla de las aguas meteóricas y marinas) obtendremos:

$$\left(\frac{^{m}Sr}{^{m}Ca}\right)_{dolomita} = 0,025 [3,15 \cdot 10^{-4} + 0,75 (7,2 \cdot 10^{-3} - 3,15 \cdot 10^{-4})] \quad [14]$$

Por tanto:

$$\left(\frac{^{m}Sr}{^{m}Ca}\right)_{dolomita} = 1,37 \cdot 10^{-4}$$

De donde:

$$Sr=65 \text{ p.p.m.}$$

Es decir, las dolomías originadas por procesos de dolomitización diagenéticos a partir de mezclas de aguas meteóricas y marinas, poseerían contenidos en estroncio de 65 p.p.m.

Si se establece una comparación entre los contenidos teóricos en estroncio para los dos modelos de dolomitización propuestos y los obtenidos en el estudio de las dolomías aptienses de la zona oeste de Cantabria (figura 2), se observa que estas últimas poseen valores de estroncio cuyo rango de variación concuerda con los contenidos que serían de esperar si estas dolomías se hubiesen generado por procesos de dolomitización diagenéticos, por lo que dicho origen parece ser el más factible. En este sentido, también resultan significativos los valores en estroncio obtenidos en las calizas diagenéticamente estabilizadas en dicho modelo (276 p.p.m.) frente a los resultantes en el estudio de las microfacies calcáreas que sufren los procesos de dolomitización (250 p.p.m.). Esta similitud de valores reafirma la hipótesis propuesta.

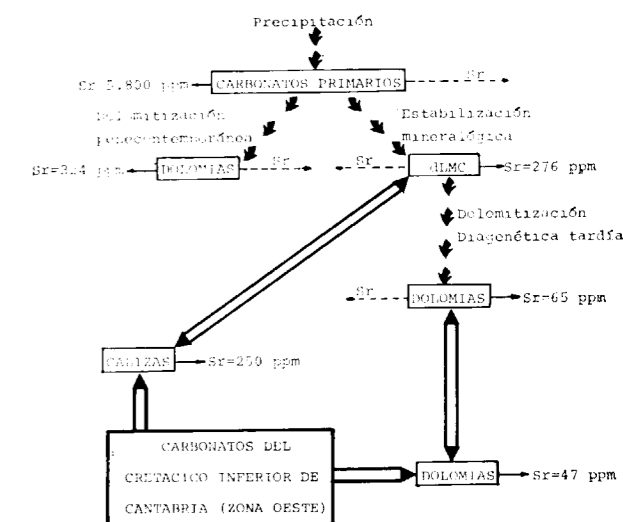


Figura 2.—Aplicación del modelo de evolución del estroncio a las dolomías aptienses de la zona oeste de Cantabria y estudio comparativo.

CONCLUSIONES

1) El estudio de la evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización pone de manifiesto que las dolomías originadas por diferentes modelos de dolomitización (penecontemporáneas o diagenéticas) poseen contenidos en estroncio claramente diferentes, en función de las transformaciones diagenéticas involucradas en cada modelo.

2) Las dolomías del Cretácico Inferior de Cantabria (zona oeste) presentan valores de estroncio semejantes a los obtenidos teóricamente en el modelo de dolomitización diagenético por mezcla de aguas, por lo que esta génesis parece ser la más probable.

3) La contrastación de los estudios geoquímicos frente a los petrológicos, sedimentológicos, etcétera, pone de manifiesto que esta línea de trabajo puede resultar de gran ayuda para el estudio de los procesos de dolomitización.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, J. E., y RHODES, M. L.: *Dolomitization by seepage refluxion*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44:1912-1920 (1960).
- AL-HASHIMI, W. S.: *Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England*. Jour. Sed. Petrol., 46:369-376 (1976).
- BADIOZAMANI, K.: *The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin*. Jour. Sed. Petrol., 43:965-984 (1973).
- BAKER, P. A.; GIESKES, J. M., y ELDERFIELD, H.: *Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments -evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data*. Jour. Sed. Petrol., 52:71-82 (1982).
- BATHURST, R. G. C.: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Develop. in Sedim., 12. Elsevier, Amsterdam, 658 pp. (1975).
- BEHRENS, E. W., y LAND, L. S.: *Subtidal holocene dolomite, Baffin Bay, Texas*. Jour. Sed. Petrol., 42:155-161 (1972).
- BODINE, M. W.; HOLLAND, H. D., y BORCSIK, M.: *Coprecipitation of manganese and strontium with calcite*. In: Symposium on problems of postmagmatic ore deposition, II, Prague: 401-406 (1965).
- BRAND, U., y VEIZER, J.: *Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. 1: Trace elements*. Jour. Sed. Petrol., 50:1219-1236 (1980).

BUSTILLO, M.: *Estudio petrológico y geoquímico de las mineralizaciones Zn-Pb del Cretácico Inferior (Aptiense) de Cantabria (zona oeste)*. Tesis doctoral (inérita), 403 pp. (1984).

BUSTILLO, M.: *Procesos de dolomitización en los materiales calcáreos aflorantes en el anticlinal de Caborredondo (Cantabria)*. Rev. Mat. Proc. Geol., 3:189-210 (1985).

BUSTILLO, M., y ORDÓÑEZ, S.: *Posible origen diagenético de los sulfuros sedimentarios en facies carbonáticas (provincia metalogénica de Cantabria)*. Rev. Inst. Invest. Geol. Univ. de Barcelona, 34:339-349 (1980).

CALVIN, S., y BAIN, H. F.: *Geology of Dubuque County*. Iowa Geol. Survey, 10:379-622 (1900).

CLAYTON, R. N.; JONES, B. F., y BERNER, R. A.: *Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions*. Geochim. Cosmochim. Acta, 32:415-432 (1968).

DREVER, J. I.: *The geochemistry of natural waters*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 388 pp. (1982).

FOLK, R. L., y LAND, L. S.: *Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 59:60-68 (1975).

FRIEDMAN, G. M.: *Dolomite is an evaporative mineral: evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea*. In: Concepts and Models of Dolomitization, Zenger et al. (Eds.), S.E.P.M., Sp. Public., 28:69-80 (1980).

FRIEDMAN, G. M., y BRENNER, I. B.: *Progressive diagenetic elimination of strontium in Quaternary to late tertiary Coral reefs of Red Sea: sequence and time scale*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 4:353-355 (1977).

FRIEDMAN, G. M., y SANDERS, J. E.: *Origin and occurrence of dolostones*. Develop. in Sedim., 9A:267-348 (1967).

GOLDSCHMIDT, V. M.: *The principles of distribution of chemical elements in mineral and rocks*. Chem. Soc. London Jour., 655-672 (1937).

HANSHAW, B. B.; BACK, W., y DEIKE, R. G.: *A geochemical hypothesis for dolomitization by ground waters*. Econ. Geol. 66:710-724 (1971).

HSU, K. J., y SIEGENTHALER, C.: *Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation-their bearing on the dolomite problem*. Sedimentology, 12:11-26 (1969).

JACOBSON, R. L., y USDOWSKY, H. E.: *Partitioning of strontium between calcite, dolomite, and liquids*. Contrib. Mineral. Petrol., 59:171-185 (1976).

KINSMAN, D. J.: *Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks*. Jour. Sed. Petrol., 39:486-508 (1969).

KINSMAN, D. J.: *Dolomitization process in sabkha environment*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 57:788-789 (1973).

KRETZ, R.: *A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite*. Geochim. Cosmochim. Acta, 46:1979-1981 (1982).

LAND, L. S.: *Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica*. Sedimentology, 20:411-424 (1973).

LAND, L. S.: *The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art*. In: Concepts and Models of dolomitization, Zenger et al. (Eds.), S.E.P.M. Sp. Public., 28:87-109 (1980).

MCINTIRE, W. L.: *Trace element partition coefficients a review of theory and application to Geology*. Geochim. Cosmochim. Acta, 27:1209-1264 (1963).

MILLIMAN, J. D.: *Recent sedimentary carbonates*. Part. 1: marine carbonates. Springer-Verlag, Berlín, 375 pp. (1974).

MONSEUR, G.: *Synthese des connaissances actuelles sur le gisement stratiforme de Reocin (Province de Santander, Espagne)*. Econ. Geol. Mon., 3:278-293 (1967).

MUCCI, A., y MORSE, J. W.: *The incorporation of Mg²⁺ and Sr²⁺ into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition*. Geochim. Cosmochim. Acta, 47:217-233 (1983).

PINGITORE, N. E.: *The behaviour of Zn²⁺ and Mn²⁺ during carbonate diagenesis: theory and applications*. Jour. Sed. Petrol., 48:799-814 (1978).

PRASADA, C., y NAOVI, I. H.: *Petrography, geochemistry and factor analysis of a lower Ordovician subsurface, Tasmania, Australia*. Jour. Sed. Petrol., 47:1036-1055 (1977).

RAT, P.: *Les Pays Crétacés Basco-cantabriques (Espagne)*. Public. Univ. Dijon, t. XVIII, 525 pp. (1959).

REEDER, R. J.: *Electron optical investigation of sedimentary dolomites*. Contrib. Mineral. Petrol., 76:148-157 (1981).

RENARD, M.: *Etude geochemique de la fraction carbonatee*

d'un facies de bordure de depot gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris). Sedim. Geology, 13:191-231 (1975).

RENARD, M.: *Aspect geochemique de la diagenese des carbonates*. Bull. B.R.G.M., Sect. IV, núm. 2-1979:133-152 (1979).

SEGEL, F. R.: *Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the Northern Florida Keys area*. Jour. Sed. Petrol., 31:336-342 (1961).

VADALA, P.: *Le gite de ZnS-PbS a gangue ankeritique de Reocin (Santander, Espagne). Tectonique diapirique, phenomenes karstiques et mineralisations*. Universite d'Orleans, 288 pp. (1981).

VEIZER, J.: *Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique*. S.E.P.M., short course núm. 10:3-1 y 3-100 (1983).

VEIZER, J., y DEMOVIC, R.: *Strontium as a tool in facies analysis*. Jour. Sed. Petrol., 44:93-115 (1974).

VEIZER, J.; DEMOVIC, R., y TURAN, J.: *Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a paleo-environmental indicator*. Sediment. Geology, 5:5-22 (1971).

VEIZER, J.; LEMIEUX, J.; JONES, B.; GIBLING, M. R., y SAVELLE, J.: *Paleosalinity and dolomitization of a lower paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada*. Can. J. Earth Sci., 15:1448-1461 (1978).

WIGLEY, P.: *The distribution of strontium in limestones of Barbuda, West Indies*. Sedimentology, 20:295-304 (1973).

WINSLOW, A., y ROBERTSON, J. D.: *Lead and zinc deposits*. Sec. 2. Missouri Geol. Survey, 7:389-763 (1894).

Recibido: 10 de Julio de 1986.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)

Por A. APARICIO (*);

Y. A. BORSHEVSKI (**); S. L. BORISOVA (**); I. NOVITSKY (**); y L. GARCIA CACHO (*)

RESUMEN

Por primera vez en el Sistema Central se han hecho determinaciones isotópicas de oxígeno sobre rocas plutónicas, enclaves y rocas porfiroblásticas (augen) del ciclo Hercínico. Los datos obtenidos indican el origen paraderivado de estas formaciones, confirmando el carácter híbrido (I+S) de las rocas plutónicas.

ABSTRACT

δO_{18} Isotopic relations has been determined in plutonic rocks, enclaves and augen rocks of Hercynian age. The results shows its sedimentary origin, and the hybrid character (I+S) of plutonic rocks.

INTRODUCCION

El Sistema Central Español se caracteriza por encontrarse asociados una serie plutónica de rocas granodioríticas-adamellíticas, a una secuencia de rocas sedimentarias pelíticas con edades que abarcan desde el Cámbrico al Devónico, y que está afectada por un metamorfismo regional de gradiente variable. El plutonismo y metamorfismo se consideran sincrónicos con la deformación e incluidos en el ciclo Hercínico (APARICIO et al., 1977). Como resultado de la interacción de la roca plutónica sobre la roca metamórfica se generan enclaves dentro de la propia roca granítica o bien facies de rocas híbridas resultantes de un fuerte proceso de granitización sobre la roca metamórfica (APARICIO y GALÁN, 1978, 1980; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982).

Para el estudio isotópico de este sector se han seleccionado aquellas litofacies que presentaban una mayor divergencia interpretativa en cuanto a su petrogénesis, como corresponden a las facies

de textura «augen» de esquistos, neises y migmatitas y a los enclaves de tipo microgranular tan frecuentes en las rocas plutónicas.

Respecto a las rocas porfiroblásticas (augen) son frecuentes los autores que las consideran como derivadas de rocas volcánicas de composición ácida, haciéndolas corresponder al Precámbrico, total o parcialmente (NAVIDAD, 1975, 1978, 1979; NAVIDAD y PEINADO, 1977, 1981; NAVIDAD y LÓPEZ RAMOS, 1981; FÚSTER et al., 1981; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; CAPOTE et al., 1977; CAPOTE et al., 1982; CAPOTE et al., 1983; etc.). Otros autores, por el contrario, las consideran el resultado de un proceso de metamorfismo o granitización sobre rocas edimentarias pelíticas (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970; APARICIO et al., 1975; APARICIO y GALÁN, 1979, 1980; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982; SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1982).

Aunque datos estructurales (APARICIO et al., 1979 a), metamórficos (APARICIO, BELLIDO, 1976; APARICIO et al., 1979 b; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982), estratigráficos (APARICIO et al., 1975 a) y mineralógicos (LÓPEZ RUIZ et al., 1978, 1980, etc.) apuntaban a un origen sedimentario para el material original de las facies augen, el tema es de gran

interés para la interpretación del hercínico Ibérico, pues estas facies son igualmente abundantes en el resto del Macizo (Galicia y Extremadura), en donde son consideradas también por la mayoría de los autores que han trabajado en estas áreas, como representativas de facies volcánicas pertenecientes al Precámbrico, llegándose a establecer una continuidad en las mismas desde Galicia, pasando por Zamora (Puebla de Sanabria), Segovia (Honrubia) y Sistema Central, con zonas muy extensas, teóricamente enterradas bajo sedimentos terciarios.

El otro tipo de formaciones estudiadas corresponden a enclaves microgranulares sin estructura definida y tamaño y formas variables que aparecen incluidas en las rocas granodioríticas-adamellíticas, no sólo de este sector del Sistema Central, sino en todo el área plutónica Hercínica, y que han sido interpretadas de forma diversa, bien como restos de rocas sedimentarias pelíticas o margosas metamorizadas incluidas por el granito (APARICIO et al., 1975 b), o bien, como opinan la mayor parte de los autores, considerarlas restos de materiales plutónicos básicos (precursores básicos) infracrustales tomados por las rocas plutónicas graníticas en su ascenso y que pudieran ser el origen por fusión cortical de las rocas granodioríticas-adamellíticas (BARD et al., 1970; CAPDEVILLA et al., 1973; FÚSTER et al., 1981; BARRERA et al., 1981, etc.).

Dadas las convergencias petrogenéticas existentes entre las formaciones augen y las rocas plutónicas se seleccionaron una serie de muestras en afloramientos conocidos de los sectores metamórficos del Sistema Central (zona oriental), junto a varios enclaves y rocas plutónicas del batolito del Sistema Central en orden a buscar la petrogénesis de estas formaciones y determinar el carácter I o S de estos granitos (BARRERA et al., 1981; APARICIO et al., 1983).

COMPOSICION MINERAL Y QUIMICA

En la figura 1 se han representado esquemáticamente las diferentes facies de rocas aquí analizadas, junto a la localización de las muestras cuya clasificación, composición mineral y localidad aparecen también reflejadas en la tabla 1.

Igualmente, en la tabla 2 se ha representado la

composición química de cada una de las muestras así como algunos valores de parámetros indicativos. En las figuras 2 y 3 se han representado el conjunto de rocas, independientemente de su clasificación, en el triángulo AFM y sus relaciones sílice-óxidos. Del análisis global se extrae, para el conjunto de las rocas plutónicas su inclusión en la serie calcoalcalina del Sistema Central (APARICIO et al., 1975 b, 1983), presentando los enclaves una evolución paralela a la de la roca granítica. Las muestras de esquistos y series porfiroblásticas (augen) presentan una evolución similar a la de las rocas plutónicas, lo cual resulta lógico teniendo en cuenta su génesis por un proceso de granitización en materiales sedimentarios (APARICIO y SÁNCHEZ CELA, 1982).

RELACIONES ISOTOPICAS

Las determinaciones de δO_{18} fueron realizadas en el laboratorio de Geología Isotópica del ILSAN (Academia de Ciencias de la URSS), con un equipo de espectroscopía MASS Varian MATT-250, utilizando los métodos de xenon-fluoride con la separación de oxígeno (como O_2) de minerales y rocas. Se utilizó el patrón internacional NBS-28.

Los resultados están reflejados en la tabla 3, en donde, por grupos de rocas, se obtienen valores entre +9,2 y +7,6 por 1.000 para los esquistos porfiroblásticos, entre +11,6 por 1.000 y +7,0 por 1.000 para los enclaves, de +10,4 por 1.000 y +7,25 por 1.000 para las granodioritas-adamellíticas y de +7,6 por 1.000 y +7,0 por 1.000 para las anfibolitas, indicando, para todas las litologías muestreadas un origen paraderivado. Así, los neises y esquistos porfiroblásticos, entre los que se han incluido facies significativas como las series de La Berzosa, Lozoya (Morcuera), Rianza, Santa María de la Alameda, Hiendelaencina y esquistos de Gascuña y Cardoso, presentan valores determinativos de un origen paraderivado, alcanzándose máximos de +11,5 por 1.000 (Lozoya) y +11,6 por 1.000 (Berzosa). En este mismo orden de valores se encuentran las anfibolitas de los dos sectores analizados (ambas aparecen incluidas como macroenclaves en las rocas graníticas), que manifiestan también antecedentes sedimentarios, hecho que había ya sido indicado en anteriores trabajos (APARICIO et al., 1975 b; APARICIO y SANTOS, 1984).

En la secuencia de rocas plutónicas valores en-

(*) Departamento de Geología (M. N. C. N.), C. S. I. C. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 MADRID.

(**) Instituto de la Litósfera (Moscú). Academia de Ciencias de la URSS.

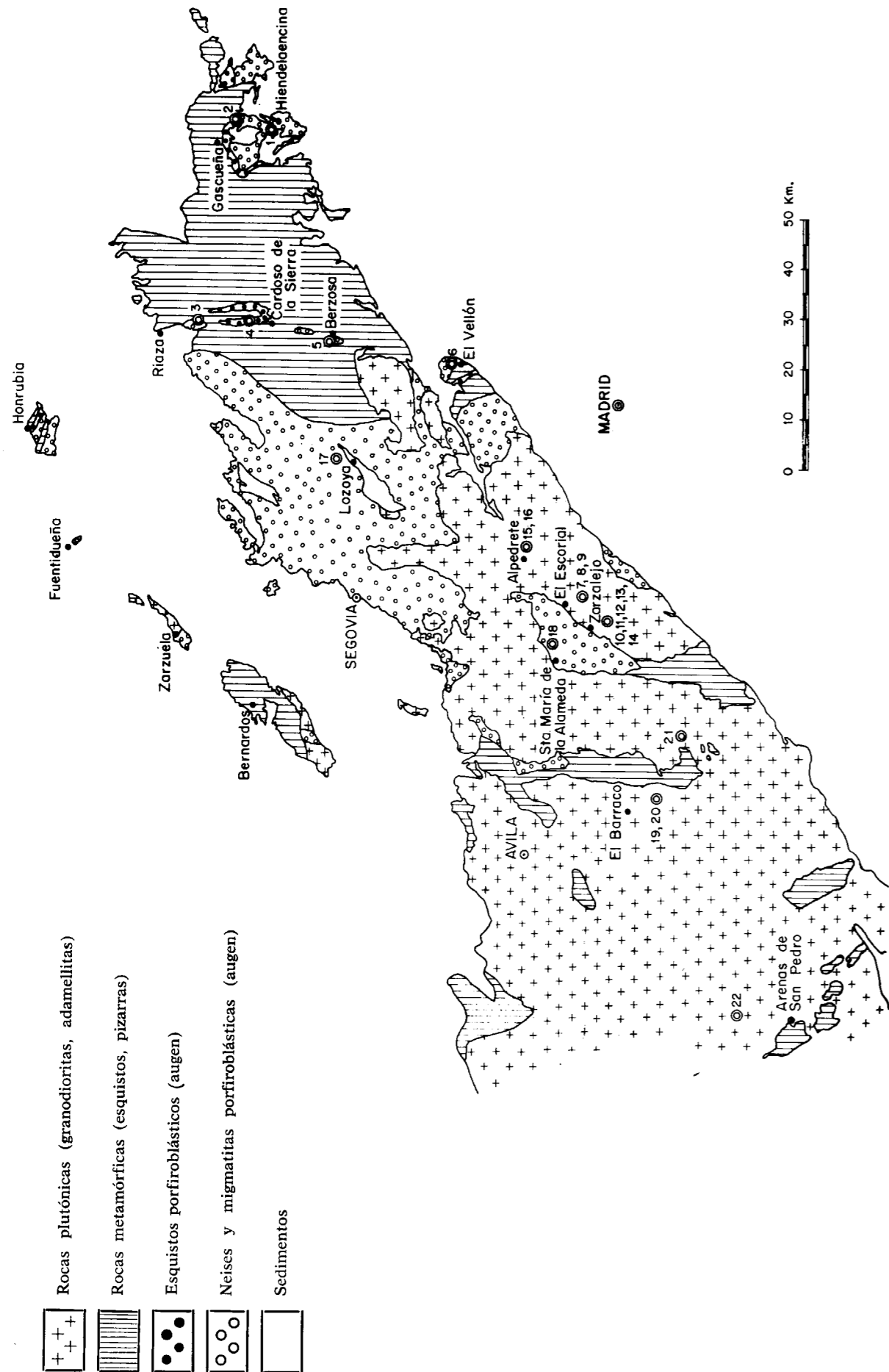


Figura 1.—Esquema geológico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama) y localización de las muestras de la Tabla I.

TABLA 1
Composición mineral y localización de las muestras estudiadas

Muestras	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato	Biotita	Moscovita	Sillimanita	Cordierita	Esfena	Apatito	Opacos	Circón	Corindón	Anfibol	Allanita	Olivino	Proxeno
1	X	X	X				X	X						
2	X	X	X				X	X						
3	X	X	X				X	X	X					
4	X	X	X				X	X						
5	X	X	X				X	X						
6	X	X	X				X	X	X					
7	X	X	X				X	X	X					
8	X	X	X				X	X	X					
9	X	X	X				X	X	X					
10	X	X	X				X	X	X					
11	X	X	X			X	X	X				X		
12	X	X	X				X	X						
13	X	X	X				X	X						
14	X	X	X				X	X	X					
15	X	X	X			X	X	X	X					
16	X	X	X				X	X	X					
17	X	X	X		X		X	X	X	X				
18	X	X	X		X		X	X	X	X				
19	X	X	X				X	X	X		X	X		
20	X	X	X				X	X	X		X	X	X	
21	X	X	X				X	X	X		X	X	X	X
22	X	X	X				X	X	X		X	X	X	X

1. Neis porfiroblástico (augen). Hiendelaencina (Guadalajara).
2. Esquisto porfiroblástico (augen). Gascueña (Guadalajara).
3. Neis porfiroblástico (augen). Riofrío de Riaza (Segovia).
4. Esquisto porfiroblástico (augen). Cardoso (Guadalajara).
5. Neis porfiroblástico (augen). Berzosa de Lozoya (Madrid).
6. Neis porfiroblástico (augen). El Vellón (Madrid).
7. Granodiorita-adamellita. El Escorial (Madrid).
8. Enclave microgranular. El Escorial (Madrid).
9. Enclave microgranular. El Escorial (Madrid).
10. Granodiorita-adamellita. Zarzalejo (Madrid).
11. Enclave microgranular. Zarzalejo (Madrid).
12. Enclave microgranular. Zarzalejo (Madrid).
14. Enclave microgranular. Zarzalejo (Madrid).
15. Adamellita. Alpedrete (Madrid).
16. Enclave microgranular. Alpedrete (Madrid).
17. Neis porfiroblástico (augen). Lozoya del Valle (Madrid).
18. Neis porfiroblástico (augen). Santa María de La Alameda (Avila).
19. Granodiorita-adamellita. El Barranco (Avila).
20. Enclave microgranular. El Barranco (Avila).
21. Anfibolita. El Tiemblo (Avila).
22. Anfibolita. El Arenal (Avila).

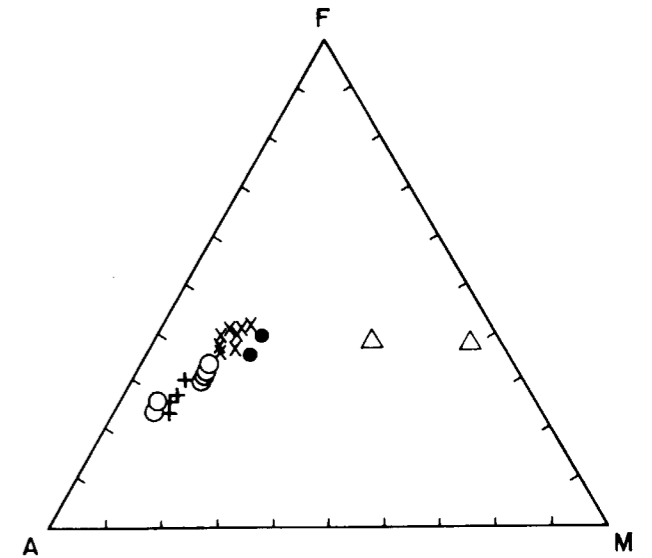


Figura 2.—Diagrama AFM sobre el que se han proyectado tanto las rocas plutónicas y sus enclaves como las facies porfiroblásticas (augen) y anfibolitas.

TABLA 2

Composición química de las rocas estudiadas

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	68,05	64,16	69,50	66,84	73,82	72,50	69,04
TiO ₂	0,46	0,50	0,45	0,54	0,24	0,32	0,42
Al ₂ O ₃	15,75	16,85	15,01	15,65	13,45	13,48	14,64
Fe ₂ O ₃	1,31	1,27	0,90	0,55	0,43	0,39	0,55
FeO	3,15	4,47	3,24	4,73	2,07	2,78	2,93
MnO	0,05	0,07	0,05	0,09	0,03	0,02	0,05
MgO	1,62	2,56	1,48	2,65	0,81	0,86	1,15
CaO	1,12	1,73	1,16	1,93	0,80	0,86	2,84
Na ₂ O	2,83	2,77	2,50	3,07	2,92	3,19	2,93
K ₂ O	4,56	3,47	4,33	3,60	4,54	5,19	5,03
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,18	0,18	0,16	0,15	0,16
H ₂ O	0,85	1,64	0,99	0,01	0,41	0,28	0,01
TOTAL	99,94	99,65	99,79	99,84	99,68	100,02	99,75

	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	67,00	67,63	67,18	66,55	65,17	63,39	65,93	70,68
TiO ₂	0,54	0,50	0,38	0,47	0,52	0,55	0,55	0,36
Al ₂ O ₃	15,25	15,31	14,73	14,65	15,68	16,11	15,85	14,12
Fe ₂ O ₃	0,70	0,51	0,41	0,92	0,06	0,67	0,57	0,06
FeO	4,44	3,83	3,28	3,27	4,76	4,66	4,45	2,44
MnO	0,09	0,07	0,06	0,07	0,08	0,09	0,08	0,05
MgO	1,57	1,49	1,23	1,45	1,44	2,07	1,75	0,94
CaO	3,93	4,05	2,96	3,86	4,03	4,58	4,62	2,90
Na ₂ O	3,81	3,74	2,81	3,37	3,76	3,29	3,43	3,20
K ₂ O	2,31	2,27	4,57	2,61	2,42	2,37	2,17	3,56
P ₂ O ₅	0,21	0,16	0,16	0,14	0,19	0,21	0,23	0,15
H ₂ O	0,09	0,32	2,11	2,54	1,80	1,64	0,44	1,05
TOTAL	99,94	99,88	99,88	99,90	99,92	99,63	100,07	99,51

	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	65,68	71,03	71,55	69,42	65,11	55,10	46,25
TiO ₂	0,52	0,40	0,24	0,44	0,56	0,54	0,44
Al ₂ O ₃	16,06	14,57	14,39	14,41	15,70	17,20	8,46
Fe ₂ O ₃	0,30	0,15	0,03	0,16	0,66	0,54	6,96
FeO	3,96	3,38	3,39	2,98	4,71	5,59	7,08
MnO	0,08	0,05	0,04	0,05	0,10	0,12	0,17
MgO	1,79	1,42	1,36	1,01	1,87	6,11	20,60
CaO	5,29	1,15	0,96	2,63	4,00	9,34	4,70
Na ₂ O	3,49	2,25	2,26	3,33	3,89	2,49	1,02
K ₂ O	1,97	4,11	4,23	4,45	2,31	1,12	0,92
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,18	0,16	0,20	0,12	0,07
H ₂ O	0,60	1,04	1,04	0,55	0,75	1,66	2,95
TOTAL	99,89	99,74	99,67	99,59	99,86	99,93	99,62

TABLA 2 (Continuación)

NORMA C.I.P.W.	1	2	3	4	5	6	7
Q	28,02	24,76	32,13	24,21	35,58	29,43	23,67
Or	26,95	20,50	25,59	21,27	26,83	30,67	29,72
Ab	23,96	23,45	21,16	25,99	24,72	27,00	24,80
An	4,32	7,54	4,58	8,40	2,92	3,29	11,94
C	4,58	5,77	4,53	3,62	2,66	1,41	—
Den	—	—	—	—	—	—	0,40
Dfs	—	—	—	—	—	—	0,53
En	4,03	6,38	3,69	6,60	2,02	2,14	2,68
Fs	4,04	6,46	4,56	7,51	3,11	4,29	4,04
Mt	1,90	1,84	1,30	0,80	0,62	0,57	0,80
Il	0,87	0,95	0,85	1,03	0,46	0,61	0,80
Ap	0,44	0,37	0,42	0,42	0,37	0,35	0,37
ID	78,92	68,71	78,88	71,47	87,12	87,10	78,20

	8	9	10	11	12	13	14	15
Q	22,81	24,21	23,27	25,07	20,16	19,57	22,66	29,46
Or	13,65	13,41	27,00	15,42	14,30	14,00	12,82	21,04
Ab	32,25	31,66	23,79	28,53	31,83	27,85	29,03	27,09
An	17,69	18,28	13,64	17,14	18,75	21,35	21,42	13,41
C	—	—	0,16	—	—	0,31	0,01	0,09
Den	0,15	0,27	—	0,43	—	—	—	—
Dfs	0,22	0,37	—	0,48	—	—	—	—
En	3,84	3,59	3,06	3,41	3,59	5,16	4,36	2,34
Fs	6,73	5,72	5,17	4,34	7,98	7,26	6,94	3,93
Mt	1,01	0,74	0,59	1,33	0,09	0,97	0,83	0,09
Il	1,03	0,95	0,72	0,89	0,99	1,04	1,04	0,68
Ap	0,49	0,37	0,37	0,32	0,44	0,49	0,53	0,35
ID	68,71	69,29	74,06	69,02	66,29	61,43	64,51	77,59

	16	17	18	19	20	21	22
Q	22,02	35,66	35,97	24,36	19,50	6,21	—
Or	11,64	24,29	25,00	26,30	13,65	6,62	5,44
Ab	29,54	19,05	19,13	28,19	32,93	21,08	8,63
An	22,34	4,46	3,59	11,23	18,54	32,45	15,79
C	—	4,78	4,78	—	0,01	—	—
Den	1,10	—	—	0,25	—	7,00	5,00
Dfs	1,35	—	—	0,41	—	3,67	0,58
En	3,95	3,54	3,39	2,40	4,66	11,97	32,70
Fs	5,59	5,51	5,88	4,49	7,36	7,20	4,36
Fo	—	—	—	—	—	—	11,41
Fa	—	—	—	—	—	—	1,68
Mt	0,43	0,22	0,04	0,23	0,96	0,78	10,09
Il	0,99	0,76	0,46	0,84	1,06	1,03	0,84
Ap	0,35	0,44	0,42	0,37	0,46	0,28	0,16
ID	63,20	78,99	80,09	78,84	66,08	33,91	14,07

TABLA 3
Relaciones isotópicas δO_{18} en rocas del Sistema Central

Muestra	$\delta^{18}O$ media $\times 1.000$ (SMOW)
1	+ 7,6
2	+ 7,6
3	+ 7,2
4	+ 9,2
5	+11,6
6	+ 4,2
7	+10,4
8	+ 7,1
9	+ 7,55
10	+ 7,8
11	+10,6
12	+ 7,65
13	+ 7,0
14	+ 7,3
15	+ 7,7
16	+ 8,05
17	+11,5
18	+ 6,9
19	+ 7,25
20	+ 7,9
21	+ 7,0
22	+ 7,6

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos por medio de las relaciones isotópicas de oxígeno en una amplia variedad de rocas del Sistema Central permite confirmar, una vez más, lo expuesto por algunos autores (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970; APARICIO et al., 1975 a; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982, etc.), sobre el carácter híbrido (antecedentes sedimentario) de las facies augen del Sistema Central y del Hercínico Ibérico (SÁNCHEZ CELA y APARICIO, 1982) y de su génesis como consecuencia de un proceso de granitización inducido por las series plutónicas calco-alcalinas. Por otra parte, se puede también establecer definitivamente el carácter híbrido I y S de las rocas plutónicas del Sistema Central (APARICIO et al., 1983) y el origen paraderivado de los enclaves microgranulares (micáceos y anfibolíticos).

Todos estos resultados están, pues, en abierta contradicción con la interpretación mayoritaria y clásica que se ha venido dando al Hercínico Ibérico y confirma la necesidad que algunos autores ya venían planteando desde 1970 de modificar estas interpretaciones en el sentido de que las facies augen no tienen otra representación estratigráfica que *la del nivel sedimentario que haya sido metamorfizado y granitizado en cada área* del Hercínico y eliminar su ascendencia volcánica, en el mismo sentido de que no hay necesidad de buscar «precursores básicos» en las rocas plutónicas Hercínicas generadas a partir de un proceso crustal anatéxico, encuadrándose el plutonismo Hercínico como un proceso *sincinemático (no postectónico)*, y concordante en el tiempo con el metamorfismo regional y la granitización-migmatización.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con el Proyecto 608/467 del CSIC, «Relaciones temporales y espaciales de los procesos ígneos y metamórficos de los Sistemas Central e Ibérico», y fue realizado dentro del convenio de cooperación científica entre la Academia de Ciencias de la URSS y el Consejo Su-

tre +10,4 por 1.000 y +7,25 por 1.000 confirman su génesis en la corteza superior y su ascendencia paraderivada (TAYLOR, 1985; HARMON et al., 1984, etcétera). La fuerte correlación con los valores obtenidos en los enclaves microgranulares de +10,6 por 1.000 y +7,0 por 1.000 incide también en la fuerte relación genética de granitos y enclaves, bien considerando los enclaves microgranulares como resultado de un proceso de asimilación de las formaciones metamórficas, o como relictos de un proceso anatéxico; aunque la masiva abundancia de estos enclaves en la proximidad de zonas de contacto, apoya más fuertemente la primera posibilidad. En la clasificación de los granitos de este sector como tipo S o I, APARICIO et al. (1983), basándose en consideraciones de tipo geoquímico, indicaron el carácter híbrido I+S de ellos, los valores de δO_{18} obtenidos vienen a confirmar este dato (O'NEIL y CHAPPELL, 1977; MARGARITZ et al., 1978; LEE et al., 1982; etc.). La proximidad y superposición de los valores encontrados establece una cierta relación genética entre todos los tipos litológicos analizados, y por extensión, se puede llegar a marcar la identidad temporal de

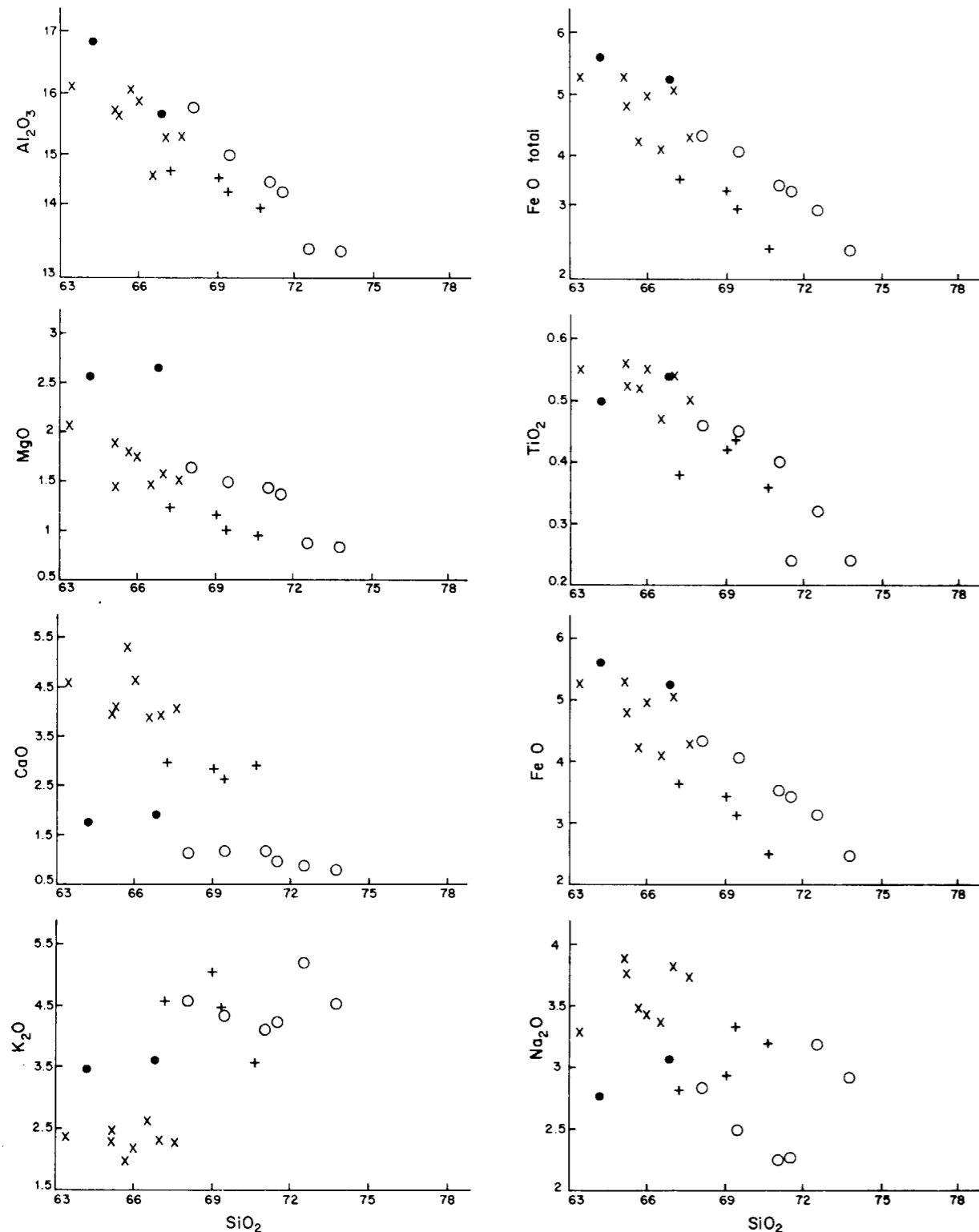


Figura 3.—Relaciones sílice/óxidos para las rocas analizadas (excepto anfibolitas).

- Migmatitas y neises porfiroblásticos (augen)
- Esquistos porfiroblásticos (augen)
- + Granodioritas-adamellitas
- × Enclaves en granodioritas-adamellitas

perior de Investigaciones Científicas, a través del Instituto de la Litosfera (Moscú) y del Instituto de Geología (CSIC). Asimismo queremos agradecer al Dr. V. Araña su inestimable ayuda y colaboración.

A J. L. Casaseca por la mecanografía y a J. Arroyo por la delineación.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)*. Estudios Geol., 26, 297-315 (1970).
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L., y PEINADO, M.: *Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central*. Bol. Geol. Min., 85, 416-427 (1975a).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 88, 145 pp. (1975b).
- APARICIO, A., y BELLIDO, F.: *Geochemical features of the metamorphism in the Sistema Central (Spain)*. Chemical Geology, 17, 281-293 (1976).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L., y SANTOS, V.: *Los granitos hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (Sector Oriental de Gredos, Sistema Central Español) y sus relaciones con las series granitizadas «postectónicas»*. Estudios Geol., 33, 575-580 (1977).
- APARICIO, A., y GALÁN, E.: *El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico (Sistema Central, Toledo)*. Bol. Geol. Min., 89, 475-486 (1978).
- APARICIO, A.; BRANDLE, J. L., y SEMPERE, J.: *Estudio comparativo de la petrofábrica de las inclusiones de cuarzo en «cristales precinemáticos»*. Bol. Geol. Min., 90, 49-59 (1979a).
- APARICIO, A.; BRANDLE, J. L., y BELLIDO, F.: *Chemical evolution in an old crustal area (Sistema Central Español)*. Physics and Chemistry of the Earth, 11, 505-517 (1979b).
- APARICIO, A., y GALÁN, E.: *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (provincia de Guadalajara)*. Estudios Geol., 36, 75-84 (1980).
- APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 93, 426-435 (1982).
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L., y SANTOS, V.: *Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español*. Estudios Geol., 39, 271-306 (1983).
- APARICIO, A., y SANTOS, V.: *Quimismo mineral del afloramiento de rocas anfibólicas de El Arenal (provincia de Avila)*. Bol. Geol. Min., 95, 598-609 (1984).
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R., y MATTE, Ph.: *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 270, 2630-2633 (1970).
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F., y PEINADO, M.: *Variaciones mineralógicas y químicas de enclaves microgranulares de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español*. Cuad. Geol. Iber., 7, 235-253 (1981).
- CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P.: *Les granitoides varisques de la Meseta Iberique*. Boll. Soc. Geol. France, 15, 209-228 (1973).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las series ante-ordovícicas del Sistema Central*. Bol. Geol. Min., 86, 581-596 (1975).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R.: *The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif*. Estudios Geol., 33, 343-355 (1977).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectono-metamórfica*. Rev. R. Acad. C. Ex. Fís. y Nat., 76, 314-331 (1982).
- CAPOTE, R.; JULIVER, M.; GIL, J.; SAN JOSÉ, M. A., y HERRANZ, P.: *Los tiempos precámbricos*. En libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, 1, 73-108 (1983).
- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M., y VILLASECA, C.: *Relaciones entre ortogneises y series volcano-sedimentarias en el Macizo de El Caloco (Guadarrama Central)*. Cuad. Geol. Iber., 7, 161-171 (1981).
- HARMON, R. S.; HALLIDAY, A. N.; CLAYBURN, J. A. P., y STEPHENS, W. E.: *Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction*. Phil. Trans. R. Soc. London, A310, 709-742 (1984).
- LEE, D. E.; FRIEDMAN, I., y GLEASON, J. D.: *The oxygen isotope composition of granitoid and sedimentary rocks of the Southern Snake Range, Nevada*. Contr. Min. Petr., 79, 150-158 (1982).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 21, 113-129 (1978).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations of muscovites from the Sierra de Guadarrama metamorphic area, Sistema Central (Spain)*. Geol. Rundschau., 69, 94-106 (1980).
- MAGARITZ, M.; WITFORD, D. J., y JAMES, D. E.: *Oxygen isotopes and the origin of high Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ andesites*. Earth Planet. Sci. Lett., 40, 220-230 (1978).
- NAVIDAD, M.: *Caracterización petrológica de los neises glandulares del macizo de Heindelaencina (Guadarrama Oriental)*. Estudios Geol., 31, 343-350 (1975).
- NAVIDAD, M.: *Las series glandulares «Ollo de Sapo» de los sectores Nord-Occidental y Centro-Oriental del Macizo Ibérico*. Estudios Geol., 34, 511-528 (1978).

- NAVIDAD, M.: *Las Series glandulares del sector central del Macizo Ibérico*. Estudios Geol., 35, 31-48 (1979).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: *Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)*. Stvdia Geológica, 12, 137-159 (1977).
- NAVIDAD, M., y LÓPEZ RAMOS, C.: *Los ortogneises del sector metamórfico El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central)*. Estudios Geol., 37, 97-108 (1981).
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: *Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Ollo de Sapo (Macizo de Heindelaencina, Guadarrama Oriental)*. Cuad. Geol. Iber., 7, 183-200 (1981).
- O'NEIL, J. R., y CHAPPELL, B. W.: *Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith*. Jour. Geol. Soc. London, 133, 559-571 (1977).
- SÁNCHEZ CELA, V., y APARICIO, A.: *Feldspathic-quartz rocks of sedimentary metamorphic igneous facies in relation to granitization-transformation processes in the Hercynian massif of Spain*. En: *Transformists Petrology*, 189-230. Theophrastus Publications, Atenas. Edit. FK. Drescher-Kaden. SS. Augustithis (1982).
- TAYLOR, H. P.: *Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholith*. Jour. Geol. Soc. London, 133, 509-558 (1985).

Recibido: Junio de 1986

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX Agustín Martínez de Alcibar (1810-1872)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES Y ESTUDIOS

Natural de Burgos (1810) fue Agustín Martínez Ramos, quien, después de realizar en dicha capital los primeros estudios, trasladó su residencia a Madrid, para cursar las enseñanzas de la Dirección General de Minas y pasar a Almadén, con el fin de estudiar en la Real Academia, en la que ingresó en noviembre de 1839, incorporándose a la promoción correspondiente con el número 288 de la relación general de Ingenieros de Minas. Fue nombrado aspirante segundo del cuerpo (R. O. de 29 de febrero de 1842), después de finalizar sus estudios.

En los escalafones de ingenieros de minas, publicados en los *Anales de Minas*, ts. 2.º y 3.º, figura con estos apellidos (1841 y 1845). En las referencias posteriores, observamos el cambio de Ramos por Alcibar, perteneciente a su madre, destacado linaje de la Jurisdicción de Azpeitia.

2. TRABAJOS PARTICULARES

Durante sus estudios, destacó su interés por las ciencias físicas, adquiriendo profundos conocimientos, con una afición especial por la química, alcanzando reputación alta entre los científicos. Sus sucesivos estudios sobre legislación y aprovechamiento de aguas, sobre algunas formaciones carboníferas y metalíferas de la península y de ultramar, unido a sus dotes de hombre práctico y su buen deseo por la aplicación directa de la ciencia, al fomento de las diversas ramas de la riqueza, fue la causa de la continua demanda de la incipiente industria, por el asesoramiento y dirección de Martínez de Alcibar.

Cuando todavía era alumno de la Real Academia de Almadén, ya inició esta colaboración industrial. Una de sus más importantes actuaciones en este sentido la encontramos en la R. O. (14 de enero de 1844) concediéndole real licencia para pasar a Ultramar, por espacio de un año, a instancia de una empresa minera de Puerto Rico, de donde regresó en mayo de 1845. Durante este año, asesoró acertadamente a la empresa propietaria de las minas de oro de Luquillo.

Su espíritu investigador lo vemos en el nuevo procedimiento para el beneficio de los minerales de Río Tinto, los que fueron investigados por orden de la Dirección de Agricultura, Industria y Comercio (10 de octubre de 1853), hasta finales de 1854. Este procedimiento lo describe en la *Rev. Minera*, t. IV, pp. 576, 617, 628, 1853.

Obtuvo autorización por R. O. (octubre de 1868) a petición de Pedro de la Puente Apezechea, para dedicarse

durante dos años a la dirección de la empresa metalúrgica de su propiedad, establecida en Jerez del Marquesado (Granada).

Para ayudar a los beneficiarios de minerales, escribió varios trabajos, como son: *Cementación cobriza*, *Obtención de salitre*, *Metalurgia del hierro*, *Minerales auríferos*. Su publicación fue agradecida por cuantos trabajaban en los respectivos campos, por la información práctica que les proporcionaba.

En el trabajo diario, asesoraba desinteresadamente a cuantos mineros y metalúrgicos acudían al distrito minero, dándoles siempre acertados consejos.

3. SERVICIO OFICIAL

Inicia sus trabajos oficiales con la orden de la Dirección General de Minas (23 de octubre de 1841), poniéndole a las órdenes del Gobernador civil de Toledo para practicar reconocimientos, demarcaciones y levantar planos de minas, dado que en aquella provincia no existía ningún ingeniero de minas.

Pasa (5 de marzo de 1842), en su condición de aspirante segundo, a trabajar en la secretaría de la Dirección General.

Por R. O. (2 de noviembre de 1842) lo destinan a las Minas de Almadén, donde asciende a aspirante de primera, y posteriormente a ayudante de segunda.

Regresado de una estancia particular en Puerto Rico, lo destinan (R. O. de 5 de mayo de 1845) a la Inspección de Sierra Almagrera y Murcia. Durante esta estancia, se trataba de enviarlo a la Inspección de Cuba, acordada por el Ministerio de la Gobernación, a propuesta de la Dirección General, por considerarlo el más idóneo, lo cual quedó en suspenso, por el delicado estado de su salud. Lo destinan a la provincia de Zamora (15 de diciembre de 1845) y con la creación (1847) del distrito de León, Salamanca y Valladolid, lo nombran su inspector. Creada (R. O. de 25 de noviembre de 1845) la subinspección de minas de Galicia, pasa a desempeñarla (R. O. de 19 de diciembre de 1847) con residencia en Lugo.

Asciende (octubre de 1849) a Ingeniero tercero, trasladándolo a la inspección de Almadén, pero tuvo que continuar en Lugo, a instancia de los mineros y gobernador, por considerar imprescindibles sus trabajos para el fomento de la minería gallega. Por R. O. (17 de julio de 1851) lo nombran director e inspector de Río Tinto, y en 1853 asciende a jefe de segunda clase, trasladándolo a la Inspección de Zaragoza.

Por la experiencia alcanzada por Guillermo Schultz

y Schweizer (1800-1876), como miembro de distrito o inspección minera, y jefe de comisión geológica, decidió, durante la Dirección de la Carta Geológica de España (1853-1857), contar con la colaboración de los distritos mineros, para activar su ejecución, siendo Alcibar al primero que se le encargó esta colaboración de ensayo (R. O. de 10 de abril de 1856), concretamente de la provincia de Teruel.

Nuestro biografiado ya tenía antecedentes de su labor geológica, en la Comisión del Mapa, pues Manuel Fernández de Castro (1825-1895) escribía (31 de diciembre de 1878) sobre la cartografía inédita en dicha Comisión y menciona la geología y memoria del filón Jarroso de Sierra Almagrera, fechado en 1846-1847.

Ascendió a jefe de primera en 1859, por R. D. (21 de noviembre de 1860), fue nombrado vocal de la comisión creada (27 de abril de 1860) para la redacción de un proyecto de ley general, sobre aprovechamientos de las aguas, escribiendo un proyecto de módulos y el texto de la ley indicada.

Como consecuencia de las atribuciones dadas a la Junta General de Estadística (Ley de 4 de julio de 1859) sobre toda la cartografía nacional, organizan una brigada geológica presidida por Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872), el cual, al pasar a la Junta Superior Facultativa de Minas, dejó una vacante, cubierta por Alcibar (R. O. de 21 de enero de 1865), nombrándole vocal de la comisión geológica en la Junta General de Estadística y vocal extraordinario en la Junta Superior Facultativa de Minería. En este puesto, ultimó (1866) su «Avance geológico de la provincia de Tarragona».

Asciende (agosto de 1870) a Inspector general de segunda clase, y como tal, vocal nato de la Junta Facultativa de Minas, puesto desempeñado en el momento de su óbito, en Madrid (2 de diciembre de 1872).

Iniciadas sus lesiones orgánicas, con ocasión de su viaje a Ultramar, éstas se fueron incrementando, como consecuencia del servicio rudo y penoso que siempre desempeñó, y de la edad.

4. PUBLICACIONES

El primer trabajo publicado con sus apellidos modificados lo fue en 1842, cuando todavía figuraba en el escalafón de minas, como Martínez Ramos. Hemos indagado, en los medios bibliográficos, la posible existencia de publicaciones suyas con la denominación de Agustín Martínez Ramos, y no hemos localizado ninguna.

Manual de Metalurgia. Fue en entregas de 32 pp. Madrid, 1842.

«Noticia sobre las minas de oro de la Sierra del Luquillo en la Isla de Puerto Rico». *Bol. Of. de Minas*, 1845, p. 275.

«Sobre la cementación cobriza». *Bol. Of. de Minas*, 1845, p. 468.

«Sobre la fabricación y afinación del salitre; mejoras que reclama el estado actual de las ciencias en la antigua fábrica nacional de Lorca». *Anal. de Minas*, t. 4.º, 1846.

Metalurgia del hierro al alcance de los que se dedican a esta industria en Galicia. Lugo, 1848.

Investigaciones sobre minerales auríferos, o Guía para

encontrarlos, reconocerlos y ensayarlos. Madrid, 1850, 42 pp. y una lámina.

«Examen de antiguos trabajos de explotación de minerales auríferos en Asturias, y noticias sobre la Ballesterosita y la Plumbostannita». *Rev. Minera*, t. 1.º, 1850.

«Aluviones estanníferos de la provincia de Orense». *Rev. Minera*, t. 1.º, 1850.

«Sobre un raro e importante mineral de níquel en La Coruña». *Rev. Minera*, t. 1.º, 1850.

Memoria sobre las minas y fábricas de beneficio pertenecientes a las sociedades mineras La Victoria, La Navarra y La Vigilante, en término de Almodóvar del Campo, en la provincia de Ciudad Real. Madrid, 1855, 30 pp. y una lámina.

«Sobre el carbón mineral de la provincia de Teruel». *Bol. Of. del Minis. de Fomento*, t. XVIII, pp. 124 a 131, 1856.

Informe sobre los criaderos de sal gema de Remolinos. Zaragoza, 4 de agosto de 1857.

Informe relativo a la cuenca carbonífera de Utrillas y Gargallo. Incluido en la memoria de la Sociedad Carbonera Industrial de Gargallo, Madrid, 1857. Coincide con el citado anteriormente de Teruel.

Cuestión sobre subvención a los ferrocarriles para transportes de carbón mineral. Madrid, 1857, 4 pp.

Contestación a la hoja volante de don Jaime Vicente Gómez. El tema se refiere a la cuenca carbonífera de Utrillas. Madrid, 1858, 2 pp.

Memoria sobre las minas de carbón de piedra existentes en los distritos municipales de Prejamo, Turruncún y Villarroya, de la provincia de Logroño. Logroño, 1858, 16 pp.

Memoria geognóstica de la cuenca carbonífera de Valde-Ariño, de la provincia de Teruel. Madrid, 1862, 66 pp. y 2 láminas.

«Observaciones sobre la venta de las minas del Estado y de las de azogue de Almadén, en particular». Son varios artículos publicados en el *Eco de la Mancha*. Ciudad Real, 1866 y 1867.

Necesidad de una ley que regule la explotación de los abonos minerales. Madrid, 1871, 4 pp.

Su publicación póstuma fue el mapa titulado *Bosquejo geológico de la provincia de Tarragona*. Es a escala 1:600.000. Fue editado por la Comisión del Mapa Geológico y distribuido como lámina F. del boletín núm. 4, 1877.

En su nota necrológica (15 de diciembre de 1872) decía Eugenio Maffei: «Su pluma, siempre feliz, ya vertiese ciencia, o ya sátira, transmitía con precisión y elegancia los productos de su concentrada imaginación.»

5. BIBLIOGRAFIA

MAFFEI, Eugenio, y RÚA FIGUEROA, Ramón: *Apuntes para una Biblioteca española*. Madrid, t. 1.º, 632 pp., 1871; t. 2.º, 694 pp., 1872.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *Bibliografía de Minería, Metalurgia, Geología y Ciencias afines, 1778-1961*. Madrid, 1962, 560 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel, y MESSEGUER Y PARDO, José: *Contribución a la historia de la geología y minería españolas*. Madrid, 150 pp., 1964.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

860531. **Memoria 1982-1983-1984.** CNG. *Comisión Nacional de Geología* (1985), 106 pp., esp., bibl. IGME.
* Institución, Informe actividades, Geología, Cooperación internacional, España.
860532. **Memoria de actividades 1984.** IGME. *Instituto Geológico y Minero de España* (1985), 77 pp., esp., bibl. IGME.
* Informe actividades, Memoria anual, IGME, España.
860602. **Ionosfera 1968.** *Bol. obs. Ebro* (1984), núm. 56, 197 pp., esp., bibl. IGME.
* Ionosfera, Dato, Observatorio, Precisión medida, Provincia Tarragona.

GEOLOGIA REGIONAL

860556. **19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985.** GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L. 238 pp., esp., bibl. IGME.
* Reunión, Geología regional, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.
860562. **Sierra de Albarracín.** RIBA ARDERIU, O. *19 Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 71-73, 15 ref., esp., bibl. IGME.
* Ordovícico, Silúrico, Carbonífero, Pérmico, Triás, Jurásico, Cretácico, Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Fauna, Corte geológico, Tectónica superpuesta, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Macizo Ibérico, Montes Ibéricos, Provincia Teruel, Provincia Cuenca, Sierra de Albarracín.

ESTRATIGRAFIA

860537. **Las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (Prov. Cuenca), características sedimentológicas y asociaciones palinológicas.** LOPEZ, J.; ARCHE, A., y DOUBINGER, J. *Rev. Esp. micropaleontol.* (1985), vol. 17, núm. 1, 93-112, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Palinomorfo, Bioestratigrafía, Pérmico, Buntsandstein, Corte geológico, Asociación fósil, Sedimentación continental, Medio continental, Provincia Cuenca.
860540. **Nanoplancton calcáreo Pliocuaternalio del Mar Balear (Mediterráneo occidental): Implicaciones cronoestratigráficas y paleobiogeográficas.** MATEU, G. *Rev. Esp. micropaleontol.* (1985), vol. 17, núm. 2, 167-200, 59 ref., esp., bibl. IGME.
* Coccolithophorales, Coccolitos, Plioceno, Cuaternario, Actual, Biogeografía, Cronoestratigrafía, Baleares, Mallorca, Mar Mediterráneo occidental.
860563. **El Jurásico Superior y el Cretácico de Moscardín, Frías de Albarracín y Tragacete (Provs. de Teruel y Cuenca).** MELENDEZ, A.; MELENDEZ, F.; PORTERO, J. M., y RAMIREZ DEL POZO, J. *19 Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 94-116, 18 ref., esp., bibl. IGME.
* Excursión, Secundario, Roca clástica, Roca carbonatada, Corte geológico, Orogenia alpina, Pliegue, Tectónica superpuesta, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Cuenca.
860564. **Síntesis estratigráfica y sedimentológica del área de Montalbán.** PARDO TIRAPU, G.; PEREZ GARCIA, A., y VILLENA MORALES, J. *19 Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 117-152, 34 ref., esp., bibl. IGME.
* Síntesis bibliográfica, Primario, Secundario, Cuenca sedimentaria, Megaciclo sedimentario, Mapa isopacas, Paleogeografía, Anticlinal, Depresión, Cabalgamiento, Discordancia, Corte geológico, Formación Escucha, Formación Utrillas, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Montalbán.

860565. **Fosas del Jiloca y de Teruel-Alfambra.** GUTIERREZ ELORZA, M. OLIVE, A., y PORTERO, J. M. *19 Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 153-171, 25 ref., esp., bibl. IGME.
* Excursión, Fosa tectónica, Neotectónica, Ciclo sedimentario, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Pérmico, Secundario, Terciario, Corte geológico, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Geomorfología, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza, Provincia Teruel.

860622. **2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985.** MATEU IBARS, F., y MARZO, M. 123 pp., esp., bibl. IGME.
* Reunión, Estratigrafía, Paleogeografía, Pérmico, Triás, España.

860639. **Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk superior de los Catalánides.** CALVET, F.; MARCH, M., y PEDROSA, A. *2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 28-29, 4 ref., esp., bibl. IGME.
* Muschelkalk, Cronoestratigrafía, Transgresión, Variación nivel, Fauna, Sedimentación recifal, Medio recifal, Diagénesis, Cadena Costero Catalana.

860642. **Caracteres geológicos de los materiales Stephano-Pérmicos de la fosa de Fombuena (Provincia de Zaragoza).** CONTE, J. C., y GASCON, F. *2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 33-34, esp., bibl. IGME.
* Estefaniense, Pérmico, Fosa tectónica, Roca detrítica, Piroclasto, Flora, Datación, Provincia Zaragoza.

860647. **El tránsito Carbonífero-Pérmico en el borde del Sistema Central. Provincia de Guadalajara.** FONOLLA, F.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y TALENS, J. *2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 42-43, 4 ref., esp., bibl. IGME.
* Límite estratigráfico, Carbonífero, Pérmico, Roca clástica, Caolinitización, Polimorfa, Provincia Guadalajara, Hercínico Centro.

860649. **El Triásico en el sector Medinacell-Somaén, Soria.** GARCIA-GIL, S., y SOPEÑA, A. *2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 45-46, esp., bibl. IGME.
* Triás, Cronoestratigrafía, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Plataforma carbonatada, Sebkha, Provincia Soria, Macizo Ibérico.

860651. **El Triásico de la región Nuévalos-Cubel, Zaragoza. Sedimentación en el sector del borde de Cuenca del Surco Molina-Valencia.** GARCIA ROYO, J. F. C., y ARCHE, A. *2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 49-50, esp., bibl. IGME.
* Triás, Fosa tectónica, Ciclo sedimentario, Subsidenencia, Borde cuenca, Provincia Zaragoza, Macizo Ibérico.

860655. **Evolución de facies en el Triás de la zona Prebé-**

tica y borde de la Meseta. Transversal Orcera-Puente Gonaive, Provincia Jaén. GIL, A.; FERNANDEZ, J., y LOPEZ-GARRIDO, A. C.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 57-58, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Litofacies, Cronoestratigrafía, Provincia Jaén, Zona Bética, Zona Prebética.

860656. **Niveles guía en el Stephano-Autuniense del Pirineo Catalán.** GISBERT, J.; GASCON, F., y MARTI, J.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 59-60, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Estefaniense, Autuniense, Nivel guía, Piroclástico, Cataluña, Pirineos españoles.

860657. **El Triásico del sector de Mansilla, Demanda Suroriental, La Rioja.** HERNANDO, S., y RINCON, R.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 61-62, esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Litofacies, Paleorrelieve, Provincia Logroño, Macizo Ibérico, Sierra de la Demanda.

860660. **Aportación al conocimiento del substrato triásico de la Cuenca del Ebro.** JURADO, M. J.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 66-67, esp., bibl. IGME.

* Triás, Mapa isopacas, Sondeo, Diagrafía, Evaporita, Potencia, Cuenca Ebro.

860662. **Aspectos sedimentológicos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva de Hierro y Chelva (Provincias de Cuenca y Valencia).** Serranía de Cuenca. España. LOPEZ, J.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 70-71, esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Muschelkalk, Unidad estratigráfica, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Onda arena, Sedimentación continental, Medio continental, Plano inundable, Sedimentación marina, Medio marino, Palinomorfo, Bioestratigrafía, Provincia Cuenca, Provincia Valencia.

860665. **Huellas de vertebrados en el Pérmico del Pirineo Catalán, Alt. Urgell, Lérida: Contexto paleoambiental y consideraciones cronoestratigráficas.** LLOMPART, C., y ROBLES, S.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 75-76, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Pérmico sup., Ichnites, Fauna vertebrados, Paleoambiente, Cronoestratigrafía, Provincia Lérida, Pirineos españoles.

860666. **El Muschelkalk de la isla de Menorca.** LLOMPART, C.; ROSELL, J.; MARQUEZ ALIAGA, A., y GOY, A.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 77-78, esp., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Caliza, Marga, Dolomía, Estructura sedimentaria, Stromatolites, Bioturbación, Ciclo sedimentario, Baleares, Menorca.

860668. **Síntesis evolutiva de la cuenca Stephano-Pérmica de Malpas-Agulso (Pirineo de Lérida).** MARTI, J.; CLAUDIN, F.; BORRULL, J., y LORENZO, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 81-82, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Estefaniense, Pérmico, Sedimentación continental, Medio continental, Roca volcánica, Composición calcoalcalina, Piroclástico, Unidad estratigráfica, Paleogeografía, Pirineos españoles, Provincia Lérida.

860670. **El triásico de las Baleares.** MARTI, J.; PANIELLO, X. POMAR, L.; RAMOS, E., y RODRIGUEZ PEREA, A.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 84-85, esp., bibl. IGME.

* Triás, Arenisca, Roca carbonatada, Evaporita, Roca volcánica, Composición basáltica, Baleares.

860676. **Estratigrafía del Pérmico y del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín.** PEREZ-ARLUCEA, M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 95-96, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Pérmico, Triás, Unidad estratigráfica, Corte geológico, Control tectónico, Tectónica roca, Provincia Guadalajara, Provincia Cuenca, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

860679. **Litoestratigrafía y tectónica sinsedimentaria del Triás de Cantabria.** PUJALTE, V.; ROBLES, S., y GARCIA-MONDEJAR, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 101-102, esp., bibl. IBME.

* Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Fosa tectónica, Sintectónica, Región cantábrica.

860681. **El Keuper de los Catalánides.** SALVANY, J. M., y ORTI CABO, F.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 105-106, esp., bibl. IGME.

* Keuper, Arcilla, Evaporita, Fauna, Cadena Costero Catalana.

860684. **On the triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain).** SIMON, O. J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 111-112, esp., bibl. IGME.

* Triás, Paleogeografía, Roca clástica, Evaporita, Dolomía, Caliza, Zona Bética.

860686. **Evolución sedimentológica del triásico en el área de Montalbán.** SOPEÑA, A., y RAMOS, A.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 115-116, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Triás, Corte geológico, Conglomerado, Arenisca, Estructura sedimentaria, Unidad estratigráfica, Bioturbación, Provincia Teruel.

GEOMORFOLOGIA

860527. **El delta del Ebro.** FILELLA, S.

Inf. ambiental (1985), núm. 7, 23-24, esp., bibl. IGME.

* Delta, Medio deltáico, Plano aluvial, Morfología costa, Barra, Obra pública, Acción hombre, Estudio impacto medio, Provincia Tarragona, Río Ebro.

860551. **Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño.** MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M., y JORDA, J.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 115-126, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Proceso exógeno, Relieve continente, Rejuvenecimiento relieve, Relieve estructural, Epigénesis, Alteración, Pedimento, Pediplano, Glacis, Terciario, Cuaternario, Hercínico Centro, Cuenca Duero.

860568. **Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. I. Geología.** ADROVER, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 197-206, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Neógeno, Cuaternario, Fosa tectónica, Terraza Glacis, Ladera, Solifluxión, Neotectónica, Mapa geomorfológico, Acción climática, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

860570. **Formas kársticas y acumulaciones periglaciares en la Sierra de Albarracín.** GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 223-238, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Karst, Morfología de disolución, Jurásico inf., Caliza, Superficie erosión, Dolina, Hundimiento, Periglaciario, Geomorfología, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

860525. **Agua limpia para Madrid: La Comunidad diseña un plan para el saneamiento de sus aguas superficiales.** COMUNIDAD AUTONOMA DE MADRID.

Inf. ambiental (1985), núm. 7, 3-4, esp., bibl. IGME.

* Agua superficial, Calidad agua, Depuración, Planificación, Investigación, Provincia Madrid.

860526. **Investigación y recursos naturales.** MARTINEZ ALIER, J.; DELIBES, M., y MARTINEZ SALCEDO, F.

Inf. ambiental (1985), núm. 7, 11-13, esp., bibl. IGME.

* Recurso natural, Prospección, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, Programa, España.

860546. **Ayudas para reducir la contaminación del río Tajo.** BURDALO, S., y DELGADO, C.

Rev. MOPU (1986), núm. 329, 34-40, esp., bibl. IGME.

* Perímetro protección, Política Estado, Contaminación, Agua superficial, Río, Residuo industrial, Vertido controlado, Río Tajo, Cuenca Tajo, Provincia Madrid.

860620. **Un deslizamiento de ladera convertido en un terremoto el 22 de octubre de 1907.** LOPEZ MARINAS, J. M.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 295-300, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Deslizamiento terreno, Ladera, Crecida río, Cretácico, Provincia Huesca.

PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

860569. **Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. II. Paleontología.** ADROVER, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 207-222, esp., bibl. IGME.

* Fauna mamíferos, Fauna roedores, Inventario, Yacimiento fosilífero, Bioestratigrafía, Terciario, Cuaternario, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

860640. **Ignitas de anfibios de la facies Buntsandstein de Tagamanent (Barcelona).** CALZADA, S.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 30, esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Ignitas, Anfibio, Cronoestratigrafía, Provincia Barcelona.

860688. **Artrópodos fósiles del triásico de Alcover-Montal. I. Insectos.** VIA, L., y CALZADO, S.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 119, esp., bibl. IGME.

* Insecto, Mesogereonidae, Taxón nuevo, Ladiniense, Provincia Tarragona.

860689. **Artrópodos fósiles del triásico de Alcover-Montal. II. Limúlidos y decápodos.** VIA, L.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 120, esp., bibl. IGME.

* Merostomata, Decápodos, Triás, Provincia Tarragona.

PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

860549. **Estudio sistemático de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva. SW de España. I: Archaeogastropoda.** GONZALEZ DELGADO, J. A.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 45-77, 55 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Archaeogastropoda, Concha, Enrollamiento concha, Ornamentación exterior, Plioceno, Provincia Huelva.

860550. **Los tellinacea (bivalvia) en el Plioceno de Bonares (Huelva).** ANDRES, I.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 79-113, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tellinacea, Bivalvia, Plioceno, Fósil viviente, Biometría, Tafonomía, Provincia Huelva.

860659. **Distribución de moluscos y conodontos del tramo inferior del Muschelkalk en el sector occidental de la provincia «Sephardic».** HIRSCH, F.; MARQUEZ-ALIAGA, A., y SANTISTEBAN, C.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 64-65, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Biogeografía, Fauna moluscos, Fauna conodontos, Muschelkalk, España.

860667. **Aspectos paleontológicos del Triásico medio del anticlinal de Calanda, Provincia de Teruel.** MARQUEZ-ALIAGA, A.; MARQUEZ, L.; MARCH, M.; GOY, A., y BRITO, J. M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1981, 79-80, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Fauna pelecípodos, Fauna gasterópodos, Fauna foraminíferos, Fauna conodontos, Muschelkalk, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

PALEBOTANICA

860624. **Caracterización de Sphenoptereis Germánica Weiss 1879.** ALVAREZ-RAMIS, C.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 3-4, esp., bibl. IGME.

* Problemática, Sphenoptereis, Autuniense, Distribución espacial, Europa.

860625. **Microflora de Estac, Lérida.** ALVAREZ-RAMIS, C., y DOUBINGER, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 5-6, esp., bibl. IGME.

* Polimorfa, Polen, Espora, Sphenoptereis, Sphenopsida, Diagénesis, Alteración térmica, Autuniense, Provincia Lérida.

860635. **Distribución de las algas Dasycladaceae en el Triás Alpujárride.** BRAGA, J. C., y MARTIN, J. M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 23-24, esp., bibl. IGME.

* Dasycladaceae, Cronoestratigrafía, Asociación fósil, Unidad estratigráfica, Triás, Zona Bética.

860637. **Las palinofloras en las rocas Stephano-Pérmicas y en facies Buntsandstein en su contexto sedimentario, Pirineos Catalanes Españoles.** BROUTIN, J., y GISBERT, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 25, esp., bibl. IGME.

* Palinomorfa, Polen, Asociación fósil, Stefaniense, Pérmico, Buntsandstein, Paleoclima, Pirineos Españoles, Provincia Lérida, Provincia Gerona.

860685. **Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides, NE España.** SOLE DE PORTA, N.; CALVET, F., y TORRENTO, L.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 113-114, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Palinomorfa, Polen, Espora, Análisis polínico, Triás, Cronoestratigrafía, Cadena Costero Catalana.

860691. **Identificación palinológica del Autuniense en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, Provincia de Soria.** FONOLLA, J. F.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 122-123, esp., bibl. IGME.

* Palinomorfa, Polen, Espora, Autuniense, Macizo Ibérico, Provincia Soria.

TECTONICA

860557. **Principales rasgos de la evolución de la Cadena Ibérica Centro-Oriental.** SIMON GOMEZ, J. L.

19 *Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 1-17, 22 ref., esp., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Tectónica de zócalo, Tectónica de cobertera, Primario, Mesozoico, Fosa tectónica, Horst, Orogenia Hercínica, Orogenia alpina, Falla, Cabalgamiento, Pliegue, Tectónica superpuesta, Aulacogen, Macizo Ibérico.

860557. **La tectónica del Precámbrico y Cámbrico inferior del Valle del Jalón.** CAPOTE, R.

19 *Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 18-29, esp., bibl. IGME.

* Tectónica superpuesta, Pliegue, Falla, Cabalgamiento, Kink-band, Geometría, Microtectónica, Precámbrico, Cámbrico inf., Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

860561. **El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera.** Cordillera Ibérica. LIÑAN, E.; CARLS, P., y VILLAS, F.

19 *Curso de Geología Práctica, Teruel*, 8-20 julio 1985, 56-70, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Corte geológico, Falla, Tectónica encajante, Cuarcita, Caliza, Pizarra, Fauna, Macizo Ibérico.

HIDROGEOLOGIA

860555. **Transmisividades y caudales específicos en el acuífero terciario de la Cuenca del Duero, Area de Zamora y Salamanca.** SANCHEZ SAN ROMAN, F. J.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 205-217, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Acuífero, Transmisividad, Caudal, Ensayo caudal, Método estadístico, Distribución espacial, Terciario, Provincia Salamanca, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

860623. **Ciclos aluviales triásicos en la región de Salinas de Pisuerga, Palencia.** ALONSO DIAGO, M. A.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 1-2, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Megaciclo sedimentario, Triás, Río anastomosado, Conglomerado, Arenisca, Granoselección, Provincia Palencia.

860628. **Las facies superiores del Muschelkalk en el borde norte de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.** ARRIBAS, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 10-11, esp., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Unidad estratigráfica, Dolomía, Marga, Medio baja energía, Dolomitización, Silicificación, Macizo Ibérico.

860629. **Origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, Rama aragonesa.** ARRIBAS, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 12-13, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Cemento roca, Arenisca, Diagénesis precoz, Diagénesis tardía, Buntsandstein, Aragón, Macizo Ibérico.

860631. **Sobre la existencia de facies dolomítico-evaporíticas bajo las facies rojas del Buntsandstein de Mallorca.** BARON, A.; GONZALEZ, C., y ROSELLO, P.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 16-17, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Corte sondeo, Buntsandstein, Dolomía, Evaporita, Arenisca, Argilita, Baleares, Mallorca.

860632. **Observaciones sobre la mineralogía y geoquímica de lutitas del Keuper de Valencia.** BASTIDA, J.; INGLES, M., y ORTI, F.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 18, esp., bibl. IGME.

mico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, p. 18, esp., bibl. IGME.

* Keuper, Evaporita, Roca clástica, Unidad estratigráfica, Mineralogía arcilla, Lutita, Illita, Paleosinclinal, Grado cristalización, Provincia Valencia.

860636. **Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Triás Superior alpujarride.** BRAGA, J. C., y MARTIN, J. M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 22, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación lagunar, Medio lagunar, Sedimentación algas, Micrita, Biohermes, Noriense, Provincia Granada, Sierra Nevada, Alpujarras, Zona Bética.

860638. **Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk Inferior de los Catalánides.** CALVET, F., y RAMON, X.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 26-27, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Unidad estratigráfica, Ciclo sedimentario, Modelo, Medio agua poco profunda, Cadena Costero Catalana.

860641. **Naturaleza, origen y distribución de los minerales de la arcilla en la cuenca triásica, Keuper, del área de Valencia.** CASTAÑO, R. M.; DOVAL, M., y MARFIL, R.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 31-32, esp., bibl. IGME.

* Roca clástica, Diagénesis, Arcilla mineral, Asociación mineral, Illita, Lutita, Salinidad, Sedimentación, Keuper, Provincia Valencia.

860644. **Procedencia y evolución diagenética de las arenas Permo-Triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albaracín, Boniches, Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca).** CRUZ, B. de la; MARFIL, R.; PEÑA, J. A. de la., y ARRIBAS, J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 37-38, esp., bibl. IGME.

* Arenisca, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Control tectónico, Diagénesis, Materia roca, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Cuenca.

860646. **Sedimentología de los materiales triásicos del borde de la meseta en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete).** FERNANDEZ, J., y DABRIO, C. J.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 40-41, esp., bibl. IGME.

* Trias, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Plano aluvial, Plano costero, Plano inundable, Provincia Albacete.

860650. **Facies y paleogeografía del Pérmico del borde Oriental del Macizo Asturiano (Cantabria, Palencia).** GARCIA MONDEJAR, J.; PUJALTE, V., y ROBLES, S.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 47-48, esp., bibl. IGME.

* Pérmico, Roca volcánica, Composición ácida, Roca clástica, Sedimentación continental, Abanico aluvial, Paleogeografía, Región Cantábrica.

860654. **Las facies carbonatadas del Triás medio de la formación Hornos-Siles (Provincia de Jaén, Zona Prebética).** GIL, A.; FERNANDEZ, J.; GARCIA HERNANDEZ, M.; HIRSCH, F., y LOPEZ GARRIDO, A. C.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 55-56, esp., bibl. IGME.

* Triás, Sedimentación carbonatada, Estructura sedimentaria, Hardground, Mudstone, Wackstone, Packstone, Grainstone, Diagénesis, Zona Bética, Zona Prebética, Provincia Jaén.

860663. **Las facies Muschelkalk de Henarejos, Cuenca. Sedimentología y faunas del tramo superior.** LOPEZ, J.; MARQUEZ, A.; ARCHE, A., y GOY, A.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 72-73, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Dolomía, Marga, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Bioturbación, Concentración algas, Sedimentación marea, Medio marea, Fauna pelecípodos, Fauna ammonites, Corte geológico, Provincia Cuenca.

860671. **Bioconstrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Triás alpujarride.** MARTI, J. M., y BRAGA, J. C.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, p. 86, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación lagunar, Medio lagunar, Cerro algas, Estructura sedimentaria, Constructor de arrecifes, Anisiense, Ladiniense, Alpujarras, Provincia Granada, Zona Bética.

860672. **Depósitos fluvio-eólicos en el Buntsandstein del borde oriental del Macizo de Garraf (Prov. Barcelona).** MARZO, M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 87-88, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Arenisca, Sedimentación fluvial, Sedimentación eólica, Medio continental, Provincia Barcelona.

860673. **Evolución sedimentaria del ciclo triásico en los Catalánides.** MARZO, M.; CALVET, F.; ORTI, F., y SOLE DE PORTA, N.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 89-90, esp., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Transgresión, Regresión, Variación nivel, Análisis polínico, Cadena Costero Catalana.

860675. **Las evaporitas del Triásico y Lías basal del E de España.** ORTI CABO, F.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 93-94, esp., bibl. IGME.

* Evaporita, Sedimentación marina, Medio marino, Triás, Lías inf., Variación nivel, Provincia Valencia, Provincia Cuenca, Maestrazgo, Macizo Ibérico.

860677. **Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico del sector Molina de Aragón-Albarracín.** PEREZ-ARLUCEA, M.

2.º *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida*, 23-25 septiembre 1985, 97-98, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación marina, Medio lagunar, Medio marea, Caliza, Marga, Dolomía, Muschelkalk, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Guadalajara.

860678. Estudio sedimentológico de la facies Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). PEREZ-ARLUCEA, M., y SOPEÑA, A.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 99-100, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Unidad estratigráfica, Conglomerado, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Llanura aluvión, Estructura sedimentaria, Paleocorriente, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Guadalajara, Provincia Cuenca.

860682. Características generales del tramo superior del Muschelkalk en la provincia de Valencia y su transición a los depósitos de facies Keuper. SANTISTEBAN, C.; MARCH, M.; MARQUEZ-ALIAGA, A., y MARQUEZ, L.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 107-108, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Muschelkalk, Dolomía, Caliza, Marza, Yeso, Arcilla, Arenisca, Sedimentación litoral, Medio agua poco profunda, Fauna, Regresión, Provincia Valencia.

860683. Depósitos evaporíticos de ambiente Sebkha preservados como pseudomorfo en Dolomita, en los materiales superiores de la facies Muschelkalk de la Sierra de Prades, Tarragona. SANTISTEBAN, C., y TABERNER, C.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 109-110, esp., bibl. IGME.

* Evaporita, Dolomía, Dolomita, Estructura sedimentaria, Sedimentación marina, Sebkha, Pseudomorfo, Muschelkalk, Provincia Tarragona.

860690. Circulación del nivel del mar desde el Muschelkalk hasta el Jurásico inferior. VISSER, H.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, p. 121, esp., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Transgresión, Regresión, Variación nivel, Roca carbonatada, Muschelkalk, Keuper, Jurásico inf., Macizo Ibérico.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

860553. Estudio petrológico de los granitoides del área centro-sur de la Sierra de Gredos, Batolito de Avila, Sistema Central Español. BEA BARREDO, F., y MORENO-VENTAS BRAVO, I.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 137-174, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granodiorita, Granito, Leucogranito, Textura, Composición mineralógica, Análisis modal, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Norma petrográfica, Enclave roca,

Roca encajante, Gneis, Provincia Avila, Hercínico Centro, Sierra de Gredos.

860554. Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. BEA BARREDO, F., y MORENO-VENTAS BRAVO, I.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 175-203, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granodiorita, Composición calcoalcalina, Análisis cuantitativo, Composición mineralógica, Textura, Geoestadística, Análisis componente principal, Análisis discriminante, Coeficiente correlación, Provincia Avila, Sierra de Gredos.

860566. Rocas sieríticas alpinas asociadas a materiales del Keuper en Villed, Teruel. SANCHEZ CELA, V.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 172-186, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Sienita, Afloramiento, Roca encajante, Marga, Evaporita, Análisis químico, Metasomatosis, Mineralización, Sulfuro, Carbonato, Tectónica cobertera, Keuper, Trias, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

860626. Estudio de la influencia térmica del emplazamiento de rocas doleríticas (ofitas) del área de Estopiñán (provincias de Huesca y Lérida) en los sedimentos triásicos encajantes. AMIGO, J. M.; BASTIDA, J.; LAGO, M., y POCOVÍ, A.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, p. 7, esp., bibl. IGME.

* Sill, Dolerita, Ofita, Fluidal, Emplazamiento, Roca encajante, Metamorfismo térmico, Composición mineralógica, Keuper, Provincia Huesca, Provincia Lérida.

860643. El magmatismo de la depresión del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán: Caracteres geológicos, petrológicos y geoquímicos. CONTE, J. C., y LAGO, M.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 35-36, esp., bibl. IGME.

* Magmatismo, Composición calcoalcalina, Volcano sedimentario, Gabro, Roca volcánica, Estefaniense, Pérmico, Aragón, Macizo Ibérico.

860661. Magmatismos en el límite Trias Superior-Lías Inferior del área Cantábrica y de los Pirineos: Características geológicas, petrológicas y consideraciones estructurales. LAGO, M., y POCOVÍ, A.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 68-69, esp., bibl. IGME.

* Magmatismo, Sill, Dolerita, Composición toleítica, Basalto, Composición alcalina, Rift, Trias sup., Lías inf., Región Cantábrica, Pirineos españoles.

860669. Algunas consideraciones sobre el volcanismo triásico del sur de Cataluña y de Mallorca. MARTI, J.; MIT-JAVILA, J., y PANIELLO, X.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, p. 13, esp., bibl. IGME.

* Basalto, Olivino, Composición alcalina, Piroclástico, Batiante basal, Trias, Cataluña, Baleares, Canarias.

860680. El Buntsandstein de la isla de Mallorca. RAMOS, A.; DEL OLMO, P., y ALVARO, M.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 103-104, esp., bibl. IGME.

* Buntsandstein, Unidad estratigráfica, Arenisca, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Paleocorriente, Baleares, Mallorca.

YACIMIENTOLOGÍA DE METALES

860547. Litología, tectónica y mineralización del yacimiento Fe, Saelces el Chico, Salamanca. COMA MOLLIST, F.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 7-18, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Uranio sustancia, Filón, Yacimiento hidrotermal, Génesis yacimiento. Paragénesis, Roca metasedimentaria, Estructura sedimentaria, Turbiditas, Metamorfismo regional, Facies esquisto verde, Corte geológico, Control tectónico, Tectónica superpuesta, Pliegue, Falla, Geometría, Microtectónica, Provincia Salamanca.

860559. Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). FERNANDEZ NIETO, C.; FERNANDEZ RUBIO, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y ARRESE, F.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 30-52, 45 ref., esp., bibl. IGME.

* Hierro sustancia, Oxido, Goetita, Ordovícico, Silúrico, Roca encajante, Roca carbonatada, Génesis yacimiento, Histórico, Karst, Agua subterránea, Sistema multicapa, Provincia Teruel.

860627. Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ba en el Muschelkalk Inferior de los Catalánides. ANDREU, A.; CALVET, F.; FONT, X., y VILADEVALL, M.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 8-9, esp., bibl. IGME.

* Plomo sustancia, Cinc sustancia, Bario sustancia, Indicio mineral, Karst, Concentración algas, Anisiense, Muschelkalk, Cadena Costero Catalana.

860687. Metallogéné triasique au nord et au sud des Pyrenees. THIBIEROZ, J.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 117-118, fr., bibl. IGME.

* Barita sustancia, Yacimiento estratiforme, Alto fondo, Variación nivel, Transgresión, Geodinámica, Paleogeografía, Trias, Correlación, Fauna, España.

SUELOS

860652. La evolución climática del Stephaniense, Pérmico y Buntsandstein del Pirineo Catalán en base al estudio de paleosuelos. GASCON, F., y GISBERT, J.

2.º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell, Lérida, 23-25 septiembre 1985, 51-52, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanico fluvial, Paleosuelo, Diagénesis precoz, Karst, Gley, Laterita, Pedogénesis, Pérmico, Buntsandstein, Cataluña, Pirineos españoles.

GEOFISICA

860552. Prospección hidrogeológica en rocas metamórficas mediante geofísica eléctrica. SANCHEZ SAN ROMAN, F. J.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 20, 127-136, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Levantamiento eléctrico, Roca metamórfica, Resistividad eléctrica, Sondeo eléctrico, Metodología, Provincia Salamanca.

860614. Obtención de modelos de corteza a partir de las elipticidades de las Ondas de Rayleigh. LANA, X.; POUS, J., y CORREIG, A. M.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 191-200, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Onda Rayleigh, Elipticidad, Velocidad fase, Modelo, Medio material depositado, Corteza terrestre, Sismo, Método iterativo.

860615. Sobre el movimiento de estructuras terrestres complejas al paso de ondas Love. BADAL, J., y SERON, F. J.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 209-218, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Onda Love, Propagación onda, Medio elástico, Medio continuo, Medio isotropo, Amplitud, Análisis elemento definitivo, Error, Teoría.

860616. Ondas Love a través del margen continental atlántico de la Península Ibérica. SERON, F. J., y BADAL, J.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 219-236, 51 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Propagación onda, Onda Love, Amplitud, Velocidad fase, Velocidad grupo, Modelo, Ecuación, Ecuación matemática, Análisis elemento finito, Margen continental, Península Ibérica, Atlántico Noreste.

860617. Conversión de unidades a partir de una formulación general de las ecuaciones de Maxwell. OSETE, M. L.; RUIZ, M. S., y ANGUIA, P.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 259-269, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Planeta Tierra, Campo magnético, Ecuación matemática, Campo eléctrico.

860618. **Sobre el cálculo de la atenuación de la intensidad a partir de isosistas.** SURINACH, E.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 271-276, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ecuación matemática, Intensidad sísmica, Atenuación, Epicentro, Mecanismo focal, Seísmo, Abaco, Mapa isosísmico, Provincia Lérida, Provincia Granada.

860619. **Estudio de las concentraciones de radionucleidos emisores beta y gamma en el río Júcar, antes y después de la riada de octubre de 1982.** BALLESTER, F.; CRISPIN, V.; MORENO, A., y NAVARRO, E.

Rev. Geofís. (1985), vol. 41, núm. 2, 277-286, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Río, Crecida río, Agua superficie, Sedimento, Radioactividad, Rayos beta, Rayos gamma, Espectrometría, Tratamiento dato, Río Júcar, Provincia Valencia.

ENERGIA

860528. **Informe anual 1984.** INSTITUTO NACIONAL DE HIDROCARBUROS, 190 pp., esp., bibl. IGME.

* Instituto, Informe anual, Hidrocarburos, Prospección, Producción, Mercado, España.

860529. **Informe estadístico 1984.** INSTITUTO NACIONAL DE HIDROCARBUROS, 84 pp., esp., bibl. IGME.

* Estadística, 1973-1984, Energía, Petróleo, Gas natural, Consumo, Producción, Reserva, Precio, Refino, España, Mundo, OCDE, CEE.

ECONOMIA MINERA

860560. **Compañía Minera de Sierra Menera, S. A. Desarrollo de los trabajos.** DEBON GOMEZ, A.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 53-55, esp., bibl. IGME.

* Hierro sustancia, Oxido, Yacimiento estratoide, Cuarzita, Reserva, Calidad mineral, Explotación, Cielo abierto, Recubrimiento estéril, Macizo Ibérico, Provincia Teruel, Provincia Guadalajara, Sierra Menera.

860567. **Caolines de Riodeva (Teruel-Valencia).** GALAN, E.

19 Curso de Geología Práctica, Teruel, 8-20 julio 1985, 187-196, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Caolín sustancia, Albense, Análisis químico, Reserva, Producción, Mercado, Granulometría, Concentración, Provincia Teruel, Provincia Valencia.

860574. **Datos sobre la situación de la minería. Junio 1985.** DGM.

Dirección General de Minas, 51 pp., esp., bibl. IGME.

* Carbón, Energía, Metal sustancia, Sustancia no metálica, Consumo, Producción, Valor producción, Demanda, Precio, Reserva, Exportación, valor exportación, Importación, Valor importación, Mano de obra, Investigación, Productividad, 1963-1984, España.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid