

En este número:

- Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo.
- Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte III: Tectónica de la aureola dinamotérmica del Manto de Ojén.
- Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): IV. Estudio anatómico y métrico del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos.
- Nuevos datos sobre la fauna del Cámbrico Inferior (Marianense de Llerena - Badajoz).
- Redlichiidae del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Toledo).
- Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central.
- Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico.
- Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas.
- Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

Tomo XCIX. Cuarto Fascículo. Julio - Agosto 1988

boletín geológico y minero

02 NOV. 1988

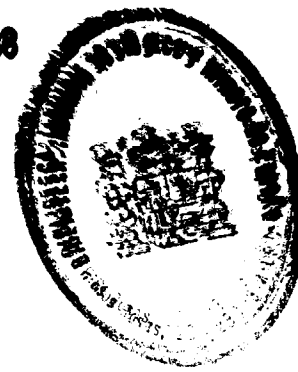
geología • minería • aguas subterráneas • geotecnia • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 99
Fascículo IV
Julio - Agosto 1988

Boletín Geológico y Minero

02 NOV. 1988



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

| | | |
|-------------------------------------|---|-----|
| Geología | F. NOZAL MARTÍN, J. L. GARCÍA CASQUERO y J. PICART BOIRA: Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo | 3 |
| | J. M. TUBÍA: Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte III: Tectónica de la aureola dinamo-térmica del Manto de Ojén | 20 |
| | T. DE TORRES PÉREZ-HIDALGO: Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (<i>U. deningeri</i> Von Reichenau, <i>U. spelaeus</i> Rosenmüller-Heinroth, <i>U. arctos</i> Linneo): IV. Estudio anatómico y métrico del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos | 46 |
| | M.ª D. GIL CID: Nuevos datos sobre la fauna del Cámbrico Inferior (Marianense de Llerena - Badajoz) | 108 |
| | M.ª D. GIL CID: Redlichiiidae del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Toledo) | 114 |
| Minería | J. MARTÍNEZ FRÍAS, R. LUNAR y E. VINDEL: Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central | 122 |
| | S. DEL BARRIO MARTÍN, J. GARCÍA GARZÓN y A. VERGARA PARDEIRO: Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico | 137 |
| Aguas subterráneas | A. VERGARA, P. DE LA FUENTE, Y. BENITO y E. ALONSO: Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas | 141 |
| Estudio de minerales y rocas | M.ª A. BUSTILLO y M. BUSTILLO: Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid) | 145 |
| Información | J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892) | 158 |
| | Noticias y Notas bibliográficas | 163 |

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.

NUESTRA PORTADA:

Desarrollo en el sondeo de abastecimiento realizado en Catarroja (Valencia)
con un equipo móvil. Caudal 25 l/s.

Foto: C. Riestra

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 88 - 002 - 0

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

Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo.

Por NOZAL MARTIN, F. (*), GARCIA CASQUERO, J. L. (*) y PICART BOIRA, J. (*)

RESUMEN

Se describen dos Series Precámbricas discordantes en un sector de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico. Esta discordancia de probable edad Vendiana, se correlaciona con otras descritas y observadas en áreas próximas. Se caracterizan brevemente las estructuras generadas por la fase de deformación responsable de dicha discordancia, así como el efecto de la superposición de las deformaciones hercínicas.

ABSTRACT

Two unconforming Precambrian Series are described in an area of the Central Iberian Zone of the Hesperian Massif. The unconformity (of probably Vendian age) is correlated with others in surrounding areas. Structures generated by the diastrophic phase responsible for the unconformity and the effect of the overlapping Hercynian deformation are summarily characterized.

INTRODUCCION

Dentro del Complejo esquisto-grauwáquico [CXG de CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1979)] correspondiente al Precámbrico terminal, de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (JULI-
VERT et al., 1972), más conocido regionalmente como «Alcudiense» en el tercio sur de dicha Zona, se han establecido varias Unidades parcialmente correlacionables y sus relaciones, tanto estratigráficas como estructurales.

Como resultado de nuestro trabajo de investigación en el proyecto «Hespérica» se han puesto en evidencia una serie de hechos y conclusiones que creemos pueden despejar ciertas dudas planteadas y confirmar otras hipótesis anteriores.

El trabajo se ha centrado en los anticlinales de Ibor, Villarta-Navalpino, Guadalemar y Valtrigüero. Aunque se habla de anticlinales como elemento estructural simple, la disposición interna de dichas estructuras no es sencilla, siendo impropio incluso hablar de anticlinorios, ya que como se verá más tarde, el precámbrico presenta deformaciones ante-hercínicas, y por otra parte, la es-

(*) Almadén - IGME (Equipo Hespérica). Exploración de fosfatos sedimentarios.

tructura hercínica en esta zona no se corresponde con grandes pliegues lineares, sino que la disposición del paleozoico muestra la superposición de fases hercínicas cuya interferencia originaría «domos» precámbricos y «cubetas» paleozoicas (figura 1, localización estructural).

Los límites cartográficos y flancos de las estructuras objeto de estudio vienen perfectamente definidos por las series cuarcíticas discordantes del Ordovícico que constituyen los relieves más importantes de la región.

Durante dicha investigación, los materiales ante-ordovícicos de la Zona Centro-Ibérica se han agrupado en tres grandes series (**) de más antigua a más moderna:

- Serie del Domo Extremeño
- Serie de Ibor
- Serie de Valdelacasa.

(**) Estas Series, establecidas y definidas independientemente de las citadas por SAN JOSÉ (1984, publicada en junio de 1986), guardan ciertas analogías con ellas, y diferencias en cuanto a las subunidades que las componen, características sedimentológicas y deformación que presentan (todavía no contrastadas, pues no conocemos que haya sido publicada aún la cartografía de las mismas ni tampoco su descripción formal).

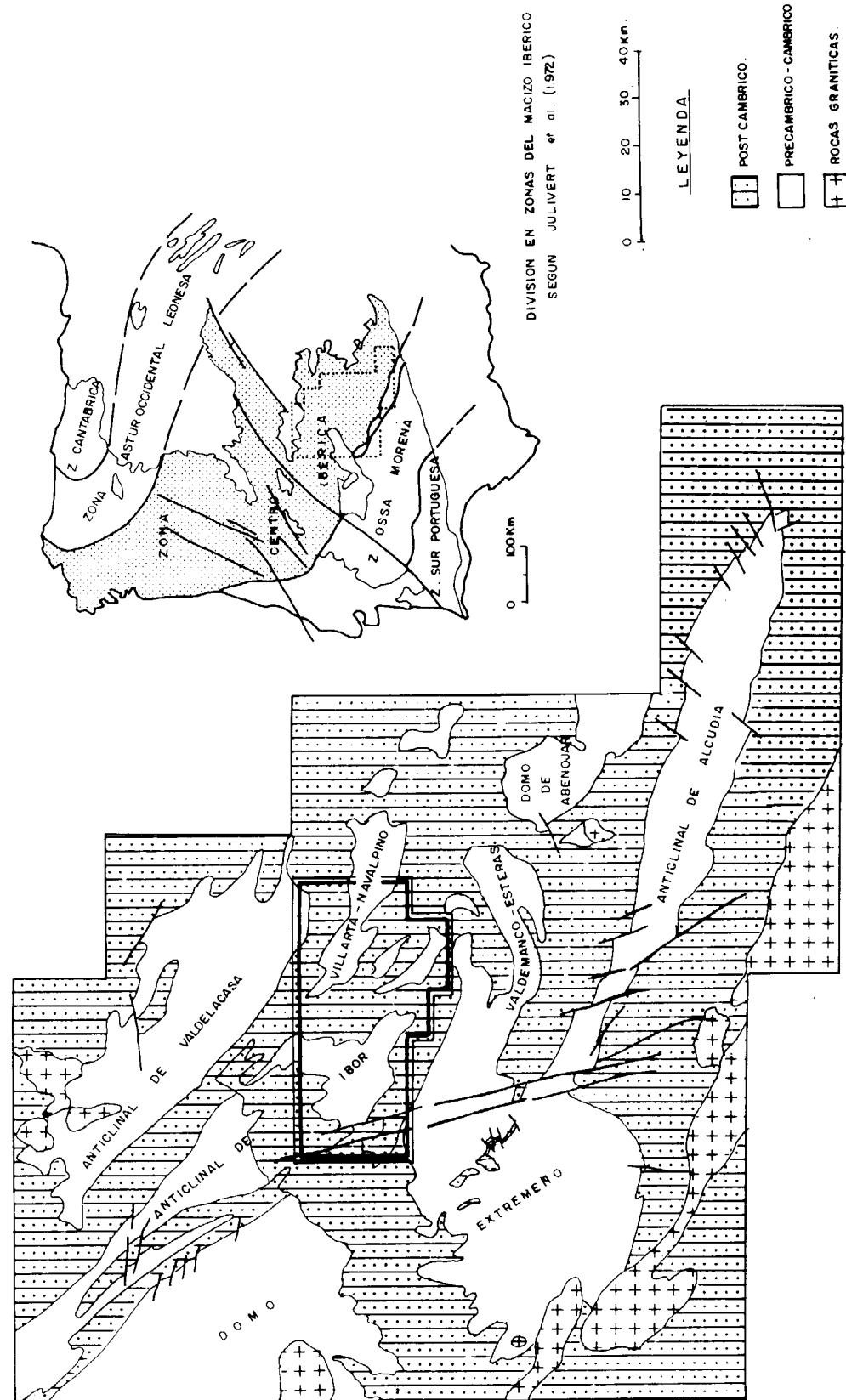


Figura 1.—Localización estructural.

La presente publicación se centra en las dos Series inferiores y en su relación estructural.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

Desde el punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos Series o Unidades separadas por una discordancia de tipo erosivo y angular. Dichas Unidades presentan por tanto no sólo características estructurales diferentes, sino también sedimentológicas (fig. 2).

La Serie del Domo Extremeño, potente (más de 2.000 m. mínimo), con características turbidíticas (principalmente tipo 1 sensu, MUTTI, 1985), siempre de carácter monótono, está formada principalmente por grau-wacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces desorganizados; muy ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados.

La Serie de Ibor, litológicamente más variada, está formada por pizarras limolíticas con frecuentes intercalaciones de calizas, areniscas y conglomerados con facies de dominio talud-plataforma detrítico-carbonatada.

SERIE DEL DOMO EXTREMEÑO

Aunque lo más característico de esta Unidad es precisamente su monotonía y aparente uniformidad litológica, se han distinguido dos tipos de facies dominantes y una tercera (conglomerática) que aunque con escasa representación, por sus características litológicas, constituyen los únicos posibles niveles «guía» dentro del conjunto (fig. 3).

— *Facies grau-wáquico-pelítica alternante.* Cartográficamente está ampliamente representada, los cortes sedimentológicos que permiten mejores observaciones corresponden a los afloramientos lavados de los embalses del Guadiana y a los arroyos importantes: Pelochejo y Benazaire, en Ibor; del Peral y Navalcastaño, en Villarta.

Los cortes estudiados muestran niveles arenosos (grau-wacas) centi-decimétricos plano-paralelos (excepcionalmente capas amalgamadas métricas), alternando con niveles limolítico-pelíticos; en algunos cortes se reconocen secuencias estrato-crecientes (foto 1). Las capas arenosas, de grano medio a fino, al microscopio presentan textura blastosamítica y están constituidas fundamentalmente

por cuarzo, micas en paso a epimatriz, plagioclasas y feldespato potásico (5-20%) más o menos alterados y fragmentos de rocas correspondientes a liditas y filitas micáceas.

La matriz, microcristalina, sericítico-clorítica, parcialmente silicificada, aparece orientada por esquistosidad e impregnada por óxidos de hierro (lamelas oscuras), ocasionalmente aparecen gra-

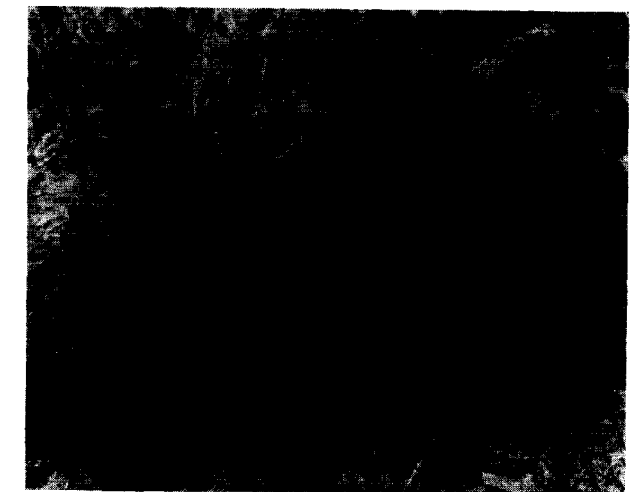


Foto 1

Alternancia de capas turbidíticas arenosas y pelíticas; secuencias Ta, Tab, Tabc y TBT. Serie Domo Extremeño, corte 2.

nos dispersos de carbonatos; como minerales accesorios: opacos, turmalina, circón y apatito.

En estas capas arenosas no son frecuentes ni variadas las estructuras sedimentarias: escasas huellas de muro correspondientes a pequeños «flutes» (sentido NE), débiles «huellas de carga» y estructuras de «escape de agua» en las capas más groseras. Débil granoclasificación (poca variación granulométrica), en algunas capas laminación paralela a techo (poco potente) y rara vez el intervalo de ripples [Ta, Tab(c)]. En algunos cortes aparecen capas decimétricas de granulometría media a gruesa y laminación cruzada planar métrica, resultado de un transporte tractivo (B₂ MUTTI).

Los niveles limolítico-pelíticos, fuertemente esquistosados, suelen presentar una laminación paralela resaltada por la intercalación de niveles arenosos milimétricos a centimétricos con tendencia

La presente publicación se centra en las dos Series inferiores y en su relación estructural.

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

Desde el punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos Series o Unidades separadas por una discordancia de tipo erosivo y angular. Dichas Unidades presentan por tanto no sólo características estructurales diferentes, sino también sedimentológicas (fig. 2).

La Serie del Domo Extremeño, potente (más de 2.000 m. mínimo), con características turbidíticas (principalmente tipo 1 sensu, MUTTI, 1985), siempre de carácter monótono, está formada principalmente por grau.wacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces desorganizados; muy ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados.

La Serie de Ibor, litológicamente más variada, está formada por pizarras limolíticas con frecuentes intercalaciones de calizas, areniscas y conglomerados con facies de dominio talud-plataforma detrítico-carbonatada.

SERIE DEL DOMO EXTREMEÑO

Aunque lo más característico de esta Unidad es precisamente su monotonía y aparente uniformidad litológica, se han distinguido dos tipos de facies dominantes y una tercera (conglomerática) que aunque con escasa representación, por sus características litológicas, constituyen los únicos posibles niveles «guía» dentro del conjunto (fig. 3).

— *Facies grau.wáquico-pelítica alternante.* Cartográficamente está ampliamente representada, los cortes sedimentológicos que permiten mejores observaciones corresponden a los afloramientos lavados de los embalses del Guadiana y a los arroyos importantes: Pelochejo y Benazaire, en Ibor; del Peral y Navalcastaño, en Villarta.

Los cortes estudiados muestran niveles arenosos (grau.wacas) centi-decimétricos plano-paralelos (excepcionalmente capas amalgamadas métricas), alternando con niveles limolítico-pelíticos; en algunos cortes se reconocen secuencias estrato-crecientes (foto 1). Las capas arenosas, de grano medio a fino, al microscopio presentan textura blastosamítica y están constituidas fundamentalmente

por cuarzo, micas en paso a epimatriz, plagioclasas y feldespato potásico (5-20%) más o menos alterados y fragmentos de rocas correspondientes a liditas y filitas micáceas.

La matriz, microcristalina, sericítico-clorítica, parcialmente silicificada, aparece orientada por esquistosidad e impregnada por óxidos de hierro (lamelas oscuras), ocasionalmente aparecen gra-

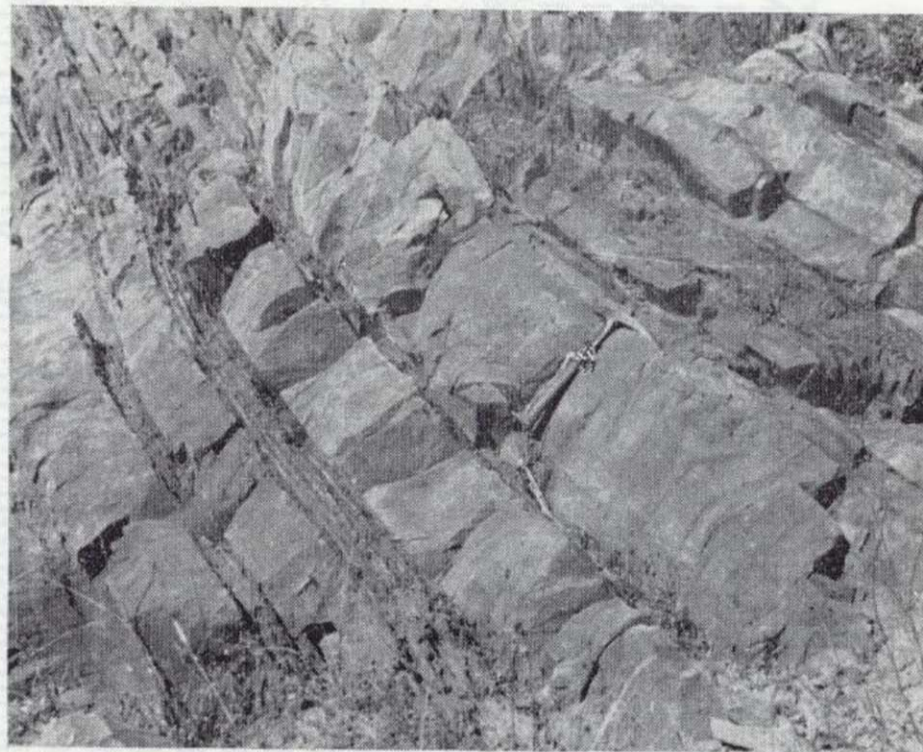


Foto 1

Alternancia de capas turbidíticas arenosas y pelíticas; secuencias Ta, Tab, Tabc y TBT. Serie Domo Extremeño, corte 2.

nos dispersos de carbonatos; como minerales accesorios: opacos, turmalina, circón y apatito.

En estas capas arenosas no son frecuentes ni variadas las estructuras sedimentarias: escasas huellas de muro correspondientes a pequeños «flutes» (sentido NE), débiles «huellas de carga» y estructuras de «escape de agua» en las capas más groseras. Débil granoclasificación (poca variación granulométrica), en algunas capas laminación paralela a techo (poco potente) y rara vez el intervalo de ripples [Ta, Tab(c)]. En algunos cortes aparecen capas decimétricas de granulometría media a gruesa y laminación cruzada planar métrica, resultado de un transporte tractivo (B₂ MUTTI).

Los niveles limolítico-pelíticos, fuertemente esquistosados, suelen presentar una laminación paralela resaltada por la intercalación de niveles arenosos milimétricos a centimétricos con tendencia

a formar ripples (T.B.T.), conocidas regionalmente como facies acintadas o «rubannee» de Bouyx.

Al microscopio estos niveles no presentan variación mineralógica cualitativa respecto a las grauwacas, existiendo una gradación de tipos litológicos entre ambas; corresponden a lutitas limolítico-arenosas formadas por sericita y clorita

(a veces biotita), de pequeño tamaño, dispuestas en lechos finamente foliados que pueden tener intercaladas bñdas cuarcíticas microcristalinas o con fragmentos diseminados de cuarzo y plagioclasa de tamaño limo, generalmente alargados; en muchos casos esta «foliación» primaria está afectada por la esquistosidad, según la cual se reorientan o impregnan minerales ferruginosos.

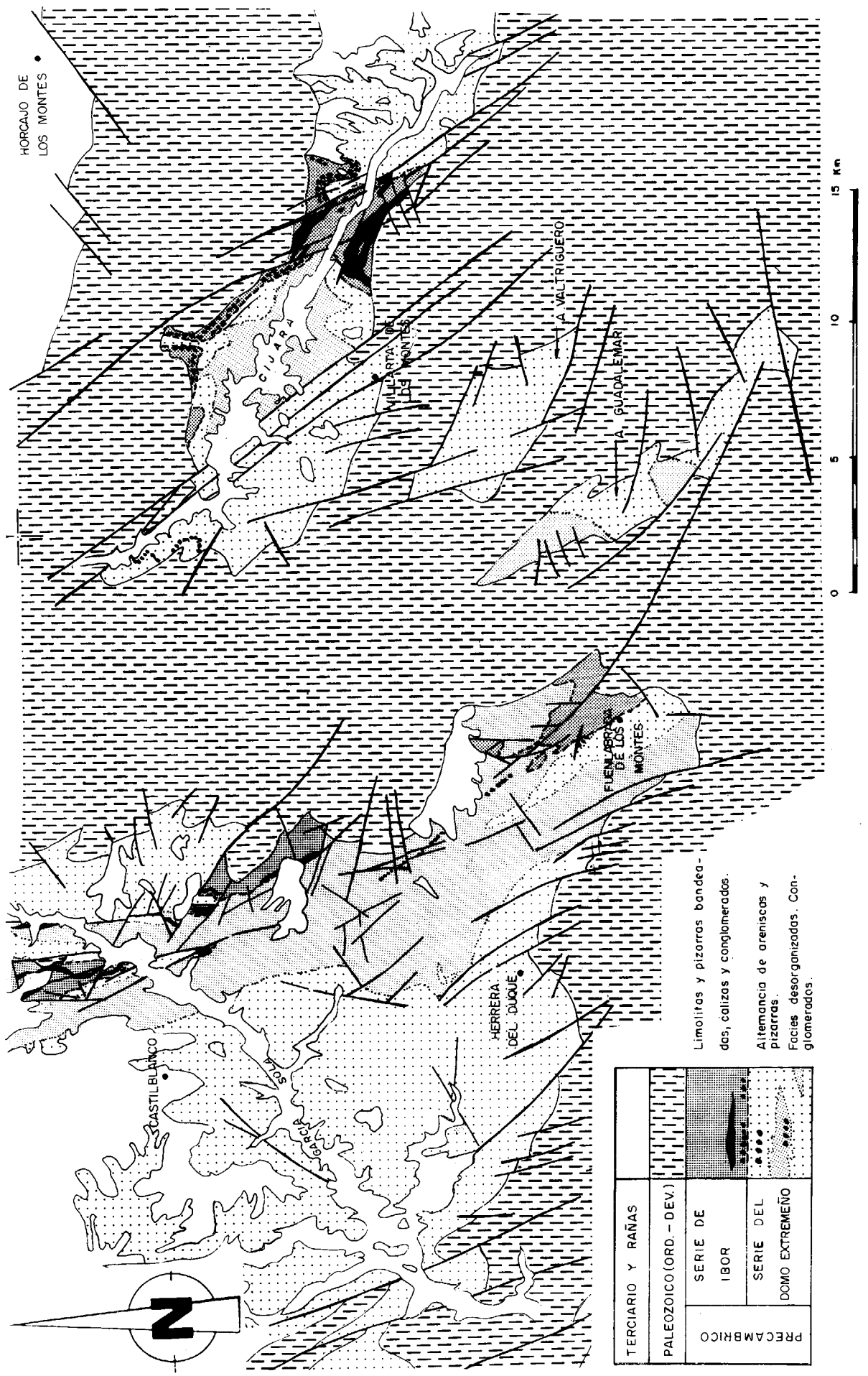


Figura 2.—Esquema cartográfico.

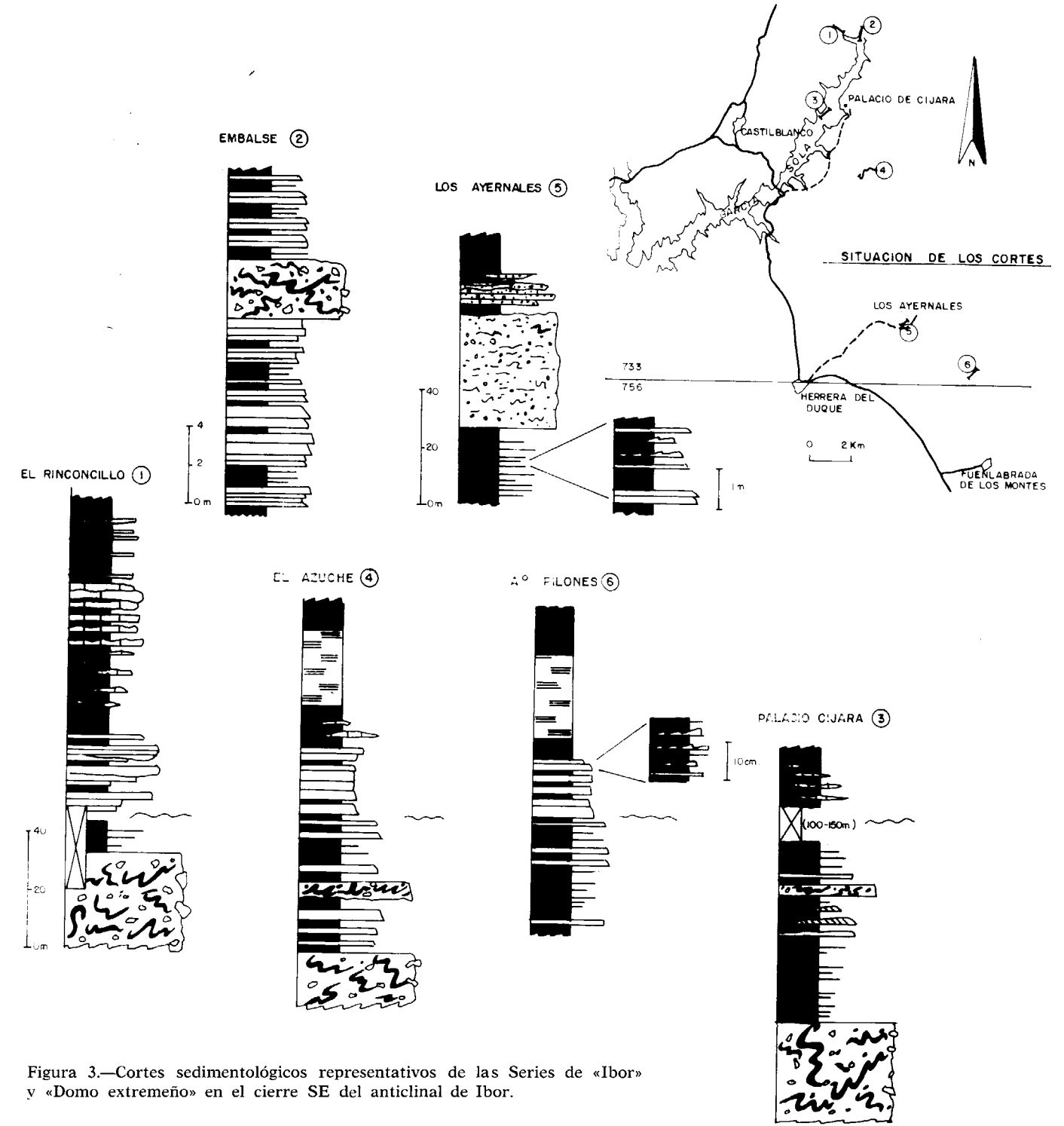


Figura 3.—Cortes sedimentológicos representativos de las Series de «Ibor» y «Domo extremeño» en el cierre SE del anticlinal de Ibor.

— *Facies limolítico-pelíticas masivas o «desorganizadas»*. A nivel cartográfico se han diferenciado zonas con predominio de materiales limolítico-pelíticos masivos, entre los que se intercalan en paso tanto lateral como vertical con grauwas y pelitas alternantes, potentes tramos de aspecto desorganizado. En los cortes, los tramos desorganizados (Facies F) se presentan como pelitas muy esquistosadas, entre los que aparecen pequeños lentejones (restos de capas centimétricas), cantos y bolos más arenosos (foto 2), ocasionalmente en alteración de color marrón (algo dolomíticos).

En general se observa un aumento en el grado de desorganización cuanto mayor es el predominio de los materiales finos, siendo los afloramientos muy homogéneos, con pequeños cantos muy aislados y difusos. Si predominan las capas arenosas, la estratificación está distorsionada, poco definida, presentando las capas contactos difusos.

Se trata de acumulaciones constituidas por material turbidítico ya sedimentado, que posteriormente es deslizado, desorganizado y resedimentado debido a cualquier causa de inestabilidad, tectónica o gravitacional.

Los tramos limolítico-pelíticos (Facies E y G) suelen ser homogéneos, con la esquistosidad muy penetrativa, a veces se identifica una débil laminación paralela o un ligero bandeado marcado por cambios de granulometría o en el contenido de materia orgánica.

— *Conglomerados*. Las facies conglomeráticas forman niveles discontinuos con potencias métricas o decamétricas y del orden de centenares de metros de extensión lateral.

En Ibor aparecen a lo largo del flanco NE de la estructura; afloran también en el extremo noroccidental del anticlinal de Villarta, donde ya fueron cartografiados por RANSWEILER (1967), y descritos por M. A. DE SAN JOSÉ (1984) con la denominación de «conglomerados de las Torrecillas». En Ibor el corte más potente y en el que mejor afloran corresponde a la Casa de «Los Ayernales» (SO del Puerto de las Navas), de muro a techo aparecen:

— Limolitas con finas intercalaciones centi-decimétricas, geometría plano-paralela, granulometría fina a muy fina, laminación paralela y ripples.

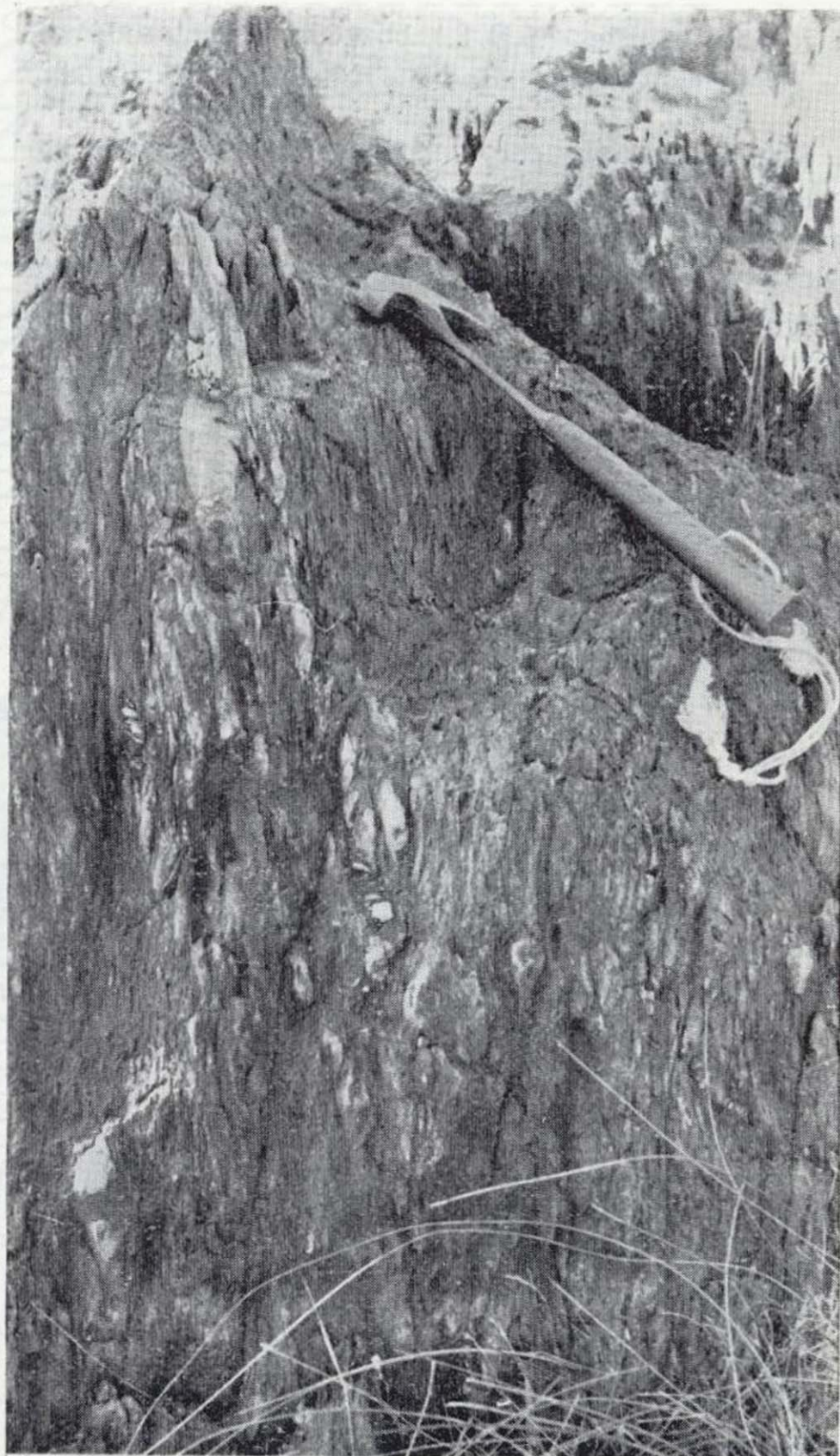


Foto 2
Serie Turbidítica limolítico-pelítica «desorganizada», con cantos de capas arenosas (facies F). Serie Domo Extremeño, corte 3.

- 50-60 metros, «Sandy debris flow», con cantos bien redondeados, mayoritariamente de cuarzo blanco (80%), lilitas y areniscas grauwáquicas; el tamaño medio es de 3-5 cm. y el máximo de 12 cm. de diámetro. La matriz abundante, está constituida por arenisca grauwáquica de grano medio a grueso.
- 15-20 metros, se distinguen dos niveles que dan resalte, el inferior (5-8 m.), constituido por amalgamación de capas arenosas decimétricas con granulometría gruesa y micro-

— *Facies limolítico-pelíticas masivas o «desorganizadas»*. A nivel cartográfico se han diferenciado zonas con predominio de materiales limolítico-pelíticos masivos, entre los que se intercalan en paso tanto lateral como vertical con grauwacas y pelitas alternantes, potentes tramos de aspecto desorganizado. En los cortes, los tramos desorganizados (Facies F) se presentan como pelitas muy esquistosadas, entre los que aparecen pequeños lentejones (restos de capas centimétricas), cantos y bolos más arenosos (foto 2), ocasionalmente en alteración de color marrón (algo dolomíticos).

En general se observa un aumento en el grado de desorganización cuanto mayor es el predominio de los materiales finos, siendo los afloramientos muy homogéneos, con pequeños cantos muy aislados y difusos. Si predominan las capas arenosas, la estratificación está distorsionada, poco definida, presentando las capas contactos difusos.

Se trata de acumulaciones constituidas por material turbidítico ya sedimentado, que posteriormente es deslizado, desorganizado y resedimentado debido a cualquier causa de inestabilidad, tectónica o gravitacional.

Los tramos limolítico-pelíticos (Facies E y G) suelen ser homogéneos, con la esquistosidad muy penetrativa, a veces se identifica una débil laminación paralela o un ligero bandeado marcado por cambios de granulometría o en el contenido de materia orgánica.

— *Conglomerados*. Las facies conglomeráticas forman niveles discontinuos con potencias métricas o decamétricas y del orden de centenares de metros de extensión lateral.

En Ibor aparecen a lo largo del flanco NE de la estructura; afloran también en el extremo noroccidental del anticlinal de Villarta, donde ya fueron cartografiados por RANSWEILER (1967), y descritos por M. A. DE SAN JOSÉ (1984) con la denominación de «conglomerados de las Torrecillas». En Ibor el corte más potente y en el que mejor afloran corresponde a la Casa de «Los Ayernales» (SO del Puerto de las Navas), de muro a techo aparecen:

— Limolitas con finas intercalaciones centimétricas, geometría plano-paralela, granulometría fina a muy fina, laminación paralela y ripples.

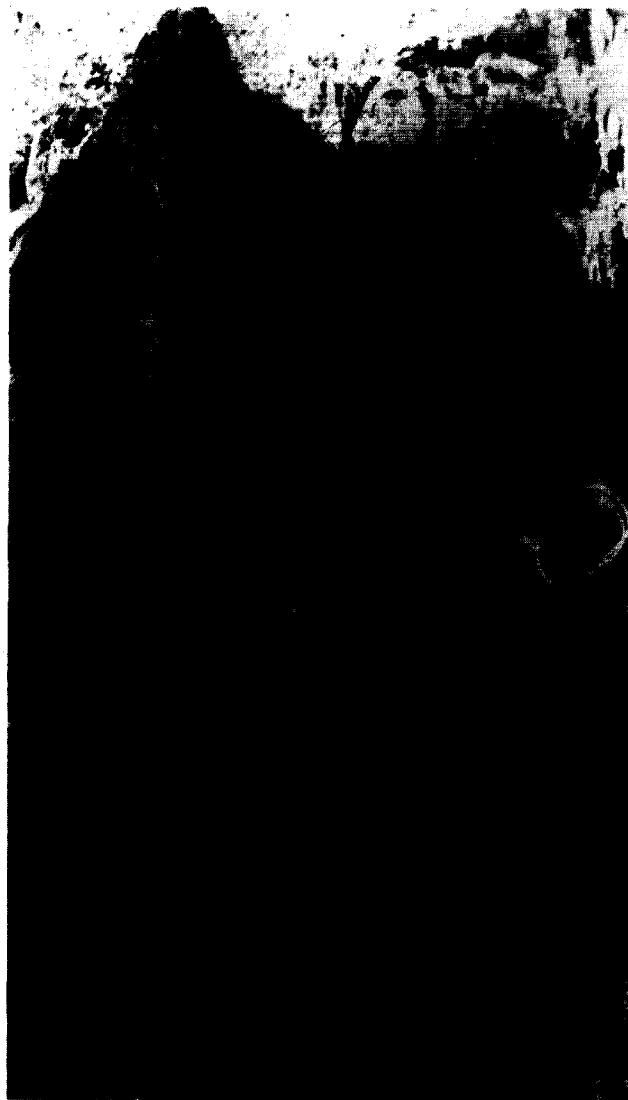


Foto 2
Serie Turbidítica limolítico-pelítica «desorganizada», con cantos de capas arenosas (facies F). Serie Domo Extremeño, corte 3.

— 50-60 metros, «Sandy debris flow», con cantos bien redondeados, mayoritariamente de cuarzo blanco (80%), liditas y areniscas grauwáquicas; el tamaño medio es de 3-5 cm. y el máximo de 12 cm. de diámetro. La matriz abundante, está constituida por arenisca grauwáquica de grano medio a grueso.

— 15-20 metros, se distinguen dos niveles que dan resalte, el inferior (5-8 m.), constituido por amalgamación de capas arenosas decimétricas con granulometría gruesa y micro-

conglomerática, están granoclasificados y aparecen cantos blandos pizarrosos en la base. El nivel superior está formado por 3-4 capas conglomeráticas decimétricas intercaladas entre areniscas de grano fino; la morfología observada es base canalizada y techo plano, la naturaleza y el tamaño de los cantos de estos niveles es similar a los del «debris» inferior, pero en este caso, la matriz, más fina, es intersticial. A techo de este tramo aparecen limolitas masivas.

SERIE DE IBOR

Discordante sobre la Serie del Domo Extremeño anteriormente descrita, se dispone la Serie de Ibor; se trata de un conjunto eminentemente limolítico-pelítico con intercalaciones muy constantes a nivel regional de areniscas cuarcíticas (a veces conglomeráticas), conglomerados, calizas y calcoesquistos (fig. 3); en las pelitas se han encontrado restos de algas macroscópicas clasificadas dentro del grupo *Vendotaenidae*.

En Ibor, los afloramientos de esta Serie se sitúan próximos o en el flanco NE de la estructura, desde el punto de vista cartográfico y estructural se disponen fundamentalmente en sinclinales muy fracturados, apareciendo laminados algunos de sus flancos, y estando recubiertos discordantemente tanto por el Ordovícico inferior como por los Terciarios (borde norte) y «Rañas» (figura 2, esquema cartográfico).

La potencia de la Serie de Ibor que se conserva no supera los 150 m., pero hacia el NO, dentro de la misma estructura, llega a superar los 700 metros (embalse de Valdecañas, Hoja (13-26); puerto del Hospital del Obispo, Hoja (14-27)).

En la zona estudiada, la serie más potente y completa (al menos con los tipos litológicos más característicos) aflora en una estructura sinclinal bastante apretada y laminada por fracturas NNO-SSE a N-S, presenta un desarrollo longitudinal de más de 6 km., su extremo norte aparece cubierto por Terciarios y «Rañas», aflorando desde el Valle del Rinconcillo (Hoja 15-28), Casa de Soria, Arroyo Canalijas (Hoja (15-29), su terminación sur, al oeste del Palacio de Cijara, aparece cubierta por las aguas del embalse de García Solá.

Al SE del embalse, los niveles cuarcíticos ya no aparecen, y los afloramientos de la Serie corres-

ponden al sinclinal (con niveles calcáreos) de Azuche-Parrillas; al SE del Arroyo Benazaire las calizas se han acuñado también, estando la Serie constituida exclusivamente por limolitas y pelitas bandeadas en los sinclinales del Arroyo Pilonés y de Fuenlabrada de los Montes (Hoja 15-30).

Las limolitas y pelitas se pueden presentar masivas, con color gris-verdoso típico, y más frecuentemente en bancos decimétricos a métricos, compactos, de colores amarillento-rojizos por alteración; estos bancos están formados a su vez por láminas milimétricas o centimétricas plano-paralelas alternantes, compuestas por términos arenosos finos (limolitas) pardo-grisáceos con laminación paralela y/o ripple (linsen-lenticular) y pelitas gris-verde claro, a veces con abundante materia orgánica.

En los bancos más limolíticos la proporción arena/pelita oscila entre el 70-80 por 100, mientras que en los tramos pelíticos la relación baja hasta el 10 por 100; cuando estas facies se alteran dan un característico aspecto acintado o bandeado «bicolor». Se interpretan como turbiditas diluidas (de plataforma).

Las areniscas y cuarcitas afloran bien en el valle del Rinconcillo, reconociéndose fácilmente, pues, dada su mayor resistencia a la erosión originan resaltes que destacan del resto de los materiales de la Serie. En esta zona los niveles más potentes se sitúan estratigráficamente por debajo de las calizas, aunque sobre estas últimas también aparecen capas alternantes centi-decimétricas de areniscas de grano fino y limolitas que también dan un pequeño resalte.

El nivel y resalte más importante (15-20 m.) está constituido por areniscas groseras, a veces conglomeráticas, y areniscas cuarcíticas de grano fino; se disponen en varios ciclos estratocrecientes de 2 a 5 m. cada uno. En la base de los ciclos aparecen capas milimétricas y centimétricas con laminación paralela y ripples, en ocasiones de oleaje; el porcentaje de arena es del 70-80 por 100; a techo del ciclo las capas tienen espesor decimétrico (hasta 80 cm.) y son areniscas cuarcíticas muy limpias de granulometría media a fina, internamente algunas capas presentan estratificación cruzada en surco (festoon). El contacto entre las capas es muy ondulado, sin pelitas intercaladas; en muchos casos las capas se cortan y se adaptan unas a otras. Lateralmente los ciclos se acuñan,

distinguiéndose una acrección a gran escala con morfología de «barra» (foto 3).

El tránsito de las facies «terrígenas» a las «carbonatadas» se produce de forma gradual, apareciendo niveles de calcoesquistos o finas intercalaciones carbonatadas, generalmente lenticulares entre las pelitas.

Los calcoesquistos se presentan como finos niveles con laminación paralela muy marcada, de colores gris y beige, con aspecto poroso típico, debido a la alteración y lavado de los carbonatos.

Las calizas, parcialmente dolomitizadas, aparecen estratificadas en bancos decimétricos (hasta 1 m.), con superficie de estratificación plana a suavemente ondulada, generalmente con intercalaciones pelíticas inter-estrato; pueden ser masivas, calcareníticas o bioclásticas grainstone bioclásticos, a veces oolíticos, o con laminación paralela fina, a veces rizada (cryptalgal).

En Villarta, la Serie de Ibor aparece también próxima a la base del Ordovícico, esto es, a los flancos de la estructura hercínica.

Debido a la deformación y a la compleja estructura que presentan no se ha encontrado una sucesión completa que pudiera definirse como tipo de las formaciones que la componen. De muro a techo la Serie de Ibor constaría (fig. 4):

— Conglomerados [equivalentes a los conglomerados de Nuestra Señora de la Antigua (b_1) y a los conglomerados del Torilejo (b_6) de SAN JOSÉ, 1984]. Constituyen un conjunto de cuerpos más o menos continuos de considerable extensión lateral, situados en la base de la Serie de Ibor en esta Zona. Son conglomerados en general granosoportados, masivos, constituidos por cantos de grauwacas subredondeados, de hasta 15 cm. de diámetro. En menor proporción, y de tamaño mucho menor (3-5 cm. de diámetro), aparecen también cantos de cuarzo muy redondeados; deben corresponder a un transporte en masa de matriz arenosa, en el que los cantos llegan a tocarse.

La potencia de estos conglomerados varía de 5 a 15 metros, aumentado ligeramente hacia el este. Ocasionalmente y hacia el techo aparecen intercalados niveles centi-decimétricos arenosos con laminación paralela y ripple.

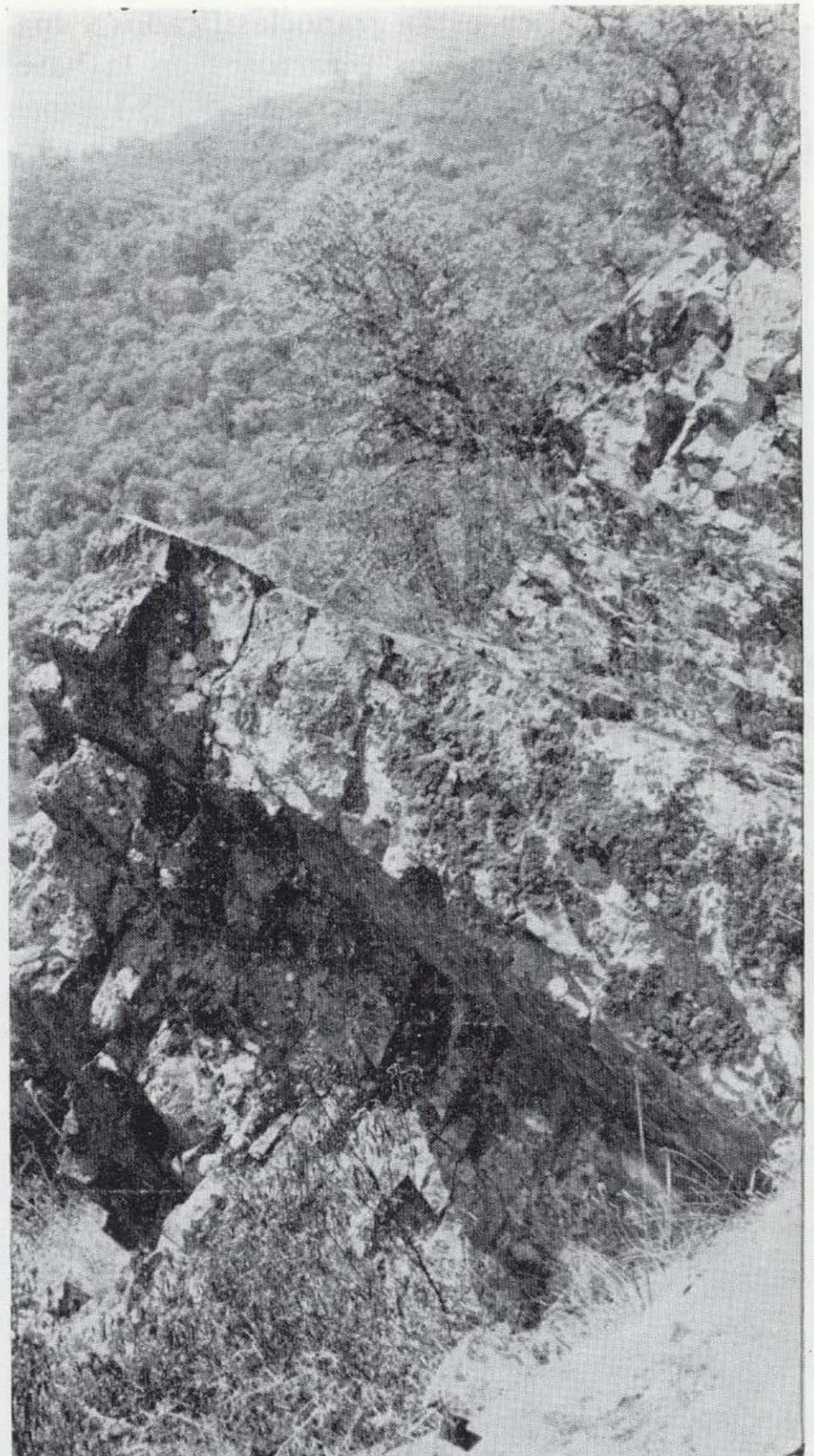


Foto 3

Secuencias estrato-crecientes en «barras» cuarcíticas. Serie de Ibor, corte 1.

— Serie arenoso-pelítica alternante («Turbiditas del Cíjara»). Son turbiditas en sentido amplio, con capas arenosas de granulometría gruesa de hasta 70 cm. de espesor, con secuencias de BOUMA completas ($T_{a,c}$). Se encuentran a veces tramos intercalados más groseros (pebbly sandstones), en ocasiones con cantos de calizas.

Su potencia no debe ser superior a 150 m.

— Ascendiendo en la Serie y tras la presencia de algunos tramos de «slump», aflora un

distinguiéndose una acrección a gran escala con morfología de «barra» (foto 3).

El tránsito de las facies «terrágenas» a las «carbonatadas» se produce de forma gradual, apareciendo niveles de calcoesquistos o finas intercalaciones carbonatadas, generalmente lenticulares entre las pelitas.

Los calcoesquistos se presentan como finos niveles con laminación paralela muy marcada, de colores gris y beige, con aspecto poroso típico, debido a la alteración y lavado de los carbonatos.

Las calizas, parcialmente dolomitizadas, aparecen estratificadas en bancos decimétricos (hasta 1 m.), con superficie de estratificación plana a suavemente ondulada, generalmente con intercalaciones pelíticas inter-estrato; pueden ser masivas, calcareníticas o bioclásticas grainstone bioclásticas, a veces oolíticas, o con laminación paralela fina, a veces rizada (cryptalgal).

En Villarta, la Serie de Ibor aparece también próxima a la base del Ordovícico, esto es, a los flancos de la estructura hercínica.

Debido a la deformación y a la compleja estructura que presentan no se ha encontrado una sucesión completa que pudiera definirse como tipo de las formaciones que la componen. De muro a techo la Serie de Ibor constaría (fig. 4):

- Conglomerados [equivalentes a los conglomerados de Nuestra Señora de la Antigua (b₁) y a los conglomerados del Torilejo (b₈) de SAN JOSÉ, 1984]. Constituyen un conjunto de cuerpos más o menos continuos de considerable extensión lateral, situados en la base de la Serie de Ibor en esta Zona. Son conglomerados en general granosportados, masivos, constituidos por cantos de grauwasas subredondeados, de hasta 15 cm. de diámetro. En menor proporción, y de tamaño mucho menor (3-5 cm. de diámetro), aparecen también cantos de cuarzo muy redondeados; deben corresponder a un transporte en masa de matriz arenosa, en el que los cantos llegan a tocarse.

La potencia de estos conglomerados varía de 5 a 15 metros, aumentado ligeramente hacia el este. Ocasionalmente y hacia el techo aparecen intercalados niveles centi-decimétricos arenosos con laminación paralela y ripple.



Foto 3
Secuencias estrato-crecientes en «barras» cuarcíticas. Serie de Ibor, corte 1.

- Serie arenoso-pelítica alternante («Turbiditas del Cíjara»). Son turbiditas en sentido amplio, con capas arenosas de granulometría gruesa de hasta 70 cm. de espesor, con secuencias de BOUMA completas (T_{a.c.}). Se encuentran a veces tramos intercalados más groseros (pebbly sandstones), en ocasiones con cantos de calizas.

Su potencia no debe ser superior a 150 m.

- Ascendiendo en la Serie y tras la presencia de algunos tramos de «slump», aflora un

tercer tramo que constituye, aparte de las calizas, el material más característico de la Serie de Ibor. Son pelitas y limolitas, a veces con pasadas arenosas, de contactos plano-paralelos; en alteración presentan un característico aspecto bandeado bi o tricolor. De forma gradual van apareciendo intercalados niveles milimétricos calcoesquistosos.

La potencia de este tramo no sobrepasa los 300 m.

- Calizas de Villarta (Calizas de Villarta, RANSWEILER, 1967; SAN JOSÉ et al., 1974; SAN JOSÉ, 1984). Denominamos así al tramo superior de la Serie de Ibor en esta estructura; están constituidas por:

- Alternancias de calizas-pizarras, con predominio de las primeras hacia techo; son niveles decimétricos (10-40 cm.) de calizas con gran cantidad de restos orgánicos retrabajados por tormentas; se pue-

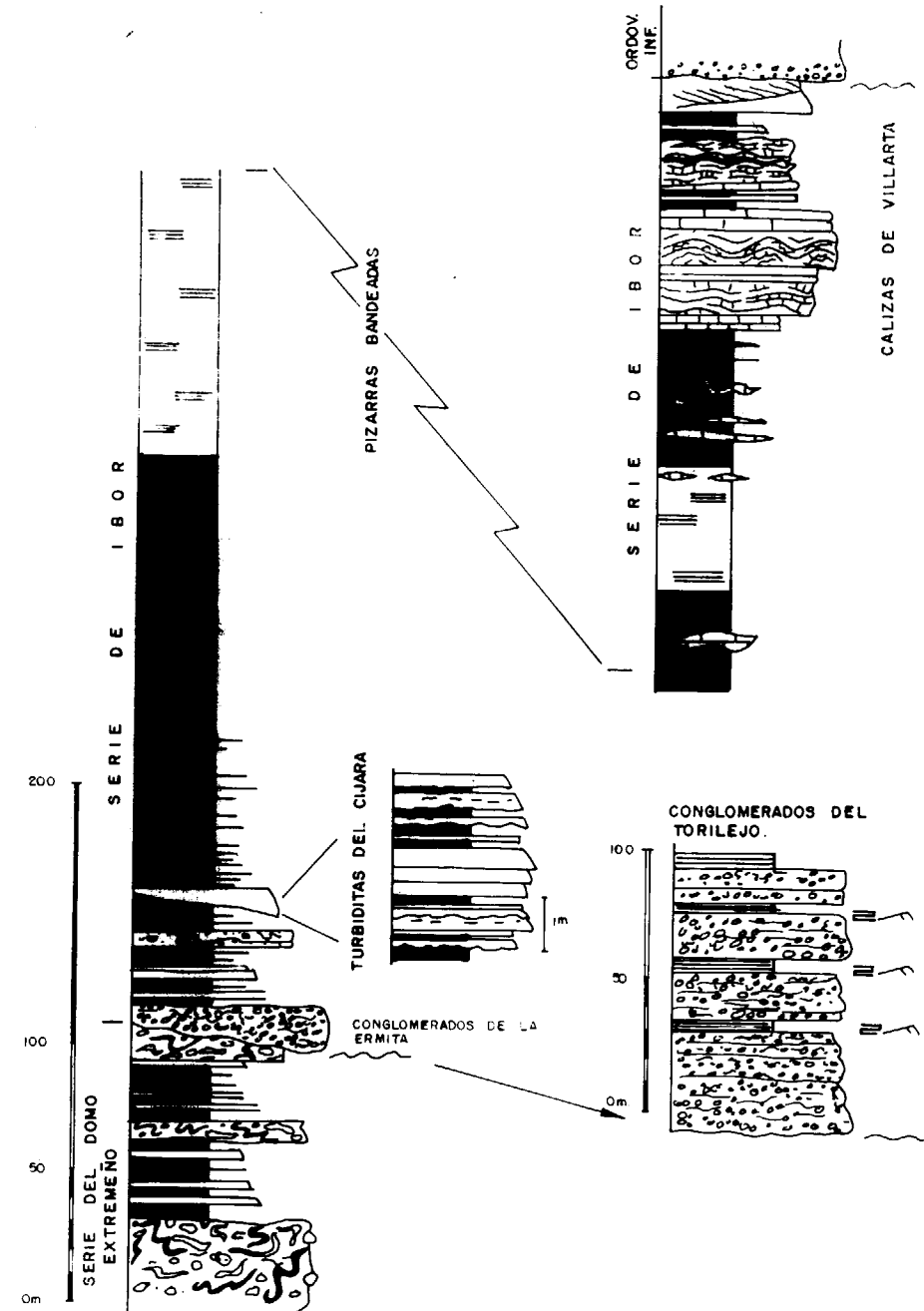


Figura 4.—Serie sintética (Domo extremeño-Ibor) del flanco Norte del anticlinal de Villarta.

den clasificar como «packstones» y «grainstones» bioclásticos, interpretándose como facies de talud proximal, CALVET y SALAS (1987). Se estima una potencia de más de 50 m.

- Bancos calizos: calizas métricas grises con pátina marrón rojiza bastante recristalizadas, están constituidas por varios niveles de domos estromatolíticos, algunos gigantes, con dimensiones de 1-5 m. de diámetro y hasta 3 m. de altura, a veces están constituidos a su vez por otros más pequeños (fotos 4 y 5).

Este tramo presenta una potencia de 50-60 m. máximo. Se les interpreta como calizas de margen de plataforma o de rompiente (cordones arrecifales dómicos).

- Calizas tableadas: son capas decimétricas con finas intercalaciones lutíticas, la superficie de las capas presenta un aspecto «rizado» (retoque de oleaje?) son calizas bioclásticas, «grainstones» con restos de algas y oolitos; la potencia de este tramo es de unos 20-30 metros. Se las interpreta como pertenecientes a una plataforma carbonatada progradante, CALVET y SALAS (1987).

En el flanco sur afloran además niveles de calizas brechoides, y una intercalación terrígena de más de 20 m., constituida por areniscas, microconglomerados y limolitas pardo-verdosas en capas decimétricas; algunas capas parecen presentar participación vulcanogénica muy acusada.

La potencia estimada, por tanto, para la Serie de Ibor en la Zona de Villarta es próxima a los 600 metros, presentando la peculiaridad de que los tramos inferiores presentan características turbidíticas (talud), no representadas en la Zona de Herrera del Duque.

INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y EDAD

SERIE DEL DOMO EXTREMEÑO

La Serie grauváquico-pelítica alternante corresponde a una sedimentación turbidítica profunda s.l., se pueden asimilar a facies de lóbulos (turbiditas tipo 1 sensu MUTTI, 1985); el sentido de las

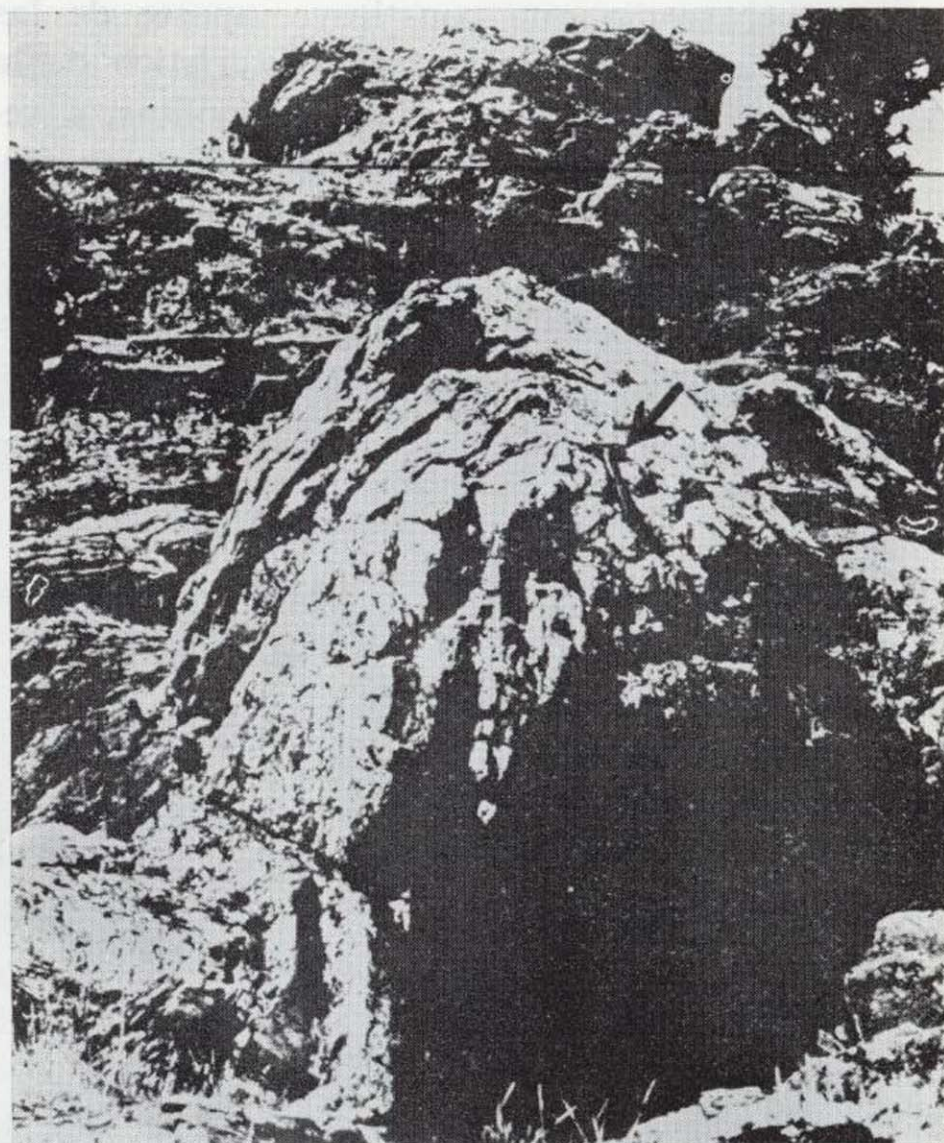


Foto 4
Domos estromatolíticas gigantes en las Calizas de Villarta (Flanco Norte). Serie de Ibor.

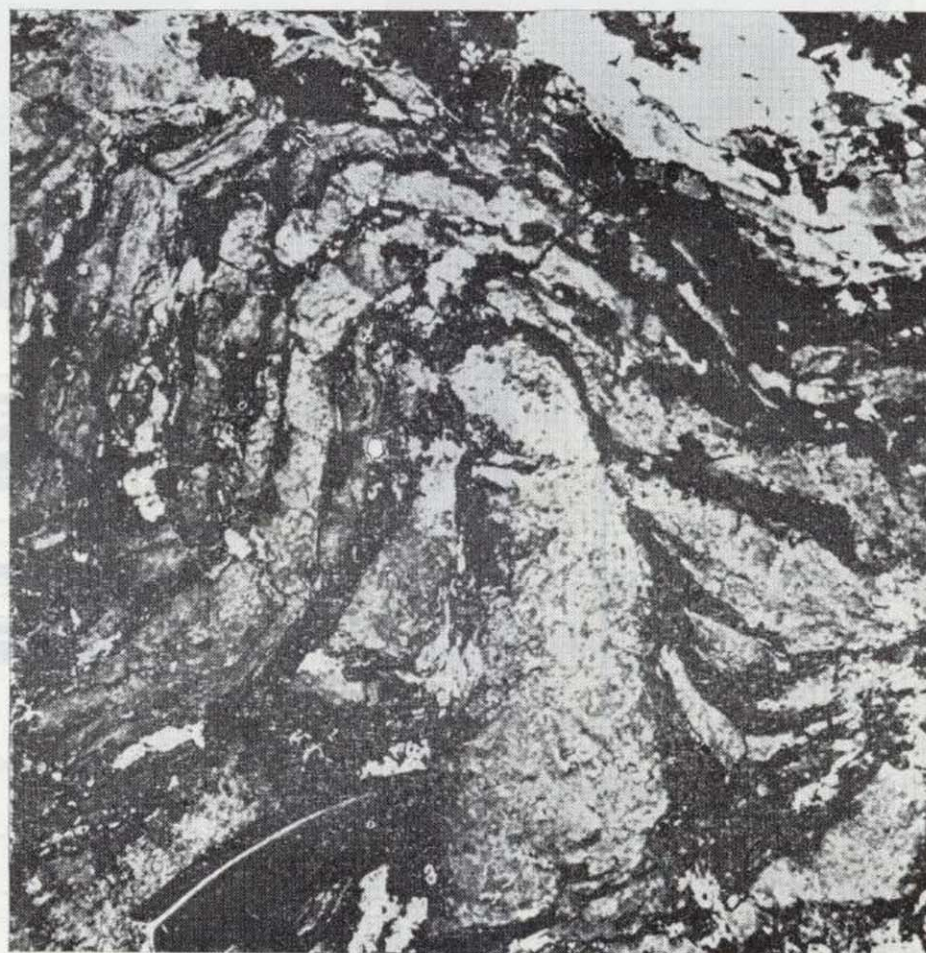


Foto 5
Detalle de un domo estromatolítico pseudo-columnar de segundo orden en las Calizas de Villarta (Flanco Norte). Serie de Ibor.

den clasificar como «packstones» y «grainstones» bioclásticos, interpretándose como facies de talud proximal, CALVET y SALAS (1987). Se estima una potencia de más de 50 m.

- Bancos calizos: calizas métricas grises con pátina marrón rojiza bastante recristalizadas, están constituidas por varios niveles de domos estromatolíticos, algunos gigantes, con dimensiones de 1-5 m. de diámetro y hasta 3 m. de altura, a veces están constituidos a su vez por otros más pequeños (fotos 4 y 5).

Este tramo presenta una potencia de 50-60 m. máximo. Se les interpreta como calizas de margen de plataforma o de rompiente (cordones arrecifales dómicos).

- Calizas tableadas: son capas decimétricas con finas intercalaciones lutíticas, la superficie de las capas presenta un aspecto «rizado» (retoque de oleaje?) son calizas bioclásticas, «grainstones» con restos de algas y oolitos; la potencia de este tramo es de unos 20-30 metros. Se las interpreta como pertenecientes a una plataforma carbonatada progradante, CALVET y SALAS (1987).

En el flanco sur afloran además niveles de calizas brechoides, y una intercalación terrígena de más de 20 m., constituida por areniscas, microconglomerados y limolitas pardo-verdosas en capas decimétricas; algunas capas parecen presentar participación vulcanogénica muy acusada.

La potencia estimada, por tanto, para la Serie de Ibor en la Zona de Villarta es próxima a los 600 metros, presentando la peculiaridad de que los tramos inferiores presentan características turbidíticas (talud), no representadas en la Zona de Herrera del Duque.

INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y EDAD

SERIE DEL DOMO EXTREMEÑO

La Serie grauváquico-pelítica alternante corresponde a una sedimentación turbidítica profunda s.l., se pueden asimilar a facies de lóbulos (turbiditas tipo 1 sensu MUTTI, 1985); el sentido de las

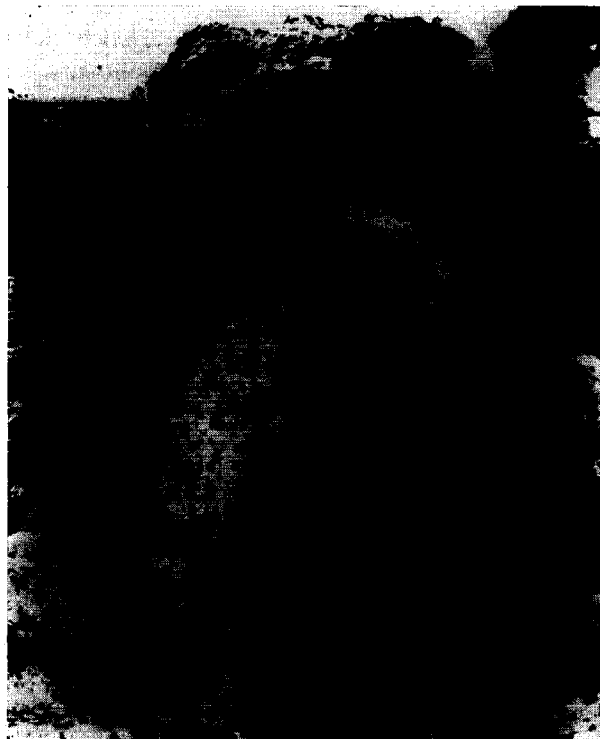


Foto 4
Domos estromatolíticos gigantes en las Calizas de Villarta (Flanco Norte). Serie de Ibor.

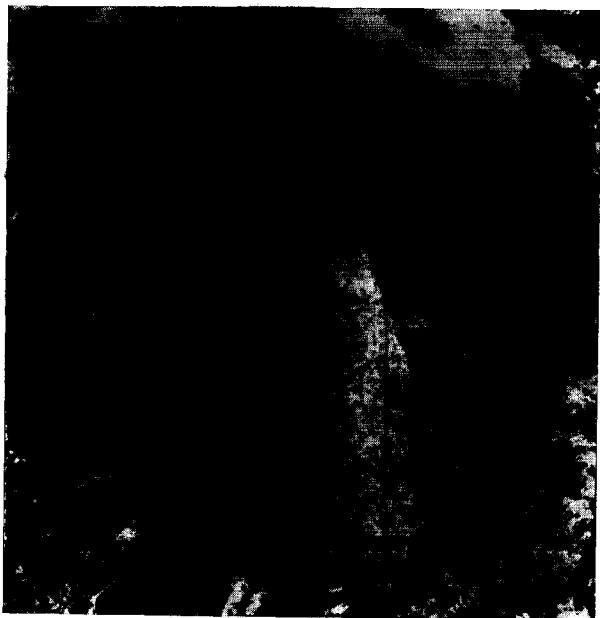


Foto 5
Detalle de un domo estromatolítico pseudo-columnar de segundo orden en las Calizas de Villarta (Flanco Norte). Serie de Ibor.

paleocorrientes medidas (escasas) es hacia el NE; las capas arenosas «tractivas» tipo B₂ y las E corresponderían a una zona de «by passing».

Los materiales limolítico-pelíticos con tramos desorganizados estarían situados en una zona de talud o inter-lóbulos. Los depósitos arenoso-conglomeráticos corresponderían a canales turbidíticos s.l.

SERIE DE IBOR

La Zona estudiada corresponde a una plataforma mixta detrítico-carbonatada, cuya zona más proximal se encontraría hacia el NO, donde afloran las facies más proximales representadas por bancos detríticos de «near shore» y niveles de calizas y calcoesquistos; en Ibor el resto de la Serie está representada por niveles limoso-arcillosos de decantación y turbiditas diluidas que podrían corresponder a un ambiente de plataforma distal. En la zona de Villarta, de acuerdo con la sucesión de facies que presenta la Serie, respondería a un modelo de plataforma carbonatada progradante desde facies de talud (s.l.) a borde de plataforma.

Habida cuenta que la Serie de Ibor se halla en discordancia erosiva y angular sobre la Serie del Domo, nos encontraríamos que sobre este zócalo plegado, basculado y erosionado, se dispone la Serie de Ibor con una sucesión de facies de más profundidad (talud), representadas por los «conglomerados del Torilejo» y las «turbiditas del Cíjara» a facies de borde de plataforma, representadas por las «Calizas de Villarta» (s.s.) y de plataforma interna o más próximas, representados por los materiales de la zona de Herrera del Duque.

Por el momento los datos paleontológicos son nulos en el área estudiada con respecto a la Serie del Domo Extremeño y escasos en la Serie de Ibor; sin embargo, por los informes paleontológicos de las Hojas Magna próximas (15-28, 14-28, 14-27), LIÑÁN et al. (1982 y 1983), donde afloran materiales pertenecientes a las dos Series descritas, se puede apuntar una edad Rifeense-¿Vendiense Inferior? para la Serie del Domo Extremeño y Vendiense Superior para la Serie de Ibor. SAN JOSÉ (1984), op. cit., admite para la mayor parte del conjunto inferior (Serie del Domo Extremeño) una edad ampliamente Rifeense y para el grupo intermedio (parte de la Serie de Ibor) una edad Védica media y superior.

DEFORMACIONES ANTE-ORDOVICICAS, CARACTERISTICAS E IMPLICACIONES REGIONALES

La existencia de dos discordancias ante-ordovícicas y de tres Series ya fue indicada por BOUYX (1960, 1962, 1970) al citar discordancias angulares entre la Serie Inferior (esquistos de Alcudía) y la Serie Superior conglomerática; sobre estas dos Series se disponía asimismo discordante la Serie de Hinojosa (detrítico-carbonatada), pero que él la atribuye, como al resto de los afloramientos carbonatados del entorno, al Georgiense Superior (Cámbrico Inferior) y no al Precámbrico. CRESPO LARA et al. (1971), admiten este esquema y señalan además nuevos puntos de observación de las discordancias. Posteriormente, incluso en los mismos sitios donde habían sido descritas estas discordancias, fueron negadas para otros autores, principalmente TAMAIN (1972), ARBIN y TAMAIN (1973), PARGA y VEGAS (1971), VEGAS (1971), HERRANZ et al. (1977), CAPOTE et al. (1977), VILAS et al. (1981), MOLINA et al. (1981).

Recientemente, estudios más detallados han puesto en evidencia en otros lugares o confirmada en aquellos puestos en entredicho, tanto en el Domo de Abenojar como el Anticlinorio del Esteras (Hojas 15-31, 16-31, 17-31, 16-32) por AMOR y ORTEGA (in litt), GARCÍA SAN SEGUNDO y LORENZO ALVAREZ (in litt), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (in litt), ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983, publicado en 1986), y en otras estructuras SAN JOSÉ (1984, publicado en 1986), NOZAL (1985, Almadén-IGME, inédito, in MAGNA), PIEREN et al. (1987).

La discordancia aquí descrita es correlacionable con la citada por los autores anteriormente mencionados. La Fase de deformación que afectó a la Serie del Domo Extremeño, y que da lugar al depósito discordante de la Serie de Ibor, aunque importante por su amplio desarrollo regional y el cambio en las condiciones de sedimentación que conlleva, además de sus implicaciones estratigráficas, no debió ser muy intensa, pues no desarrolla esquistosidad, al menos representada regionalmente (sólo en un pliegue muy apretado que asimilamos a esta fase hemos observado esquistosidad grosera de plano axial), ni se asocia con metamorfismo regional.

Esta discordancia en la terminación SE de Ibor es perfectamente visible y observable 1 Km. al SE del Establo del Azuche (Hinojal) UTM (x: 2680,

y: 4865) Lambert (x: 486.10, y: 519.65) y en el Arroyo Pilonos, 1,6 m. al ENE de la Casa de los Pizarrales UTM (x: 3185, y: 3810) Lambert (x: 490.00, y: 509.10).

En el entorno del Azuche se pueden hacer las siguientes observaciones:

- Al este del Azuche (casas) la Serie de Ibor aparece en sinclinal (interpretado) sobre la Serie del Domo Extremeño, el afloramiento corresponde a calizas dm. y limolitas intercaladas, se disponen en pliegues métricos apretados de dirección 330/20.
- Los afloramientos situados al E y SE del Azuche corresponden a un gran Sinclinal fallado y cubierto discordante por el Ordovícico Inferior; las coordenadas antes citadas corresponden a un arroyo, en él aflora la Serie inferior (Domo Extremeño) compuesta por areniscas cm.-dm. de grano fino, pizarras y tramos desorganizados métricos. Las capas se presentan de subverticales a invertidas, con direcciones variables entre N140-N5 y polaridad sedimentaria hacia el este. Sobre éstas, y en contacto neto, sin alteración ni rubefacción del sustrato, se sitúa la Serie de Ibor con buzamientos mucho más suaves (N8/65E, N10/20E), comienza con bancos decimétricos a métricos compactos de aspecto masivo constituidos por limolitas con finas pasadas arenosas, por encima, limolitas con finas calizas lentejonares intercaladas, y a techo pizarras con bandeo paralelo bicolor (limo-arcilla). Las limolitas compactas, dando relieve, van describiendo hacia el N y NE el cierre periclinal sinclinal con direcciones N30/25E, N70/50E y N170/600, en este último punto aparecen parcialmente silicificadas y laminadas por fallas. El flanco sur con direcciones N135/60E, N140/58E se presenta en algunos sectores plegado y fallado (N160).

La esquistosidad, visible tanto en la Serie del Domo como en la Serie de Ibor, es Hercínica, con direcciones N170 a N-S, presenta buzamientos al oeste o verticales (fig. 5). En el resalte inmediatamente al este de la Casa del Azuche, correspondiente a otra estructura también fallada, constituida por limolitas en bancos y calizas a techo, se observan criterios de polaridad tectónica y sedimentaria contrarios, lo que indicaría tam-

bién que dicha Serie ya estaba plegada (Deformación Sárdica) antes de la Deformación Hercínica.

El corte del Arroyo Pilonos corresponde al flanco y terminación SE de un Sinclinal; el flanco este no existe, estando limitada la estructura por una falla de dirección N170-N20 (filón de cuarzo mineralizado, Pb). Al este del camino y siguiendo el Arroyo aparecen areniscas centi-decimétricas de grano fino, débilmente granoclasificadas, y pizarras alternantes sin alteración visible, con dirección N165 verticales (polaridad sedimentaria hacia el E), discordantes sobre ellas y dando resalte, limolitas compactas en bancos con dirección N115/20E (foto 6). Estas capas son estratodecre-

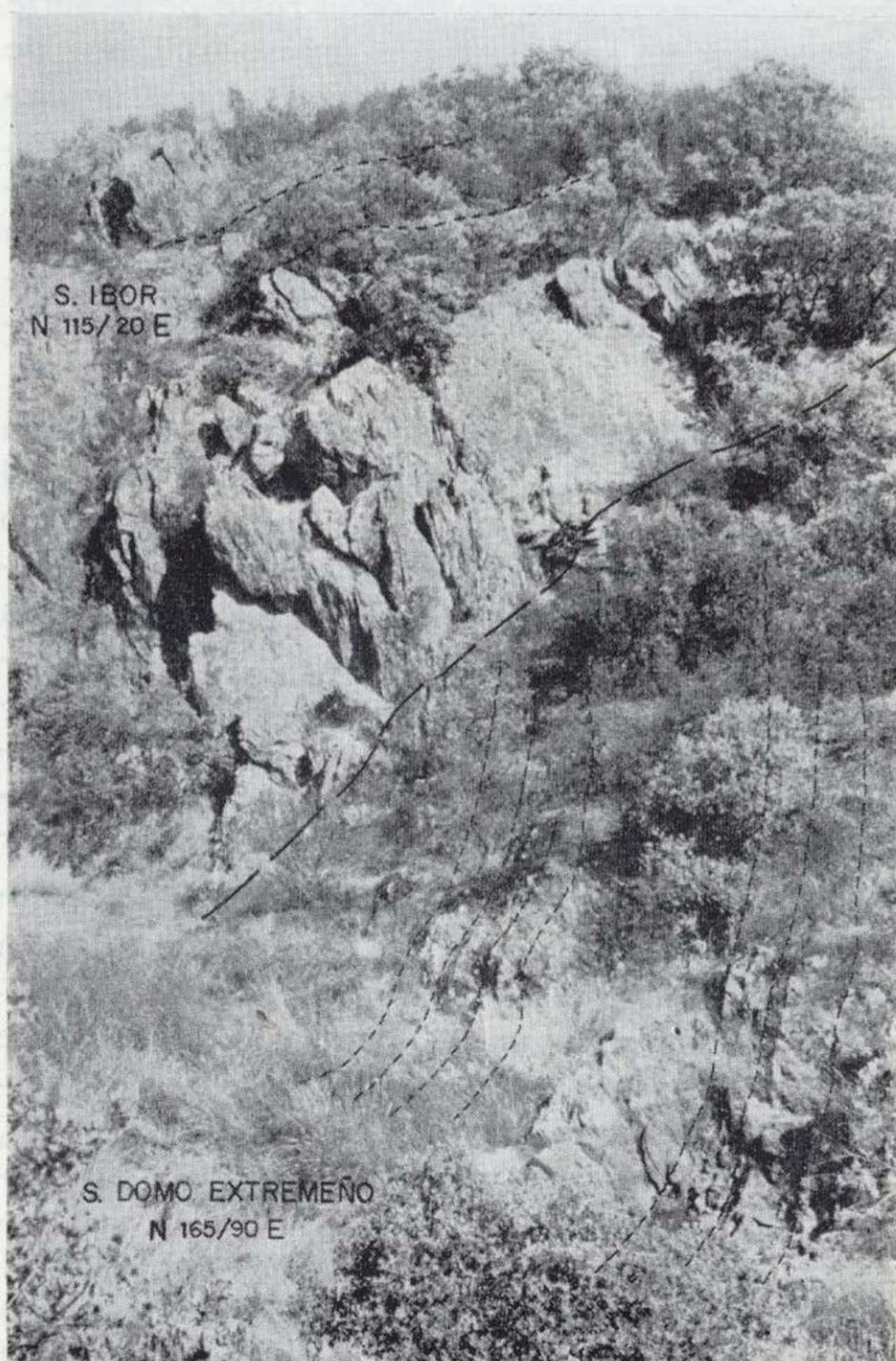


Foto 6

Discordancia erosiva y angular entre la Serie Domo Extremeño (alternancias de la parte inferior derecha) y la Serie de Ibor (limolitas compactas masivas). Arroyo Pilonos, corte 6.

y: 4865) Lambert (x: 486.10, y: 519.65) y en el Arroyo Pilonos, 1,6 m. al ENE de la Casa de los Pizarrales UTM (x: 3185, y: 3810) Lambert (x: 490.00, y: 509.10).

En el entorno del Azuche se pueden hacer las siguientes observaciones:

- Al este del Azuche (casas) la Serie de Ibor aparece en sinclinal (interpretado) sobre la Serie del Domo Extremeño, el afloramiento corresponde a calizas dm. y limolitas intercaladas, se disponen en pliegues métricos apretados de dirección 330/20.
- Los afloramientos situados al E y SE del Azuche corresponden a un gran Sinclinal fallado y cubierto discordante por el Ordovícico Inferior; las coordenadas antes citadas corresponden a un arroyo, en él aflora la Serie inferior (Domo Extremeño) compuesta por areniscas cm.-dm. de grano fino, pizarras y tramos desorganizados métricos. Las capas se presentan de subverticales a invertidas, con direcciones variables entre N140-N5 y polaridad sedimentaria hacia el este. Sobre éstas, y en contacto neto, sin alteración ni rubefacción del sustrato, se sitúa la Serie de Ibor con buzamientos mucho más suaves (N8/65E, N10/20E), comienza con bancos decimétricos a métricos compactos de aspecto masivo constituidos por limolitas con finas pasadas arenosas, por encima, limolitas con finas calizas lentejonares intercaladas, y a techo pizarras con bandeado paralelo bicolor (limo-arcilla). Las limolitas compactas, dando relieve, van describiendo hacia el N y NE el cierre periclinal sinclinal con direcciones N30/25E, N70/50E y N170/60O, en este último punto aparecen parcialmente silicificadas y laminadas por fallas. El flanco sur con direcciones N135/60E, N140/58E se presenta en algunos sectores replegado y fallado (N160).

La esquistosidad, visible tanto en la Serie del Domo como en la Serie de Ibor, es Hercínica, con direcciones N170 a N-S, presenta buzamientos al oeste o verticales (fig. 5). En el resalte inmediatamente al este de la Casa del Azuche, correspondiente a otra estructura también fallada, constituida por limolitas en bancos y calizas a techo, se observan criterios de polaridad tectónica y sedimentaria contrarios, lo que indicaría tam-

bién que dicha Serie ya estaba plegada (Deformación Sárdica) antes de la Deformación Hercínica.

El corte del Arroyo Pilonos corresponde al flanco y terminación SE de un Sinclinal; el flanco este no existe, estando limitada la estructura por una falla de dirección N170-N20 (filón de cuarzo mineralizado, Pb). Al este del camino y siguiendo el Arroyo aparecen areniscas centi-decimétricas de grano fino, débilmente granoclasificadas, y pizarras alternantes sin alteración visible, con dirección N165 verticales (polaridad sedimentaria hacia el E), discordantes sobre ellas y dando resalte, limolitas compactas en bancos con dirección N115/20E (foto 6). Estas capas son estratodecre-

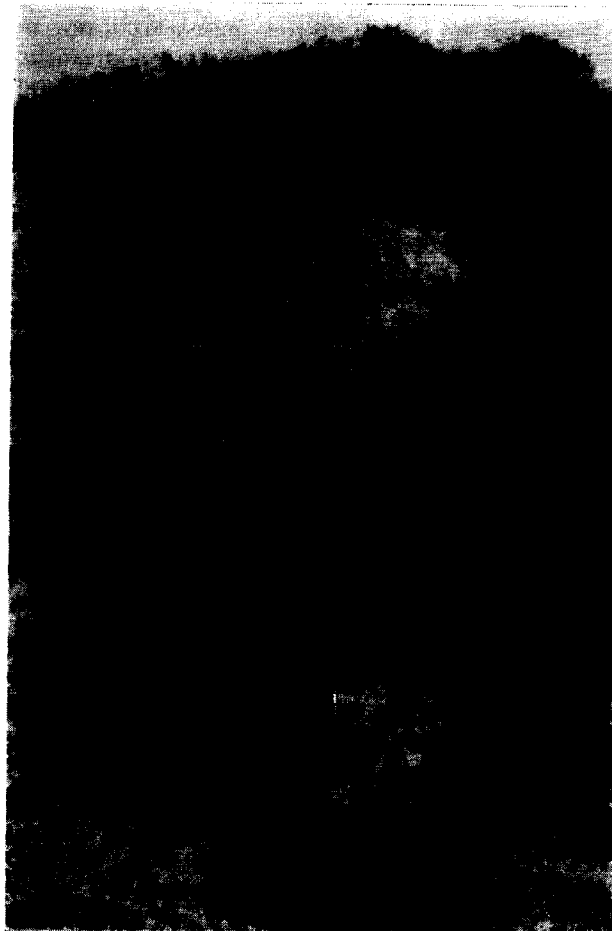


Foto 6

Discordancia erosiva y angular entre la Serie Domo Extremeño (alternancias de la parte inferior derecha) y la Serie de Ibor (limolitas compactas masivas). Arroyo Pilonos, corte 6.

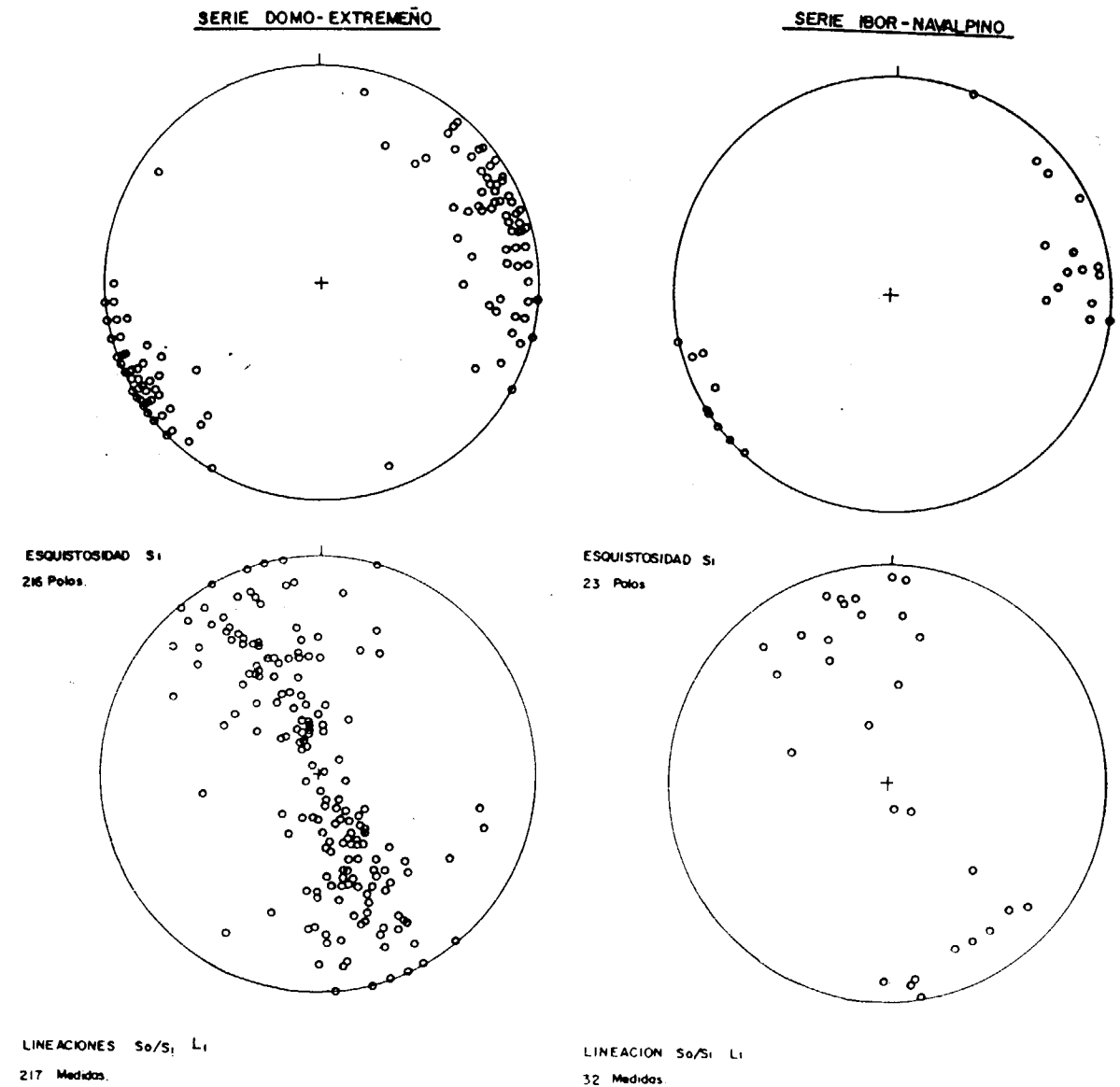


Figura 5

cientos, con bancos de más de 1 metro a muro y decimétricos hacia techo, masivos o con laminación paralela muy fina (lenticular-linsen) de ripples muy tendidos; por encima areniscas limolíticas y limolitas fuertemente esquistosadas (foto 7), y a techo pizarras laminadas y bandeadas en donde se han encontrado *Vendotenia*s.

La esquistosidad, penetrativa y visible que afecta a las dos Series, es la misma (Hercínica), llevando dirección N155,165 y buzamiento (75°) al oeste.

El carácter angular y erosivo de esta discordancia implica la existencia de un plegamiento suave (sin esquistosidad) y una erosión y arrasamiento posterior de la Serie Turbidítica del Domo Extremeño con anterioridad al depósito de la Serie de plataforma de Ibor, a pesar de estas circunstancias en los afloramientos citados no se han observado paleoalteraciones relacionadas con esta etapa erosiva.

A esta discordancia, SAN JOSÉ (1984, p. 1986), en el Anticlinal de Navalpino, la denomina «Discor-

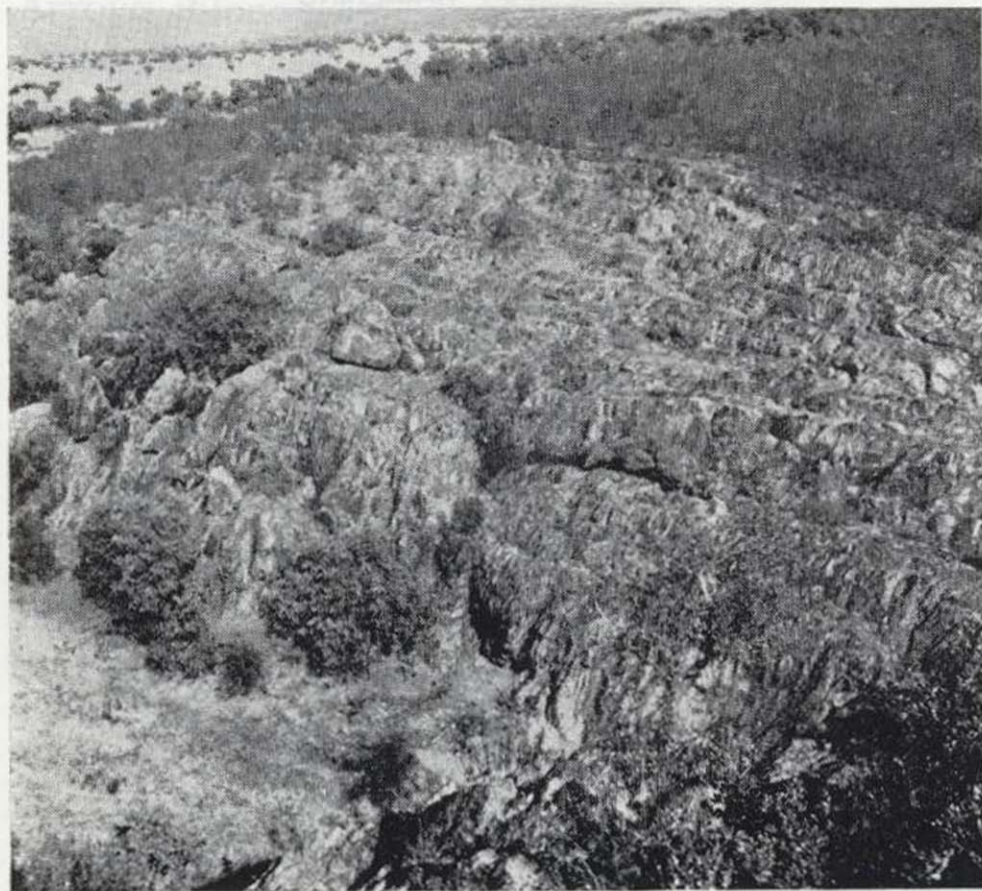


Foto 7

Limolitas compactas masivas muy esquistosadas, corresponden al tramo basal de la Serie de Ibor en el corte del arroyo Pilonas (6).

dancia Oretánica». Las características geométricas de los pliegues originados por dicha fase de deformación son difíciles de deducir debido a las deformaciones posteriores que han sufrido, principalmente Sárdicas y las relacionadas con el ciclo hercínico.

La dirección de los pliegues «Oretánicos» debió oscilar entre N-S y NO-SE, es decir, bastante próximos a la dirección principal hercínica en esta Zona, puesto que no son frecuentes las figuras de interferencia entre las deformaciones intraprecámbrica y hercínica (*); sin embargo, en el anticlinal de Valtriguero se ha encontrado un pliegue antehercínico atribuido a esta fase cortado transversalmente por la esquistosidad hercínica (GARCÍA-CASQUERO, informe interno ALMADEN-IGME, 1985). Se trata de un sinclinal métrico bastante apretado (ángulo entre flancos $> 60^\circ$) de dirección próxi-

(*) GIL SERRANO et al. (1984) interpretan erróneamente la presencia de interferencias de plegamiento con esquistosidad asociada en materiales del Domo Extremeño, una de ellas atribuida a deformaciones anteordovícicas y otra a la primera Hercínica; posteriormente se han revisado, considerándose las dos hercínicas y siendo la más tardía de cizalla aunque con direcciones diferentes [(NOZAL, F., Hoja 13-27, «Aldeacentenera»; CASTRO, A. (1984)].

ma a N-S, que desarrolla una esquistosidad gruesa de plano axial.

Aunque la presencia de dicho pliegue es anecdótica, en zonas próximas son relativamente frecuentes (GARCÍA SAN SEGUNDO y LORENZO ALVAREZ, Hoja 15-31; AMOR y ORTEGA, Hoja 17-32), además no es la única estructura atribuible a esta fase, ya que observando la distribución del pitch de la L_1 hercínica se puede deducir un gran anticlinal «oretánico» de dirección también N-S en el anticlinal de Valtriguero. La inclinación de la L_1 hercínica es evidencia de la deformación en los materiales del Domo Extremeño que aparecen con pliegues de eje vertical y esquistosidad hercínica de plano axial, que indicarían que al menos antes de la deformación hercínica las capas estaban plegadas. La Serie de Ibor, aunque también está afectada por deformaciones Sárdicas, se presenta con ejes subhorizontales (contrastando con la Serie del Domo) y directrices subparalelas a las hercínicas (fig. 5). No obstante, esta diferente distribución de las lineaciones sólo debe utilizarse como criterio auxiliar para diferenciarlas cuando no existan deformaciones posteriores a la fase principal hercínica.

Según se ha mencionado anteriormente, dentro de la Zona existen dos episodios generalizados de deformación prehercínica en sentido amplio (pre-ordovícicas), que vendrían reflejadas por las discordancias «Oretánica» y «Sárdica», respectivamente.

La primera de ellas claramente intraprecámbrica, y que de acuerdo a los datos paleontológicos disponibles en la actualidad (escasos, y todavía en discusión, se situaría entre el Rifeense Superior y el Vendiense Inferior-Medio).

La segunda deformación, señalada por la discordancia «Sárdica», por los datos y observaciones regionales, quedaría situada entre el Cámbrico Inferior alto y el Ordovícico Inferior (Tremadoc).

Respecto a las deformaciones hercínicas, se puede hacer una precisión importante aunque sucinta, pues su explicación requeriría un estudio completo aparte.

En el área estudiada y en zonas próximas, la disposición de las grandes estructuras refleja la superposición de diferentes fases de deformación hercínicas. La Fase 1 Hercínica lleva asociada la esquistosidad principal (S_1) con desarrollo regio-

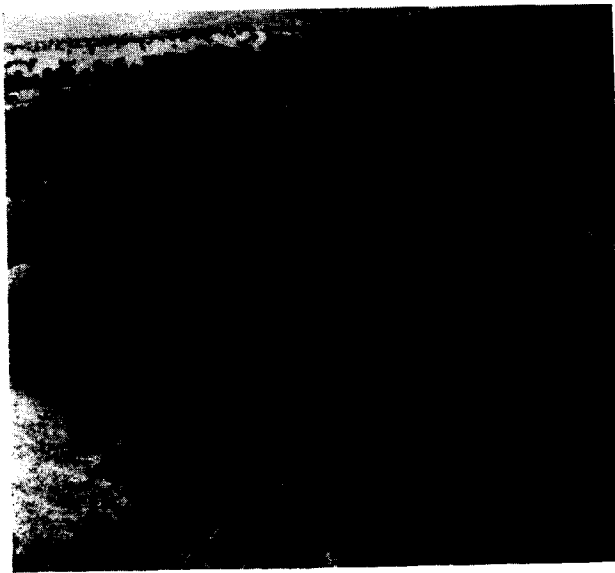


Foto 7

Limolitas compactas masivas muy esquistosadas, corresponden al tramo basal de la Serie de Ibor en el corte del arroyo Pilonos (6).

dancia Oretánica». Las características geométricas de los pliegues originados por dicha fase de deformación son difíciles de deducir debido a las deformaciones posteriores que han sufrido, principalmente Sárdicas y las relacionadas con el ciclo hercínico.

La dirección de los pliegues «Oretánicos» debió oscilar entre N-S y NO-SE, es decir, bastante próximos a la dirección principal hercínica en esta Zona, puesto que no son frecuentes las figuras de interferencia entre las deformaciones intraprecámbrica y hercínica (*); sin embargo, en el anticlinal de Valtriguero se ha encontrado un pliegue antehercínico atribuido a esta fase cortado transversalmente por la esquistosidad hercínica (GARCÍA-CASQUERO, informe interno ALMADEN-IGME, 1985). Se trata de un sinclinal métrico bastante apretado (ángulo entre flancos $> 60^\circ$) de dirección próxi-

(*) GIL SERRANO et al. (1984) interpretan erróneamente la presencia de interferencias de plegamiento con esquistosidad asociada en materiales del Domo Extremeño, una de ellas atribuida a deformaciones anteordovícicas y otra a la primera Hercínica; posteriormente se han revisado, considerándose las dos hercínicas y siendo la más tardía de cizalla aunque con direcciones diferentes [(NOZAL, F., Hoja 13-27, «Aldeacentenera»; CASTRO, A. (1984)].

ma a N-S, que desarrolla una esquistosidad gruesa de plano axial.

Aunque la presencia de dicho pliegue es anecdótica, en zonas próximas son relativamente frecuentes (GARCÍA SAN SEGUNDO y LORENZO ALVAREZ, Hoja 15-31; AMOR y ORTEGA, Hoja 17-32), además no es la única estructura atribuible a esta fase, ya que observando la distribución del pitch de la L_1 hercínica se puede deducir un gran anticlinal «oretánico» de dirección también N-S en el anticlinal de Valtriguero. La inclinación de la L_1 hercínica es evidencia de la deformación en los materiales del Domo Extremeño que aparecen con pliegues de eje vertical y esquistosidad hercínica de plano axial, que indicarían que al menos antes de la deformación hercínica las capas estaban plegadas. La Serie de Ibor, aunque también está afectada por deformaciones Sárdicas, se presenta con ejes subhorizontales (contrastando con la Serie del Domo) y directrices subparalelas a las hercínicas (fig. 5). No obstante, esta diferente distribución de las lineaciones sólo debe utilizarse como criterio auxiliar para diferenciarlas cuando no existan deformaciones posteriores a la fase principal hercínica.

Según se ha mencionado anteriormente, dentro de la Zona existen dos episodios generalizados de deformación prehercínica en sentido amplio (pre-ordovícicas), que vendrían reflejadas por las discordancias «Oretánica» y «Sárdica», respectivamente.

La primera de ellas claramente intraprecámbrica, y que de acuerdo a los datos paleontológicos disponibles en la actualidad (escasos, y todavía en discusión, se situaría entre el Rifeense Superior y el Vendense Inferior-Medio).

La segunda deformación, señalada por la discordancia «Sárdica», por los datos y observaciones regionales, quedaría situada entre el Cámbrico Inferior alto y el Ordovícico Inferior (Tremadoc).

Respecto a las deformaciones hercínicas, se puede hacer una precisión importante aunque sucinta, pues su explicación requeriría un estudio completo aparte.

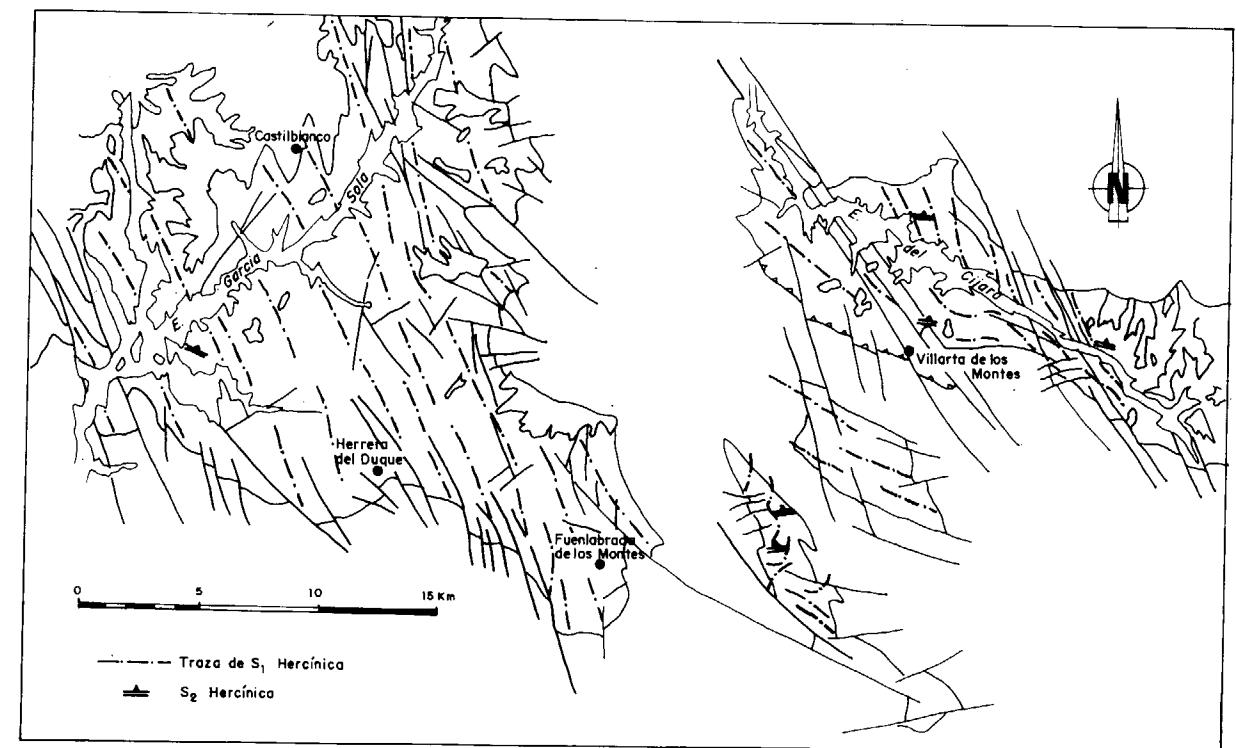
En el área estudiada y en zonas próximas, la disposición de las grandes estructuras refleja la superposición de diferentes fases de deformación hercínicas. La Fase 1 Hercínica lleva asociada la esquistosidad principal (S_1) con desarrollo regio-

nal. Esta S_1 muestra cambios de dirección importantes, apreciándose pliegues y crenulaciones por una esquistosidad S_2 débil, pero ampliamente representada en determinadas zonas (fig. 6).

Esta segunda esquistosidad (S_2) estaría generada por una segunda fase de deformación (F_2), que en dicha área se han interpretado como producidas por cizallas importantes de dirección N140E;

asociadas a estas cizallas se generarían, ya en un campo de deformación frágil, desgarres de la misma dirección.

La interferencia causada por la superposición de las estructuras generadas durante esta F_2 sobre las generadas en la F_1 origina domos y cubetas, así como el giro de algunas estructuras de F_1 , constituyendo los rasgos estructurales más llamativos de la zona.



CONCLUSIONES

— Los materiales anteordovícicos que afloran en la región estudiada corresponden a dos Series distintas, perfectamente correlacionables con otras descritas en este entorno de la Zona Centro-Ibérica, separadas por una discordancia erosiva y angular. A la Serie Inferior —«Domo Extremeño»—, con características turbidíticas profundas se le atribuye una edad Rifeense; la Serie Superior —«Serie de Ibor»— que corresponde fundamentalmente a una plataforma (s.l.) detri-

tico carbonatada sería de edad Vendense Medio-Superior.

— La Serie del Domo Extremeño es correlacionable con la Serie Inferior de BOUYX («Esquistos de Alcudia»), el «Alcudiense Inferior» de TAMAIN, ORTEGA y LOBEIRO y el «Grupo Inferior» de SAN JOSÉ.

La Serie de Ibor es correlacionable con la «Serie de Hinojosa» y muy probablemente con la «Serie Superior Conglomerática» de BOUYX, el «Alcudiense Superior» de TAMAIN,

ORTEGA y LODEIRO, y con el «Grupo Intermedio» de SAN JOSÉ.

— La discordancia erosiva y angular que se para las Series Domo Extremeño e Ibor, se corresponde por tanto con la «Discordancia Oretánica» (SAN JOSÉ, op. cit.), denominación propuesta por este autor.

— La deformación que dio lugar a esta discordancia originó pliegues suaves de gran longitud de onda sin esquistosidad asociada. La edad de dicha deformación debe situarse entre el Rifeense terminal y el Vendense Superior.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a D. Ricardo Arteaga Rodríguez, Director de Recursos Minerales del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y a D. José María Oliveros Rives, Director General de Minas de Almadén y Arrayanes, S. A. (MAYASA), las facilidades dadas para la publicación de este trabajo. A José Luis Gallardo y a Jaime Dávila por la delimitación y mecanografía de los originales.

BIBLIOGRAFIA

- AMOR, J. M., y ORTEGA, E. (1983): *Mapa geológico de España 1/50.000. Hoja (17-32)*, 809 (Tirteafuera). IGME (in litt.).
- ARBIN, P., y TAMAIN, G. (1973): *Les chevauchements intra-alcudienenses de la «Riviera de Riofrío», Valdemanco de Esteras et de «L'Arroyo del Tamujar», Cabezarrubias, dans le Sud de la Meseta Iberique*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 277, pp. 1291-1294.
- BOUYX, E. (1962): *La edad de los esquistos de La Alcudia*. Not. y Com. del IGME, núm. 66, pp. 197-200.
- BOUYX, E. (1970): *Contribution a l'etude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Mem. del IGME, t. 73, p. 263.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A. (1979): *Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain*. Estudios Geol. 35 (1-6), pp. 379-383.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): *Noticia sobre una carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Com. Serv. Geol. Port., 28 pp.

CALVET, F., y SALAS, R. (1987): *Estudios sedimentológicos de los carbonatos precámbricos de los anticlinales de Abenojar, Navalpino y Valdelacasa*.

CASTRO, A. (1984): *Los granitoides y la Estructura Hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca (inédita).

CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): *Observaciones sobre la tectónica de las Series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres*. Bol. Geol. y Min. 82 (2), pp. 147-151.

CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977): *The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif*. Estudios Geológicos, 33 (4), pp. 343-355.

CRESPO, V., y TAMAIN, G. (1971): *Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 272, pp. 688-690.

CRESPO, V., y REY, J. (1971): *Contribución al estudio del Valle de Alcudia*. Bol. Geol. y Min. 82 (6), pp. 512-515.

GARCÍA HIDALGO, J. F. (1985): *Association of tractive and organic dolostones in an upper precambrian, NE province of Cáceres (Spain)*. 6th European Regional Meeting of Sedimentology, I. A. S. Lleida '85.

GARCÍA SAN SEGUNDO, J., y LORENZO ALVAREZ, S. (1983): *Mapa Geológico de España 1/50.000, Hoja (15-31)*, 781 Sierruela. IGME (in litt.).

GIL SERRANO, G. (1981): *Mapa Geológico de España 1/50.000, Hoja (14-28)* 707 Logrosán. IGME.

GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F., y PÉREZ-LORENTE, F. (1984): *Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo*. I Congreso Español de Geología, t. III, pp. 27-46.

HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A., y VILAS, L. (1977): *Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matalcán*. Estudios Geol., 33 (4), pp. 327-342.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIVEIRO, D., y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica*. IGME.

LIÑÁN, E.; PALACIOS, T., y VILLAS, E. (1982): *Informe paleontológico de la Hoja geológica núm. 707, Logrosán*. MAGNA. IGME (inédito).

LIÑÁN, E.; PALACIOS, T., y VILLAS, E. (1982): *Informe paleontológico de la Hoja geológica núm. 708, Minas de Santa Quiteria*. MAGNA. IGME (inédito).

LIÑÁN, E.; PALACIOS, T., y VILLAS, E. (1983): *Informe paleontológico de la Hoja geológica núm. 681, Castañar de Ibor*. MAGNA. IGME (inédito).

LIÑÁN, E.; PALACIOS, T., y PEREJÓN, A. (1984): *Precambrian-Cambrian boundary and correlation from Southwestern and Central part of Spain*. Geol. Mag. 121 (3), pp. 221-228.

LOTZE (1961 in 1970): *El Cámbrico de España*. Mem. del IGME, t. 75 (1970). Trad. de Joaquín Gómez de Llarena, pp. 164-180.

MOLINA, J. M., y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1981): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (16-31)* 782 Valdemanco del Esteras. IGME (in litt.).

MORENO, F. (1977): *Tectónica y sedimentación de las Series de tránsito (Precámbrico-Terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia*. Ausencia de Cámbrico. Studia Geológica XII, Salamanca, pp. 123-136.

MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976): *Sobre la edad de las Series Ordovícicas y Cámbricas relacionadas con la discordancia «Sárdica» en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)*. Breviora Geol. Astúrica, año XX, núm. 1, pp. 8-16.

MORENO, F., y GÓMEZ, J. (1984): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (16-27)*, 683 Espinoso del Rey. IGME (in litt.).

MUTTI, E. (1985): *Turbidite system and relations to depositional sequences*. In: *Provenance of arenites* (ZUFFA, editor). NATO, ASI Series, Serie C. Mathematical and Physical sciences, vol. 148, pp. 65-93.

NOZAL, F. (1982): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (14-27)*, 681 Castañar de Ibor. IGME.

NOZAL, F. (1983): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (13-27)*, 680 Aldeacentenera. IGME.

NOZAL, F. (1985): *Estudio geológico de la terminación SE del Anticlinal de Ibor*. Hojas de Castilblanco (733) y Herrera del Duque (756). Informe interno ALMADEN-IGME, in HOJAS MAGNA (1986). IGME (in litt.).

NOZAL, F., e INSÚA, M. (1980): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (16-29)*, 734 Villarta de los Montes. IGME (in litt.).

NOZAL, F. (1981): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (15-28)*, 708 Minas de Santa Quiteria. IGME.

NOZAL, F., y MARTÍN SERRANO, A. (1984, 1985): *Mapa Geológico Nacional escala 1/50.000, Hoja (16-28)*, 709 Anchuras. IGME (in litt.).

ORTEGA, E., y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983): *La discordancia Intra-Alcudienense en el dominio meridional de la Zona Centro-Ibérica*. Breviora Geol. Astúrica (publ. 1987).

PALACIOS, T. (1983): *Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el olistostroma del Membrillar (Proterozoico Superior del Centro de España)*. Rev. Esp. de Micropaleontología, vol. 15, núm. 3, pp. 511-517.

PERCONIG, E.; VÁZQUEZ GUZMÁN, F.; VELANDO, F., y LEIVA, F. (1983): *Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España*. Bol. IGME, t. 114 (3), pp. 187-207.

PIEREN, A.; PINEDA, A., y HERRANZ, P. (1987): *Discordancia*

Intra-Alcudienense en el Anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). Geogaceta, núm. 2.

RANSWEILLER, M. (1967): *Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien)*. Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster, pp. 1-100.

SAN JOSÉ, M. A. (1983): II.2.3.3. *El Complejo sedimentario pelítico-grauwáquico*, in Libro Jubilar de J. M. Ríos, «Geología de España», I, IGME, pp. 91-99.

SAN JOSÉ, M. A. (1984): *Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real, España Central)*. Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 9, pp. 81-117 (publ. 1986).

SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974): *Las Series ordovícicas y pre-ordovícicas del Sector Central de los Montes de Toledo*. Bol. IGME, t. 85 (1), pp. 21-31.

TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Tesis Doctoral. Travaux du Laboratoire de Geologie structurale et appliquée, 91-ORSAY.

TEIXEIRA, C. (1979): *Le Precambrien portugais*. C. R. Somm. Soc. Geol. France, fasc. 5, 6, pp. 228-230.

VEGAS, R. (1971): *Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y Norte de Badajoz*. Estud. Geol., vol. 27, pp. 419-425.

VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977): *Significado del Complejo Esquisto-Grauwaquico en relación con otras Series «pre-Arening» de España Central*. Studia Geológica, 12, pp. 207-215.

VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979): *La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-oriental Alcudiana)*. Tecniterrae, 28, pp. 6-10.

VILAS, L.; PELÁEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979): *El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de la Calera (Cáceres)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geología), 77, pp. 141-152.

VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A., y PELÁEZ, J. R. (1981): *El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico Inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico*. Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, PICG (mayo, 1979), I, pp. 76-93.

VILAS, L.; GARCÍA HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A.; PELÁEZ, R.; PEREJÓN, A., y HERRANZ, P. (1987): *Episodios sedimentarios en el Alcudienense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la Zona Centro Meridional del Macizo Ibérico*. Geogaceta, 2.

Recibido: Noviembre de 1987.

GEOLOGIA

Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda.

Parte III: Tectónica de la aureola dinamotérmica del manto de Ojén.

Por JOSE M. TUBIA (*)

RESUMEN

La zona de contacto entre las peridotitas de Ronda y el manto de Ojén subyacente, que se observa a lo largo del macizo de Sierra Alpujata, corresponde a una aureola dinamotérmica, originada por el cabalgamiento de una lámina del manto aún caliente.

El análisis cinemático de las milonitas cuarzo-feldespáticas del manto de Ojén revela la existencia de una deformación de alta temperatura y un sentido de cizallamiento hacia el ENE para el cabalgamiento de las peridotitas.

ABSTRACT

In the Sierra Alpujata massif the contact zone between the Ronda peridotites and the underlying Ojén nappe can be considered as a dynamothermal aureole, related to the overthrusting of a hot mantle slab. The kinematic analysis of the quartz-feldspar mylonites (Ojén nappe) shows a high-temperature deformation and that the peridotites were thrust from WSW to ENE.

4.1. DIFERENCIACION DE MANTOS

Las divergencias esenciales entre el manto de Los Reales y los de Guadaiza y Ojén, subyacentes, están determinadas por la incorporación de las peridotitas de Ronda en la base del manto de Los Reales y por la presencia, sobre ellas, de una constante banda de kinzigitas; el manto de Ojén también contiene kinzigitas, pero como enclaves de pequeñas dimensiones incluidos en migmatitas. El manto de Guadaiza se caracteriza por la presencia de migmatitas, a techo y a muro de una monótona sucesión de esquistos cuarcíticos de color marrón. Finalmente, el manto de Ojén se distingue por la naturaleza de su sucesión metapelítica, en la que abundan, a diferencia con los otros dos mantos, las anfíbolitas y las cuarcitas; además, presenta un potente tramo carbonatado coronando la sucesión metapelítica (Sierra Blanca y Sierra

de Mijas), que falta completamente en el manto de Los Reales, y que tiene un escaso desarrollo en el manto de Guadaiza (mármoles de Benahavís).

Con respecto al metamorfismo, los mantos de Guadaiza y de Ojén se caracterizan por la existencia de un episodio dinamotérmico, representado por las migmatitas del Hoyo del Bote y las migmatitas de Los Villares, respectivamente, que ha sido originado por el emplazamiento de la lámina peridotítica del manto de Los Reales; el manto de Guadaiza, a diferencia de los mantos de Los Reales y de Ojén, no conserva evidencias de episodios metamórficos de grado alto, en facies granulitas de altas presiones y temperaturas.

Finalmente, ha sido necesario constatar la existencia del cortejo estructural propio de la tectónica de cabalgamiento, para delimitar los mantos. La distinción del manto de Los Reales con los dos subyacentes es clara, pues el trazado cartográfico del contacto entre las peridotitas y las milonitas subyacentes, su observación en el campo y la dis-

posición de la foliación de las rocas que hay a uno y otro lado, indican la superposición del manto de Los Reales sobre los otros dos. La constatación de que el manto de Guadaiza está emplazado sobre el de Ojén es menos evidente, debido a que el contacto entre estos dos mantos se realiza, en una gran distancia, por medio de la falla, posterior al cabalgamiento, que recorre el borde norte de Sierra Blanca; tan sólo en las cercanías de Guaro (véase el mapa) se observa que los esquistos cuarcíticos del manto de Guadaiza están colocados sobre la sucesión metapelítica del manto de Ojén.

4.2. DEFORMACIONES INTERNAS EN LOS MANTOS ALPUJARRIDES

La monotonía de las sucesiones de materiales y la ausencia de niveles-guía impiden la determinación de la estructura interna de los mantos, que debe estar modelada, en gran medida, por las etapas de deformación reconocibles en las secuencias litológicas metamorfizadas de los tres mantos alpujarrides de la zona. La geometría y la evolución de las estructuras de estos tres mantos son perfectamente comparables a las descritas por NAVARRO-VILA (1976) en los alpujarrides del norte de Sierra Nevada; en efecto, todos ellos tienen estructuras que permiten reconocer tres fases de deformación, con plegamiento y esquistosidad, asociadas al metamorfismo regional.

En la exposición que sigue a continuación se sigue un orden inverso al utilizado hasta ahora, debido a que es, precisamente, el manto de Los Reales el que permite realizar observaciones más detalladas sobre la geometría de las estructuras de cada fase, y, al mismo tiempo, el que muestra mejor la variación del estilo estructural en relación con el grado de metamorfismo que exhiben los materiales.

4.2.1. Manto de Los Reales

Los términos metamórficos por encima de la zona de la sillimanita tienen una esquistosidad principal que traspone otra anterior. Con fines puramente descriptivos designaré como S_1 a la esquistosidad anterior a la principal (que correspondería entonces a una estructura planar S_2), sin que ello presuponga necesariamente que S_1 sea la esquistosidad primaria de las rocas; de igual

manera, D_1 corresponde a la etapa de deformación que origina S_1 y D_2 a la etapa de deformación responsable de la aparición de la esquistosidad principal de las rocas.

El único registro estructural de la etapa de deformación D_1 es la esquistosidad S_1 ; en ningún caso he podido reconocer pliegues que puedan asociarse al desarrollo de S_1 . En la zona de la biotita está definida por la disposición paralela de las micas y granos alargados de cuarzo, aunque está distorsionada por el microplegado producido durante D_2 (foto 23). En las dos zonas con sillimanita, en cambio, la esquistosidad S_1 está obliterada casi completamente por S_2 ; sólo puede reconocerse gracias a la orientación de inclusiones en blastos precinemáticos respecto de S_2 , en forma de una $S_{interna}$ oblicua a la $S_{externa}$ (equivalente a la esquistosidad principal S_2) (foto 28) y por la orientación de numerosos cristales de biotita o anfíbol que se colocan transversalmente a la esquistosidad S_2 en las charnelas de pliegues P_2 . En la zona de metamorfismo más elevado, en la banda de Kinzigitas, los minerales que caracterizan el episodio de blastesis metamórfica sin- S_1 están perfectamente conservados, localmente, y sus orientaciones bidimensionales definen una esquistosidad, que debe corresponder a S_1 .

La esquistosidad principal, S_2 , tiene características diferentes según el grado de metamorfismo de las rocas. En los tramos de esquistos de la zona con biotita S_2 corresponde a una esquistosidad de crenulación que deforma a S_1 (foto 23), aunque S_1 continúa siendo perfectamente reconocible, incluso a simple vista.

Al descender en la sucesión, ya desde la zona de estauroлита, la esquistosidad principal de las rocas, S_2 , oblitera casi completamente a S_1 , que tan sólo llega a reconocerse con la ayuda del microscopio; al mismo tiempo, la esquistosidad S_2 adquiere el aspecto de una «schistosity»: los minerales, de formas más o menos elipsoidales, se disponen con sus ejes mayores paralelamente entre sí, lo que confiere un acusado hábito planar a las rocas, y simultáneamente, el tamaño de los minerales de las rocas aumenta hasta hacerse apreciables a simple vista. La presencia de abundantes porfiroblastos produce distorsiones locales de la orientación de la esquistosidad, por lo que su aspecto superficial es más irregular que el de la esquistosidad de crenulación.

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.

Algunas evidencias microscópicas indican que el carácter de «schistosity» de la esquistosidad principal, S_2 , se adquiere a partir de una crenulación; esto se comprueba a partir de la existencia de núcleos cuarcíticos lenticulares, paralelos a S_2 , que conservan aún restos de un microplegado, definido por la orientación de micas, con planos axiales paralelos a S_2 (foto 33).

Los pliegues, P_2 , asociados a la esquistosidad principal de las rocas pueden reconocerse en los tramos cuarcíticos de los esquistos de la zona de la sillimanita-moscovita que afloran en Calahonda. Son siempre isoclinales, fuertemente aplastados y de dimensiones decimétricas a métricas (fotos 34, 35, 36 y 37). Su atribución a la segunda fase de deformación se debe a que pliegan venas de cuarzo (foto 38) y a que deforman una estructura planar previa, S_1 , que aún se reconoce en algunas charnelas de los pliegues P_2 , por la orientación de minerales (biotita y anfíboles). Los ejes de los pliegues son rectos y muestran una buena concentración (fig. 26) en torno a la dirección $N 100^\circ E$.

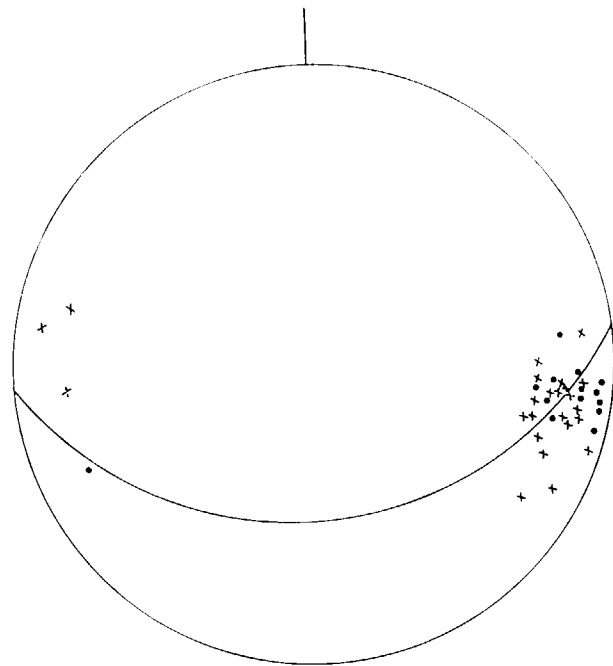


Figura 26.—Diagrama de orientación de ejes de pliegues de fase 2 (con puntos; 15 medidas) y de fase 3 (con cruces; 23 medidas) de los esquistos con sillimanita del manto de Los Reales en Calahonda. El círculo máximo representa la orientación media de la esquistosidad principal (S_2). (Proyección de Wulff, hemisferio inferior).

Durante la segunda fase de deformación se forma también la lineación mineral de los materiales alpujarrides; esta lineación es paralela a los ejes de los P_2 , y coincide con la lineación de estiramiento que determinan las sombras de presión en torno a los porfiroblastos. La orientación media de la lineación mineral se concentra en torno a la dirección $N 80^\circ E$.

La tercera fase de deformación produce una esquistosidad, S_3 , que en las zonas con sillimanita está acompañada por orientación de minerales, biotita y cuarzo, principalmente, y que llega a trasponer a la esquistosidad principal, S_2 , haciendo difícil la distinción de S_2 y S_3 . En niveles superiores la etapa de deformación D_3 se manifiesta por un microplegado de S_2 , y, localmente, por una esquistosidad de crenulación que desaparece al pasar de los esquistos metapelíticos a las intercalaciones cuarcíticas. La distribución de esta crenulación es irregular, observándose, en numerosas ocasiones, que su desarrollo está restringido a la proximidad de bancos cuarcíticos y, sobre todo, de venas de cuarzo gruesas (fig. 27), plegadas asimétricamente. Esta asociación estructural, pliegue asimétrico-crenulación, sugiere un proceso de de-

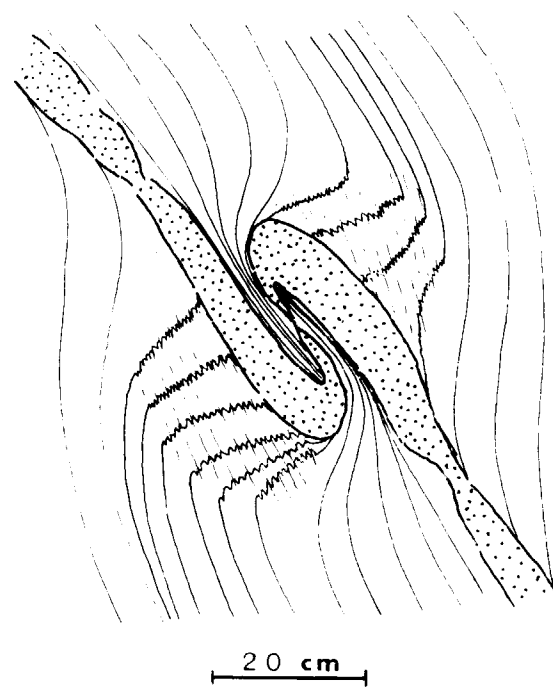
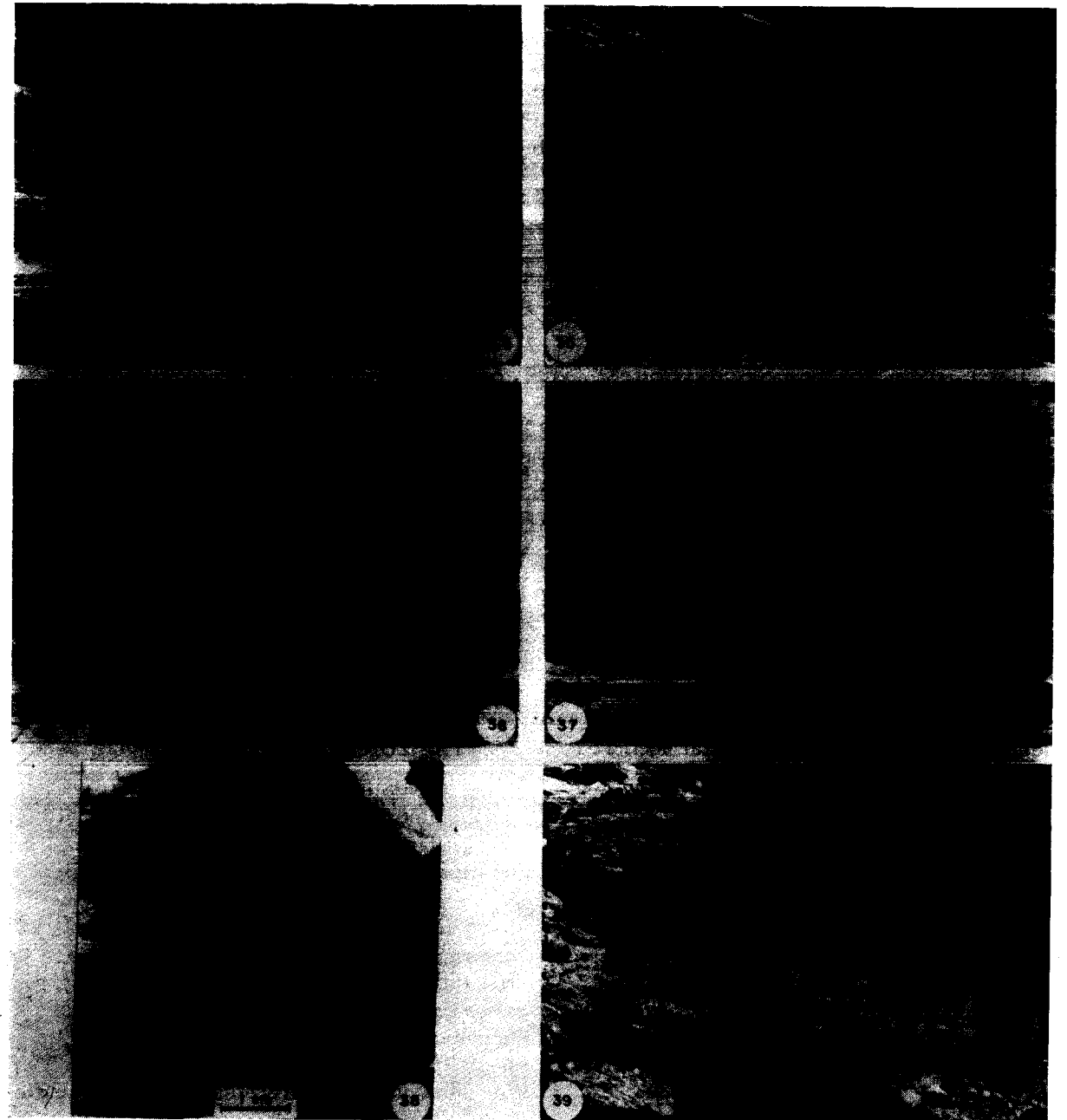


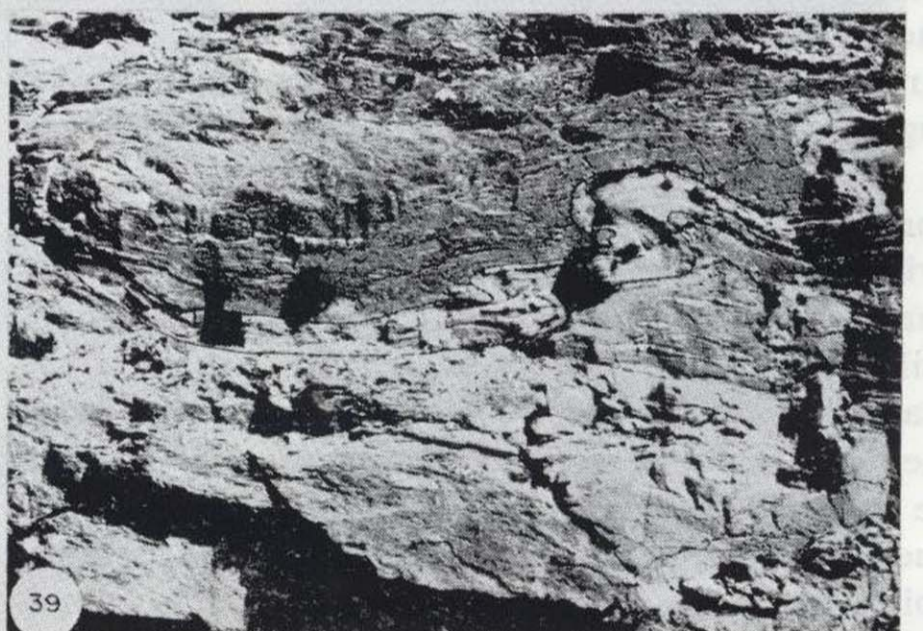
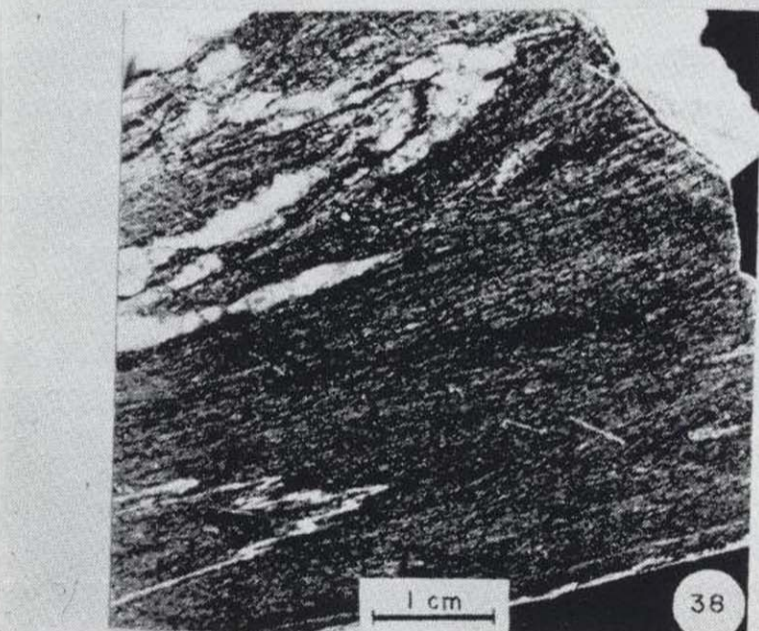
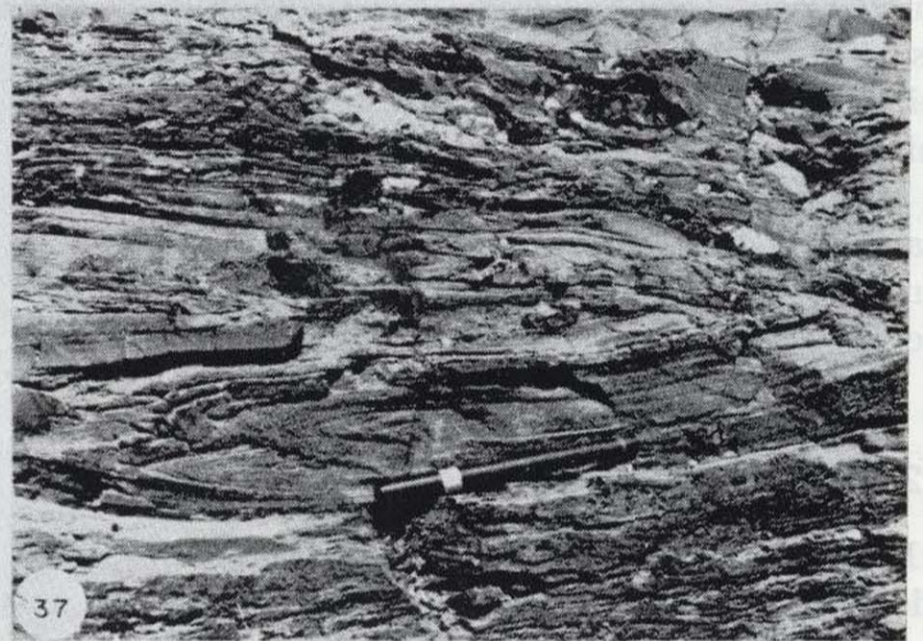
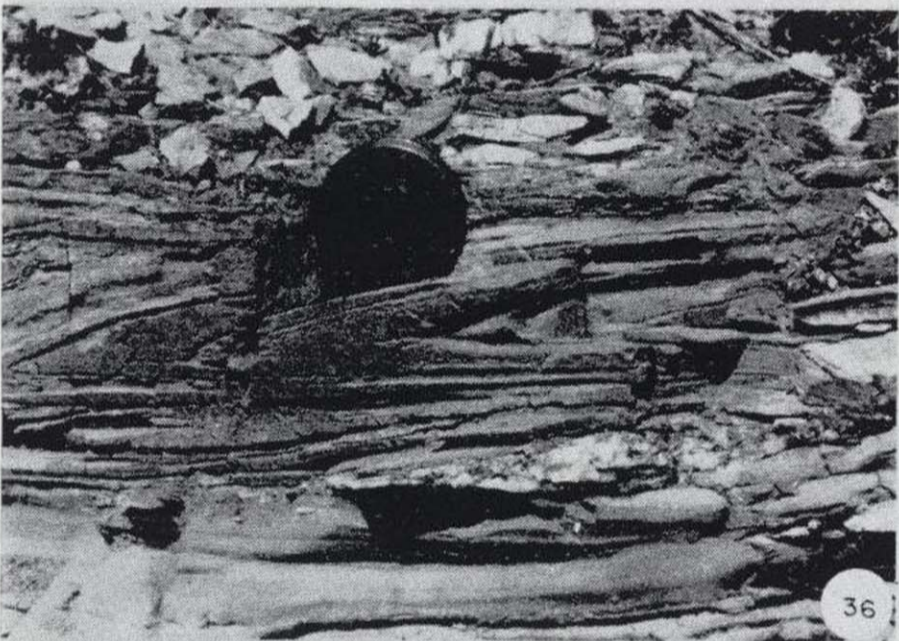
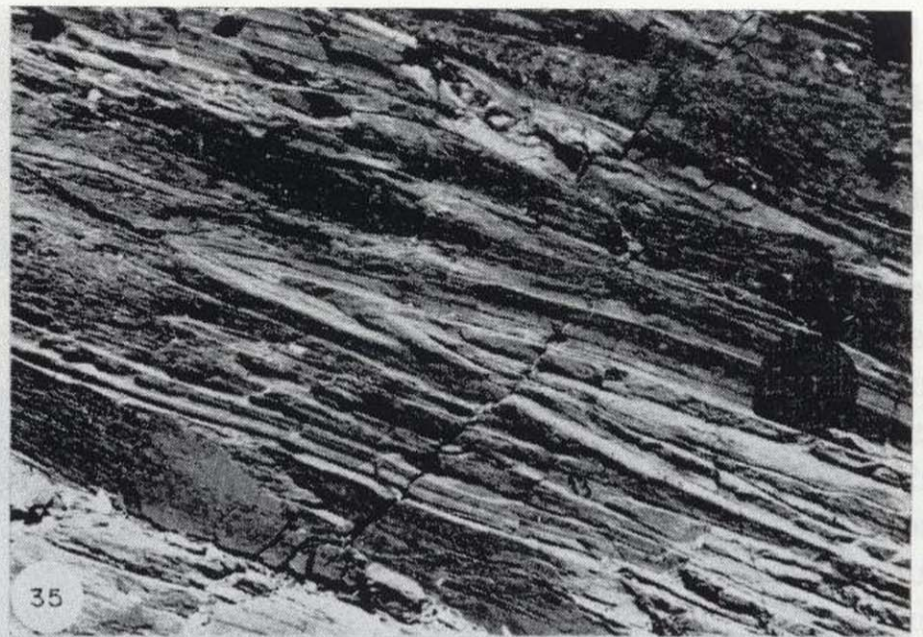
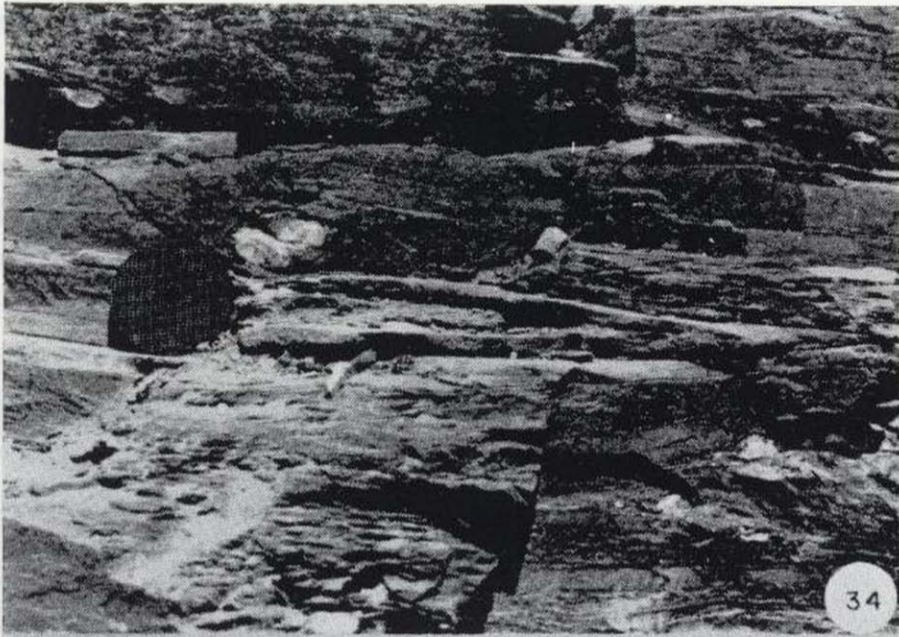
Figura 27.—Ejemplo de crenulación asociada a un pliegue asimétrico en una vena de cuarzo (en punteado) en esquistos con sillimanita de Calahonda (manto de Los Reales).



Fotos 34, 35, 36 y 37.—Pliegues de fase 2 en los esquistos cuarcíticos del manto de Los Reales (sector de Calahonda). Son, en todos los casos, de geometría isoclinal, y presentan notables engrosamientos en las zonas de charnelas. Las secciones corresponden al perfil de los pliegues.

Foto 38.—Venas de cuarzo plegadas isoclinalmente; la esquistosidad principal S_2 , coincide con la superficie axial de los pliegues, por lo que éstos pueden considerarse pliegues de la fase 2.

Foto 39.—Pliegue de fase 2 (reforzado con tinta) deformado por pliegues asimétricos de la fase 3.



Fotos 34, 35, 36 y 37.—Pliegues de fase 2 en los esquistos cuarcíticos del manto de Los Reales (sector de Calahonda). Son, en todos los casos, de geometría isoclinal, y presentan notables engrosamientos en las zonas de charnelas. Las secciones corresponden al perfil de los pliegues.

Foto 38.—Venas de cuarzo plegadas isoclinalmente; la esquistosidad principal S_2 , coincide con la superficie axial de los pliegues, por lo que éstos pueden considerarse pliegues de la fase 2.

Foto 39.—Pliegue de fase 2 (reforzado con tinta) deformado por pliegues asimétricos de la fase 3.

formación progresiva que conduce a la superposición de estructuras en condiciones homoaxiales, por comparación con un caso descrito por HELMS-TAED y DIXON (1980).

Los pliegues P_3 , relacionados con S_3 , son angulares o de geometría similar, en muchas ocasiones son asimétricos (fotos 39, 40 y 41) y siempre son más abiertos que los pliegues P_2 , a los que deforman (foto 39). En Calahonda la dirección axial de los pliegues P_3 coincide con la de los pliegues anteriores, P_2 . En los términos altos del manto de Los Reales afectados por la tercera fase de deformación, S_3 buza más que S_2 , pero al descender en la sucesión metamórfica el ángulo entre las dos estructuras planares disminuye, llegando a ser imperceptible a escala de afloramiento en los esquistos pelíticos de la zona de la sillimanita, ya que las direcciones de las dos estructuras planares coinciden. Como en el caso de la crenulación, la coincidencia de la orientación axial de los pliegues P_2 y P_3 apoya el carácter homoaxial de las deformaciones D_2 y D_3 , pudiendo atribuirse el mayor buzamiento de S_3 a condiciones de deformación menos severas durante D_3 .

4.2.2. Manto de Guadaiza

En este manto las deficientes condiciones de afloramiento se suman a la monotonía de las sucesiones litológicas para obstaculizar la determinación de las relaciones entre las diversas estructuras. No obstante, las observaciones realizadas sugieren una evolución estructural comparable a la del manto de Los Reales. En efecto, hay pliegues isoclinales, coherentes con la esquistosidad principal («schistosity»), que afectan a venas de cuarzo (foto 10), por lo que corresponden, verosímilmente, a P_2 , y la esquistosidad asociada, de plano axial, a S_2 ; además, S_2 está afectada localmente por un microplegado posterior. Las venas de cuarzo localizadas en los flancos de los pliegues P_2 aparecen boudinadas, o con estructuras «pich & swell», frecuentemente (foto 11), coincidiendo los ejes de los boudines con la dirección axial de los pliegues.

4.2.3. Manto de Ojén

La esquistosidad principal de la sucesión metapelítica presenta siempre características de una «schistosity», debido a que toda la sucesión está

en zona de sillimanita, al menos. Esta esquistosidad es paralela al plano axial de pliegues isoclinales muy apretados, de dimensiones métricas, que se ven en bancos cuarcíticos (foto 42). Ambas estructuras son el resultado de la segunda fase de deformación visible en las rocas, ya que con anterioridad a la esquistosidad general existe otra esquistosidad, S_1 , conservada en charnelas de los pliegues P_2 y como una $S_{interna}$ dentro de porfiroblastos de granates precinemáticos de S_2 (foto 5). Hay una tercera esquistosidad, S_3 , en relación a pliegues abiertos, de geometría similar; esta nueva esquistosidad se restringe a las intercalaciones esquistosas, no afectando a los bancos de cuarcitas y anfibolitas.

Las observaciones sobre pliegues también revelan la existencia de tres fases de deformación; tanto en los mármoles como en la sucesión metapelítica (fotos 43 y 44) se encuentran ejemplos de superposiciones de pliegues del tipo 3 de RAMSAY (1967) que deforman a las esquistosidades S_1 y S_2 . Las orientaciones de los ejes de los pliegues P_2 y P_3 coinciden, y experimentan variaciones importantes en distintos sectores que pueden atribuirse a la acción de deformaciones tardías (apartado 4.4.).

4.3. LAS ZONAS DE CIZALLA DUCTIL

Las peridotitas de Ronda reposan sobre aureolas metamórficas, formadas por las migmatitas de Los Villares, en Sierra Alpujata, y por las migmatitas del Hoyo del Bote, en Sierra Bermeja. Sistemáticamente, las migmatitas próximas a las rocas ultrabásicas han experimentado una intensa deformación plástica, que ha conducido a una milonitización de intensidad creciente al acercarse al contacto entre ambos materiales. El análisis cinemático de la deformación de las zonas de contacto entre el manto de Los Reales con los de Guadaiza y Ojén subyacentes pone de manifiesto que sus características estructurales son propias de zonas de cizallas dúctiles.

4.3.1. El contacto entre los mantos de Ojén y Los Reales

El contacto de los mantos de Los Reales y Ojén se localiza a lo largo del macizo peridotítico de

Sierra Alpujata y del que está situado al sur de Mijas. El interés de este contacto radica en que conserva un amplio registro de estructuras y microestructuras que indican una manifiesta polaridad de la deformación hacia el contacto entre mantos, tanto en las migmatitas como en las peridotitas. El estudio de las estructuras (foliación milonítica, lineación, estructuras C-S, ...) y de las microestructuras indica que la deformación se ha

producido por un mecanismo próximo a la cizalla simple, y, además, en condiciones de temperaturas elevadas.

La interpretación cinemática de las estructuras, microestructuras y orientaciones preferentes cristalinas (cuarzo, enstatita y olivino) permiten caracterizar, también, el funcionamiento de esta zona de cizalla dúctil.

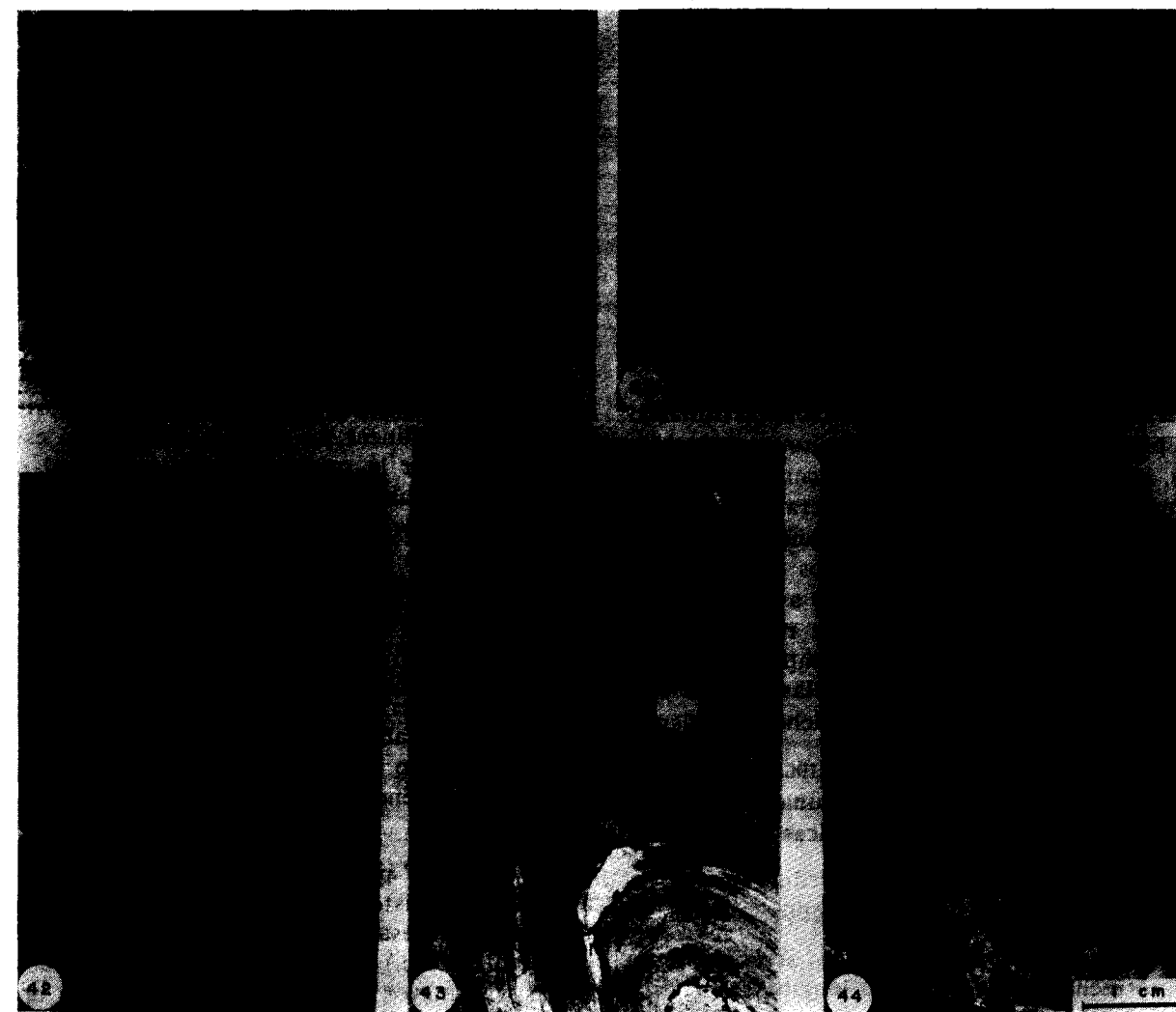


Foto 40.—Pliegue de fase 3, que deforma la esquistosidad principal, S_2 ; la sección no corresponde al perfil del pliegue. Esquistos cuarcíticos del manto de Los Reales, en Calahonda.

Foto 41.—Pliegue de la fase 3, angular y asimétrico; obsérvese que se trata de pliegues de geometría sensiblemente diferente a la que caracteriza a los pliegues de fase 2.

Foto 42.—Pliegue, de geometría isoclinal, en bancos de cuarcitas del manto de Ojén (Sierra de Cártama). La sección es perpendicular al eje del pliegue.

Fotos 43 y 44.—Ejemplos de superposiciones de pliegues de tipo 3 en niveles de anfibolitas (Foto 43) y cuarcitas (Foto 44) de la sucesión metapelítica del manto de Ojén (Puerto de Ojén).

Sierra Alpujata y del que está situado al sur de Mijas. El interés de este contacto radica en que conserva un amplio registro de estructuras y microestructuras que indican una manifiesta polaridad de la deformación hacia el contacto entre mantos, tanto en las migmatitas como en las peridotitas. El estudio de las estructuras (foliación milonítica, lineación, estructuras C-S, ...) y de las microestructuras indica que la deformación se ha

producido por un mecanismo próximo a la cizalla simple, y, además, en condiciones de temperaturas elevadas.

La interpretación cinemática de las estructuras, microestructuras y orientaciones preferentes cristalinas (cuarzo, enstatita y olivino) permiten caracterizar, también, el funcionamiento de esta zona de cizalla dúctil.

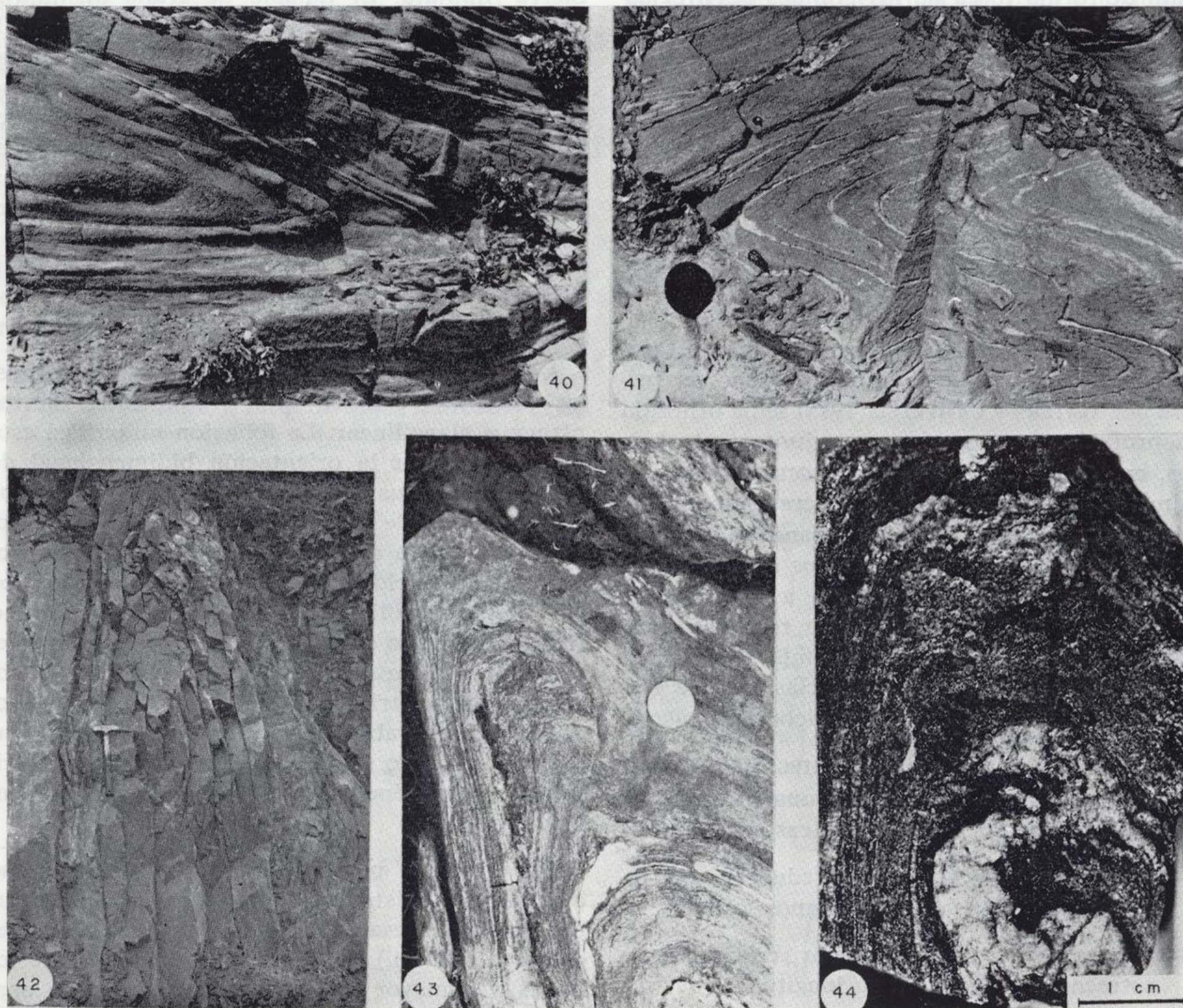


Foto 40.—Pliegue de fase 3, que deforma la esquistosidad principal, S_2 ; la sección no corresponde al perfil del pliegue. Esquistos cuarcíticos del manto de Los Reales, en Calahonda.

Foto 41.—Pliegue de la fase 3, angular y asimétrico; obsérvese que se trata de pliegues de geometría sensiblemente diferente a la que caracteriza a los pliegues de fase 2.

Foto 42.—Pliegue, de geometría isoclinal, en bancos de cuarcitas del manto de Ojén (Sierra de Cártama). La sección es perpendicular al eje del pliegue.

Fotos 43 y 44.—Ejemplos de superposiciones de pliegues de tipo 3 en niveles de anfibolitas (Foto 43) y cuarcitas (Foto 44) de la sucesión metapelítica del manto de Ojén (Puerto de Ojén).

4.3.1.1. Estructuras de las milonitas del manto de Ojén

Las rocas de composición cuarzo-feldespática del manto de Ojén situadas en proximidad a las peridotitas (~200 m.) tienen características de milonitas en las que la deformación dúctil se ha producido a temperaturas elevadas (~750° C). La milonitización incipiente se manifiesta por la aparición de protomilonitas que presentan una estructura planar definida, a simple vista, por una orientación de forma tosca de los grandes porfiroclastos de feldespato potásico. Estadios de milonitización más avanzados originan gneises miloníticos y se manifiestan por un oscurecimiento de las rocas, que se hace más patente cuando se incrementa la proporción de matriz de grano fino. Finalmente, el producto de las deformaciones extremas son ultramilonitas, que aparecen en bandas negras o marrones, en las que se conservan algunos porfiroclastos de feldespato potásico inmersos en una matriz homogénea de grano muy fino.

Precisiones sobre el término «milonita».—El término «rocas cataclásticas» propuesto por vez primera por WATERS y CAMPBELL (1935) se ha utilizado con profusión para designar conjuntamente brechas, cataclasitas y milonitas (HIGGINS, 1971). Actualmente existe un consenso generalizado en que dicha denominación debe ser abandonada como término global, ya que los procesos de flujo cataclástico se refieren exclusivamente a la microfracturación de los minerales de una roca (acompañada de rotación y deslizamiento intergranular de los fragmentos); el término cataclasita debe restringirse a rocas producidas por dicho mecanismo.

De acuerdo con BELL y ETHERIDGE (1973), SIBSON (1977) y TULLIS et al. (1982), una roca milonítica debe reunir tres características principales:

- Haber experimentado una reducción del tamaño de grano por mecanismos dúctiles.
- Aparecer en una zona planar, relativamente estrecha en relación a su longitud.
- Presentar una fábrica planar y/o linear.

Dado que el término cataclasita cubre el campo de las rocas con una elevada deformación conseguida por mecanismos de deformación frágil, conviene reservar la denominación de milonitas para aquellas rocas que, reuniendo los tres requisitos anteriores, han sido deformadas por procesos dúc-

tiles (SIBSON, 1977; TULLIS et al., 1982). SIBSON (1977) ha propuesto el término «rocas de falla», para designar conjuntamente a las rocas de las series de las cataclasitas y de las milonitas.

Los materiales englobados bajo la denominación de milonitas de la Albuqueria cumplen los tres requisitos citados anteriormente: afloran en una franja estrecha (~200 m. de anchura) que se prolonga unos 40 Km., a lo largo del contacto con las peridotitas basales del manto de Los Reales, en Sierra Alpujata. El tamaño de grano disminuye progresivamente desde sus protolitos, las migmatitas de Los Villares, hacia las peridotitas suprayacentes; la reducción del tamaño de grano se realiza en condiciones térmicas en las que la deformación está acompañada por una recristalización dinámica. Simultáneamente se desarrolla una foliación sobre la que aparece una lineación mineral de estiramiento.

Foliación milonítica

A lo largo de todo el contacto con las peridotitas, las milonitas exhiben una pronunciada fábrica planar o plano-linear. La foliación milonítica está configurada por la orientación bidimensional de los agregados cuarcíticos con forma de cintas, por la disposición de los cristales de feldespato y, sobre todo, por la alternancia de niveles de composición cuarzo-feldespática con otros compuestos por biotita y sillimanita. En las facies de grano fino la expresión de la fábrica planar es excelente, mientras que en las de grano grueso los porfiroclastos centimétricos de feldespato potásico producen innumerables distorsiones locales de su orientación (foto 45), ya que provocan una distribución heterogénea de la deformación en su entorno.

En un corte perpendicular a la foliación se aprecia que existe una fuerte variación espacial del grado de desarrollo de la foliación; cerca del contacto (100 m.) las rocas están fuertemente foliadas, y a mayor distancia la foliación sólo aparece en bandas anostomosadas, que delimitan masas lenticulares de migmatitas deformadas de grano grueso; finalmente, a una distancia mayor de 500 m., sólo existen estrechas bandas miloníticas (escala centimétrica-decimétrica) en el seno de migmatitas sin deformar. Esta evolución espacial de la foliación milonítica se puede constatar prácticamente a lo largo de todo el contacto entre mantos,

ya que sólo en la apófisis de Alhaurín se colocan las peridotitas directamente sobre mármoles.

La característica más destacable respecto a la orientación de la foliación milonítica es que en todo momento se mantiene paralela al contacto entre mantos; como consecuencia de ello, experimenta importantes variaciones de dirección a lo largo de Sierra Alpujata (fig. 28). A lo largo del contacto norte de Sierra Alpujata se distribuye en una dirección próxima a este-oeste, salvo en la apófisis de Alhaurín, donde adquiere una orientación nort-sur; también en el borde occidental de Sierra Alpujata la dirección dominante se orienta al norte, N 10°-15° E. En cualquier caso, con independencia de su orientación, la foliación presenta buzamientos importantes, del orden de 50°-60°, dirigidos siempre hacia el macizo de peridotitas.

La foliación milonítica raramente se observa plegada, a diferencia de lo que ocurre con la esquistosidad de la sucesión metapelítica y la de los mármoles.

La forma de los agregados deformados de cuarzo puede utilizarse, a falta de otros marcadores de

la deformación, para determinar la orientación del elipsoide local de la deformación finita, dado que es el mineral de las milonitas con mayor comportamiento dúctil. El hecho de que las cintas de cuarzo definan la foliación indica que ésta corresponde al plano XY del elipsoide de deformación finita; RAMSAY y GRAHAM (1970), y posteriormente otros autores (NICOLAS y POIRIER, 1976; BOUCHEZ et al., 1983), demostraron que en las zonas de cizalla la esquistosidad corresponde al plano XY del elipsoide de la deformación finita y no al plano de cizallamiento. No obstante, en las cercanías a las peridotitas, la intensidad de la deformación es tal que provoca una aproximación entre el plano de cizallamiento y la foliación, llegando a coincidir prácticamente las dos estructuras planares; esta es una situación que está perfectamente documentada en los núcleos de las zonas de cizalla (BERTHE et al., 1979; WAKEFIELD, 1977; SIMPSON y SCHMID, 1983).

Lineación milonítica

Sobre la foliación milonítica aparece una linea-

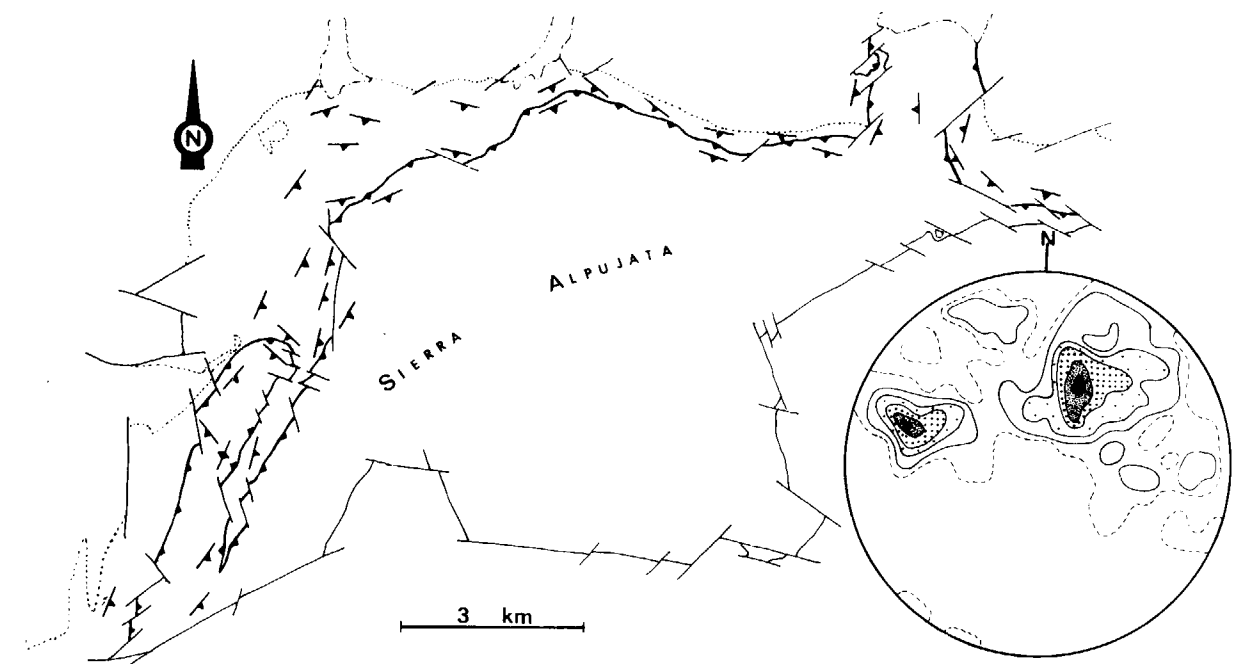


Figura 28.—Variación espacial de la orientación de la foliación milonítica a lo largo del contacto peridotitas-milonitas y diagrama de orientación de la foliación milonítica (105 medidas; intervalos: 0.5/1.5/3.5/5.5/>7.5 por 100).

ción mineral que está muy bien desarrollada en las rocas en las que la foliación es más pronunciada y el tamaño de grano más pequeño; en consecuencia la definición de la lineación mineral en las milonitas próximas a las peridotitas es mejor que en materiales alejados de las rocas ultrabásicas.

La lineación mineral de las milonitas está determinada por el alargamiento de agregados poliminerálicos, con biotita y sillimanita, o de cuarzo y feldespato (foto 46). El alargamiento de los porfiroclastos tabulares de feldespato potásico, coincidente con el de los agregados, contribuye a definir mejor la lineación.

Las microestructuras observables en sección paralela a la lineación y perpendicular a la foliación muestran un sentido de asimetría uniforme, lo que manifiesta una deformación plana rotacional en dicha sección; en cambio, en corte perpendicular a la lineación y a la foliación las mismas microestructuras tienen geometría ortorrómbica, indica-

tiva de una deformación plana irrotacional. Las dos observaciones pueden explicarse por una deformación producida por un mecanismo próximo a la cizalla simple, en la que la lineación mineral coincide con la dirección de cizallamiento; por tanto, la lineación corresponde a la dirección cinemática «a».

La lineación, al igual que la foliación, experimenta variaciones de orientación a lo largo de la banda milonítica. En la semiventana de Ojén y en la entrada a Valtocado adopta una dirección N 10°-20° E, mientras que en otros sectores, como Barranco Blanco, Albuquerque y Los Villares se orienta, en mayor o menor medida, hacia el NE (fig. 29); en general, la lineación buza entre 20 y 30° hacia el SO, aunque en la semiventana de Ojén se mantiene frecuentemente subhorizontal e incluso inclinada ligeramente hacia el Norte. En resumen, la lineación se concentra, en general, en torno a una dirección media N 75° E y buza entre 20 y 30° hacia el suroeste (diagrama de la fig. 29).

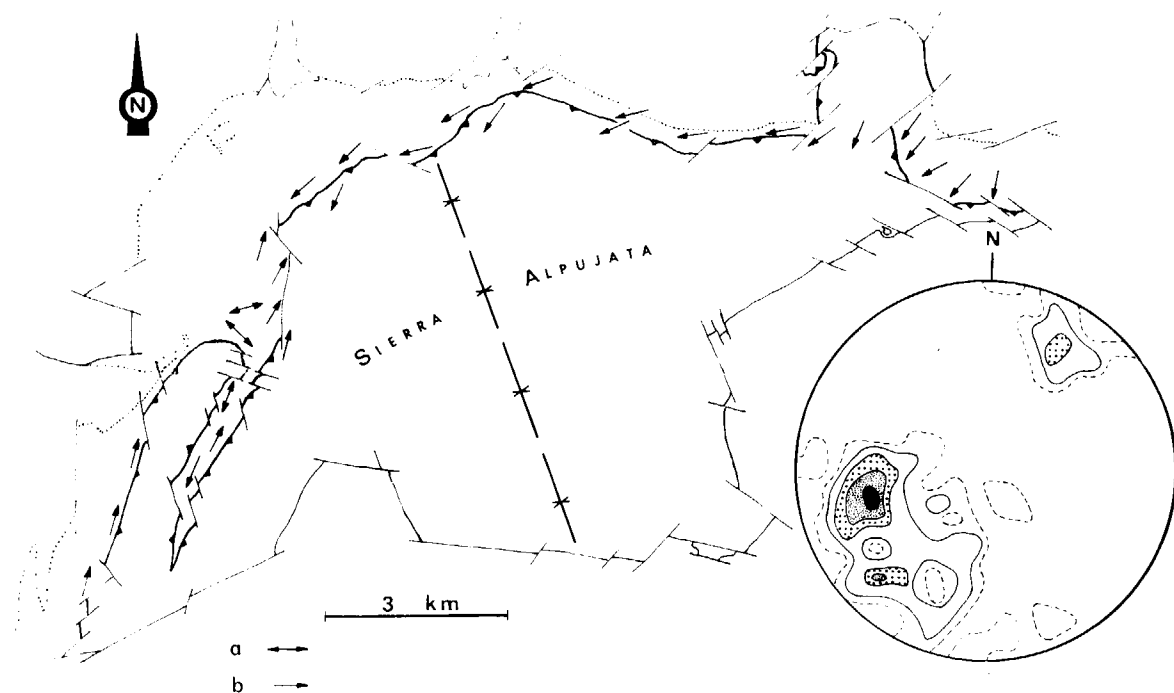


Figura 29.—Mapa estructural de la lineación mineral en las milonitas de la zona de contacto entre los mantos de Ojén y Los Reales (a. lineación subhorizontal; b. lineación con indicación de buzamiento) y diagrama de orientación (60 medidas) de las lineaciones (proyección equiareal, hemisferio inferior, intervalos 0.8/2.5/6/9/>12 por 100).

Pliques

Los pliegues que deforman la foliación principal de las milonitas de la Albuqueria son relativamente escasos, tienen geometría isoclinal y, frecuentemente, carácter intrafoliar (foto 47). La mayor parte de los pliegues reconocidos tienen el eje paralelo a la lineación milonítica, aunque también se observan algunos con ejes oblicuos, e incluso perpendiculares a la lineación. Estos pliegues están relacionados con el mismo proceso de deformación continua que origina la foliación principal, lo que se demuestra porque desarrollan a su vez una foliación milonítica, definida por la orientación de forma del cuarzo, que coincide con la principal en los flancos de los pliegues (foto 48). Estas características sugieren que se trata de secciones diferentes de pliegues «sheath», como los descritos en otras regiones miloníticas (CARRERAS et al., 1977; BELL, 1978; COBOLD y QUINQUIS, 1980; BERTHE y BRUN, 1980).

Los pliegues están restringidos a la zona de cizalla, que aparece limitada por migmatitas sin deformar, circunstancias que permiten relacionar el plegamiento a la formación de la zona de cizalla y no a un proceso de plegamiento posterior.

Estructuras C-S

Frecuentemente se aprecia una configuración de dos estructuras planares oblicuas entre sí, semejantes a las estructuras C-S (BERTHE et al., 1979), que proporcionan un aspecto almendrado a las rocas. Se puede considerar, siguiendo a BERTHE et al. (1979), que los planos S conforman la foliación de la roca que es cortada por los planos C, correspondientes a los planos de cizallamiento desarrollados durante una deformación rotacional.

Mientras que la foliación es una estructura penetrativa los planos C son superficies discretas en cuya proximidad se producen inflexiones de las superficies S (foto 49). Tanto las relaciones angulares de las dos superficies como las inflexiones de S cerca de C proporcionan criterios de sentido de cizallamiento consistentes con el desplazamiento de la zona de cizalla megascópica.

Las estructuras C se disponen aproximadamente paralelas a la zona de cizalla; el incremento de la deformación se traduce en una disminución del ángulo que forman entre sí los planos C y S. Como consecuencia de estas dos circunstancias, en las

zonas más deformadas, cerca de las peridotitas, las dos superficies llegan a coincidir, y son paralelas a la superficie de contacto peridotitas-milonitas de la Albuqueria, mientras que en las zonas más alejadas de las rocas ultrabásicas la foliación se inclina menos que los planos C. En las facies más deformadas, además de la aproximación entre los planos C y S (fig. 30), se observa la aparición de una nueva superficie, C' (foto 50), formada por planos discretos, poco continuos y oblicuos a S+C (BERTHE et al., 1979; PONCE DE LEÓN y CHOUKROUNE, 1980; SIMPSON, 1983).

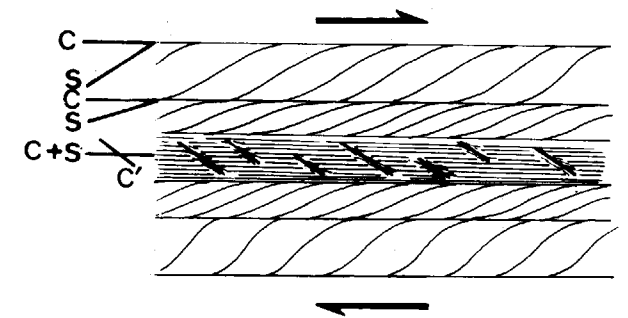


Figura 30.—Relación geométrica de las estructuras C-S en una zona de cizalla dextra. Se muestra, además, la disminución del ángulo entre ambas estructuras al aumentar la deformación y la aparición de estructuras C' en el núcleo de la zona de cizalla (sección XZ).

Las estructuras C-S no sólo aparecen en la banda blastomilonítica, sino también a nivel del contacto migmatitas de Los Villares-sucesión metapelítica de Ojén; en este caso las dos estructuras planares forman un ángulo de 30°, lo que denota la existencia de deformaciones también aquí, aunque relativamente menos pronunciadas que las que se producen en las milonitas de la Albuqueria. La fábrica homogénea y la mineralogía relativamente sencilla de las migmatitas de Los Villares hace que estos materiales sean particularmente adecuados para el desarrollo de las estructuras C-S.

MICROESTRUCTURAS DE LAS MILONITAS DEL MANTO DE OJÉN

Las milonitas de la Albuqueria reflejan un contraste de ductilidad entre el cuarzo y el feldespa-

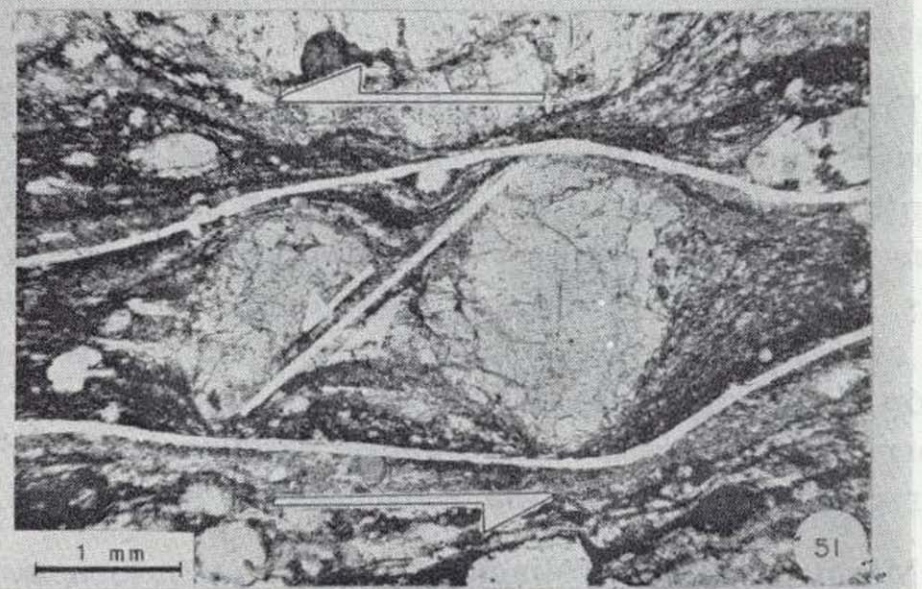
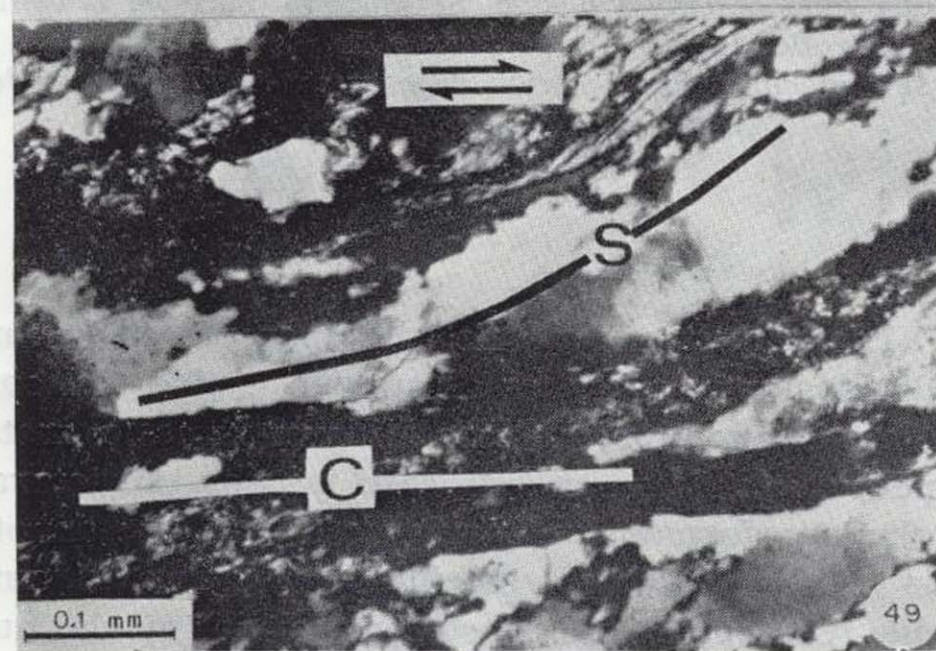
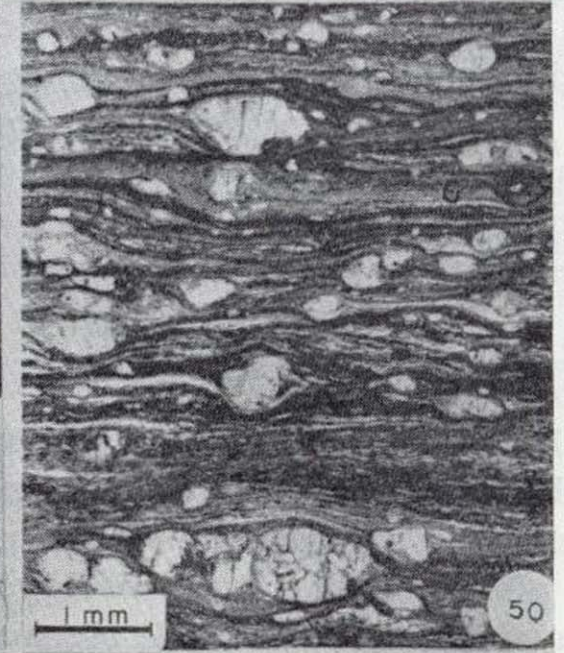
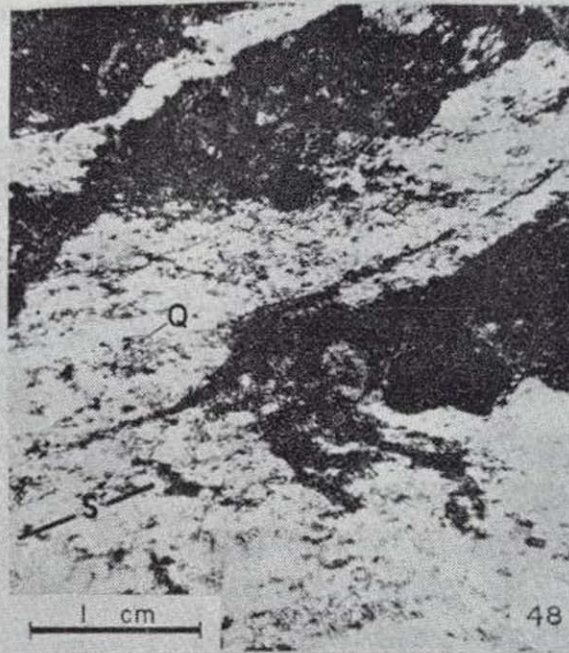
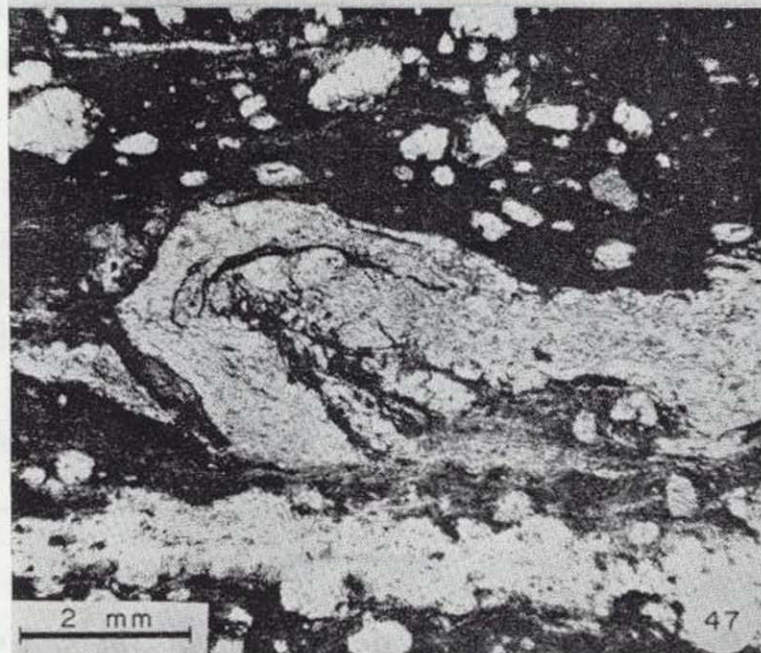
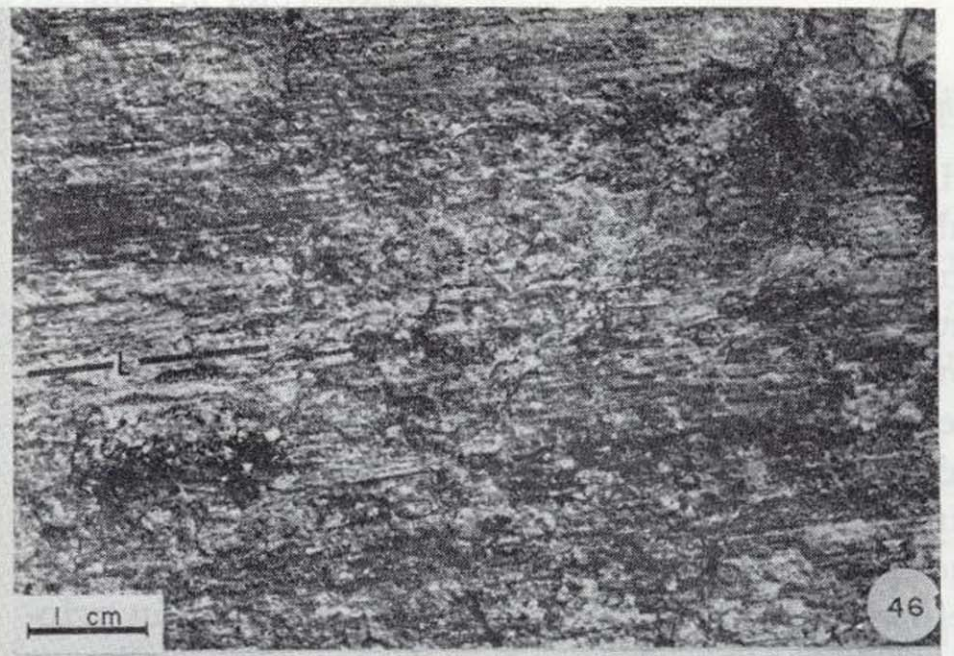
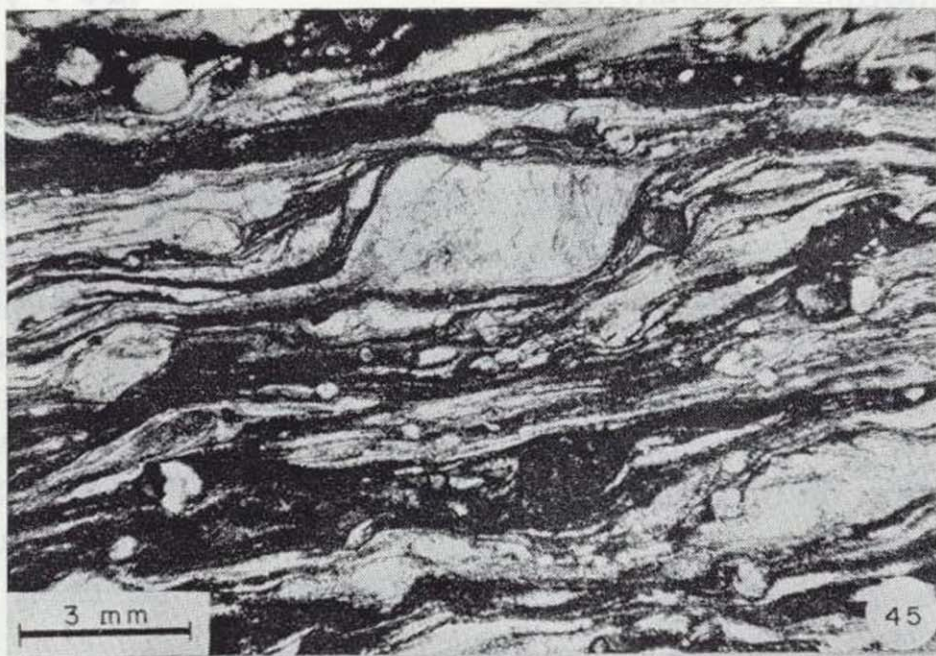


Foto 45.—Sección XZ de una milonita cuarzo-feldespática (milonitas de la Albuquerque, manto de Ojén). La foliación milonítica está determinada por la orientación de las cintas de cuarzo (Q). La foliación experimenta importantes distorsiones junto a los porfiroblastos, lo que implica modificaciones locales del campo de esfuerzos.

Foto 46.—Lineación de estiramiento (L) sobre el plano de la foliación de una milonita de la Albuquerque.

Foto 47.—Pliegue intrafoliar sobre materiales cuarcíticos englobados en una matriz ultramilonítica, que conserva todavía algunos porfiroclastos de reducidas dimensiones. Sección XZ (milonitas de la Albuquerque).

Foto 48.—Pliegue que deforma la foliación milonítica de una milonita de la Albuquerque, y que desarrolla una nueva foliación (S), de plano axial, paralela a la anterior. Sección XZ. La foliación S está definida por el alargamiento de los granos nuevos de cuarzo (Q).

Foto 49.—Inflexión de la esquistosidad (S) al aproximarse a un plano de cizallamiento (c), en una estructura C-S observable en las milonitas de la Albuquerque. Las orientaciones relativas de S y C proporcionan el sentido de cizallamiento asociado a la deformación por cizalla simple que origina la estructura. Sección XZ.

Foto 50.—Porfiroclastos de feldespato potásico con sombras de presión asimétricas. El sentido de asimetría es uniforme, lo que proporciona un estimable criterio de sentido de cizallamiento. Sección XZ.

Foto 51.—Porfiroclasto de feldespato potásico con sombra de presión asimétrica, y microfracturado. El sentido de asimetría de la sombra de presión y el desplazamiento a lo largo de la microfractura del porfiroclasto indican el mismo sentido de cizallamiento. Sección XZ.

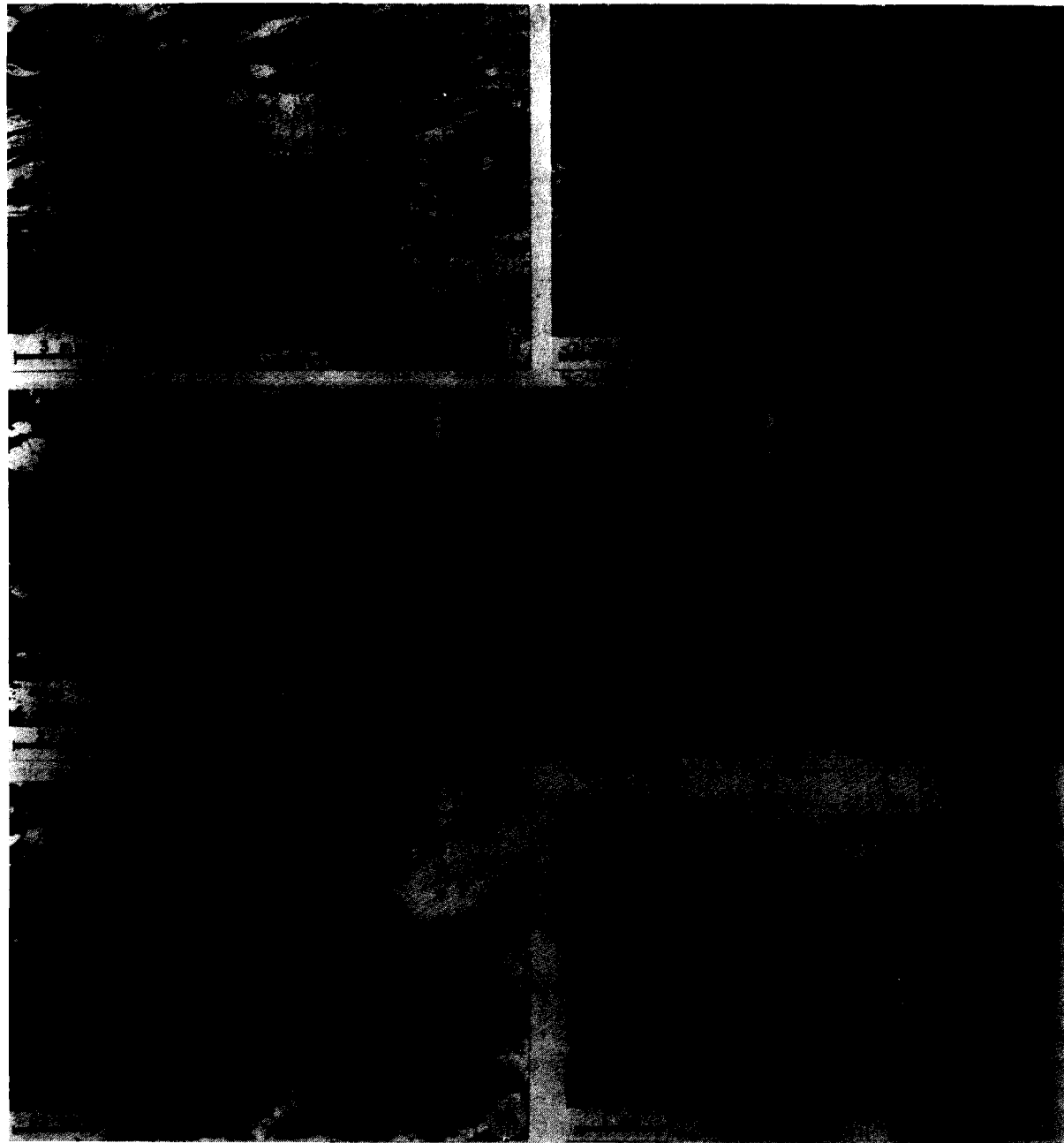


Foto 45.—Sección XZ de una milonita cuarzo-feldespática (milonitas de la Albuqueria, manto de Ojén). La foliación milonítica está determinada por la orientación de las cintas de cuarzo (Q). La foliación experimenta importantes distorsiones junto a los porfiroblastos, lo que implica modificaciones locales del campo de esfuerzos.

Foto 46.—Lineación de estiramiento (L) sobre el plano de la foliación de una milonita de la Albuqueria.

Foto 47.—Pliegue intrafoliar sobre materiales cuarcíticos englobados en una matriz ultramilonítica, que conserva todavía algunos porfiroclastos de reducidas dimensiones. Sección XZ (milonitas de la Albuqueria).

Foto 48.—Pliegue que deforma la foliación milonítica de una milonita de la Albuqueria, y que desarrolla una nueva foliación (S), de plano axial, paralela a la anterior. Sección XZ. La foliación S está definida por el alargamiento de los granos nuevos de cuarzo (Q).

Foto 49.—Inflexión de la esquistosidad (S) al aproximarse a un plano de cizallamiento (c), en una estructura C-S observable en las milonitas de la Albuqueria. Las orientaciones relativas de S y C proporcionan el sentido de cizallamiento asociado a la deformación por cizalla simple que origina la estructura. Sección XZ.

Foto 50.—Porfiroclastos de feldespato potásico con sombras de presión asimétricas. El sentido de asimetría es uniforme, lo que proporciona un estimable criterio de sentido de cizallamiento. Sección XZ.

Foto 51.—Porfiroclasto de feldespato potásico con sombra de presión asimétrica, y microfracturado. El sentido de asimetría de la sombra de presión y el desplazamiento a lo largo de la microfractura del porfiroclasto indican el mismo sentido de cizallamiento. Sección XZ.

to potásico, responsable de las diferencias microestructurales de ambos minerales. La reducción del tamaño de grano que se aprecia en las zonas de cizalla (BELL y ETHERIDGE, 1973; ETHERIDGE y WILKIE, 1979) se consigue por procesos de recristalización y restauración dinámica de granos deformados en el cuarzo, mientras que en el feldespato potásico actúan mecanismos de fracturación frágil.

Microestructuras del feldespato potásico

El feldespato potásico se presenta como porfiroclastos de tamaños variables (5 cm.-1 mm.), tienen hábito paralelepípedo, y muestran tendencia a colocarse con su cara mayor paralela a la foliación y con la arista de mayor longitud acorde con la lineación mineral de estiramiento.

En sección XZ aparecen rodeados por sombras de presión, de simetría monoclinica, asimétricas respecto del plano de aplastamiento (XY). La observación estadística de la geometría de las sombras de presión hace resaltar el predominio de un determinado sentido de asimetría en un afloramiento o lámina delgada (fig. 31; foto 50). Asimismo, se constata que el sentido de asimetría se mantiene casi siempre constante en afloramientos distribuidos regularmente a lo largo del contacto milonitas de la Albuqueria-peridotitas de Sierra Alpujata; sólo en un 15 por 100 de los casos analizados se aprecian sentidos de asimetría contrarios (27 sobre un total de 164).

Algunos porfiroclastos se apartan de la orienta-

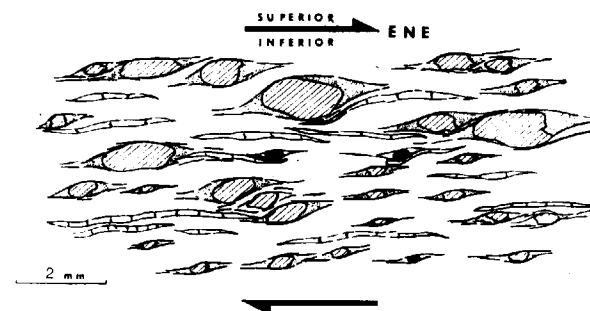


Figura 31.—Sombras de presión asimétricas (punteado) alrededor de porfiroclastos de feldespato potásico (rayado) y cintas de cuarzo en una milonita cuarzo-feldespática del manto de Ojén. Sección XZ: la orientación media de las cintas de cuarzo coincide con el eje X del elipsoide de la deformación finita.

ción general, formando ángulos elevados con la foliación; en tal caso presentan sombras de presión con un sentido de asimetría contrario al de los restantes porfiroclastos (fig. 32).

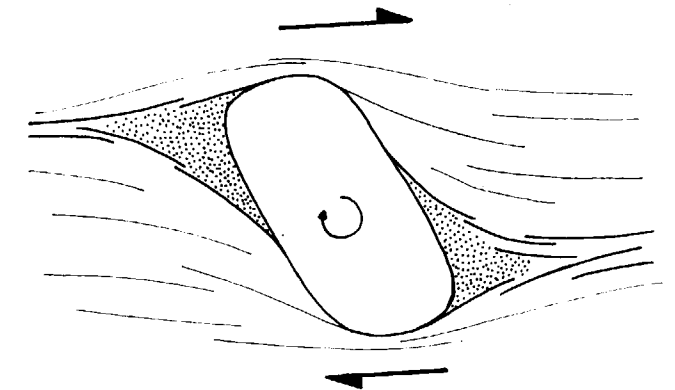


Figura 32.—Porfiroclasto de feldespato potásico con sombras de presión de asimetría contraria a la general; indica el mismo sentido de cizallamiento, dextro, que las sombras de presión de la figura 31. Sección XZ.

Muchos porfiroclastos muestran un juego de microfracturas oblicuas a la foliación, con la que pueden formar un ángulo elevado; a lo largo de las microfracturas se producen desplazamientos de los fragmentos que delimitan (foto 51).

Los porfiroclastos de feldespato potásico sufren, con el incremento de la deformación, variaciones de forma, pasando de formas paralelepípedicas en las facies poco deformadas a redondeadas en las ultramilonitas, y reducción del tamaño de grano.

Significado de las microestructuras del feldespato potásico

El feldespato potásico se comporta como un objeto rígido en el seno de la matriz cuarcítica más dúctil, lo que produce el desarrollo de sombras de presión alrededor suyo; las zonas de presión constituyen, así, zonas protegidas en las que cristalizan granos equidimensionales de cuarzo de formas más o menos hexagonales.

La geometría y el repetido sentido de asimetría de las sombras de presión están en relación con

un mecanismo de deformación próximo a la cizalla simple, por comparación con los resultados de BERTHE et al. (1979), MALAVIEILLE et al. (1982) y SIMPSON y SCHMID (1983). Esta microestructura indica un sentido de cizallamiento, para las milonitas del manto de Ojén, según el cual la parte superior se desplaza hacia el ENE con respecto a la inferior (fig. 31).

El sentido de asimetría, opuesto al general, de los porfiroclastos que forman un ángulo elevado con la foliación puede atribuirse al hecho de que estos cristales no tenían, inicialmente, una orientación próxima a la del plano de cizallamiento asociado a la deformación rotacional; esta circunstancia implica que el cristal sufre una rotación externa tendente a paralelizarlo con el plano de cizallamiento, lo que ocasiona que las zonas en compresión y protegidas se sitúen en posiciones contrarias a las generales (fig. 32). Indican, por tanto, el mismo sentido de cizallamiento que las restantes sombras de presión, de geometría opuesta.

Por lo que respecta a las microfracturas se aprecia también una orientación estadística y un sentido uniforme de desplazamiento de los fragmentos; es contrario al sentido de cizallamiento de la roca (foto 51). Esta microestructura puede proceder de antiguas fracturas, con orientación de fracturas tensionales asociadas al cizallamiento; que son rotadas en el transcurso de la deformación; durante la rotación externa se origina el desplazamiento de los microlitones, según el mecanismo propuesto por ETCHECOPAR (1974, 1977), recogido en la figura 33b.

Las microfracturas que adoptan la disposición de fracturas tensionales (fig. 34) son de orientación opuesta a las anteriores y no muestran desplazamiento de los fragmentos; también forman un ángulo elevado con la foliación.

Microestructuras del cuarzo

Las experiencias de CARTER et al. (1961, 1964) demostraron la importancia de los mecanismos de deformación plástica en el cuarzo. Actualmente se admite que la capacidad del cuarzo para deformarse plásticamente por deslizamiento intracrystalino, acompañado de difusión a elevadas temperaturas, desempeña un papel fundamental en la formación de milonitas cuarzo-feldespáticas (WILSON, 1975; NICOLAS y POIRIER, 1976; WHITE, 1977;

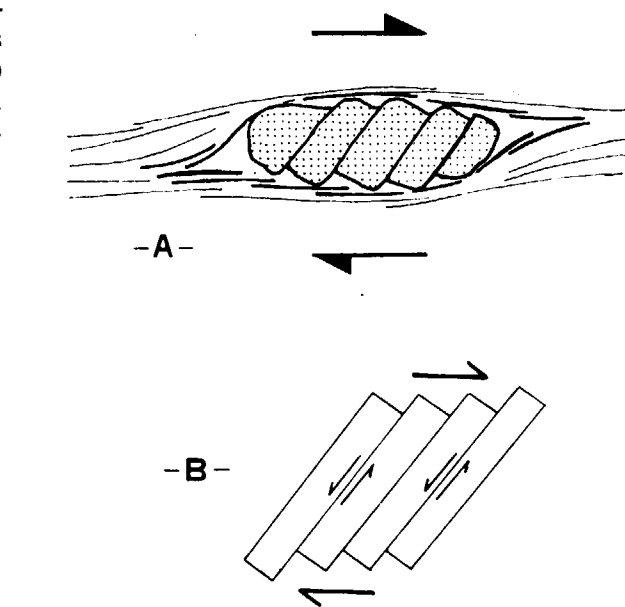


Figura 33.—Dibujo de las microfracturas que desplazan fragmentos de un porfiroclasto (A) y mecanismo de cizallamiento propuesto (B) por ETCHECOPAR (1974) para explicar el funcionamiento de estas microfracturas. Sección XZ.

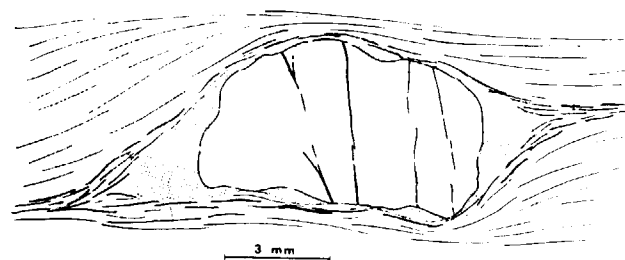


Figura 34.—Porfiroclasto de feldespato potásico (rayado) con sombras de presión asimétricas (punteado) afectado por microfracturas cuya orientación indica un probable origen tensional, relacionado con la deformación rotacional. Sección XZ.

WHITE et al., 1980). El comportamiento plástico del cuarzo de las milonitas de la Albuqueria se reconoce en las microestructuras que presenta: extinción ondulante, bandas de deformación, subgranos y cintas.

En las milonitas de la Albuqueria se aprecia que el tamaño de grano y las microestructuras del cuarzo dependen no sólo de la intensidad de la

deformación, sino también de su contenido en las rocas: en las más cuarcíticas abundan las microestructuras en damero ($Q \geq 80$ por 100) o en mosaico alargado ($Q > 50$ por 100), y en las ricas en feldespato potásico y/o sillimanita+biotita las cintas de cuarzo; por lo que atañe al tamaño de grano se comprueba que las rocas más cuarcíticas son las que lo tienen mayor.

Cintas de cuarzo

Son semejantes a las de Tipo 4 de BOULLIER y BOUCHEZ (1978). Están constituidas por un agregado policristalino de granos alargados, con formas rectangulares y bordes rectilíneos, perpendiculares a los bordes de la cinta (foto 52). Las cintas de cuarzo son paralelas a la foliación de la roca, y se amoldan a los contornos de los porfiroclastos de feldespato potásico. El cuarzo que forma parte de las cintas es habitualmente de dimensiones superiores a las de los granos que están aislados en la matriz cuarzo-feldespática.

Microestructura en mosaico alargado

Está constituida por un conjunto de neoblastos equigranulares, ligeramente alargados en sección XZ ($X/Z \sim 3$). El alargamiento de los granos define una foliación, conforme a cuya orientación se disponen los numerosos cristales de sillimanita y biotita que ocupan las posiciones de límites entre granos de dirección próxima al eje X (foto 53). La forma de los granos de cuarzo y las posiciones ocupadas por la biotita y sillimanita se debe a que los granos de cuarzo se ven obstaculizados a crecer en la dirección perpendicular a la foliación por la existencia de contactos biotita/sillimanita-cuarzo.

Gran parte de los granos de cuarzo del mosaico tienen una subestructura interna en subgranos. En algunas muestras se ha producido una importante recrystalización, en condiciones estáticas, que conduce al crecimiento de granos no sólo en la dirección del eje X, sino también en la perpendicular a la traza de la foliación; esta acción conduce a la aparición de rocas con granos gruesos, de contornos irregulares, y que contienen numerosas inclusiones orientadas de biotita o sillimanita (foto 54).

Textura en damero

La textura en damero (cross-hatched mosaic microstructure de LISTER y DORNSIEPEN, 1982) es muy frecuente en las tectonitas del manto de Ojén. Consiste en un entramado de granos de cuarzo con formas cuadradas y rectangulares y bordes rectos entre granos (fig. 35; foto 55).

SINGH et al. (1973) han obtenido este tipo de microestructura en ensayos de deformación experimental, rotacional e irrotacional, de metales; consideran que la deformación de los granos por deslizamiento intragranular es responsable de su aparición, y que los límites entre los granos tienden a alinearse paralelamente a las direcciones de

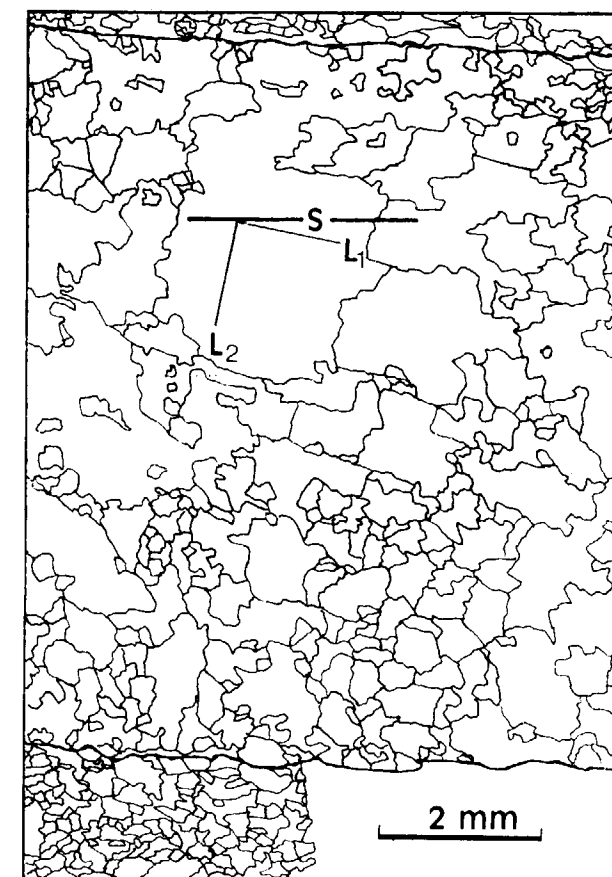


Figura 35.—Vena de cuarzo con microestructura en damero. Sección XZ. S es la traza de la foliación y L_1 y L_2 la orientación de los límites entre granos, que forman aproximadamente 20° y 70° con la traza de la foliación.

máximos esfuerzos efectivos de cizalla (fig. 36). LISTER y DORNSIEPEN (1982) explican de un modo semejante la presencia de texturas en damero en venas de cuarzo deformadas naturalmente en condiciones de elevada temperatura (facies granulita). En el ejemplo descrito por LISTER y DORNSIEPEN (1982) los límites entre granos son simétricos respecto de la foliación. A diferencia de él, en las tectonitas de Ojén los límites entre granos no son simétricos en relación a la traza de la foliación: el lado de mayor longitud (L_1) de la textura forma 20° con la foliación de la roca, mientras que el menor, (L_2), se dispone a 70° (fig. 35).

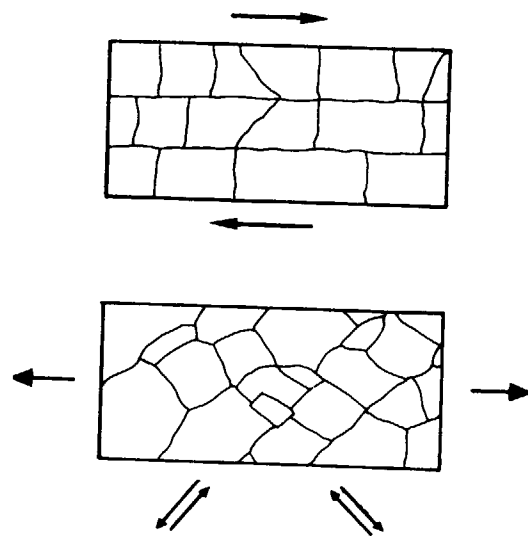


Figura 36.—Geometría de los granos que se forman por deslizamiento intragranular, según SINGH et al. (1973), durante la deformación experimental de metales.

La comparación de la figura 35 y del diagrama Tb-573 de la figura 40 muestra que existe una relación entre la orientación de los límites entre granos y la orientación preferente de los ejes [c] de cuarzo correspondientes. Efectivamente, la asimetría de la fábrica es comparable a la de la microestructura: existe un máximo aislado (M) que forma aproximadamente 20° con la traza de la foliación y una guirnalda (G) perpendicular al máximo; es decir, el máximo (M) se coloca paralelamente al lado largo del damero y la corona está contenida en el lado corto de la microestructura.

El mecanismo de la deformación habría sido el cizallamiento simple, de acuerdo con SINGH et al. (1973), por lo que el lado largo y el máximo aislado corresponden al plano de cizallamiento. Esto está de acuerdo con los criterios microestructurales que proporciona el estudio de las subjuntas con orientación prismática y basal de las láminas con diagramas de ejes [c] semejantes a Tb-573.

Bandas de deformación y subjuntas

Numerosos granos de cuarzo de las muestras con texturas en mosaico y damero poseen una subestructura interna en subgranos de poligonización que diferencia bandas de deformación. Los subgranos son parte de los granos que exhiben ligeras desorientaciones ópticas (algunos grados) con las porciones adyacentes de las que están separadas por paredes rectilíneas, las subjuntas (BOUDIER, 1976). El número de subjuntas en cada grano es variable: puede ser sólo una, aunque en el caso más general existen varias en un mismo cristal, adoptando entonces posiciones paralelas (foto 56).

En cada lámina el espaciado de las subjuntas es constante, y disminuye al hacerlo el tamaño de grano de las rocas. La relación geométrica más frecuente entre las subjuntas y los límites de grano es la de subjuntas que finalizan contra límites entre granos coincidiendo en puntos triples (foto 56); esta situación, descrita por NICOLAS et al. (1971) en el olivino y por BOUCHEZ (1977a) en el cuarzo, confirma que la poligonización que origina la subestructura es anterior a la migración de los límites entre granos, y demuestra que las subjuntas no son el resultado de una fase menor de deformación tardía.

El examen de las subjuntas, en sección XZ, pone de manifiesto que la mayor parte son prismáticas, es decir, perpendiculares al plano basal; no obstante, hay una proporción considerable de subjuntas con orientación basal, perpendiculares al eje [c] (fig. 37).

Geometría de las subjuntas

Las subjuntas se originan habitualmente por mecanismos de flexión, aunque pueden producirse también por torsión; las subjuntas basales visibles ópticamente deben resultar de una flexión, ya que



Foto 52.—Cintas policristalinas de cuarzo («ribbon quartz»). Los bordes de los granos que componen las cintas son rectilíneos, y perpendiculares a los límites de las cintas. Sección XZ de una milonita de la Albuquerque.

Foto 53.—Textura en mosaico en una tectonita cuarcítica de las milonitas de la Albuquerque. El crecimiento de los granos de cuarzo, en la dirección Z, está dificultado por la existencia de sillimanita, que se reparte, mayoritariamente, en los espacios intergranulares. Sección XZ.

Foto 54.—Tectonita con cuarzo del manto de Ojén. La presencia de numerosas inclusiones de biotita, que conservan una orientación preferente, dentro de los granos de cuarzo, testimonian procesos de recristalización posteriores al desarrollo de la esquistosidad. Sección XZ.

Foto 55.—Cuarzo con textura en damero (tectonita del manto de Ojén). Los límites entre los granos son, mayoritariamente, rectilíneos y forman ángulos de 90° . Sección XZ. La traza de la foliación S es asimétrica respecto de los lados del damero, con los que forma, aproximadamente, 20° y 70° . Comparar esta microestructura con el diagrama de ejes [c] correspondiente, Tb-573, de la figura 41.

Foto 56.—Granos alargados de cuarzo con desarrollo de subjuntas (Sj) prismáticas. La oblicuidad entre las trazas de las subjuntas y la traza de la foliación es uniforme e indica el sentido de cizallamiento señalado. Sección XZ de una cuarcita con clinopiroxeno (Cpx) de las milonitas de la Albuquerque. Comparar con la figura 43.

Foto 57.—Sección YZ de una milonita cuarzo-feldespática (milonitas de la Albuquerque). La presencia de sombras de presión asimétricas alrededor de los porfiroclastos de feldespato potásico y los pliegues asimétricos que deforman a la foliación, indican que la deformación tiene, también, una componente rotacional en el plano YZ.

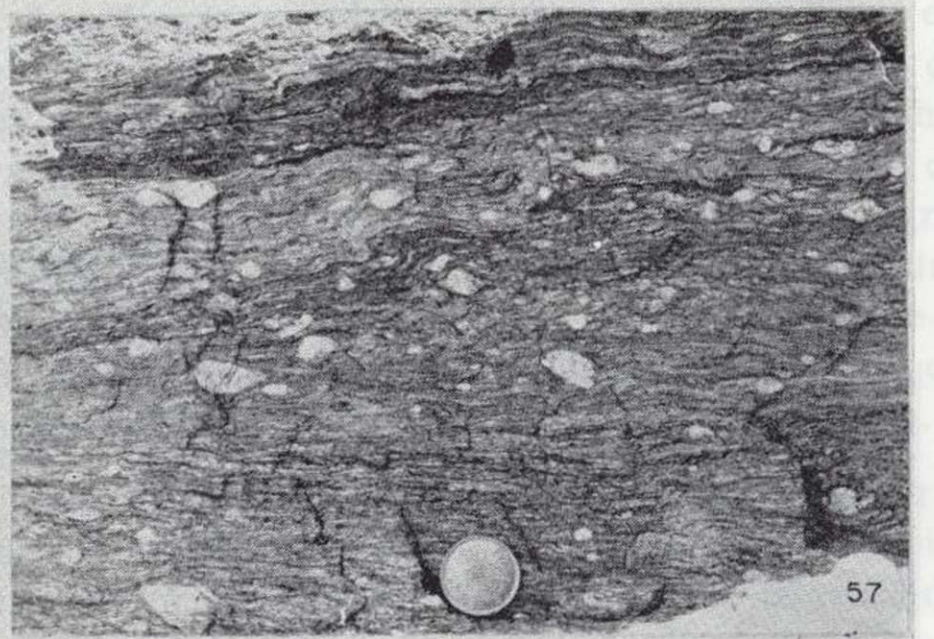
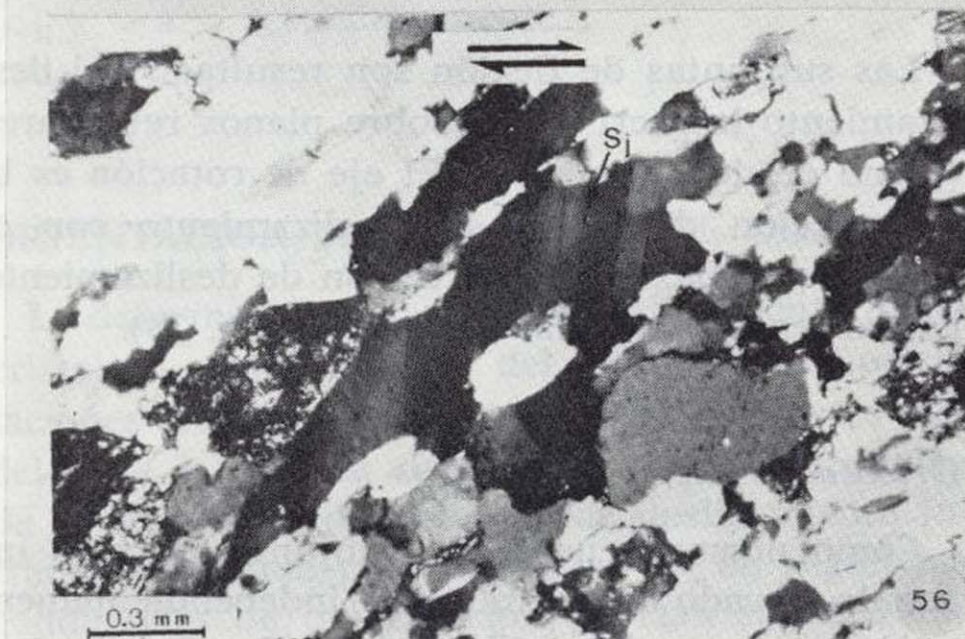
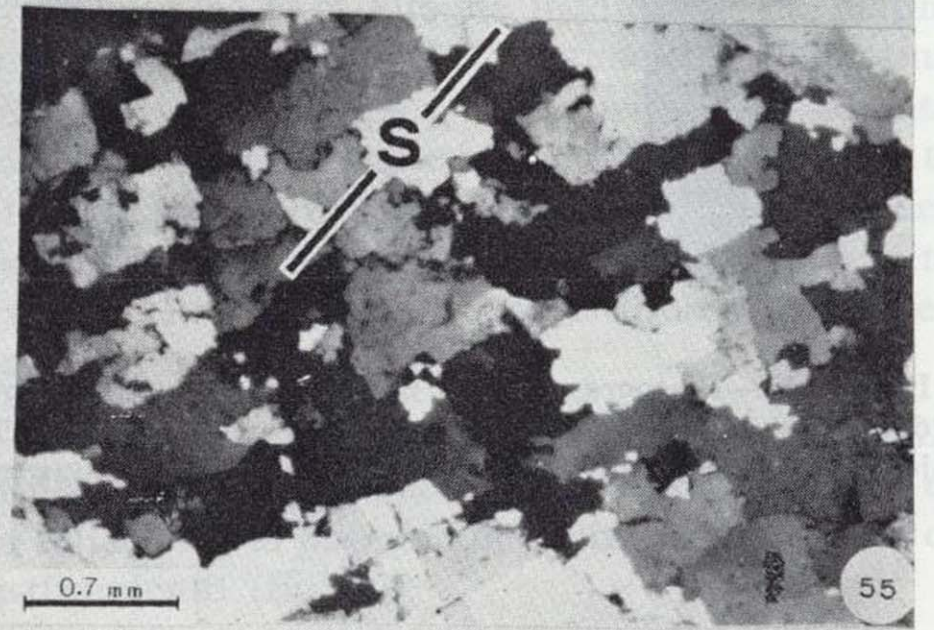
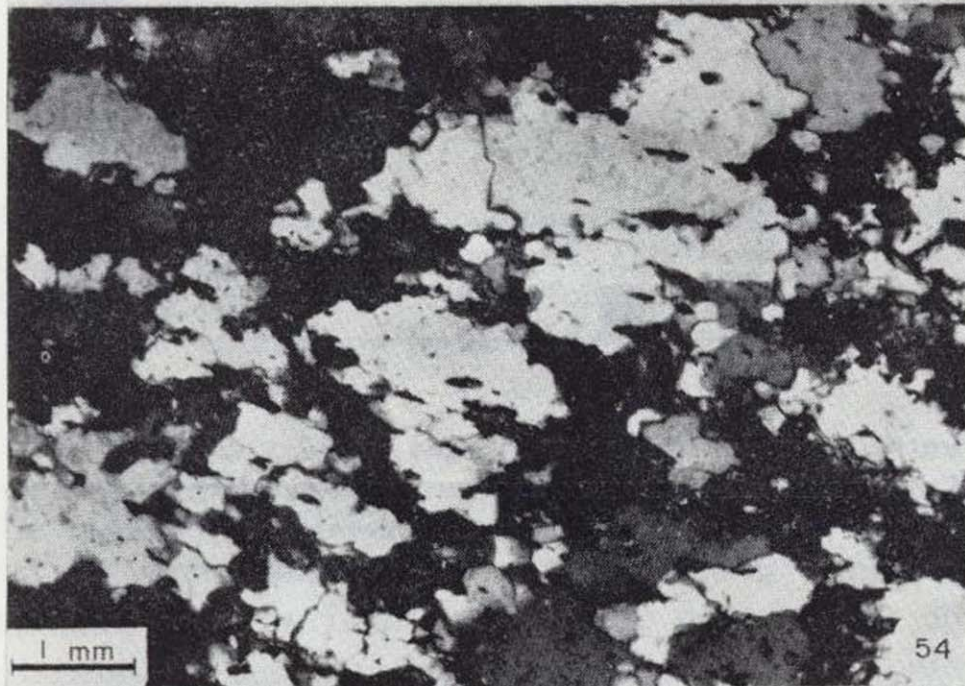
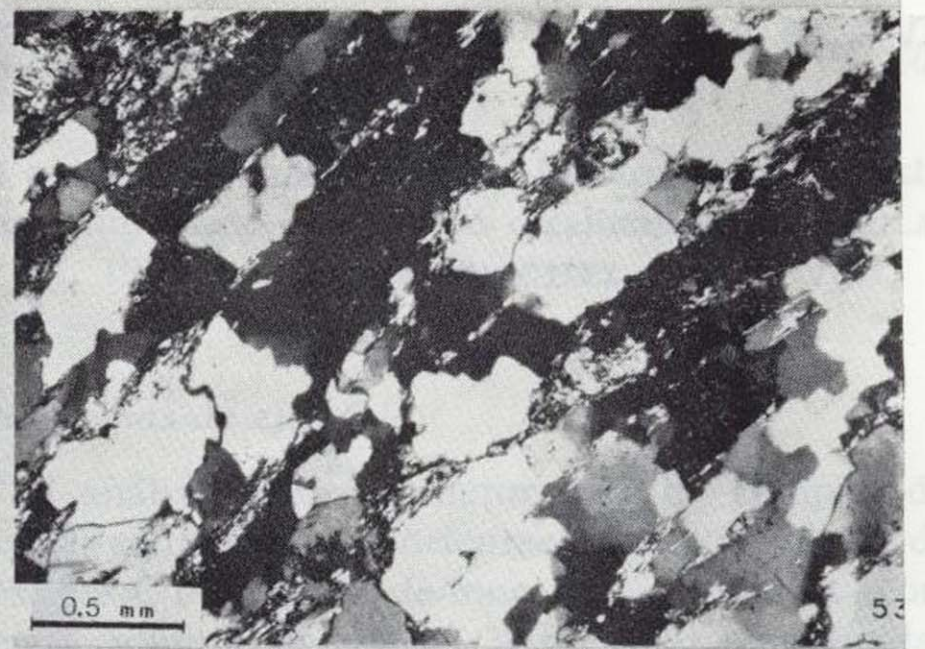


Foto 52.—Cintas policristalinas de cuarzo («ribbon quartz»). Los bordes de los granos que componen las cintas son rectilíneos, y perpendiculares a los límites de las cintas. Sección XZ de una milonita de la Albuquerque.

Foto 53.—Textura en mosaico en una tectonita cuarcítica de las milonitas de la Albuquerque. El crecimiento de los granos de cuarzo, en la dirección Z, está dificultado por la existencia de sillimanita, que se reparte, mayoritariamente, en los espacios intergranulares. Sección XZ.

Foto 54.—Tectonita con cuarzo del manto de Ojén. La presencia de numerosas inclusiones de biotita, que conservan una orientación preferente, dentro de los granos de cuarzo, testimonian procesos de recristalización posteriores al desarrollo de la esquistosidad. Sección XZ.

Foto 55.—Cuarzo con textura en damero (tectonita del manto de Ojén). Los límites entre los granos son, mayoritariamente, rectilíneos y forman ángulos de 90°. Sección XZ. La traza de la foliación S es asimétrica respecto de los lados del damero, con los que forma, aproximadamente, 20° y 70°. Comparar esta microestructura con el diagrama de ejes [c] correspondiente, Tb-573, de la figura 41.

Foto 56.—Granos alargados de cuarzo con desarrollo de subjuntas (Sj) prismáticas. La oblicuidad entre las trazas de las subjuntas y la traza de la foliación es uniforme e indica el sentido de cizallamiento señalado. Sección XZ de una cuarcita con clinopiroxeno (Cpx) de las milonitas de la Albuquerque. Comparar con la figura 43.

Foto 57.—Sección YZ de una milonita cuarzo-feldespática (milonitas de la Albuquerque). La presencia de sombras de presión asimétricas alrededor de los porfiroclastos de feldespato potásico y los pliegues asimétricos que deforman a la foliación, indican que la deformación tiene, también, una componente rotacional en el plano YZ.

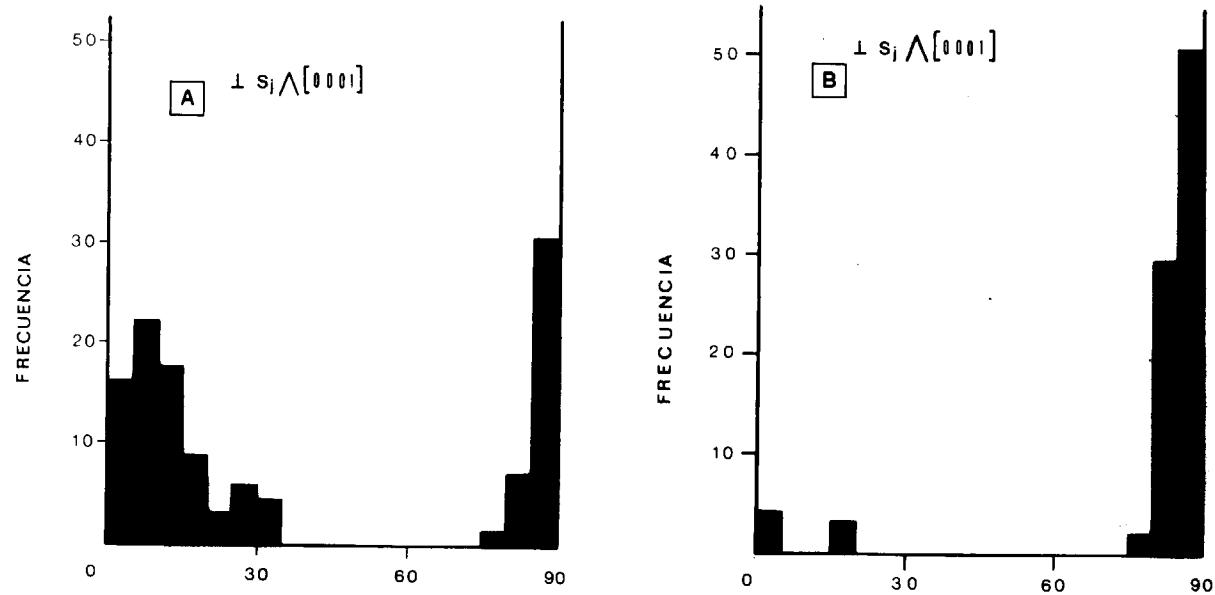


Figura 37.—Histogramas de la distribución del ángulo entre los polos de las subjuntas (S_j) y el eje C [0001] del grano correspondiente. Intervalos angulares cada 5°. El diagrama A muestra una proporción elevada de subjuntas basales (S_{jB}) coexistiendo con las subjuntas prismáticas (S_{jP}), mientras que el diagrama B presenta un claro predominio de las subjuntas prismáticas.

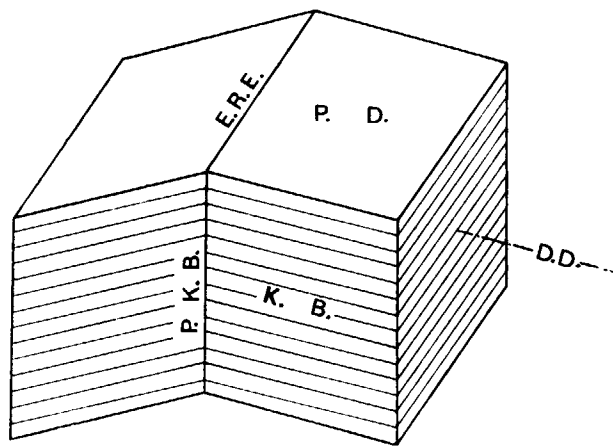


Figura 38.—Geometría de una banda de deformación. P.K.B.: plano de kink-band (subjunta); K.B.: Kink-band; P.D.: plano de deslizamiento; D.D.: dirección de deslizamiento; E.R.E.: eje de rotación externa.

Las subjuntas de flexión son resultado del deslizamiento intracrystalino sobre planos reticulares (plano de deslizamiento). El eje de rotación es la intersección del plano de deslizamiento con el plano de la flexión. La dirección de deslizamiento es perpendicular a las subjuntas (fig. 38).

Orientación de las subjuntas

Como norma general las subjuntas forman un ángulo elevado con la foliación, independientemente de que su orientación sea basal o prismática. El examen de las orientaciones preferentes de las subjuntas, en sección XZ, de la lámina Tb-404, que tiene un diagrama de ejes [c] en una corona y de láminas que, como Tb-402, poseen subjuntas basales, proporciona modelos semejantes:

— En ambos casos hay una manifiesta asimetría de los polos de las subjuntas en relación a la traza de la foliación. Los polos se concentran, mayoritariamente, en una posición situada a unos 30° de la dirección X (fig. 39).

La coincidencia de posiciones de las subjuntas, basales y prismáticas, respecto del referencial es-

las de torsión, en este caso rotación en torno al eje [c], no suponen modificación alguna en la orientación de los ejes [c], por lo que no son visibles en el microscopio óptico.

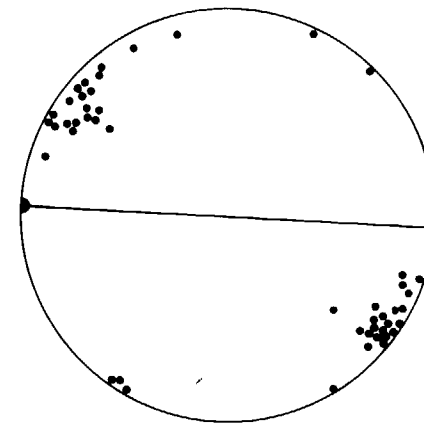


Figura 39.—Diagrama de orientación preferente de los polos de las subjuntas de la muestra Tb-404. Sección XZ. El diámetro indica la traza de la foliación y los puntos de sus extremos la posición de la lineación.

tructural es un argumento adicional para considerar que proceden de flexiones asociadas a deslizamientos intracrystalinos, aunque apoyándose en sistemas de deslizamiento diferentes, de dirección [c] y <a> respectivamente.

ORIENTACION PREFERENTE DEL CUARZO

La deformación plástica por deslizamiento intracrystalino es responsable del desarrollo de orientaciones cristalinas preferentes. Los diferentes modelos de la fábrica del cuarzo son consecuencia de la diversidad de sistemas de deslizamiento intracrystalino que pueden operar en él, según las condiciones de deformación (TULLIS et al., 1973; BLACIC, 1975; WILSON, 1975) y también dependen de las características geométricas de la deformación (BOUCHEZ, 1977b, 1978; BOUCHEZ y PECHER, 1981).

La utilidad de las orientaciones preferentes de los minerales de las tectonitas para precisar la cinemática de la deformación justifica el interés creciente por su estudio (BOUCHEZ et al., 1983; BEHRMANN y PLATT, 1982; SIMPSON y SCHMID, 1983). El principio en el que se fundamentan estos estudios reside en que un agregado policristalino con un sistema de deslizamiento intracrystalino dominante, sometido a cizallamiento, tiende a alinear el plano de deslizamiento intracrystalino paralelo

al plano de cizallamiento y la dirección de deslizamiento paralela a la de cizallamiento (NICOLAS et al., 1971, 1972, 1973; BOUCHEZ, 1977a, 1978).

Diagramas de ejes C

El análisis microestructural se ha completado con el estudio de las orientaciones preferentes de los ejes C del cuarzo de muestras cuarcíticas (contenido mínimo en cuarzo, 30 por 100), distribuidas a lo largo del contacto con las peridotitas de Sierra Alpujata. Para ello he medido, en la platina universal de cinco ejes, 150 granos por diagrama, número suficiente para caracterizar una orientación mineral preferente, de acuerdo con BOUCHEZ (1971). Las microestructuras del cuarzo y feldespato, así como el mayor o menor grado de alteración de este último, permite diferenciar perfectamente ambos minerales.

Todos los diagramas, realizados en sección XZ, utilizan como referencial estructural la traza de la foliación y la posición de la lineación mineral de estiramiento (fig. 40).

Los diagramas obtenidos muestran una gran diversidad de modelos de distribución; muchos de ellos son inusuales respecto a los publicados habitualmente, salvo por lo que se refiere a los citados por LISTER y DORNSIEPEN (1982) en las granulitas de Saxonia. Todos ellos muestran distribuciones no aleatorias, lo que debe atribuirse a la deformación que afecta a las tectonitas, ya que sus protolitos no exhiben deformación interna.

Una propiedad compartida por la mayor parte de los diagramas es la existencia de concentraciones importantes de ejes C próximos a la posición del eje Y. Las distribuciones de máximos permiten reconocer cinco modelos:

I. Representado por una guirnalda sobre un círculo máximo, de simetría monoclinica, ya que forma un ángulo elevado con el eje X (~60°). Dentro de la guirnalda los máximos sobre Y constituyen una proporción importante (Tb-404, figura 40).

II. Caracterizado por máximos concentrados alrededor del eje Y (Tb-415, fig. 40).

III. Formado por dos guirnalda sobre círculos menores, centrados en el eje Z y conectados por un máximo contenido en el plano de foliación.

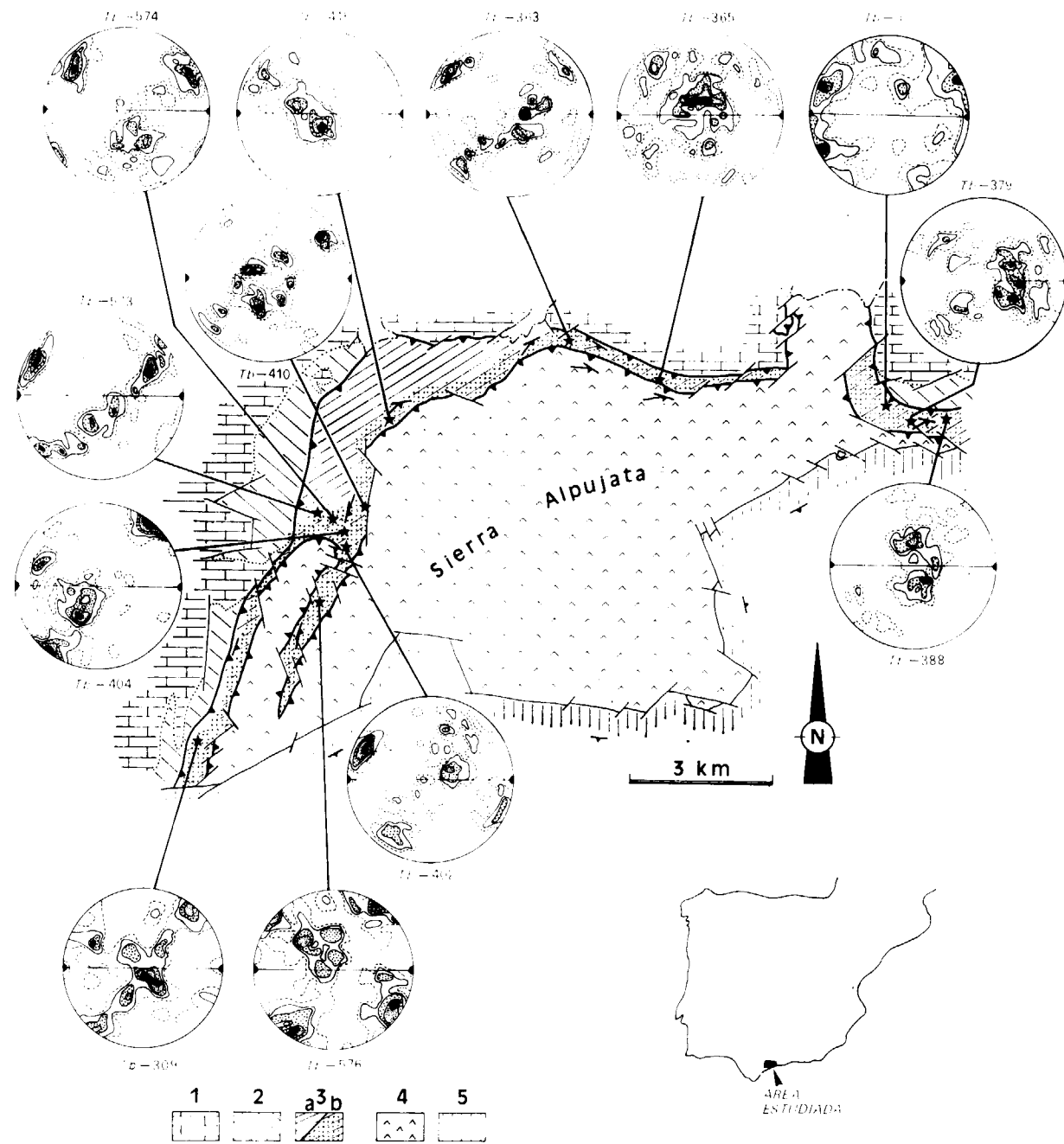


Figura 40.—Diagramas de orientación preferente del eje [0001] del cuarzo de las migmatitas deformadas del manto de Ojén. Sección XZ, X es la lineación de estiramiento. 150 medidas por diagrama. Intervalos: 1/2/4/6/≥8% para un área de conteo del 0.45 por 100; proyección equiareal, hemisferio inferior. La tendencia a las concentraciones en Y y los modelos de dos guirnaldas cruzadas a 90° indican una deformación de alta temperatura. Manto de Ojén (1, 2, 3); 1: mármoles; 2: sucesión metapelítica; 3a: migmatitas; 3b: milonitas. Manto de Los Reales (4, 5); 4: peridotitas; 5: sucesión metamórfica.

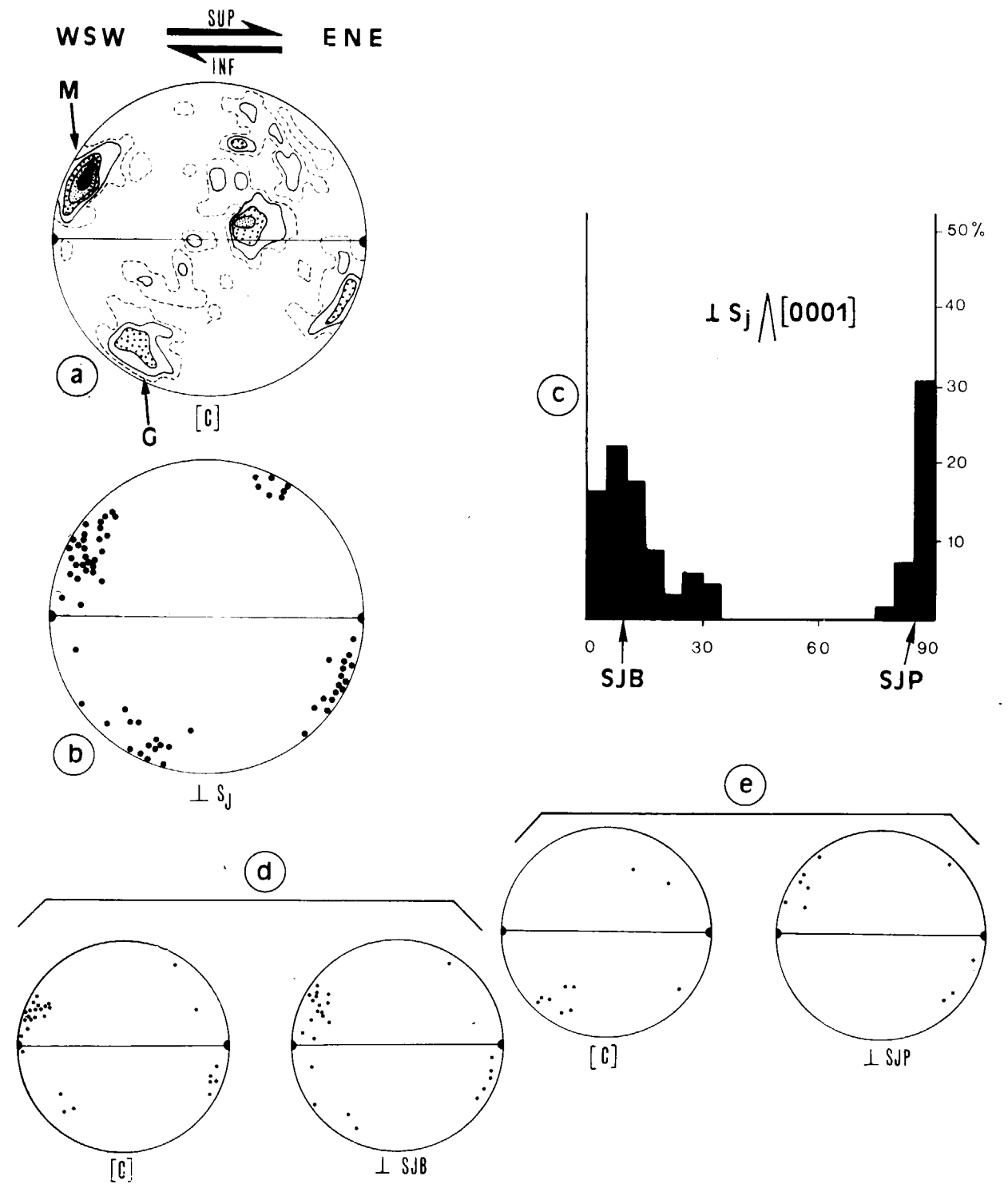


Figura 41.—Estudio microestructural detallado de la muestra Tb-402 (sección XZ). a: diagramas de ejes [c] de cuarzo. b: diagramas de polos de subjuntas ($\perp S_j$). c: histograma del ángulo entre los polos de las subjuntas y los ejes [c] de los granos de cuarzo correspondientes, que muestra una familia de subjuntas con orientación basal (SJB) y otra con orientación prismática (SJP). d y e: relación entre los ejes [c] y los polos de las subjuntas basales y prismáticas, respectivamente. Se observa que los polos de las subjuntas basales corresponden a granos de cuarzo en la posición M, mientras que los que tienen subjuntas prismáticas se distribuyen en la posición G.

Las dos guirnaldas son asimétricas respecto del plano YZ (Tb-379, fig. 40).

IV. Modelo clásico en dos guirnaldas cruzadas a 90° (guirnaldas cruzadas de tipo II de LISTER, 1977). Las dos coronas se colocan simétricamente, a 45° respecto de la traza de la foliación; frecuentemente, una guirnalda está más poblada que la otra, o ambas aparecen incompletas (Tb-410, figura 40).

V. Este último modelo (Tb-402, fig. 40), constituido por una guirnalda y 1 ó 2 máximos perpendiculares a ella, puede considerarse una variante del modelo anterior, del que se diferencia por varios aspectos:

— Una de las dos guirnaldas está sustituida por máximos prácticamente contenidos en el plano XZ.

— El diagrama es asimétrico, ya que la guirnalda forma 60° con la traza de la foliación y el máximo se sitúa cerca de la lineación (~20-30°).

Sistemas de deslizamiento

Los ensayos de TULLIS et al. (1973) confirman que el deslizamiento intracristalino es el mecanismo de deformación responsable de la orientación preferente del cuarzo en tectonitas obteni-

das experimentalmente. El conocimiento de los sistemas de deslizamiento que actúan durante la deformación es necesario para explicar el desarrollo de orientaciones preferentes en un agregado policristalino.

Los trabajos de numerosos investigadores (WILSON, 1975; BOUCHEZ 1977a, 1978) confirman los resultados experimentales de CHRISTIE et al. (1964), según los cuales los sistemas intracristalinos de dirección $\langle a \rangle = \langle 11\bar{2}0 \rangle$ son los que más fácilmente actúan durante la deformación experimental del cuarzo. Los planos de deslizamiento posibles, en zona alrededor de $\langle a \rangle$, son (0001) para bajas temperaturas y $\{10\bar{1}0\}$ y/o $\{10\bar{1}\bar{1}\}$ a temperaturas elevadas (BOUCHEZ y PECHER, 1981).

La tendencia de los ejes C de numerosas tectonitas del manto de Ojén a agruparse en torno a la posición del eje Y del elipsoide de deformación finita sugiere un papel secundario del sistema de deslizamiento basal, (0001) $\langle a \rangle$, en beneficio de los prismáticos, $\{m\} \langle a \rangle$, pues la presencia del primero en un diagrama de orientación preferente de ejes C se traduce por concentraciones a ángulos elevados con la foliación, colocados cerca del eje Z (BOUCHEZ y PECHER, 1981). Por otra parte, el ángulo de 90° que forma la lineación de los ejes C indica que la dirección de deslizamiento

debe ser un eje $\langle a \rangle$, tanto para los sistemas de plano basal como para los prismáticos.

Algunos diagramas como el de la muestra Tb-415 (fig. 40) son atribuibles casi exclusivamente a la actuación de un sistema de deslizamiento de tipo prismático, $\{m\} \langle a \rangle$.

Deslizamiento de dirección [C]

Los sistemas de deslizamiento de dirección [C] son citados habitualmente en cristales sintéticos deformados experimentalmente (BLACIC, 1975; KIRBY y McCORMICK, 1979); en este tipo de pruebas el cuarzo tiene un alto contenido en agua, lo que produce un efecto de debilitamiento hidrolítico (GRIGGS y BLACIC, 1965; BLACIC, 1975), al desempeñar el agua un papel intracristalino que facilita la deformación plástica por movimientos de dislocaciones (PATERSON y KEKULAWALA, 1979).

La actuación de los sistemas de dirección [C] en tectonitas naturales no está aún suficientemente contrastada (BOUCHEZ et al., 1984). Algunos autores creen ver en la amplia abertura, ~90°, de las guirnaldas cruzadas de las granulitas (Tb-410, figura 40), y en la aproximación de los ejes C hacia la lineación, la actuación de los deslizamientos intracristalinos de dirección [C], actuando conjuntamente con los de dirección $\langle a \rangle$ (LISTER y DORN-SIEPEN, 1982).

Desde un punto de vista teórico, y suponiendo una deformación plana por cizallamiento simple, la deformación por deslizamiento intracristalino del cuarzo, en una dirección paralela a [0001], produciría un diagrama de orientación preferente de ejes C caracterizado por concentraciones próximas a la lineación (aceptando que la lineación coincide con la dirección de extensión máxima); dicha concentración se situaría además en la perpendicular a las posiciones ocupadas por los ejes C de los granos que se deforman por deslizamiento según $\langle a \rangle$. SCHMID et al. (1981) han descrito una tectonita con un diagrama de ejes C distribuidos junto a la lineación y la han explicado recurriendo a la actuación de un sistema prismático de dirección [C]; BOUCHEZ et al. (1984) han reinterpretado este caso de orientación preferente, atribuyéndolo a un deslizamiento prismático de dirección $\langle a \rangle$.

El estudio de las orientaciones de ejes C y de

las subjuntas del cuarzo en una tectonita de alta temperatura (~750° C) del manto de Ojén, tiende a confirmar la existencia del deslizamiento [C], y se presta a una interpretación cinemática que permite conocer el sentido de cizallamiento sufrido por la roca (TUBIA y BOUCHEZ, 1984).

La lámina Tb-402 tiene un diagrama de ejes C que reúne los requisitos teóricos enunciados previamente, ya que presenta un máximo (M) a 30° de la lineación y una guirnalda (G) perpendicular a M, que forma un ángulo de 60° con la foliación. Además presenta una extraordinaria abundancia de subjuntas basales (SJB), coexistiendo con las prismáticas (SJP) (fig. 41); ambos hechos sugieren que probablemente hayan actuado deslizamientos de dirección [C], conjuntamente con los de dirección $\langle a \rangle$.

A menudo las subjuntas, prismáticas o basales, forman puntos triples con los límites entre granos o son cortadas por granos nuevos de crecimiento tardío, por lo que pueden considerarse como contemporáneas de la deformación principal de la roca.

El 36 por 100 de los granos medidos (150) muestra subjuntas; el 50 por 100 de ellos tiene una familia basal, el 20 por 100 una familia prismática y el resto presenta subjuntas basales y prismáticas a la vez. El examen de la naturaleza de las subjuntas, respecto de la posición del eje C del grano correspondiente, muestra que el 80 por 100 de las SJB corresponden a ejes C en posición M (fig. 41) y que el 90 por 100 de las SJP pertenecen a ejes C en posición G próximos al plano XZ (figura 41). (El estudio se ha realizado en sección XZ, por lo que no se dispone de información sobre las subjuntas levemente inclinadas sobre el plano XZ, correspondientes a los ejes C del centro de la guirnalda).

La geometría del diagrama de ejes C y la distribución de las subjuntas pueden interpretarse de la siguiente manera: el máximo M está formado por granos que se deforman según [C] y la guirnalda por los que utilizan la dirección de deslizamiento $\langle a \rangle$. El diagrama de ejes C, en consecuencia, resulta de la adición de dos subdiagramas (fig. 42): uno con una dirección de deslizamiento [C] y el otro para la dirección $\langle a \rangle$ predominantemente. Los dos proporcionan un sentido de cizallamiento dextro. Considerado en el contexto cinemático regional, este sentido de ci-

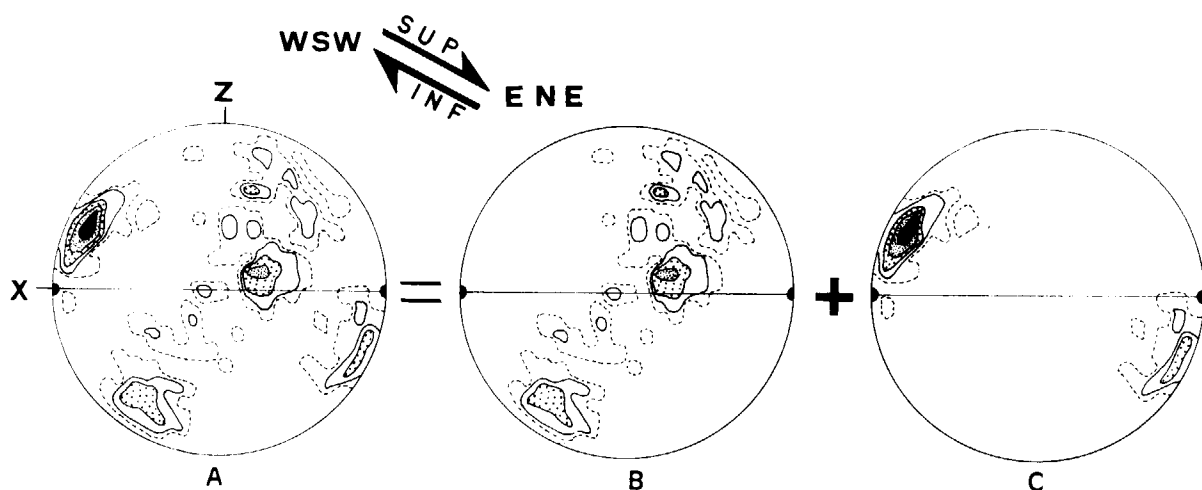


Figura 42.—Interpretación cinemática del diagrama de orientación preferente de ejes [C] del cuarzo de la muestra Tb-402, caracterizada por poseer numerosas subjuntas basales. El diagrama (A) puede ser considerado la suma de dos diagramas parciales, que corresponderían al conjunto de granos que se deforman siguiendo direcciones de deslizamiento $\langle a \rangle$ (diagrama B) y direcciones de deslizamiento según la dirección [c] (diagrama C). Los tres diagramas son compatibles con el sentido de cizallamiento regional.

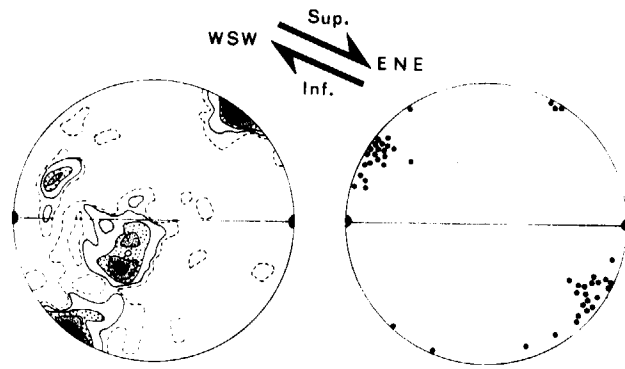


Figura 43.—Relación entre el diagrama de ejes C del cuarzo y el de orientación de polos de las subjuntas correspondientes a la muestra Tb-404. Los polos de las subjuntas se sitúan aproximadamente en la perpendicular a la corona de ejes C de cuarzo y determinan la posición del plano de cizallamiento.

zallamiento es coherente con el que evidencian las microestructuras de las milonitas cuarzo-feldespáticas y de los olivinos y enstatitas de las peridotitas suprayacentes.

Diagramas de ejes C y de subjuntas

El estudio conjunto de las orientaciones de ejes C y de las subjuntas, en sección XZ, pone de manifiesto que la adquisición de las orientaciones cristalinas preferentes y el desarrollo de la subestructura de los granos de cuarzo se deben al mismo mecanismo de deformación plástica, el deslizamiento intracrystalino sobre planos reticulares (BOUCHEZ, 1977a, 1978).

La figura 43 recoge el diagrama de orientación preferente de las subjuntas de la muestra Tb-404, con un diagrama de ejes C en guirnalda simple. Los polos de las subjuntas se agrupan cerca de la lineación, conservando una distribución claramente asimétrica respecto del eje X. La comparación de los dos diagramas de la figura 43 indica que las subjuntas son de tipo prismático, así como el histograma B de la figura 37, en el que se aprecia que las perpendiculares a las subjuntas forman un ángulo próximo a los 90° con los ejes C correspondientes.

Los polos de las subjuntas coinciden con la perpendicular a la guirnalda; de acuerdo con BOUCHEZ (1978) esta dirección equivale a la de desli-

zamiento intracrystalino, por lo que tanto los diagramas de orientación preferente de las subjuntas, como los de ejes C en guirnalda, proporcionan la posición del plano de cizallamiento y su orientación, en sección XZ, respecto de la traza de la foliación determina además el sentido de cizallamiento. En nuestro caso los dos diagramas de la figura 43 indican un sentido de cizallamiento dextro.

Condiciones de temperatura

Trabajos como los de WILSON (1975), BOUCHEZ (1977a) o BOUCHEZ y PECHER (1981) demuestran que la distribución, en un diagrama de orientación preferente, de los ejes C varía según el sistema de deslizamiento intracrystalino que actúa durante la deformación; por otra parte, la activación de un sistema de deslizamiento determinado se produce en función de la temperatura (BLACIC, 1975; NICOLAS y POIRIER, 1976). En consecuencia, la geometría de los diagramas de ejes C del cuarzo proporcionan una valiosa información sobre las condiciones térmicas imperantes durante la deformación.

La evolución de las orientaciones preferentes, o lo que es lo mismo, la sustitución de los sistemas de deslizamiento al variar la temperatura, muestra que:

— Los diagramas en guirnalda simple (fig. 40) son el resultado del funcionamiento conjunto de los sistemas de deslizamiento de plano basal (0001) y prismático, $\{10\bar{1}0\}$, habitualmente ambos de dirección $\langle a \rangle$, $\langle 11\bar{2}0 \rangle$; la activación simultánea de estos dos sistemas se produce a temperaturas comprendidas entre 300°-600° C (WILSON, 1975; BOUCHEZ y PECHER, 1981; NICOLAS y VIALON, 1980).

— A temperaturas más elevadas ($\sim 600^\circ$ C) el sistema dominante corresponde al prismático de dirección $\langle a \rangle$, lo que explica los diagramas con los ejes C dispuestos en el plano de la foliación y perpendiculares a la lineación, como el Tb-415 de la figura 40.

— A temperaturas aún mayores, superiores a 700° C (para $\epsilon = 8 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), BLACIC (1975) encontró que los sistemas de dirección $\langle a \rangle$, en concreto (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ eran sustituidos por un sistema de plano de deslizamiento prismático de direc-

ción [C], $\{10\bar{1}0\}$ [0001]. En nuestro caso, los diagramas con una guirnalda próxima a Z y con máximos cercanos a X (fig. 40) pueden explicarse como el resultado de la activación simultánea, o casi, de los sistemas de dirección $\langle a \rangle$ con otro de dirección [C], por lo que estos diagramas se habrían producido a temperaturas de alrededor de 700° C, compatibles con las que denotan las asociaciones minerales de las tectonitas.

REGIMEN DE LA DEFORMACION Y SENTIDO DE CIZALLAMIENTO

La característica geométrica más destacable del análisis estructural, microestructural y de las orientaciones preferentes de ejes C del cuarzo es que la simetría de la fábrica de las milonitas de la Albuqueria es monoclinica. La simetría está ligada al régimen de flujo, de tal manera que las microestructuras u orientaciones preferentes simétricas respecto del plano XY corresponden a un flujo irrotacional (coaxial), mientras que una componente rotacional (no coaxial) introduce una disimetría en la fábrica (BOUCHEZ, 1977a). El constante sentido de asimetría de las sombras de presión de los porfiroclastos y de las subjuntas del cuarzo ponen de manifiesto el carácter rotacional de la deformación. La información que proporcionan los diagramas de ejes C converge en el mismo sentido. Efectivamente, los diagramas constituidos por una guirnalda única, formando un ángulo elevado con la foliación, son asimétricos e indican una deformación plana rotacional para la sección XZ; lo mismo ocurre con los diagramas formados por una guirnalda y un máximo, situados a 60° y 30° de la foliación respectivamente (fig. 41), si se admite la interpretación de sistemas de deslizamiento intracrystalino que se ha efectuado.

Localmente, parece existir una componente de deformación por cizalla pura, lo que se traduce en la coexistencia de sombras de presión con sentidos de asimetría opuestos en una misma muestra o afloramiento; también algunos casos de orientaciones preferentes de ejes C del cuarzo reflejan este hecho, ya que el diagrama formado por dos coronas sobre círculos menores (Tb-379; fig. 40) es simétrico respecto del plano XY, lo que denota una deformación plana irrotacional en la sección

XZ (LISTER, 1974; HOBBS et al., 1976; BOUCHEZ, 1977b; LISTER y HOBBS, 1980).

En sección YZ la simetría de la fábrica es ortorrómbica habitualmente; se observan casos en los que es monoclinica, indicando que existen desplazamientos en la dirección Y, perpendiculares y subordinados a los de la dirección de flujo principal, X (foto 57).

Los criterios de la fábrica que se han descrito previamente permiten conocer el sentido de cizallamiento relacionado con la deformación por cizalla simple. El sentido de cizallamiento obtenido es tal que produce el desplazamiento de las peridotitas de Sierra Alpujata sobre los materiales del manto de Ojén desde el oeste-suroeste al este-nordeste.

BIBLIOGRAFIA

- BEHRMANN, J. H., y PLATT, J. P. (1982): *Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain)*. Earth Planet. Sc. Lett., 59, pp. 208-215.
- BELL, T. H. (1978): *Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust*. Tectonophysics, 44, pp. 285-320.
- BELL, T. H., y ETHERIDGE, M. A. (1973): *Microstructure of mylonites and their descriptive terminology*. Lithos, 6, pp. 337-348.
- BERTHE, D., y BRUN, J. P. (1980): *Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France*. J. Struct. Geol., 2, pp. 127-133.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., y JEGOUZO, P. (1979): *Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone*. J. Struct. Geol., 1, pp. 31-42.
- BLACIC, J. D. (1975): *Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water*. Tectonophysics, 27, pp. 271-294.
- BOUCHEZ, J. L. (1971): *Exemples de traitement automatique des données numériques en Géologie Structurale et en Pétrologie*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 117 pp.
- BOUCHEZ, J. L. (1977a): *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. Tesis, Univ. de Nantes, 176 pp.
- BOUCHEZ, J. L. (1977b): *Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient*. Tectonophysics, 39, pp. 25-50.
- BOUCHEZ, J. L. (1978): *Preferred orientations of quartz $\langle a \rangle$ axes in some tectonites: kinematic inferences*. Tectonophysics, 49, pp. T25-T30.

- BOUCHEZ, J. L.; LISTER, G. S., y NICOLAS, A. (1983): *Fabric Asymmetry and Shear Sense in Movement Zones*. Geol. Rundschau, 72, pp. 401-419.
- BOUCHEZ, J. L.; MAINPRICE, D. H.; TREPED, L., y DOUKHAN, J. C. L. (1984): *Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric*. J. Struct. Geol., 6, pp. 159-165.
- BOUCHEZ, J. L., y PECHER, A. (1981): *The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal*. Tectonophysics, 78, pp. 23-50.
- BOUDIER, F. (1976): *Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et pétrologique*. Tesis, Univ. de Nantes, 163 pp.
- BOULLIER, A. M., y BOUCHEZ, J. L. (1978): *Le quartz en rubans dans les mylonites*. Bull. Soc. Géol. France, XX (3), pp. 253-262.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A., y WHITE, S. (1977): *The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite*. Tectonophysics, 39, pp. 3-24.
- CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T. (1961): *Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand*. Jour. Geophys. Research, 66, pp. 2518-2519.
- CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T. (1964): *Experimental deformation and recrystallization of quartz*. J. Geol., 72, pp. 687-733.
- COBBOLD, P. R., y QUINQUIS, H. (1980): *Development of sheath folds in shear regimes*. J. Struct. Geol., 2, pp. 119-126.
- CHRISTIE, J. M.; GRIGGS, D. T., y CARTER, N. L. (1964): *Experimental evidence of basal slip in quartz*. J. Geol., 72, pp. 734-756.
- ETCHECOPAR, A. (1974): *Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 135 pp.
- ETCHECOPAR, A. (1977): *A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate*. Tectonophysics, 39, pp. 121-139.
- ETHERIDGE, M. A., y WILKIE, J. C. (1979): *Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites*. Tectonophysics, 58, pp. 159-178.
- GRIGGS, D. T., y BLACIC, J. D. (1965): *Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals*. Science, U.S.A., 147, páginas 292-295.
- HELMSTAEDT, H., y DIXON, J. M. (1980): *Superposed cumulation cleavages remeting from progressive deformation*. Tectonophysics, 66, pp. 115-126.
- HIGGINS, M. W. (1971): *Cataclastic Rocks*. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington, 687, 97 pp.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D., y WILLIAMS, P. F. (1976): *An outline of structural geology*. Ed. Wiley, 571 pp.
- KIRBY, S. H., y MC CORMICK, J. W. (1979): *Creep of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals oriented to promote $\{2\bar{1}10\} <0001>$ slip; a brief summary of work to date*. Bull. Mineral, 102, pp. 124-137.
- LISTER, G. S. (1974): *Theory of Deformation Fabrics*. Ph. D. Thesis, Australian National Univ. Canberra, 463 pp.
- LISTER, G. S. (1977): *Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear*. Tectonophysics, 39, pp. 51-54.
- LISTER, G. S., y DORNSIEPEN, U. F. (1982): *Fabric transitions in the Saxony granulite terrain*. J. Struct. Geol., 4 (1), pp. 81-92.
- LISTER, G. S., y HOBBS, B. E. (1980): *The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history*. J. Struct. Geol., 2 (3), pp. 355-370.
- MALAVIEILLE, J.; ETCHECOPAR, A., y BURG, J. P. (1982): *Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels*. C. R. Acad. Sc. Paris, 294 (II), pp. 279-284.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): *Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao, 288 pp.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J. L., y BOUDIER, F. (1972): *Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises)-comparaison avec d'autres massifs*. Tectonophysics, 14, páginas 143-171.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J. L.; BOUDIER, F., y MERCIER, J. C. (1971): *Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites*. Tectonophysics, 12, pp. 55-86.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F., y BOULLIER, A. M. (1973): *Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites*. Am. J. Sci., 273, pp. 853-876.
- NICOLAS, A., y POIRIER, J. P. (1976): *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Ed Wiley-Interscience, Londres, 444 pp.
- NICOLAS, A., y VIALON, P. (1980): *Les mécanismes de déformation ductile dans les roches*. Mém. géol. France, 10, pp. 127-139.
- PATERSON, M. S., y KEKULAWALA, K. R. S. S. (1979): *The role of water in quartz deformation*. Bull. Mineral, 102, páginas 92-98.
- PONCE DE LEÓN, M. I., y CHOUKROUNE, P. (1980): *Shear zones in the Iberian arc*. J. Struct. Geol., 2, pp. 63-68.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. Ed. McGraw-Hill, Nueva York.
- RAMSAY, J. G., y GRAHAM, R. H. (1970): *Strain variation in shear belts*. Can. J. Earth. Sc., 7, pp. 786-813.
- SCHMID, S. M.; CASEY, M., y STARKEY, J. (1981): *An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (O. D. F.) using quartz pole figure data*. Tectonophysics, 78, pp. 101-107.
- SIBSON, R. H. (1977): *Fault rocks and fault mechanisms*. Jl. geol. Soc. Lond., 133, pp. 191-213.
- SIMPSON, C. (1983): *Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 5 (1), pp. 61-72.
- SIMPSON, C., y SCHMID, S. M. (1983): *An evaluation of criteria to deduce to sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 94, pp. 1281-1288.
- SINGH, V.; RAO, P., y TAPLIN, D. M. R. (1973): *On the role of grain boundary migration during the creep of zinc*. J. Mater. Sci., 8, pp. 373-381.
- TUBIA, J. M., y BOUCHEZ, J. L. (1984): *Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de directions $<a>$ et $[c]$ à haute température? (migmatites de la nappe d'Ojén, Chaîne bétique, Espagne)*. Chevauchement et déformation, Toulouse, pp. 48-49.
- TULLIS, J. A.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T. (1973): *Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 297-314.
- TULLIS, J.; SNOKE, A. W., y TODD, V. R. (1982): *Significance and petrogenesis of mylonitic rocks (Penrose Conference Report)*. Geology, 10, pp. 227-230.
- WAKEFIELD, J. (1977): *Mylonitization in the Lathakane shear zone, eastern Botswana*. Jl. Geol. Soc. Lond., 133, pp. 263-275.
- WATERS, A. C., y CAMPBELL, C. D. (1935): *Mylonites from the San Andreas fault zone*. Am. J. Sci., 29, pp. 473-503.
- WHITE, S. (1977): *Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz*. Tectonophysics, 39, pp. 143-170.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D., y HUMPHREYS, F. J. (1980): *On mylonites in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 2, pp. 175-187.
- WILSON, C. J. L. (1975): *Preferred orientation in quartz ribbon mylonites*. Geol. Soc. Am. Bull., 86, pp. 968-974.

Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno Ibérico (*U. deningeri* Von Reichenau, *U. spelaeus* Rosenmüller-Heinroth, *U. arctos* Linneo): IV. Estudio anatómico y métrico del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos.

Por TRINIDAD DE TORRES PEREZ-HIDALGO (*)

RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio biométrico comparado de los huesos del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos de *U. deningeri*, *U. spelaeus* y *U. arctos*.

Las medidas de los huesos largos revelan la existencia de dimorfismo sexual, que no se pone tan claramente de manifiesto en las referentes a huesos del tarso, metatarso y dedos. Hay una neta separación morfológica entre los huesos de las distintas especies: los huesos de oso de las cavernas están pesadamente contruidos, mientras que en los de oso pardo permanecen muchas de las características de su remoto ancestro *U. etruscus* G. CUVIER. *U. deningeri* muestra características intermedias. El aumento de robustez, característico de las especies espéleas, fue acompañado por un notable crecimiento de las áreas de las facetas articulares de los huesos del tarso. El análisis métrico, realizado mediante histogramas y representaciones semilogarítmicas y bivariadas, revela que existe una buena separación entre las especies. Se incluyen tablas de medidas.

ABSTRACT

This paper deals with a comparative morphological and metrical study of pelvic member tarsus, metatarsus and finger bones of *U. deningeri*, *U. spelaeus* and *U. arctos*.

Measurements taken on long bones revealed sex dimorphism, which is not so clearly definite at tarsus, metatarsus and finger bones. There is a neat morphological separation between the different species: the cave bear bones are heavily built while the brown bear ones have retained morphological features of its ancestor *U. etruscus* G. Cuv. *U. deningeri* bones show intermediate morphological characteristics. The robustness augmentation in the speloid species bones was accompanied by an important enlargement of the carpus bones articular facets.

Metrical analysis based on histograms and semilogarithmic and bivariate plots revealed good separation between the different species. Measurement tables of the different species are added.

INTRODUCCION

En este trabajo, cuarto de un total de seis que recogen una versión reducida de la tesis doctoral del autor, TORRES (1984), se consideran los aspectos morfológicos y métricos, tratados comparativamente, del miembro pelviano, tarso, metatarso y dedos del esqueleto de los grandes osos del Pleistoceno ibérico.

Hasta ahora, en la copiosa bibliografía existente sobre los osos del Pleistoceno europeo, nunca se había realizado una revisión sistemática de

esta parte del esqueleto, que revelará una serie de fenómenos en las distribuciones de tamaños, que sugieren la existencia de dimorfismo sexual, así como abundancia de caracteres morfológicos específicos en la mayor parte de los huesos estudiados, que se relacionan con una neta evolución hacia braquipedia en las dos líneas evolutivas, espeloide (*U. deningeri* y *U. spelaeus*) y arctoide (*U. arctos*), que entroncan con un ancestro común (*U. etruscus*).

Obras de carácter general, que contemplan aspectos de esta parte del esqueleto de los ursidos son: ALTUNA (1973), KOPY (1951), THENIUS (1947) y THENIUS (1951).

4.1. MIEMBRO PELVIANO

Cinturón pelviano (figs. 4.1 y 4.2)

Consta de dos huesos coxales, el sacro y las primeras vértebras coccígeas. El coxal es el mayor hueso plano del esqueleto de los *Ursidos*, está formado por tres porciones: ilión, isquiión y pubis, que se unen para formar el acetábulo, ancha cavidad cotilóidea, donde articula la cabeza del fémur. El ilión es el hueso de mayor tamaño del coxal, se puede descomponer en dos partes: una anterior, plana, y de mayor tamaño, el ala del ilión. La parte posterior, denominada cuerpo de ilión, en los *Ursidos* es muy corta con una morfología más o menos cilíndrica y se desarrolla paralela al eje vertebral. En la parte del ala del ilión que mira hacia arriba cabe destacar, en primer lugar, la cara glútea, cóncava en toda su superficie, en la que se insertan los músculos glúteos medio y profundo. La cara pelviana del ala del ilión se orienta en dirección opuesta, es convexa presentando en su zona interna una faceta irregular para la articulación con el sacro, que no siempre es observable. El ala del ilión está cruzada por la línea ileopectínea, bastante difusa, sobre todo en su parte anterior. Esta línea empieza detrás de la faceta articular, continúa a lo largo del cuerpo del ilión para unirse con el borde anterior del pubis; en su borde externo se inserta el músculo iliaco. El borde anterior del ilión se denomina cresta del ilión (cresta iliaca), es fuertemente convexo, grueso y muy rugoso, pero corto. Tras esta cresta a lo largo del borde medial del ilión se desarrolla la escotadura ciática mayor, que es regularmente cóncava. El borde externo del ilión es cóncavo, más que el interno, continuándose su curvatura sobre el cuerpo del ilión. El ángulo interno, tuberosidad sacra, destaca fuertemente en la topografía del ilión, es grueso y rugoso. El ángulo externo se denomina tuberosidad coxal, está bien definido, de contorno triangular, rugoso para las inserciones musculares. Finalmente, el ángulo acetabular, unido con el isquiión y pubis en el acetábulo, posee un borde dorsal poco desarrollado que corresponde a la espina esquiática; este ángulo está conectado con una porción estrecha del ilión que se denomina cuerpo, con una morfología prismática con la cara externa suavemente convexa, en ella se insertan los glúteos profundos. La cara pelviana es suavemente cóncava y la cara central, plana o suavemente convexa.

El isquiión forma la parte posterior o suelo de la pelvis, su cara central es bastante plana y rugosa, para la inserción de los músculos aductores. El borde posterior es bastante grueso, rugoso, inclinándose hacia dentro, es decir, hacia la zona de la sínfisis pubiana, para formar, con el lado posterior del isquiión del otro lado el arco isquiático, que en los *Ursidos* está muy poco marcado, ya que la sínfisis isquiática se prolonga mucho hacia atrás, sobresaliendo fuertemente del conjunto pelviano; quedando por ello el arco isquiático reducido a dos pequeñas escotaduras a ambos lados de esta sínfisis. El borde anterior del isquiión está determinado por el reborde del agujero obturador. El borde medial, como ya se ha citado, se encuentra con el del hueso simétrico en la sínfisis isquiática; el borde lateral es grueso, fuerte y regularmente cóncavo, formando la escotadura ciática menor. El isquiión posee cuatro ángulos: El antero-interno, que se une con el pubis, determinando el límite interno del agujero obturador; el antero-externo, o rama acetabular, que se une en el acetábulo con el ilión y pubis, mostrando en su cara dorsal la espina esquiática que viene desde el ilión; el ángulo postero-interno, que se une mediante la sínfisis al del lado opuesto, y, finalmente, el lado postero-externo, marcado por una gruesa protuberancia, la tuberosidad isquiática, con tres caras, externa, glútea y central, insertándose en la última el bíceps femoral y semitendinoso.

El pubis es el hueso más pequeño de la pelvis. Consta de una cara pelviana, lisa o algo cóncava, con una cara central suavemente convexa, con su borde anterior agudo, que forma la línea pectínea. El borde posterior, algo más redondeado que el anterior, es el límite anterior del agujero obturador. El borde interno se une en la sínfisis pubiana con el del hueso opuesto. Posee tres ángulos: el medial, obtuso en *Ursidos*, se encuentra con el del hueso opuesto en la sínfisis; el acetabular en la zona de confluencia con el ilión e isquiión; el ángulo posterior en la zona de unión con el isquiión determinando el límite interno del agujero obturador.

El acetábulo consiste en una cavidad cotilóidea, orientada hacia abajo y hacia fuera, de contorno circular, con una porción articular amplia que ocupa los dos tercios de la circunferencia, estando interrumpida por la fosa acetabular; en su parte superior muestra una ceja prominente.

(*) Empresa Nacional ADARO, de Investigaciones Mineras, S. A.

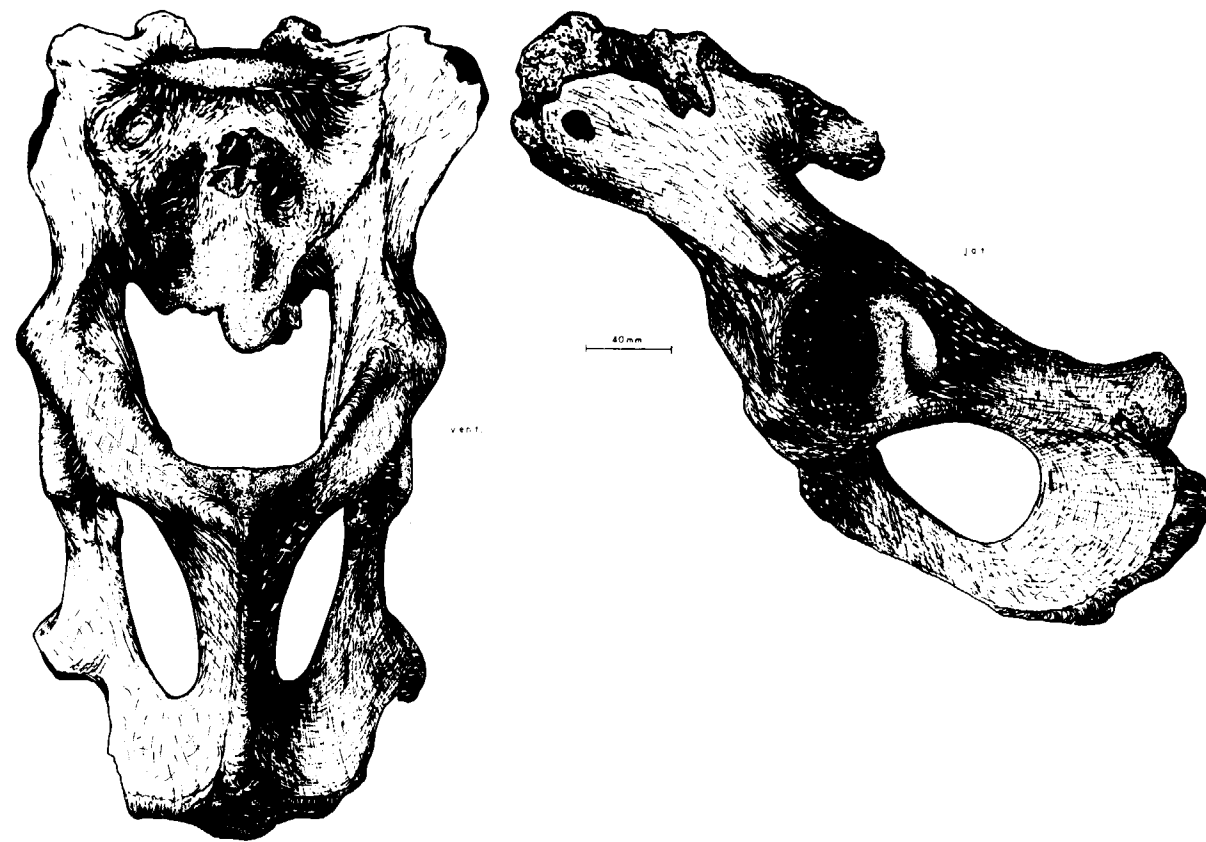


Figura 4.1.—Pelvis de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Se encuentra casi en el centro del hueso, algo más cerca de la tuberosidad isquiática que de la ilíaca.

El agujero obturador, como ya se ha dicho, est limitado por el isquión y el pubis, con un contorno ovalado, más agudo en su vértice anterior.

El sacro es un hueso triangular, con dos alas poco abiertas, para la articulación con el ili6n, y un cuerpo formado por cinco segmentos en los que aparecen cuatro agujeros que los atraviesan. La cara dorsal muestra en su zona superior el canal sacro, la superficie y ap6fisis articulares con la 6ltima v6rtebra lumbar y dos crestas, una lateral que s6lo se insinúa muy irregularmente y otra central más gruesa y alta. La cara ventral es mucho más lisa, mostrando los agujeros sacros centrales.

Contemplada la pelvis en su conjunto cabe señalar que muestra un orificio de entrada o anterior, compuesto por: la base del sacro por arriba, lateralmente por las líneas ileopectíneas y ventralmente el borde del pubis. El orificio de salida o posterior, está geom6tricamente peor definido, siendo más pequeño que el anterior; dorsalmente está limitado por las v6rtebras coccigeas, ventralmente por el arco isquiático.

F6mur (figs. 4.3, 4.4, 4.5)

En la extremidad superior se pueden hacer las siguientes distinciones anatómicas: la parte interna, que es la más prominente, está constituida por el cuello y la cabeza femoral, zona de articulación con el acetábulo. Conjunto que se orienta hacia adentro y hacia arriba, aunque en

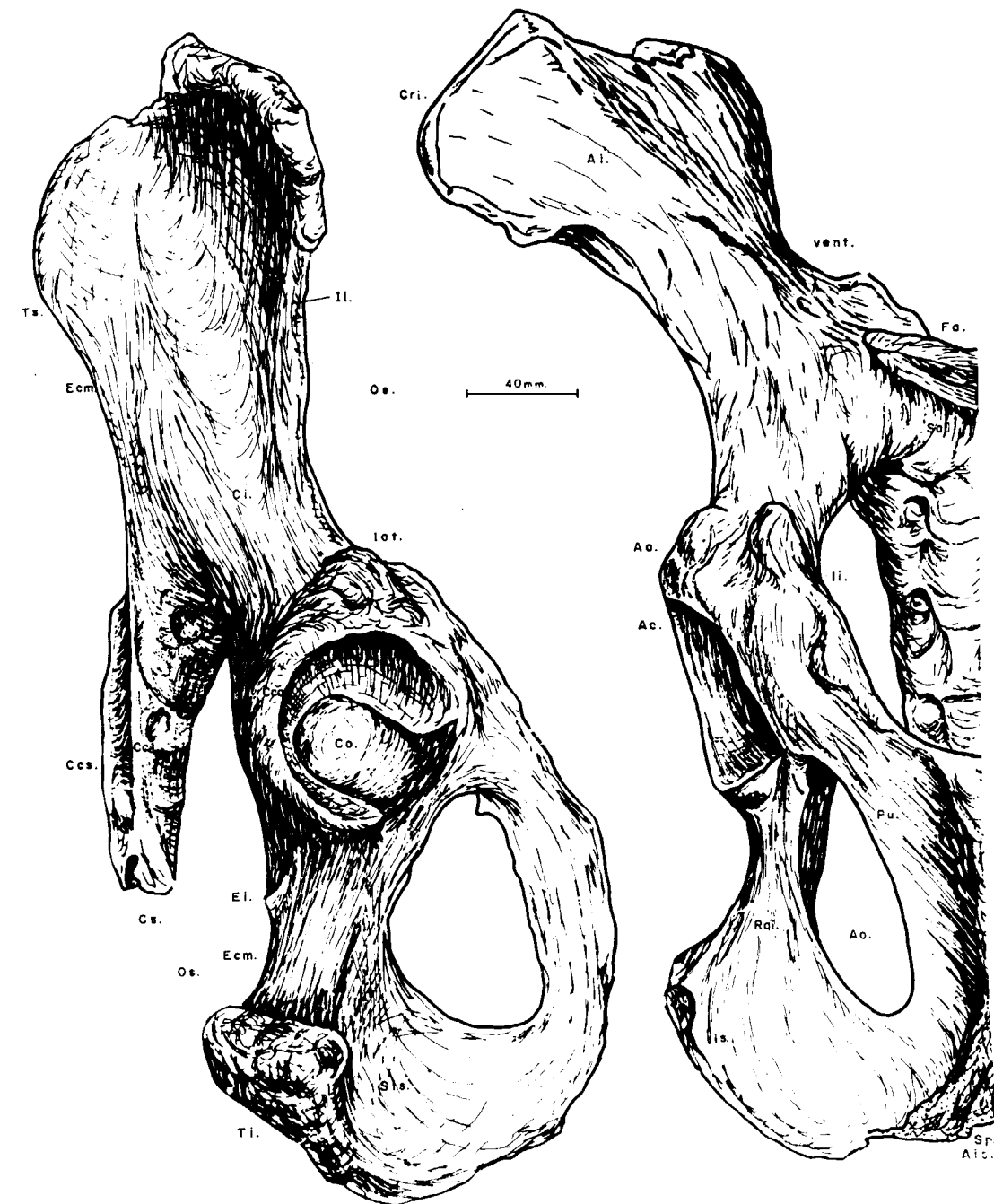


Figura 4.2.—Pelvis de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarraña6 (D): II, ili6n; Is, isquión; Pu, pubis; Ai, ala del ili6n; Ci, cuerpo del ili6n; Fa, faceta articular del sacro; li, línea ileopectínea; Cri, cresta del ili6n; Ecm, escotadura ciática mayor; Ts, tuberosidad sacra; Aa, ángulo acetabular; Ac, acetábulo; Sp, sínfisis pubiana; Ais, arco isquiático; Ao, agujero obturador; Sis, sínfisis isquiática; Ecm, escotadura ciática menor; Rai, rama acetabular del isquión; Ei, espina isquiática; Ti, tuberosidad isquiática; Co, cavidad cotilodea; Cco, ceja cotilodea; Sa, sacro; Cs, canal sacro; Ccs, cresta central del sacro; Ccl, cresta lateral del sacro; Oe, orificio de entrada a la pelvis; Os, orificio de salida de la pelvis.

algunas especies aparece, además, una inclinación hacia delante. La cabeza posee una forma semiesférica, con una pequeña fosa circular en su región postero interna, fovea de la cabeza, donde se insertan los ligamentos accesorio y redondo. Está unida al resto del hueso por una zona cilíndrica de menor diámetro que la cabeza y bien diferenciada por todos los lados: el cuello del fémur. Al pie del cuello del fémur, aunque ya en el límite con la cara interna, se encuentra una potente prominencia cónica o mamelonar, denominada tercer trocanter, inserción del tendón del glúteo superficial. En el lado externo de la extremidad superior aparece una protuberancia vertical, el trocanter mayor, que consta de una porción anterior, inserción del glúteo profundo, de poco relieve y separada por un surco de la posterior (o vértice) que es la de mayor relieve, situada en el mismo plano que la cabeza y que es la inserción del glúteo medio. En la cara posterior del hueso la arista interna de la parte posterior del gran trocanter, se prolonga fuertemente hacia abajo, según una arista vertical o curvada hacia la parte interna, la arista trocantérica. Vista esta zona por la cara externa, el gran trocanter se divide en dos partes, separadas por un pequeño surco. Vista anteriormente, la separación entre el conjunto cabeza femoral-cuello femoral y el gran trocanter está tan sólo marcada por una zona levemente cóncava o plana. En la cara posterior se observa una fosa profunda, aunque angosta: la fosa trocantérica, que se desarrolla oblicuamente hacia la parte externa de la extremidad superior, mientras que su borde interno está fuertemente marcado por la arista trocantérica. Este borde interno está mal definido, ya que la fosa va perdiendo progresivamente profundidad, hasta alcanzar el plano de la superficie general del hueso. Prácticamente, ya en el cuerpo del hueso, en su cara externa, se encuentra una leve protuberancia, que se puede asimilar al tercer trocanter. En el límite entre las caras interna y posterior de la región proximal, se observa una gruesa protuberancia, que se proyecta claramente hacia dentro y hacia atrás: es el trocanter menor.

Extremidad distal: en su cara anterior destacan las siguientes zonas: en el centro, y en posición casi simétrica, asoma la porción anterior de la tróclea femoral: dos crestas que suben casi hasta la misma altura, aunque a veces

sube más la interna que es la más robusta; separadas por un ancho surco, que determina una amplia zona cóncava de articulación con la rótula. El borde superior de la tróclea, cuando se observa, es suavemente redondeado mostrando una convexidad superior bastante marcada. Visto en norma anterior, se aprecia que el borde externo de la extremidad inferior es recto o suavemente convexo, con un vértice más o menos nítidamente marcado, a partir del cual el borde inflexiona bruscamente para alcanzar el cuerpo del hueso, se trata del epicóndilo lateral. En el borde interno aparece otra prominencia, mucho más pequeña, no sube tanto hacia arriba y que muestra una fuerte convexidad externa, se trata del epicóndilo medial.

Vista la extremidad distal por su parte posterior, lo primero que se observa son los cóndilos del fémur, superficies articulares con los cóndilos de la tibia y meniscos de la rodilla, que son fuertemente convexos, en sentido anteroposterior, y suavemente en sentido transversal. El mayor de ambos es el interno, sube más hacia arriba, mostrando un borde superior convexo, más curvado y más ancho (transversalmente), bajando también más que el opuesto, de forma que constituye la porción más inferior del hueso. El cóndilo lateral es transversalmente más estrecho y menos convexo, su borde superior es recto, inclinado hacia la zona externa o levemente convexo, también inclinado hacia fuera. Su borde inferior no baja tanto como el del cóndilo interno y su convexidad es menor. Los cóndilos están separados por la fosa intercondílea, no excesivamente profunda en relación a la de otros mamíferos, aloja la espina de la tibia. Los cóndilos se sitúan oblicuamente, con sus ejes mayores dirigidos hacia delante, hacia abajo y hacia dentro; en su parte antero inferior, tienen una pequeña cresta, lateral y mesial, respectivamente, que los une con la arista de la tróclea de su lado. Inmediatamente encima de cada cóndilo hay una zona para la articulación con un sesamoideo. El epicóndilo medial es una prominencia aplanada, con un desarrollo vertical apreciable, donde se insertan el ligamento colateral y el músculo abductor. El epicóndilo lateral posee algo más de desarrollo en vertical y mayor convexidad externa. Entre el cóndilo interno y la tróclea se encuentra la fosa del extensor, zona de inserción del tendón

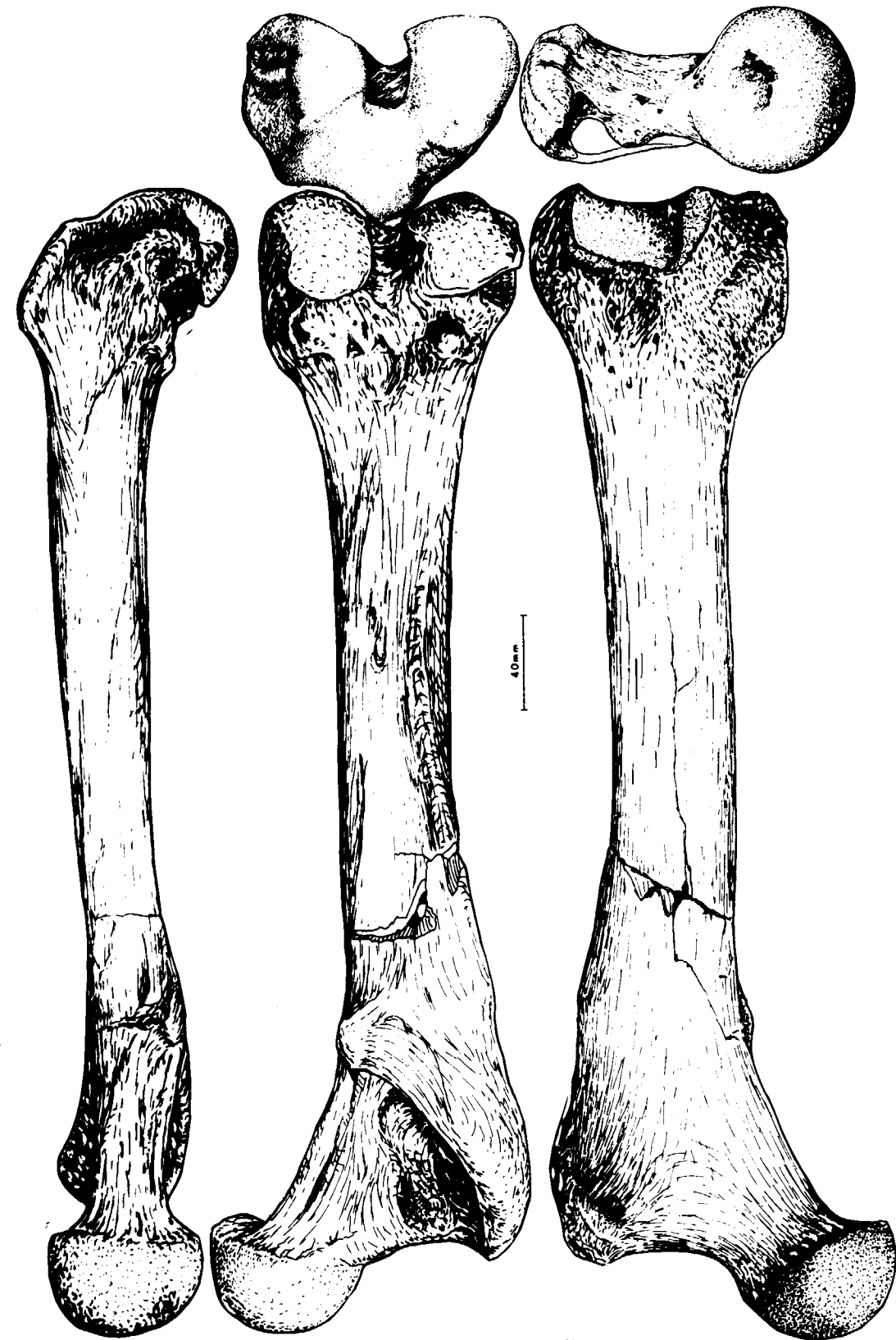


Figura 4.3.—Fémur (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva de Arrikruiz (A).

extensor largo de los dedos y del prono, muy somera.

El cuerpo, visto con más detalle, muestra las caras anterior, externa e interna suave y fuertemente convexas, continuándose unas con otras. La cara posterior es plana o tiene una ligera depresión central, es siempre rugosa en su parte externa y prácticamente sólo en la mitad superior; en la zona rugosa se inserta el bíceps.

El grosor del cuerpo aumenta levemente, de arriba a abajo. Visto frontalmente se observa una convexidad interna y una concavidad externa. Visto transversalmente es convexa la cara anterior, siendo suavemente cóncava, o incluso recta, la posterior.

Una de las características generales, que separan los huesos de *Ursus spelaeus* de los de *Ursus deningeri*, y sobre todo de los de *Ursus arctos*, es la masividad de la primera especie citada, en la que se hacen más cortos y se desarrollan transversalmente mucho más. Esta diferencia es todavía mucho mayor, si se comparan con el fémur de *Ursus etruscus* de Val d'Arno, que muestra una esbeltez muy marcada. Desde un punto de vista de detalle se pueden observar las siguientes diferencias: en la extremidad proximal, en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, el conjunto cuello-cabeza femoral, se dirige claramente hacia dentro y hacia arriba. En *Ursus arctos* en vez de dirigirse directamente hacia arriba, lo hace oblicuamente, ya que el cuello se curva suave, pero decididamente hacia delante. Si se observa el conjunto cuello-cabeza por detrás, se ve claramente que la orientación es marcadamente distinta, ya que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, más en este último, la línea interna del cuello se desarrolla mucho más oblicua que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, en los que lo hace mucho más verticalmente de arriba a abajo. Esto origina que el borde externo del cuello quede poco marcado en las dos primeras especies citadas y bien definido en las segundas. En la cabeza femoral no existen grandes diferencias excepto que en *Ursus spelaeus* es más robusta que en las otras especies, siendo la fovea proporcionalmente mayor en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos* y, en éste, más que en *Ursus spelaeus*. En cuanto al límite de la cabeza, en *Ursus arctos* está definido por un borde agudo,

mientras que en *Ursus etruscus*, *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* es un borde suave.

Vista la extremidad proximal por delante, se aprecia que el borde externo del cuello y la zona del gran trocanter, en *Ursus spelaeus*, están separados por una zona profundamente cóncava, que va desde el borde inferior de la cabeza a la parte superior o vértice del gran trocanter. En *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* esta zona es mucho más plana, debido a la poca definición del cuello femoral en su zona interna. La porción anterior del gran trocanter, en las tres especies, puede describirse como una cresta transversal oblicua a la cabeza, mucho más larga (en sentido medio lateral) y saliente (en sentido anteroposterior) en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, estando, en el primero, separada de la porción posterior por un surco más profundamente marcado. En *Ursus deningeri* aparece una morfología similar a la que se observa en *Ursus spelaeus*. La porción posterior del gran trocanter, zona de inserción del glúteo profundo, es mucho más alta en *Ursus arctos*, que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, aunque en estos dos, sobre todo en el primero, es más robusta, al tener un mayor grosor anteroposterior. La cresta intertrocanterica, que une la parte posterior del trocanter mayor y el trocanter menor, posee una morfología radicalmente distinta: en *Ursus spelaeus* es oblicua, girando hacia el interior del hueso; está suavemente redondeada y se inclina fuertemente hacia la parte interna del hueso, lo cual origina que el borde externo de la fosa intertrocanterica sea oblicua, la fosa propiamente dicha, es oblicua, con un importante desarrollo vertical, y profunda, sobre todo en su mitad superior, con su pared externa fuertemente cóncava. Hacia su parte terminal, inferior, la cresta intertrocanterica se difumina perdiendo relieve. En *Ursus arctos*, la cresta trocanterica no es oblicua, sino prácticamente vertical y en vez de curvarse, es recta, no se inclina hacia la parte interna del hueso. Por ello, la fosa intertrocanterica es profunda, vertical, más corta que en *Ursus spelaeus* y con su pared externa prácticamente vertical. En *Ursus deningeri*, la morfología de la cresta intertrocanterica es similar, en forma y orientación, a la de *Ursus spelaeus*, aunque en su zona inferior se difumina antes, lo que origina una fosa intertrocanterica corta, profunda en to-

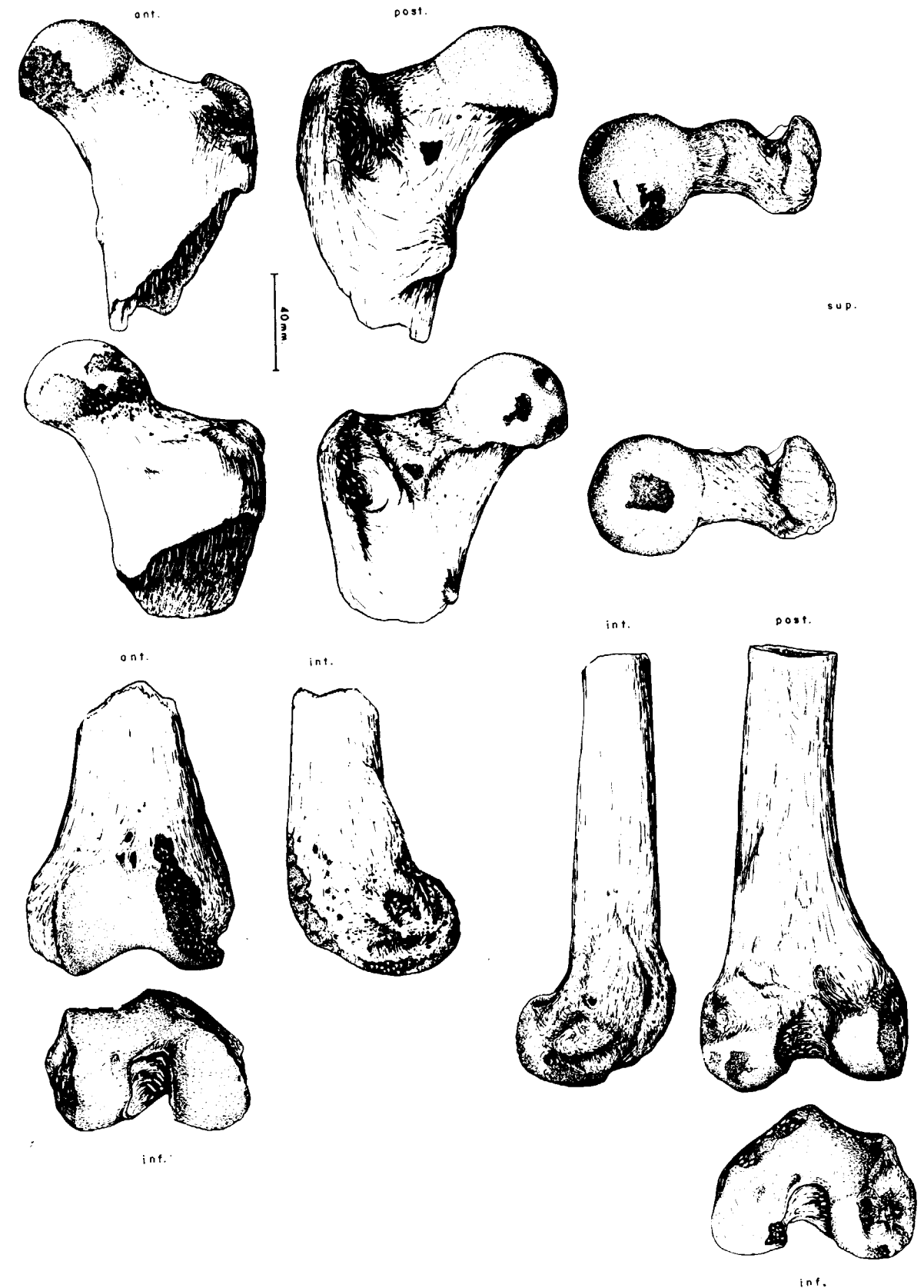


Figura 4.4.—Fragmentos de fémur de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (B).

do su desarrollo y con la pared externa muy cóncava. Respecto del borde interno de la fosa trocantérica, sólo puede decirse que tanto en *Ursus deningeri* como en *Ursus spelaeus*, aparece reforzado su borde interno por una gruesa protuberancia, más larga en el último, que origina una fosa de profundidad transversalmente constante. Este fenómeno aparece más claramente en *Ursus spelaeus*, donde esta protuberancia corre a todo lo largo de la fosa, que queda así con los bordes prácticamente paralelos, mientras que en *Ursus deningeri* se localiza únicamente en la parte superior del borde interno de la fosa, con lo que, en la mitad inferior, deja de tener una profundidad constante, en sentido transversal, perdiendo profundidad hacia la zona interna. Esta protuberancia no aparece o simplemente se insinúa en *Ursus arctos*, de forma que la fosa pierde profundidad, en sentido latero-medial, a lo largo de todo su recorrido vertical.

El trocater menor, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, posee una morfología piramidal, de relieve muy fuerte, orientada oblicuamente hacia atrás y hacia la zona interna. De forma que puede observarse su vértice con el hueso en norma anterior. En *Ursus spelaeus*, se trata de una protuberancia mamelonar de planta elíptica con su eje mayor vertical; de menor altura que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* orientada directamente hacia atrás. En *Ursus deningeri* es una protuberancia de planta circular, más importante en su base que en *Ursus spelaeus*, orientada oblicuamente hacia atrás y hacia dentro de forma que también sobresale del hueso en norma anterior, aunque al ser de altura más modesta, lo hace menos que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*.

El tercer trocater, área de inserción del glúteo superior, está más desarrollado en *Ursus arctos*, en forma de una cresta aguda que corre a lo largo del borde antero-externo del hueso, que en *Ursus spelaeus*, donde aparece como una cresta más gruesa, pero poco prominente.

Extremidad distal: en los cóndilos del fémur no aparecen grandes diferencias, quizá exista una oblicuidad mayor medio-lateral en los de *Ursus arctos*, que en los de las otras especies. El borde superior de los cóndilos, vistos en norma posterior, es recto, aunque oblicuo en sentido medio-externo, en *Ursus etruscus*,

Ursus deningeri y *Ursus spelaeus*, mientras que en *Ursus arctos* es decididamente cóncavo y oblicuo en sentido medio-externo. Encima de los cóndilos aparecen unos pequeños tubérculos, tubérculos supracondíleos, que están bien desarrollados en *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*. El externo, inserción del gemelo externo, es el mayor, y en *Ursus deningeri* poseen poco desarrollo o faltan; cuando están presentes, tienen la misma morfología que en *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* poseen un desarrollo menor y aparecen con una morfología más similar a crestas. La fosa intercondílea es más profunda en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos* y en éste más que en *Ursus spelaeus*; esta zona está mal conservada en el fémur de *Ursus etruscus*. El epicóndilo lateral posee una morfología similar en las cuatro especies; visto anteriormente, posee un perímetro de sección circular, estando netamente delimitado en su ángulo superior en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, mientras que en *Ursus spelaeus* pasa insensiblemente a unirse al borde del cuerpo del hueso. Posee mayor desarrollo vertical en *Ursus arctos* y *Ursus etruscus* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, aunque en éstos sobresale más. El epicóndilo interno, en *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*, es marcadamente recto y vertical en todo su desarrollo, inflexionando bruscamente en su parte más alta, para alcanzar el cuerpo del hueso. En *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* posee una morfología convexa, más en *Ursus deningeri*, para, en su zona más alta, alcanzar mediante una zona suavemente cóncava el cuerpo del hueso. En cuanto a la tróclea femoral poco se puede decir, es relativamente más profunda en *Ursus deningeri* que en *Ursus arctos* y en éste más que en *Ursus spelaeus*. En la cara posterior del fémur, sobre el epicóndilo interno en su zona interna, en *Ursus arctos* se desarrolla una corta cresta, cresta supracondílea interna. En ejemplares excepcionalmente robustos de *Ursus arctos* se ha encontrado otra pequeña cresta sobre el epicóndilo externo, faltando totalmente en *Ursus deningeri*, y en casi todos los fémures de *Ursus spelaeus*, estando presente en dos de los catorce fragmentos distales del fémur de *Ursus deningeri* de Cueva Mayor.

Respecto al cuerpo del fémur, ya se ha citado que se observan dos curvaturas, una en sentido anteroposterior (convexo-cóncava) y otra en

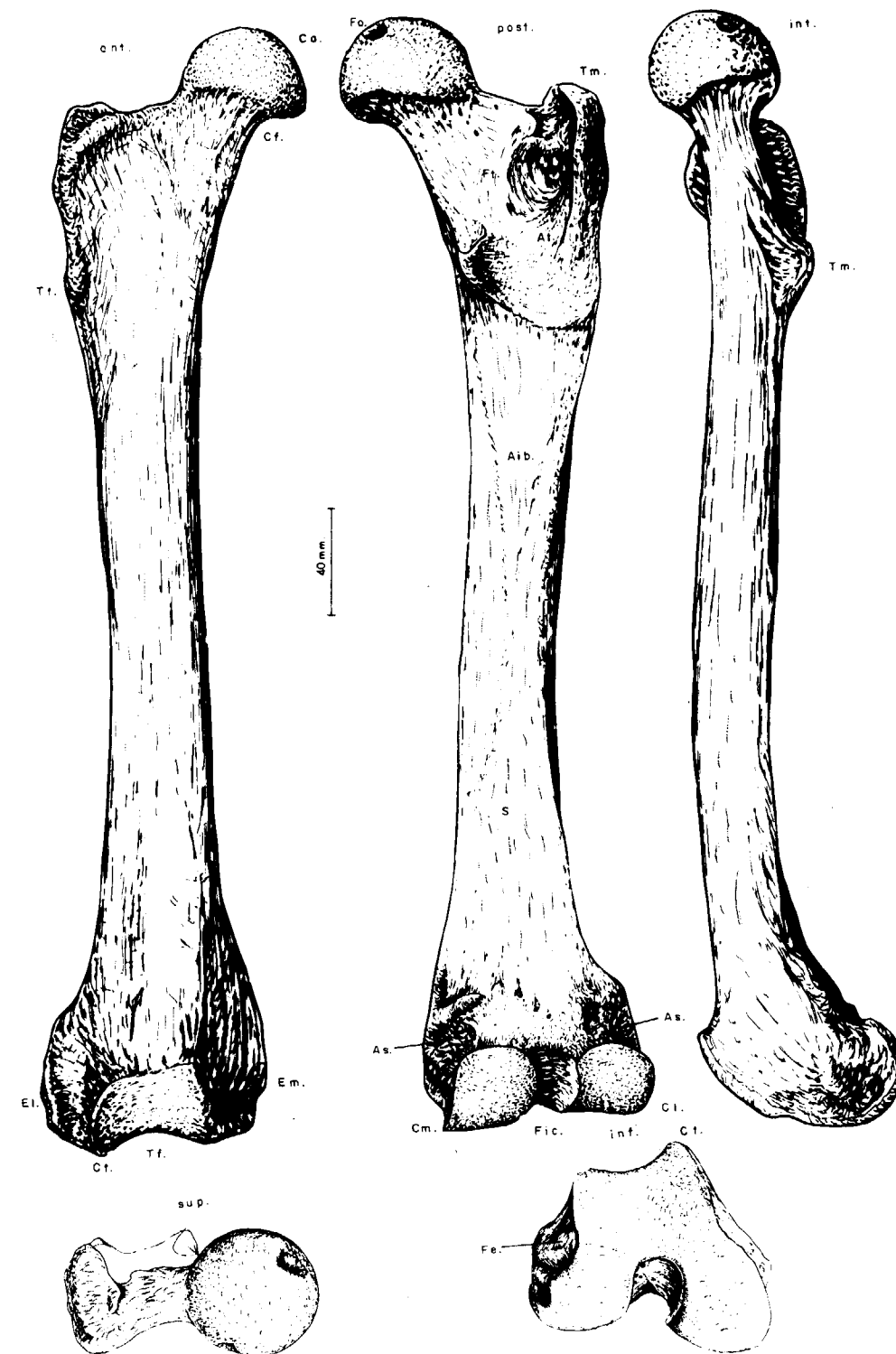


Figura 4.5.—Fémur (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañaño (D): Ca, cabeza femoral; Cf, cuello del fémur; Fo, fovea de la cabeza; Pt, primer trocater; St, segundo trocater; Tt, tercer trocater; Tm, trocater mayor; At, arista trocantérica; S, surco; Ft, fosa trocantérica; Tf, tróclea femoral; Ct, crestas de la tróclea femoral; El, epicóndilo lateral; Em, epicóndilo medial; Cl, cóndilo lateral; Cm, cóndilo medial; Fic, fosa intercondílea; As, articulación con el sesamoideo; Fe, fosa del extensor; Aib, área de inserción del bíceps.

sentido externo interno (cóncavo-convexa). El fémur de *Ursus etruscus* de Val d'Arno, es prácticamente recto visto en norma anterior, mostrando en norma lateral una suave curvatura antero-posterior. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* la concavidad de la cara externa es mayor que la que se aprecia en *Ursus arctos*, siendo convexa en igual grado las caras internas. No se encuentran grandes diferencias en las curvaturas de la cara anterior. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, sobre todo en éste último, el cuerpo del hueso aumenta notablemente de espesor, tanto en sentido transversal como en sentido anteroposterior. Los grosores del fémur de *Ursus arctos*, son mucho más regulares en toda la longitud del hueso, tanto en sentido transversal como anteroposterior, regularidad que es mayor incluso en *Ursus etruscus*.

Sobre el fémur se tomaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta, (2) longitud intertrocanteriana, (3) longitud del cuello del fémur, (4) máximo diámetro transversal de la extremidad superior del fémur, (5) diámetro transversal de la cabeza femoral, (6) diámetro transversal de la extremidad inferior del fémur, (7) diámetro transversal del cuerpo del fémur, (8) diámetro transversal de los cóndilos del fémur. Además se calcularon los índices siguientes: (9) relación porcentual entre el máximo diámetro transversal de la extremidad superior y la longitud (4/1 por 100), (10) relación porcentual entre la longitud del cuello femoral y la longitud absoluta (3/1 por 100), (11) relación porcentual entre el diámetro transversal del cuerpo y la longitud absoluta (7/1 por 100), (12) relación porcentual entre el diámetro transversal de la extremidad inferior del fémur y su longitud absoluta (6/1 por 100), (13) relación porcentual entre el diámetro transversal de los cóndilos del fémur inferior y la longitud absoluta (8/1 por 100). Estas medidas aparecen en la tabla 4.1 (*Ursus deningeri*), tabla 4.2 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.3 (*Ursus arctos*).

El histograma de la longitud absoluta del fémur (1) (fig. 4.6) revela claramente la existencia de una bimodalidad tanto para *Ursus spelaeus* como para *Ursus arctos*; el desplazamiento, hacia valores más altos, del histograma correspondiente al fémur del oso de las cavernas, pone de manifiesto que éste es mayor. Confirma esta idea, que el corte de la distribución de las longitudes absolutas del fémur, se sitúa en la clase 380 mm.

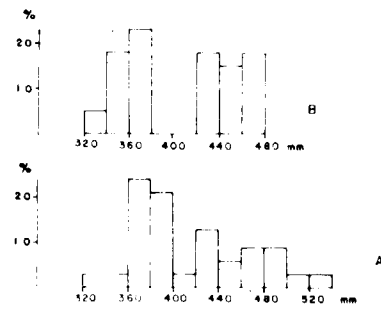


Figura 4.6.—Histogramas de la longitud absoluta del fémur (1): A, *Ursus spelaeus*; B, *Ursus arctos*.

para el oso pardo, haciéndolo en la de 400 mm. para el oso de las cavernas. Se observa también que las dimensiones más frecuentes de fémur de hembra de oso de las cavernas, parecen concentradas en la zona de corte de distribución del fémur de oso pardo. Hay que hacer notar que mientras que en los fémures de hembras, tanto de oso pardo como de las cavernas, se produce un notable agrupamiento de valores, con lo que el histograma muestra una forma muy aguda (leptocúrtica). En los machos, sobre todo en los de oso pardo, existe una mayor fragmentación de la distribución, dando histograma aplanado (platicúrtico), en el que es difícil apreciar la moda dominante, sobre todo teniendo en cuenta que son muestras pequeñas.

Una visión más completa de las diferencias métricas relativas existentes entre el fémur del oso de las cavernas y del oso pardo, se obtiene mediante el uso de representaciones bivariadas, con el cálculo de coeficientes de correlación y líneas de regresión (tabla 4.7). Entre el máximo diámetro transversal de la extremidad superior (4) y la longitud absoluta (1) (fig. 4.7), existe una correlación muy elevada (.95) para *Ursus spelaeus* y (.96) para *Ursus arctos*. El gráfico pone de manifiesto no sólo la gran diferencia proporcional existente entre esta zona del fémur de las dos especies consideradas, subrayada llamativamente por la gran separación existente entre las dos líneas de regresión y por la mayor pendiente de la correspondiente al oso de las cavernas, sino que también se observa que existe una clara separación entre fémures pertenecientes a machos y hem-

| | L7 | | B | | | |
|----|-------|-------|-------|------|---------------------------------|------------|
| | n | μ | σ | N | V _i - V _s | |
| 1 | 373,0 | 433,5 | | | | |
| 2 | 88,6 | 105,4 | | | | |
| 3 | 60,0 | 73,7 | 77,8 | 8,03 | 7 | 61,5 87,3 |
| 4 | 100,0 | 105,0 | 100,7 | 5,18 | 8 | 92,5 106,4 |
| 5 | 44,3 | 54,3 | 48,0 | 4,49 | 33 | 43,0 62,1 |
| 6 | 80,9 | 93,8 | 83,0 | 3,15 | 6 | 73,1 100,0 |
| 7 | 33,0 | 46,6 | 36,4 | 3,05 | 20 | 34,0 40,4 |
| 8 | 78,8 | 94,4 | | | | |
| 9 | 24,0 | 27,0 | | | | |
| 10 | 16,0 | 17,0 | | | | |
| 11 | 9,0 | 10,0 | | | | |
| 12 | 22,0 | 22,0 | | | | |
| 13 | 21,0 | 21,0 | | | | |

TABLA 4.1.—Medidas e índices del fémur de *Ursus deningeri*.

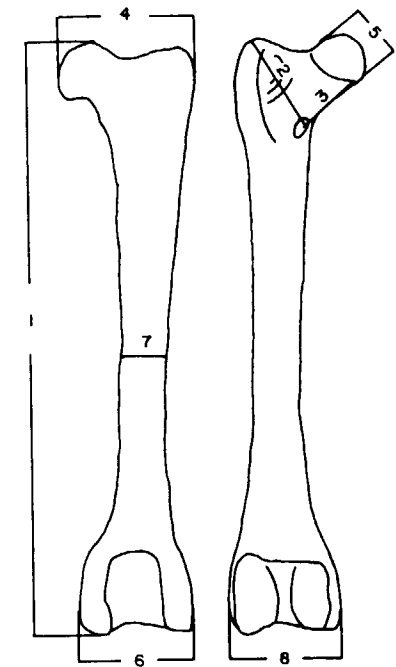


TABLA 4.2.—Medidas e índices del fémur de *Ursus spelaeus*.

| | S | | | | CN | | | | LH | LO | UR | TR | | | | K |
|----|-------|-------|----|---------------------------------|-------|------|---|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----|---------------------------------|-------|
| | μ | σ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s | n-1 | n-1 | n-1 | μ | σ | N | V _i - V _s | n-1 |
| 1 | 390,5 | 38,34 | 8 | 356,8 482,3 | | | 1 | 420,4 | | 379,5 | | 403,8 | | 4 | 366,8 - 445,4 | 468,0 |
| 2 | 89,0 | 9,75 | 10 | 81,2 - 114,6 | | | 3 | 90,6 - 104,0 | 113,8 | 98,0 | | 97,4 | 8,37 | 8 | 87,8 - 108,0 | 117,7 |
| 3 | 63,5 | 6,99 | 10 | 55,0 - 78,2 | | | 2 | 55,3 - 70,0 | 58,7 | 63,0 | | 61,9 | | 4 | 48,0 - 77,2 | 81,6 |
| 4 | 104,3 | 10,67 | 10 | 93,5 132,6 | 112,7 | | 4 | 94,6 126,3 | 130,0 | 101,0 | | 112,6 | 14,68 | 7 | 98,3 - 138,3 | 130,0 |
| 5 | 19,5 | 4,19 | 11 | 46,3 - 61,2 | 52,0 | | 5 | 46,2 55,3 | 57,0 | 42,2 | | 54,5 | 6,57 | 6 | 47,2 - 62,3 | 61,6 |
| 6 | 88,8 | 8,45 | 13 | 78,8 104,3 | 98,7 | 5,82 | 7 | 87,3 103,0 | | 87,1 | 108,0 | 96,3 | 3,55 | 9 | 82,3 108,8 | 106,6 |
| 7 | 38,4 | 4,18 | 11 | 34,0 - 47,5 | 41,9 | 2,58 | 6 | 40,0 47,0 | 38,3 | 36,5 | 46,7 | 43,2 | 4,90 | 11 | 36,7 49,7 | 49,3 |
| 8 | 78,5 | 8,18 | 12 | 68,5 - 92,9 | 95,4 | 5,87 | 6 | 86,8 - 103,3 | | 84,3 | 101,6 | 91,7 | 10,05 | 10 | 75,6 106,8 | |
| 9 | 26,8 | 0,89 | 8 | 25,0 - 28,0 | | | | 26,0 | | 27,0 | | | | 3 | 27,0 31,0 | 28,0 |
| 10 | 16,3 | 1,83 | 8 | 14,0 - 20,0 | | | | 13,0 | | 17,0 | | | | 3 | 13,0 18,0 | 17,0 |
| 11 | 10,1 | 0,64 | 8 | 9,0 - 11,0 | | | | 10,0 | | 10,0 | | 11,0 | | 4 | 10,0 - 12,0 | 11,0 |
| 12 | 22,0 | 1,07 | 8 | 22,0 - 25,0 | | | | 21,0 | | 23,0 | | 24,0 | | | 21,0 - 25,0 | 23,0 |
| 13 | 19,4 | 1,19 | 8 | 17,0 21,0 | | | | 21,0 | | 22,0 | | 23,5 | | | 21,0 - 25,0 | |

| | GZ | GC | A | | | | AR | X | | T | | | | Muestra total | | | | |
|----|-------|-------|-------|------|----|---------------------------------|-------|------|---|---------------------------------|------|-------|----|---------------------------------|-------|-------|-----------|---------------------------------|
| | n-1 | n-1 | μ | σ | N | V _i - V _s | n-1 | μ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s |
| 1 | 408,0 | 388,5 | 479,8 | 17,7 | 6 | 449,0 503,0 | 527,0 | | 3 | 349,3 396,3 | | | 1 | 435,0 | 419,2 | 50,16 | 30 | 356,8 527,0 |
| 2 | 88,0 | 53,3 | 115,6 | 7,27 | 7 | 104,2 - 127,2 | 138,4 | | 3 | 71,8 96,0 | 94,6 | 17,67 | 5 | 72,4 - 108,3 | 98,8 | 14,6 | 45 | 53,3 138,4 |
| 3 | 72,0 | 57,0 | 86,3 | 14,3 | 7 | 67,0 - 104,5 | 87,3 | | 3 | 45,3 - 54,2 | 72,0 | 18,26 | 5 | 49,3 93,3 | 68,4 | 14,42 | 40 | 45,3 104,5 |
| 4 | 103,0 | 104,0 | 141,1 | 5,56 | 6 | 134,9 - 148,8 | 150,0 | | 3 | 90,0 104,2 | | | 2 | 94,4 - 131,3 | 114,4 | 17,77 | 40 | 90,0 150,0 |
| 5 | 52,0 | 49,3 | 60,8 | 5,14 | 12 | 51,6 66,7 | 70,0 | | 3 | 41,0 - 49,7 | 54,5 | 9,49 | 11 | 43,2 - 68,0 | 54,0 | 7,64 | 57 | 41,0 68,0 |
| 6 | 88,2 | 88,4 | 104,5 | 7,72 | 14 | 85,0 - 118,0 | 128,8 | 87,8 | 4 | 75,8 - 102,8 | 93,2 | 14,87 | 5 | 73,0 - 108,3 | 96,0 | 11,27 | 82 | 73,0 128,8 |
| 7 | 38,8 | 38,8 | 46,7 | 1,96 | 32 | 42,6 - 50,0 | 55,5 | 37,9 | 4 | 30,0 - 48,3 | 43,4 | 5,97 | 6 | 35,6 - 48,8 | 43,6 | 5,15 | 81 | 30,0 55,5 |
| 8 | 76,0 | 83,5 | 98,0 | 6,83 | 14 | 82,5 - 109,2 | 127,6 | 88,8 | 6 | 57,8 - 89,7 | 83,8 | 14,2 | 5 | 66,3 - 103,1 | 87,4 | 14,00 | 62 | 57,8 127,6 |
| 9 | 25,0 | 27,0 | 29,5 | 0,55 | 6 | 24,0 - 30,0 | 28,0 | | 2 | 26,0 - 27,0 | | | | 30,0 | 27,6 | 1,71 | 30 | 24,0 31,0 |
| 10 | 18,0 | 15,0 | 18,6 | 2,42 | 6 | 15,0 - 21,0 | 26,0 | | 2 | 13,0 14,0 | | | | 20,0 | 17,0 | 2,91 | 30 | 13,0 21,0 |
| 11 | 10,0 | 10,0 | 9,7 | 0,52 | 6 | 9,0 - 10,0 | 10,0 | | 2 | 9,0 - 9,0 | | | | 11,0 | 10,0 | 0,76 | 30 | 9,0 12,0 |
| 12 | 22,0 | 23,0 | 22,5 | 1,05 | 6 | 21,0 24,0 | 24,0 | | 2 | 22,0 - 22,0 | | | | 22,8 | 1,17 | 30 | 21,0 25,0 | |
| 13 | 18,0 | 21,0 | 21,2 | 0,98 | 6 | 20,0 22,0 | 24,0 | | 2 | 17,0 - 18,0 | | | | 24,0 | 20,6 | 2,31 | 30 | 17,0 25,0 |

TABLA 4.2.—Medidas e índices del fémur de *Ursus spelaeus*.

| | LB | | | | TV | CO | G | UB | AK | MK | UK |
|----|-------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| | μ | σ | V_1 | V_2 | n 2 | n 1 | n 2 | n 1 | n 1 | n 2 | n 1 |
| 1 | 403.5 | 4 | 362.7 | 450.0 | 348.1 | 351.6 | 349.8 | 404.5 | 422.6 | | 320.6 |
| 2 | 80.4 | 4 | 65.5 | 98.3 | 69.7 | 68.7 | 66.4 | 77.5 | 87.0 | | 62.5 |
| 3 | 50.7 | 4 | 43.0 | 68.8 | 47.0 | 51.4 | 40.0 | 53.2 | 64.3 | | 45.5 |
| 4 | 96.0 | 4 | 80.0 | 112.0 | 78.6 | 77.0 | 78.3 | 99.0 | 94.0 | 84.6 | 72.4 |
| 5 | 46.0 | 4 | 37.6 | 55.6 | 39.3 | 39.7 | 38.5 | 46.2 | 43.3 | 39.8 | 36.3 |
| 6 | 83.0 | 5 | 67.2 | 98.0 | 66.6 | 67.0 | 69.2 | 82.5 | 86.8 | 70.9 | 62.0 |
| 7 | 34.9 | 5 | 27.8 | 41.2 | 28.7 | 27.0 | 28.0 | 36.2 | 32.5 | 26.5 | 25.8 |
| 8 | 76.1 | 5 | 61.7 | 86.2 | 67.8 | 65.1 | 61.5 | 82.0 | 76.2 | 69.3 | 60.8 |
| 9 | 23.8 | 4 | 22.0 | 25.0 | 22.0 | 22.0 | 22.0 | 24.0 | 22.0 | | 23.0 |
| 10 | 12.5 | 4 | 11.0 | 15.0 | 15.0 | 14.0 | 11.0 | 13.0 | 15.0 | | 14.0 |
| 11 | 8.5 | 4 | 8.0 | 9.0 | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 9.0 | 8.0 | | 8.0 |
| 12 | 20.5 | 4 | 19.0 | 23.0 | 19.0 | 19.0 | 20.0 | 20.0 | 19.0 | | 19.0 |
| 13 | 18.5 | 4 | 17.0 | 20.0 | 19.0 | 19.0 | 18.0 | 19.0 | 18.0 | | 19.0 |

TABLA 4.3.—Medidas e índices del fémur de *Ursus arctos*.

| | D | | | | P | FU | GF | Muestra total | | | |
|----|-------|----------|----|---------------|-------------|------|---------------|---------------|----------|----|---------------|
| | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | n 2 | n 1 | n 2 | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 408.4 | 47.87 | 9 | 358.6 - 470.0 | 441.0 | | 456.3 - 467.5 | 402.4 | 46.5 | 27 | 320.6 - 470.0 |
| 2 | 84.2 | 9.63 | 9 | 70.8 - 93.3 | 91.8 | | 97.2 - 95.0 | 81.6 | 12.12 | 22 | 62.5 - 98.3 |
| 3 | 53.7 | 9.10 | 10 | 39.2 - 62.7 | 62.8 | | 57.3 - 54.0 | 52.8 | 8.85 | 23 | 39.2 - 68.8 |
| 4 | 97.0 | 9.86 | 10 | 84.0 - 108.0 | 102.0 | | 117.5 - 112.0 | 94.5 | 13.27 | 24 | 72.4 - 112.0 |
| 5 | 46.6 | 5.21 | 10 | 39.2 - 52.2 | 43.1 | | 52.8 - 54.0 | 45.4 | 6.13 | 24 | 36.3 - 55.6 |
| 6 | 82.6 | 10.4 | 10 | 67.6 - 94.0 | 89.0 - 91.6 | 87.0 | 97.8 - 96.0 | 81.5 | 11.63 | 27 | 62.0 - 97.8 |
| 7 | 35.1 | 4.50 | 10 | 26.9 - 40.8 | 38.5 - 37.0 | 37.0 | 42.2 - 40.4 | 34.6 | 5.21 | 25 | 25.8 - 42.2 |
| 8 | 81.3 | 9.66 | 10 | 66.3 - 90.7 | 86.2 - 86.7 | | 94.4 - | 77.7 | 10.94 | 28 | 60.8 - 94.4 |
| 9 | 23.7 | 0.50 | 9 | 23.0 - 24.0 | 23.0 | | 26.0 - 24.0 | 23.5 | 1.10 | 22 | 22.0 - 26.0 |
| 10 | 12.8 | 1.39 | 8 | 11.0 - 15.0 | 14.0 | | 13.0 - 12.0 | 13.0 | 1.41 | 21 | 11.0 - 15.0 |
| 11 | 8.6 | 0.92 | 8 | 7.0 - 10.0 | 8.0 | | 9.0 - 9.0 | 8.5 | 0.68 | 21 | 7.0 - 10.0 |
| 12 | 20.3 | 1.04 | 8 | 19.0 - 22.0 | 21.0 | | 21.0 - 21.0 | 20.1 | 1.15 | 21 | 19.0 - 23.0 |
| 13 | 19.5 | 0.93 | 8 | 18.0 - 21.0 | 20.1 | | 21.0 - | 19.2 | 1.04 | 20 | 17.0 - 21.0 |

TABLA 4.3.—Medidas e índices del fémur de *Ursus arctos*.

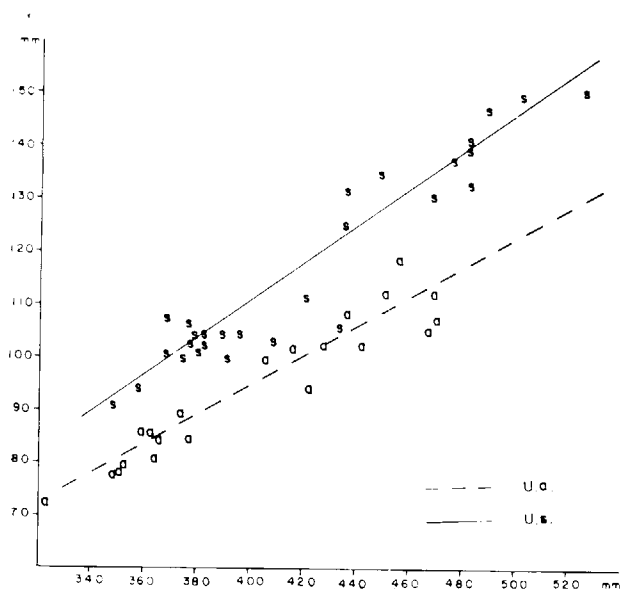


Figura 4.7.—Fémur, representación bivariada: diámetro transversal de la extremidad superior (4) (y) en función de la longitud absoluta (1) (x): s, *Ursus spelaeus*; a, *Ursus arctos*.

bras de cada especie. Como es habitual las diferencias métricas se hacen más marcadas entre los machos de ambas especies.

Rótula (figs. 4.8, 4.9, 4.10)

La rótula es un hueso sesamoideo, que articula con la tróclea femoral. A efectos descriptivos presenta dos caras, dos bordes y dos vértices. Vista anteriormente, aparece una superficie rugosa y convexa, tanto vertical como transversalmente, con los lados interno y externo convexos. El vértice superior es morfológicamente muy variable, pues si en ocasiones aparece como un verdadero vértice, situado en la zona más alta del hueso en la confluencia de los lados externo e interno, en otras, toda la parte superior se transforma en un borde. El vértice inferior suele estar bien definido, aunque no es muy agudo. La cara posterior de la rótula está, casi totalmente, ocupada por la superficie articular con el fémur,

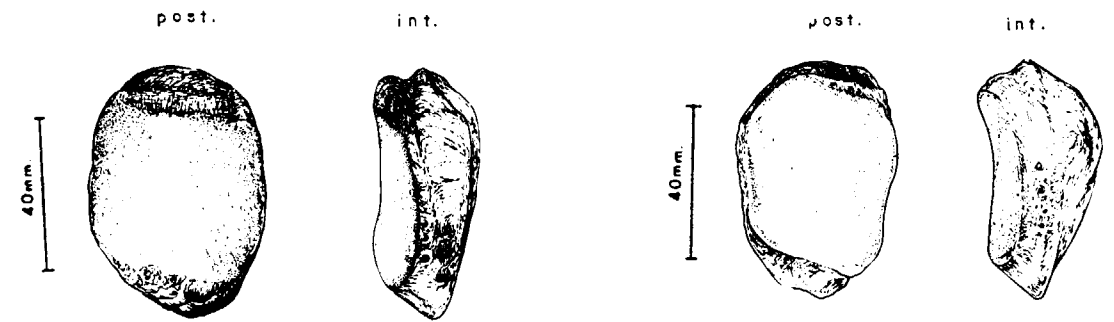


Figura 4.8.—Rótula (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

Figura 4.10.—Rótula (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

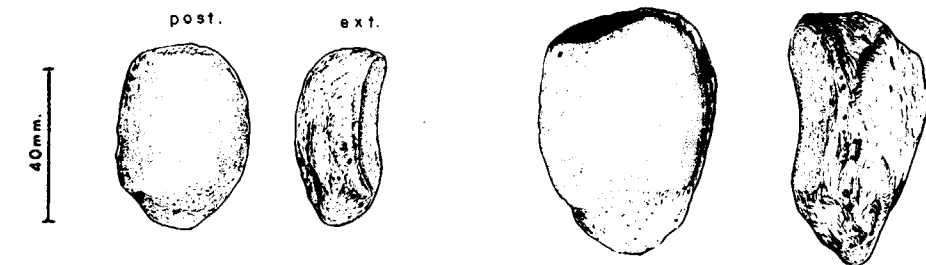


Figura 4.9.—Rótulas (dex., dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

excepto una zona inferior, que raramente supera la quinta parte de la dimensión vertical del hueso; es cóncava tanto vertical como anteroposteriormente.

Existen diferencias morfológicas entre las rótulas de *Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*. De forma general, puede afirmarse que la de *Ursus spelaeus* es alta, ancha y con un gran espesor anteroposterior, es muy robusta. La rótula de *Ursus deningeri*, proporcionalmente, es más achatada, menos alta, aunque su anchura y espesor aumentan; siendo por tanto más robusta que la de *Ursus spelaeus*. Las rótulas de *Ursus arctos* son proporcionalmente más esbeltas, sobre todo debido a las modernas dimensiones transversales que suelen tener.

En la cara posterior hay también diferencias: la superficie articular se extiende verticalmente más, en proporción, en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, si bien en estas dos últimas especies ocupa un mayor espacio trans-

versal. La superficie articular de la rótula, en *Ursus spelaeus*, muestra una marcada concavidad vertical, mientras que transversalmente es levemente convexa, debido a que hacia su parte central presenta un leve abultamiento, que recorre de arriba a abajo toda la superficie articular, dividiéndola en dos sectores, uno externo y otro interno, que considerados individualmente son levemente cóncavos. En *Ursus deningeri* la morfología de la región articular es similar a la descrita para *Ursus spelaeus*, aunque transversalmente es bastante plana. En *Ursus arctos*, la superficie articular con la tróclea femoral es fuertemente cóncava, tanto vertical como transversalmente.

Tibia (figs. 4.11, 4.12, 4.13)

La extremidad superior es muy voluminosa, ancha y prismático-triangular, de bordes muy redondeados. La extremidad distal es más pequeña

que la proximal; es aplanada en sentido antero-posterior y muestra una torsión en sentido interno-externo. El cuerpo es ancho y prismático-triangular en su parte superior, haciéndose más aplastado, transversalmente, en la parte inferior.

En una descripción de más detalle se distinguen las siguientes partes anatómicas: la zona proximal está casi totalmente ocupada por dos superficies articulares muy desarrolladas: los cóndilos interno y lateral, cada uno de los cuales articular con el cóndilo y menisco correspondiente del fémur. Aunque son bastante simétricos, dando los dos una morfología en «silla de montar», existen ciertos detalles que los diferencian: el cóndilo interno se sitúa topográficamente más alto y posee menor relieve, es más plano que el externo.

Las dos caras articulares están separadas por la espina intercondílea, compuesta a su vez por dos pequeños tubérculos separados por un surco, el interno posee mayor altura. Por encima, delante y detrás de la espina se sitúan las fosas intercondíleas. Vistos los cóndilos, exclusivamente en la cara superior de la tibia, por detrás están separados por la fosa posterior del surco intercondilar, prolongación del fino surco que separa las dos eminencias que componen la espina intercondílea. Por delante están separados por la fosa anterior del surco intercondilar. Los cóndilos en la parte anterior de la extremidad superior de la tibia están suavemente separados por una escotadura (surco muscular) para el extensor de los dedos. Bajo el cóndilo externo hay una prominencia rugosa en la cara lateral, la tuberosidad externa. En la parte posterior están separados por una depresión bien marcada, pero no excesivamente profunda, la escotadura poplítea. El cóndilo lateral, en la parte posterior de su cara externa, casi debajo de la superficie articular, presenta una faceta para la articulación proximal de la fíbula. En la zona anterior de la tibia se encuentra una gruesa tuberosidad, que en los *Ursidos* se sitúa bastante baja, respecto al plano de la articulación femoro-tibiana, la tuberosidad tibial. Una escotadura separa la tuberosidad tibial del cóndilo externo, el surco muscular, que se aprecia bastante poco.

La extremidad inferior de la tibia, mucho más pequeña y aplanada que la proximal, en su cara externa presenta una faceta oblicua inclinada hacia dentro, para la articulación con la fíbula. La

cara inferior es una superficie articular, que consta de dos zonas casi planas, separadas por un surco ancho y profundo; la interna se inclina de dentro a fuera y de delante a atrás. La zona externa se levanta de dentro a fuera. Esta zona se adapta a la tróclea del hueso tarsotibial (astrágalo), estando limitada en sus límites externo e interno por los maléolos, que están poco desarrollados. El externo dividido en dos por el surco para el tendón del flexor largo de los dedos.

El cuerpo de la tibia, en su mitad proximal, posee una morfología prismático triangular, con una base en la cara posterior y una arista en la parte anterior, la cresta de la tibia. Esta morfología cambia en los dos tercios inferiores, ya que el cuerpo se aplasta en sentido anteroposterior, aunque se vuelve a ensanchar levemente en las cercanías de la extremidad inferior. La cara posterior es plana en su parte superior, donde está dividida en dos por una línea oblicua, la línea poplítea, que se dirige hacia la zona interna, desde el extremo mesial de la escotadura poplítea. El área triangular situada encima de esta línea sirve para la inserción del músculo poplíteo, mientras que la inferior, que presenta algunas líneas rugosas orientadas en el mismo sentido que la línea poplítea, se inserta en el músculo flexor del tarso. Esta línea no se extingue, sino que en su zona inferior, determina el borde interno de un canal, en general bien marcado, en el que se aloja el tendón del flexor largo de los dedos, y que es perfectamente observable junto al maléolo interno en el hueso en norma posterior, debido a la notable torsión que experimenta la extremidad inferior de la tibia en sentido interno-externo. La cara interna, en su parte superior, es ancha, plana o algo cóncava, presentando una serie de relieves rugosos, en forma de una cresta sinuosa más o menos vertical, que sirve de inserción al ligamento medial y a los músculos sartorio y recto interno. Más hacia abajo se estrecha, girando hacia la parte posterior del hueso. La cara externa es lisa, marcadamente cóncava en su tercio proximal, donde muestra un perímetro triangular, uniéndose a la extremidad proximal del hueso sin discontinuidad. Más hacia abajo se hace mucho más estrecha y convexa, girando hacia la zona anterior, como lo pone claramente de manifiesto el giro de la arista del borde externo. Si se observa la tibia en norma anterior, asumiendo el giro de la extremidad inferior, se aprecia cla-

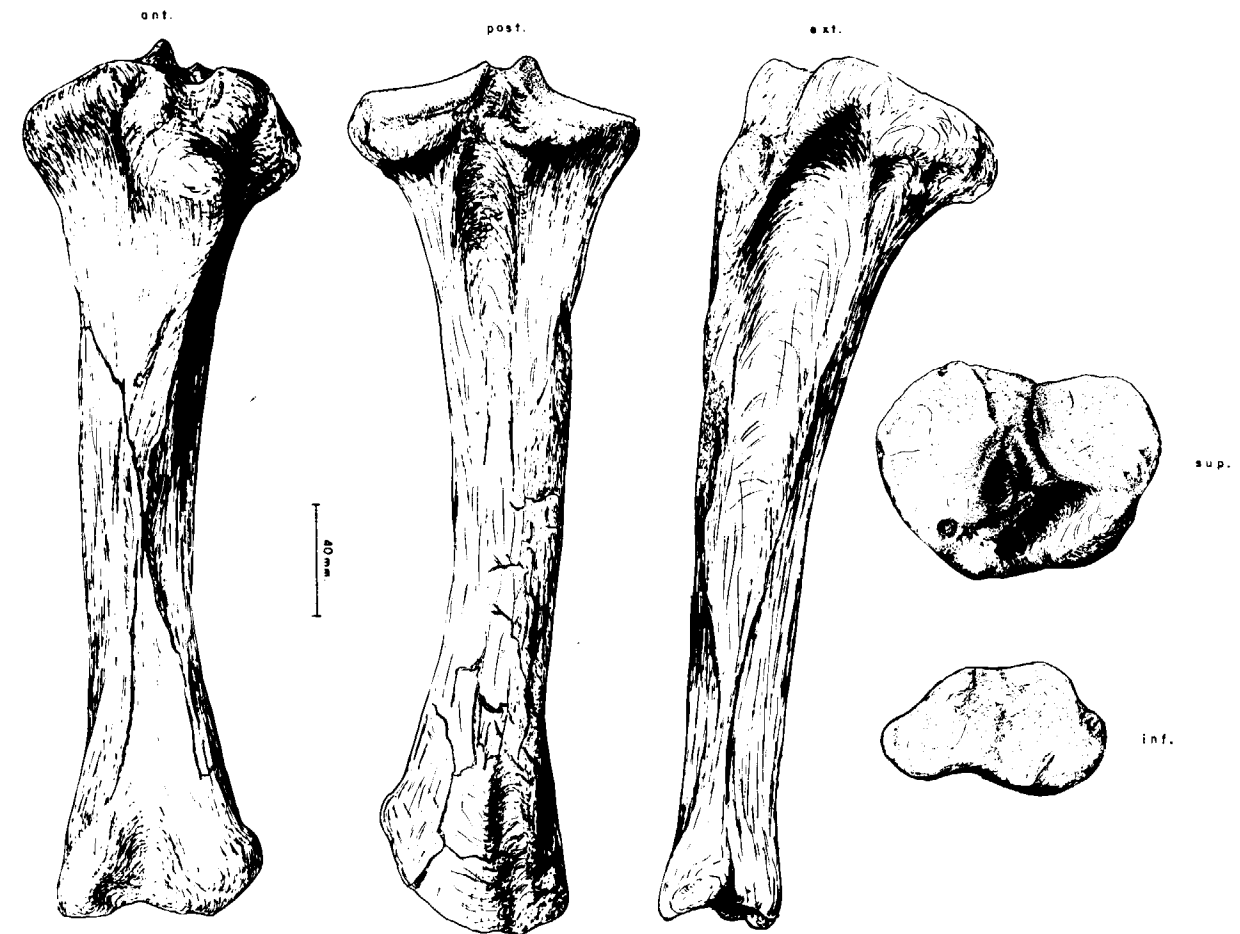


Figura 4.11.—Tibia (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

ramente que el borde externo aparente, refiriéndose bajo la denominación de aparente, al borde topográfico de la proyección anteroposterior del hueso y no al borde anatómico, es regularmente cóncavo, mientras que el borde interno es o recto o anguloso con una inflexión clara en su parte media; lo que equivaldría a admitir que posee una cierta convexidad. El borde anterior, anatómico, es muy prominente en su tercio proximal, donde forma la cresta de la tibia, que corre oblicuamente hasta difuminarse en las cercanías del borde interno aparente del hueso, o bien se prolonga algo hacia abajo, prácticamente sobre este borde interno aparente.

Las tibias de *Ursus spelaeus* son, proporcionalmente, más cortas y robustas que las de *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. Además, la torsión de la tibia de *Ursus spelaeus* es mucho mayor que la

que se observa en *Ursus arctos*, y que en *Ursus deningeri* es menor que en *Ursus spelaeus* y mayor que en *Ursus arctos*, aunque debido a la falta de huesos completos, esta torsión sólo la pude estimar de forma aproximada.

En la extremidad proximal de la tibia de *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* existe una cierta diferencia entre sus diámetros transversal y anteroposterior, siendo netamente mayor el primero, lo que produce una extremidad superior, que vista desde arriba parece transversalmente apaisada. En *Ursus spelaeus* los diámetros son más parecidos, y por ello la extremidad superior tiene un perímetro más circular. La superficie de los cóndilos, en *Ursus spelaeus*, son bastante planas, perdiéndose en parte la morfología en «silla de montar», ya citada en la descripción general. Esto se traduce en que la espina de la tibia posee un re-



Figura 4.12.—Fragmentos de tibia de *Ursus deningeri*, procedentes de Cueva Mayor (B).

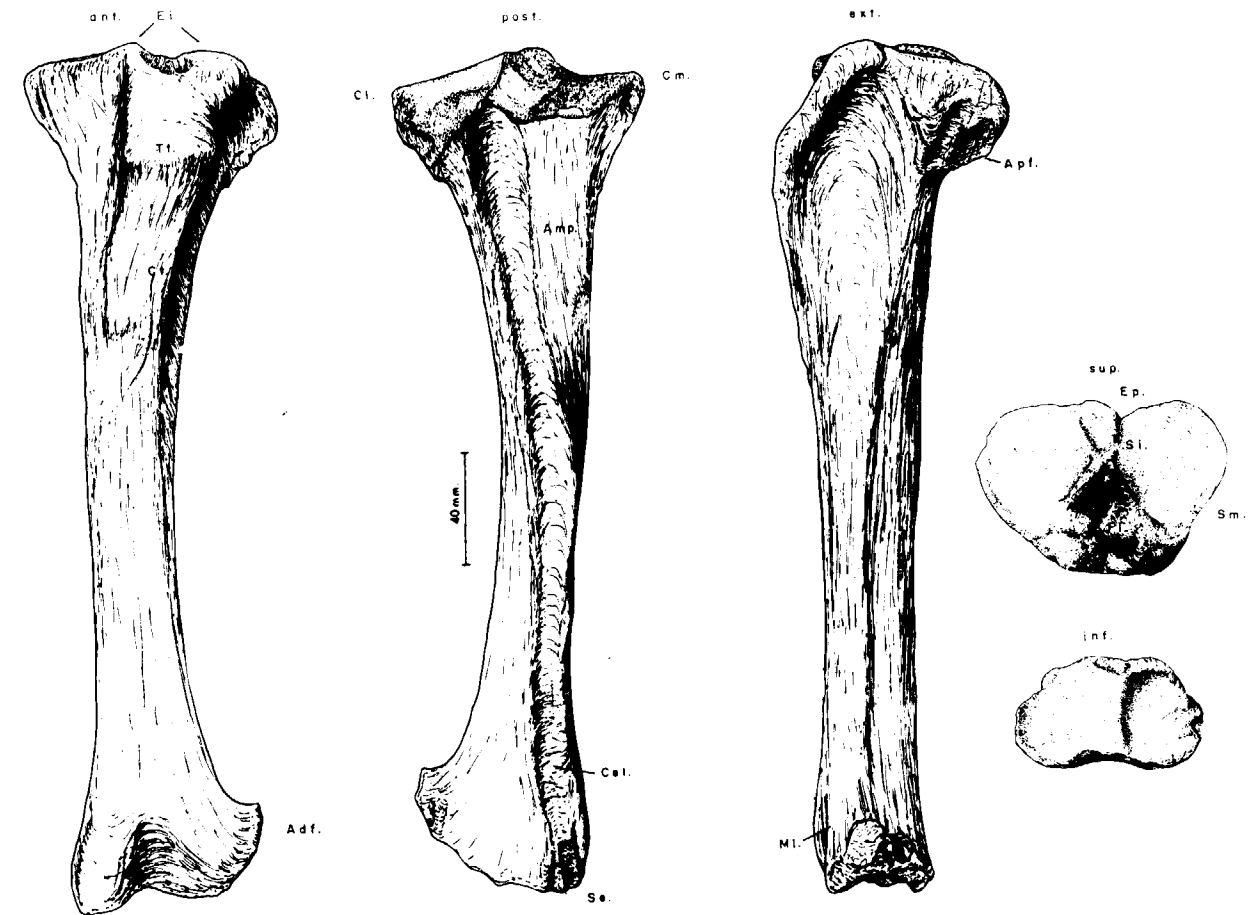


Figura 4.13.—Tibia (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Sima de la Cuña (P); Cl, cóndilo lateral; Cm, cóndilo medial; Ei, espina intercondílea; Fi, fosas intercondíleas; Si, surco intercondíleo; Sm, surco muscular; Te, tuberosidad externa; Ep, escotadura poplíteica; Apf, articulación proximal con la fíbula; Tt, tuberosidad tibial; Adf, articulación distal con la fíbula; Se, surco para el extensor largo de los dedos; Amp, área del músculo poplíteo; Cel, canal del extensor largo; Ct, cresta tibial.

lieve menos marcado. En contraste, en *Ursus deningeri* y en *Ursus arctos*, los cóndilos se levantan fuertemente en su parte interna; por ello la espina muestra un fuerte relieve, más marcado en *Ursus deningeri*. El surco que aparece entre los tubérculos de la espina, tubérculos intercondíleos, de los que siempre posee más relieve el interno, es ancho y poco profundo en *Ursus deningeri*, con una sección transversal en artesa. Con profundidad algo más marcada, pero con anchura más o menos equivalente y con una sección transversal en U, se observa en *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* suele ser más angosto y apreciablemente más profundo, con un perfil transversal más agudo que en las dos especies ya citadas.

Aparecen tres diminutas fosas: encima, delante y detrás de la espina. La fosa anterior, en *Ursus arctos*, es estrecha (transversalmente), relativamente profunda y en su borde anterior no se cierra. En *Ursus spelaeus* es diferente, ya que es bastante más ancha, muy poco profunda y al levantarse el borde anterior de la extremidad superior, por encima del plano de la superficie articular la cierra. En *Ursus deningeri* se observa una fosa anterior bastante similar a la de *Ursus spelaeus*, tan ancha como en aquél, muy poco profunda, perdiendo en ocasiones el carácter de fosa, por lo que puede ser descrita como una zona rugosa plana. En ocasiones, el borde anterior de la extremidad superior se levanta y la cierra, otras, permanece abier-

ta como en *Ursus arctos*. La fosa posterior del surco intercondilar es más o menos equivalente en las tres especies, aunque, debido a la robustez diferencial que se aprecia entre las tres, su anchura y profundidad se escalona en el siguiente orden decreciente: *Ursus spelaeus* — *Ursus deningeri* — *Ursus arctos*.

La escotadura poplítea está limitada, en su parte externa, por el borde del cóndilo del mismo lado, en la interna por el tubérculo para el ligamento cruzado posterior, que se coloca un poco por debajo del nivel del borde posterior del cóndilo interno. Este tubérculo, en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, está mejor diferenciado del cóndilo interno, siendo más robusto en *Ursus arctos*. En *Ursus spelaeus* se coloca debajo del borde posterior del cóndilo interno, al que se une por un istmo, existiendo encima un pequeño surco elipsoidal. Es menos robusto que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. La escotadura poplítea, propiamente dicha, en *Ursus spelaeus* es poco profunda y con perímetro en U abierta. En *Ursus arctos*, a consecuencia del mayor desarrollo del tubérculo del ligamento cruzado posterior, es más profunda y con perfil en V. En *Ursus deningeri* se han encontrado ambas morfologías, aunque predominan algo más las formas similares a las observadas en *Ursus arctos*.

Si se orienta la tibia, de forma que en norma interna, la cara posterior, o el borde posterior, quede vertical, se puede observar que la superficie del cóndilo, el interno, se inclina hacia atrás. Inclínación que está bastante más marcada en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, que en *Ursus arctos*. También se observa que el espesor vertical del borde del cóndilo es, relativamente, mayor en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, que en *Ursus arctos*; aunque en esta especie, el borde posterior se proyecta hacia atrás, respecto a la cara posterior de la extremidad del mismo, formando una ceja, que no se observa en *Ursus spelaeus*, ya que existe continuidad morfológica. En *Ursus deningeri*, puede decirse que aparece también una ceja, no tan prominente como en *Ursus arctos*, y no tan nítidamente definida en su parte inferior, pareciéndose más a la morfología de ésta en la tibia de *Ursus spelaeus*.

Bajo el cóndilo externo, en la cara externa de la extremidad superior de la tibia, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* y en la cara externa y

parte de la posterior en *Ursus arctos*, aparece una tuberosidad rugosa, que en *Ursus spelaeus* presenta un vértice agudo, orientado hacia fuera. En *Ursus deningeri* esta tuberosidad, aunque menos pronunciada que en *Ursus spelaeus* y sin terminar en un vértice marcado, es relativamente robusta, sobresaliendo del borde externo del cóndilo. En *Ursus arctos* esta tuberosidad, aunque es algo más extensa, ya que se prolonga hacia la cara posterior del hueso, es menos potente, no sobresaliendo del borde exterior del cóndilo, siendo pues menos robusta.

La cresta de la tibia forma parte de su borde anterior. Nace en una zona ensanchada y prominentemente bastante por debajo de la superficie articular definida por los cóndilos. Debido a la torsión del hueso, la cresta corre oblicuamente sobre la cara anterior, para perderse en el borde interno. En *Ursus spelaeus* posee continuidad, por lo menos sobre los dos tercios superiores del cuerpo. En *Ursus arctos* no llega a preservarse ni durante la mitad. La tuberosidad tibial presenta contorno circular en las tres especies, suavemente convexo, aparentando ser algo más robusta en *Ursus deningeri* que en *Ursus spelaeus*, y en ambos, más que en *Ursus arctos*, en el que es más vertical la zona que la separa de la cara superior del hueso.

En la extremidad inferior hay dos superficies articulares: la lateral externa, que articula con el peroné, y la inferior, que articula con el tarsotibial. La faceta para la articulación perónea, en *Ursus arctos* generalmente es subvertical y se coloca detrás del maléolo externo. Tanto en *Ursus deningeri* como en *Ursus spelaeus*, se inclina hacia dentro y posee una morfología de triángulo irregular, con su vértice arriba y la base coalesciendo con la parte más externa de la superficie articular inferior de la tibia.

La superficie articular con el tarsotibial es bastante similar en las tres especies, aunque la zona articular plana más extensa, parece abrirse más hacia fuera en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. Esta zona parecer ser en *Ursus deningeri* más corta, transversalmente, y más estrecha, anteroposteriormente. La superficie articular plana, interna, es mucho menos importante en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Además, debido al mayor relieve de la tróclea del tarsotibial de *Ursus arctos*, la superficie articular inferior de su tibia, presenta un relieve más fuerte. Es decir,

que el surco central es mucho más profundo y, en conjunto, esta zona es mucho más cóncava. En el borde externo de la extremidad inferior aparece una protuberancia compuesta por dos pequeñas crestas oblicuas separadas por un pequeño surco, serían el maléolo lateral y el surco para el tendón del extensor externo. Crestas y surco se dirigen oblicuamente hacia delante. Esta zona parece estar mejor desarrollada en el *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*. En el borde interno de la extremidad inferior, aunque topográficamente en la cara anterior, debido a la torsión, aparece el surco del extensor interno, más ancho en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos* y *Ursus deningeri*.

En el cuerpo del hueso la cara externa en la zona proximal es ancha y profunda en *Ursus spelaeus*. Más ancha, pero quizá relativamente algo menos profunda en *Ursus deningeri*. En *Ursus arctos* se tendría una morfología intermedia. En la cara interna del cuerpo, en su zona superior, casi en la arista posterior, aparece una línea rugosa y sinuosa en la que se inserta el ligamento medial y los músculos rectos interno y sartorio. Esta cresta aparece en las tres especies bien definida, aunque en *Ursus deningeri* sólo se ha podido observar parcialmente, posee más relieve en *Ursus arctos*, aunque es más ancha en *Ursus spelaeus*. En la cara posterior del cuerpo de la tibia de *Ursus spelaeus* se observa un surco ancho y bien definido en todo su recorrido, está limitado por la línea poplítea y por una línea muscular, borde interno y externo respectivamente. En *Ursus arctos* es menos ancho y profundo, difuminándose hacia la zona central del hueso. En la zona central del cuerpo del hueso, en *Ursus spelaeus*, predomina el diámetro transversal respecto al anteroposterior. En *Ursus arctos* ocurre a la inversa, estando en *Ursus deningeri* todavía más marcada esta característica.

Respecto de la torsión de la extremidad inferior de la tibia, en *Ursus spelaeus*, es un carácter específico claro, aunque TERZEA (1960) cita en Rumanía tibias de *Ursus spelaeus* que muestran poca torsión.

Sobre la tibia se formaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta de la tibia, (2) distancia entre los tubérculos de la espina, (3) diámetro anteroposterior de la extremidad superior, (4) diámetro transversal del cuerpo, (5) diámetro transversal máximo de la extremidad superior,

(6) diámetro transversal de la extremidad inferior, (7) diámetro anteroposterior de la extremidad inferior. Además se calcularon los siguientes índices: (8) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior de la extremidad superior y la longitud absoluta (3/1 por 100), (9) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad superior y la longitud absoluta (5/1 por 100), (10) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior y el transversal máximo de la extremidad superior (3/5 por 100), (11) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad inferior y la longitud absoluta (6/1 por 100), (12) relación porcentual entre el diámetro anteroposterior de la extremidad inferior y la longitud absoluta (7/1 por 100).

Las medidas de las tibias de los diversos yacimientos de las tres especies, así como de las muestras totales, aparecen en la tabla 4.4 (*Ursus deningeri*), tabla 4.5 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.6 (*Ursus arctos*).

Entre el máximo diámetro transversal de la extremidad superior (5) y la longitud absoluta de la tibia (1), existe una correlación alta (.85) para *Ursus spelaeus* y (.83) para *Ursus arctos*. Se aprecia poca dispersión en la nube de puntos, estando las dos especies bien separadas (fig. 4.14), aunque el solapamiento de las medidas es importante. Se observa mayor pendiente de la línea de regresión correspondiente a la tibia del oso de las cavernas;

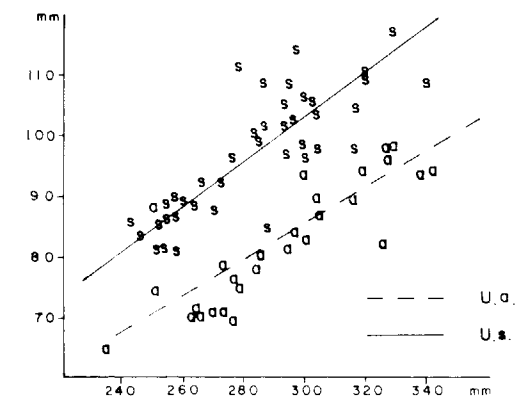
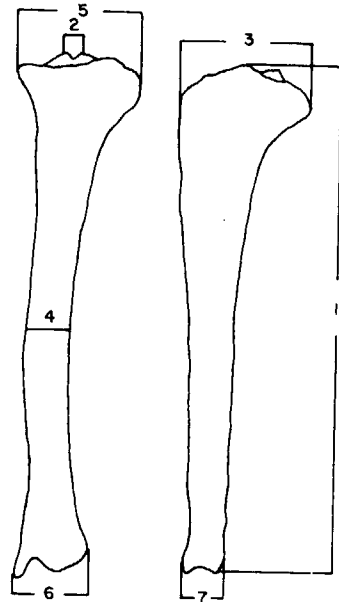


Figura 4.14.—Tibia, representación bivariada: diámetro transversal de la extremidad superior (5) (y) en función de la longitud absoluta (1) (x). s, *Ursus spelaeus*; a, *Ursus arctos*.

| | LZ | | B | | | |
|----|-------|-------|------|------|----|---------------------------------|
| | n | 2 | μ | σ | N | V _i - V _s |
| 1 | 254,8 | 276,0 | | | | |
| 2 | 13,3 | 13,0 | 14,5 | 2,40 | 7 | 10,7 - 17,5 |
| 3 | 53,8 | 65,8 | 64,9 | 6,28 | 7 | 56,3 - 74,0 |
| 4 | 20,5 | 23,3 | | | | |
| 5 | 79,0 | 95,7 | 80,8 | 7,93 | 10 | 74,6 - 93,4 |
| 6 | 59,7 | 68,0 | 60,5 | 4,37 | 18 | 51,1 - 69,0 |
| 7 | 34,8 | 41,6 | 36,3 | 2,17 | 20 | 28,8 - 37,6 |
| 8 | 21,0 | 25,0 | | | | |
| 9 | 31,0 | 35,0 | | | | |
| 10 | 66,0 | 72,0 | | | | |
| 11 | 23,0 | 25,0 | | | | |
| 12 | 14,0 | 25,0 | | | | |

TABLA 4.4.—Medidas e índices de la tibia de *Ursus deningeri*.



8: 3/1%
9: 5/1%
10: 3/5%
11: 6/1%
12: 7/1%

TABLA 4.5.—Medidas e índices de la tibia de *Ursus spelaeus*.

| | S | | | | BN | | | | LH | CA | LO | UR | TR | | | |
|----|-------|-------|---|---------------------------------|-------|------|----|---------------------------------|-------------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------------|---------------------------------|
| | μ | σ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s | n | n | n | n | μ | σ | N | V _i - V _s |
| 1 | 266,7 | 13,77 | 5 | 246,0 - 283,0 | 259,4 | 16,7 | 4 | 248,5 - 284,3 | 294,3 | 297,3 | 255,0 | 254,3 | 271,9 | 20,7 | 11 | 241,9 - 299,2 |
| 2 | 11,0 | 1,25 | 7 | 9,2 - 13,0 | 14,6 | 2,75 | 5 | 12,5 - 19,3 | 16,3 | 17,2 | 15,4 | 13,8 | 14,4 | 1,86 | 11 | 11,6 - 18,2 |
| 3 | 65,6 | 5,26 | 7 | 58,6 - 72,0 | 67,5 | 6,97 | 4 | 59,0 - 71,0 | 77,8 | 71,0 | 66,4 | 63,2 | 71,2 | 9,59 | 16 | 58,7 - 88,3 |
| 4 | 78,4 | 2,04 | 7 | 26,0 - 31,2 | 30,0 | 1,86 | 6 | 27,8 - 33,3 | 36,6 | 31,5 | 31,8 | 25,8 | 31,9 | 4,17 | 13 | 26,8 - 39,6 |
| 5 | 89,8 | 7,34 | 7 | 81,8 - 100,3 | 90,8 | 8,67 | 5 | 82,3 - 101,0 | 108,3 | 102,2 | 90,0 | 85,8 | 95,9 | 10,51 | 16 | 81,2 - 113,5 |
| 6 | 68,3 | 3,61 | 9 | 65,0 - 77,7 | 73,8 | 5,32 | 9 | 65,7 - 81,8 | 82,8 | 74,7 | 74,3 | 65,0 - 66,7 | 72,2 | 8,60 | 10 | 61,7 - 84,7 |
| 7 | 39,9 | 3,04 | 8 | 36,2 - 46,2 | 42,0 | 3,83 | 10 | 37,0 - 49,0 | 47,8 | 48,0 | 39,1 | 35,5 - 37,4 | 42,6 | 4,89 | 12 | 37,6 - 48,3 |
| 8 | 75,0 | 0,71 | 5 | 24,0 - 26,0 | | | 2 | 23,0 - 25,0 | 26,0 | 24,0 | 26,6 | 25,0 | 26,4 | 2,84 | 11 | 23,0 - 31,0 |
| 9 | 34,2 | 0,45 | 5 | 34,0 - 35,0 | | | 3 | 34,0 - 35,0 | 37,0 | 34,0 | 35,0 | 34,0 | 35,7 | 2,50 | 9 | 32,0 - 40,0 |
| 10 | 74,0 | 2,45 | 5 | 71,0 - 77,0 | | | 2 | 69,0 - 71,0 | 72,0 - 69,0 | 74,0 | 74,0 | 73,2 | 6,12 | 13 | 65,0 - 88,0 | |
| 11 | 77,4 | 0,55 | 5 | 27,0 - 28,0 | | | 4 | 25,0 - 28,0 | 28,0 - 25,0 | 29,0 | 26,0 | 26,8 | 2,15 | 10 | 26,0 - 30,0 | |
| 12 | 15,8 | 0,45 | 5 | 15,0 - 16,0 | | | 4 | 15,0 - 17,0 | 16,0 - 16,0 | 15,0 | 15,0 | 15,6 | 0,92 | 11 | 14,0 - 17,0 | |

TABLA 4.5.—Medidas e índices de la tibia de *Ursus spelaeus*.

| | K | GC | A | | | | AR | X | | | | T | | | | Muestra total | | | |
|----|------|-------|-------|------|----|---------------------------------|-------|------|------|---|---------------------------------|-------|------|----|---------------------------------|---------------|-------|----|---------------------------------|
| | n | n | μ | σ | N | V _i - V _s | n | μ | σ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s | μ | σ | N | V _i - V _s |
| 1 | | 248,7 | 290,5 | 20,5 | 9 | 265,0 - 319,2 | 338,0 | | | 2 | 299,3 - 315,3 | 305,7 | 15,5 | 10 | 288,0 - 339,0 | 281,5 | 25,4 | 48 | 241,9 - 339,0 |
| 2 | | 16,2 | 11,9 | 1,75 | 19 | 9,8 - 16,6 | | 14,8 | 1,61 | 7 | 12,8 - 16,8 | 15,9 | 1,23 | 9 | 14,2 - 17,1 | 13,6 | 2,32 | 65 | 5,2 - 19,3 |
| 3 | | 62,6 | 82,3 | 7,04 | 18 | 64,8 - 91,7 | 85,0 | 71,2 | 5,92 | 7 | 59,8 - 78,8 | 80,4 | 9,65 | 12 | 62,7 - 99,3 | 74,2 | 10,33 | 71 | 58,7 - 99,3 |
| 4 | 32,3 | 20,3 | 36,0 | 3,98 | 21 | 29,0 - 49,5 | 47,8 | 31,5 | 5,96 | 8 | 20,5 - 38,3 | 39,8 | 2,14 | 11 | 37,7 - 43,4 | 33,2 | 5,69 | 76 | 20,5 - 49,5 |
| 5 | | 87,8 | 100,8 | 7,49 | 17 | 86,0 - 110,3 | 116,7 | 97,5 | 8,83 | 7 | 78,0 - 104,3 | 39,5 | 8,58 | 11 | 86,3 - 109,4 | 96,5 | 9,63 | 73 | 78,0 - 113,5 |
| 6 | 69,2 | 69,6 | 80,6 | 6,41 | 22 | 68,5 - 89,1 | 99,2 | | | 3 | 77,5 - 82,0 | 79,4 | 9,11 | 20 | 66,7 - 100,7 | 76,3 | 8,65 | 81 | 65,0 - 89,1 |
| 7 | 38,5 | 39,5 | 44,9 | 4,61 | 23 | 31,6 - 53,2 | 61,4 | | | 3 | 41,9 - 47,0 | 44,3 | 4,51 | 18 | 37,1 - 53,8 | 43,3 | 5,10 | 83 | 31,6 - 61,4 |
| 8 | | 25,0 | 28,0 | 1,07 | 8 | 26,0 - 29,0 | 26,0 | | | 2 | 24,0 - 25,0 | 26,8 | 2,39 | 10 | 23,0 - 29,0 | 26,0 | 2,35 | 46 | 23,0 - 31,0 |
| 9 | | 35,0 | 34,2 | 1,20 | 9 | 32,0 - 36,0 | 34,0 | | | 2 | 33,0 - 33,0 | 32,7 | 2,12 | 9 | 29,0 - 36,0 | 34,0 | 1,95 | 46 | 29,0 - 40,0 |
| 10 | | 71,0 | 80,8 | 3,90 | 17 | 75,0 - 87,0 | 76,0 | 73,8 | 2,79 | 5 | 69,0 - 76,0 | 80,2 | 7,01 | 11 | 72,0 - 94,0 | 76,3 | 6,12 | 62 | 65,0 - 88,0 |
| 11 | | 28,0 | 26,6 | 0,97 | 7 | 25,0 - 28,0 | 29,0 | | | 1 | 27,0 | 27,2 | 1,62 | 10 | 26,0 - 31,0 | 26,8 | 1,66 | 45 | 25,0 - 31,0 |
| 12 | | 16,0 | 15,3 | 2,49 | 8 | 10,0 - 18,0 | 18,0 | | | 1 | 15,0 | 15,2 | 1,40 | 10 | 13,0 - 18,0 | 15,5 | 1,40 | 47 | 10,0 - 18,0 |

| | TV | MK | UK | UB | GC | PR | P | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|-------------|
| | n | n | n | n | n | n | n | |
| 1 | 263,0 | 264,2 | 264,0 | 232,3 | 300,2 | 248,7 | 276,2 - 279,6 | 250,0 |
| 2 | 10,0 | 11,0 | | 10,3 | 12,8 | 16,2 | 11,0 - 12,0 | 9,5 - 12,0 |
| 3 | | 46,0 | | 45,6 | 57,6 | 62,0 | 57,2 - 67,0 | 64,0 |
| 4 | 23,6 | 23,6 | | 22,2 | 28,2 | 29,8 | 24,9 - 28,1 | 23,0 |
| 5 | 70,0 | 71,3 | | 64,0 | 82,6 | 87,8 | 75,4 - 76,0 | 73,6 - 69,2 |
| 6 | 50,0 | 53,7 | 54,5 | 54,7 | 48,7 | 60,8 | 69,6 - 57,3 | 58,8 |
| 7 | 32,9 | 34,4 | 42,6 | 43,3 | 31,2 | 37,2 | 39,5 - 36,2 | 36,8 |
| 8 | | 17,0 | | 20,0 | 19,0 | 25,0 | 21,0 | 27,0 |
| 9 | 27,0 | 27,0 | | 28,0 | 28,0 | 35,0 | 27,0 | 28,0 |
| 10 | | 66,0 | | 71,0 | 70,0 | 71,0 | 76,0 | 91,0 |
| 11 | 19,0 | 20,0 | 21,0 | 21,0 | 20,0 | 28,0 | 21,0 | 21,0 |
| 12 | 13,0 | 13,0 | 16,0 | 13,0 | 12,0 | 16,0 | 13,0 | 14,0 |

TABLA 4.6.—Medidas e índices de la tibia de *Ursus arctos*.

| | LD | | | | CO | GE | G | D | | | | FU | GF | Muestra total | | | | | | | |
|----|-------|-------|---|---------------------------------|------|----|-------|-------|-------|-------|---------------------------------|------|---------------|---------------|-------|-------|---------------------------------|------|------|---------------|-------------|
| | μ | σ | N | V _i - V _s | n | n | n | μ | σ | N | V _i - V _s | n | n | μ | σ | N | V _i - V _s | | | | |
| 1 | 299,6 | 34,18 | 5 | 261,7 - 328,0 | | | 299,0 | 275,4 | 296,2 | 304,8 | 25,2 | 8 | 271,5 - 341,0 | 293,7 | 325,0 | 327,0 | 290,0 | 29,3 | 28 | 232,3 - 341,0 | |
| 2 | 13,3 | 1,99 | 5 | 10,2 - 15,0 | 16,6 | | | 14,5 | 11,8 | 10,7 | 1,78 | 8 | 7,7 - 13,7 | 9,4 | | 17,5 | 12,2 | 2,45 | 27 | 7,7 - 16,6 | |
| 3 | 63,6 | 10,67 | 5 | 52,3 - 75,4 | 62,3 | | | 57,8 | 61,8 | 61,9 | 6,96 | 7 | 49,5 - 69,0 | 58,3 | | 69,2 | 60,7 | 8,01 | 24 | 45,6 - 75,4 | |
| 4 | 32,1 | 5,04 | 5 | 26,4 - 37,8 | | | | 34,5 | 27,6 | 31,5 | 28,9 | 2,85 | 8 | 24,3 - 33,8 | 20,6 | 27,7 | 27,0 | 27,6 | 4,58 | 29 | 20,6 - 37,8 |
| 5 | 86,3 | 13,8 | 5 | 70,4 - 97,6 | 86,7 | | | 92,5 | 69,3 | 83,8 | 84,3 | 7,65 | 8 | 71,3 - 93,4 | 81,0 | 82,4 | 95,8 | 82,1 | 9,68 | 29 | 69,3 - 93,4 |
| 6 | 68,2 | 10,77 | 6 | 54,3 - 76,6 | | | | 66,7 | 33,8 | 62,3 | 65,5 | 5,67 | 8 | 58,2 - 71,7 | 63,0 | 69,4 | 74,3 | 63,0 | 8,32 | 30 | 48,7 - 76,6 |
| 7 | 41,5 | 6,97 | 6 | 32,6 - 46,4 | | | | 42,3 | 33,8 | 36,3 | 38,0 | 3,79 | 8 | 31,6 - 41,3 | 38,2 | 42,3 | 44,3 | 38,8 | 4,75 | 30 | 31,2 - 46,4 |
| 8 | 21,0 | 1,41 | 5 | 20,0 - 23,0 | | | | 19,0 | 19,0 | 21,0 | 20,4 | 1,19 | 8 | 18,0 - 22,0 | 20,0 | | 21,0 | 20,7 | 2,10 | 24 | 17,0 - 23,0 |
| 9 | 28,8 | 1,64 | 5 | 27,0 - 30,0 | | | | 31,0 | 25,0 | 28,0 | 28,1 | 1,17 | 9 | 27,0 - 30,0 | 28,0 | 25,0 | 29,0 | 28,3 | 1,98 | 27 | 25,0 - 35,0 |
| 10 | 73,6 | 3,36 | 5 | 60,0 - 75,0 | | | | 62,0 | 75,0 | 74,0 | 72,8 | 3,41 | 8 | 69,0 - 79,0 | 72,0 | | 72,0 | 72,7 | 5,33 | 24 | 60,0 - 91,0 |
| 11 | 22,2 | 1,10 | 5 | 21,0 - 24,0 | | | | 22,0 | 20,0 | 21,0 | 21,6 | 1,41 | 8 | 20,0 - 24,0 | 21,0 | 21,0 | 23,0 | 21,7 | 1,78 | 27 | 20,0 - 28,0 |
| 12 | 13,2 | 1,30 | 5 | 12,0 - 15,0 | | | | 14,0 | 12,0 | 12,0 | 12,6 | 0,73 | 8 | 12,0 - 14,0 | 13,0 | 13,0 | 14,0 | 13,0 | 1,02 | 28 | 12,0 - 16,0 |

TABLA 4.6.—Medidas e índices de la tibia de *Ursus arctos*.

divergencia hacia valores crecientes de las dos líneas de regresión. En definitiva: la extremidad superior de la tibia de oso de las cavernas es, proporcionalmente, mucho más robusta que la del oso pardo, y esta diferencia relativa se acentúa entre los animales de mayor talla de cada especie.

deados. El cuerpo de la fibula posee una sección prismático triangular.

La zona superior, gruesa, muestra en su cara superior la superficie articular con la tibia, que en *Ursus spelaeus*, se emplaza en la parte anterior de la cara, inclinada hacia dentro y con un relieve que la destaca de la superficie general de la extremidad. El área libre no ocupada por la articulación es mucho menor que la ocupada por ella. En *Ursus arctos* la disposición y morfología de la superficie articular de la fibula con la tibia es similar, presentando en su borde interno una apófisis aguda, que no ha sido observada. En las fíbulas de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, esta apófisis está separada de la superficie general de la cabeza de un fino surco. En *Ursus deningeri* la posición de esta superficie articular es diferente; su área de articulación con la tibia es, proporcionalmente, más importante que en las especies ya citadas, y, en vez de situarse en el borde anterior de la parte superior de la cabeza del

Fíbula o peroné (figs. 4.15, 4.16, 4.17)

Es un hueso largo, compuesto por una zona superior voluminosa, cabeza, que articula por arriba con una faceta articular, situada en la cara externa de la tibia, inmediatamente debajo del cóndilo. La cabeza muestra, en su parte externa, una o varias aristas de desigual desarrollo. La parte inferior, maléolo externo, articula medialmente con una faceta situada en la zona externa de la tibia, y también articula con el tarsotibial, presentando lateralmente dos tubérculos redon-

peroné, lo hace en el centro, quedando libre sólo una estrecha porción tuberosa en la región posterior.

En la parte externa de la cabeza, se pueden apreciar dos aristas, una de ellas muy aguda, que se sitúa en la divisoria entre las caras interna y externa del hueso. Delante de ella aparece otra más corta, en la divisoria entre la cara anterior y externa, roma y robusta. Ambas se prolongan a lo largo del hueso y, junto con la arista que se desarrolla entre las caras interna y anterior del hueso, definen la típica sección prismático triangular del cuerpo de la fíbula. La arista desarrollada entre las caras interna y posterior, es más robusta en *Ursus deningeri*, en el que a veces se bifurca, y *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. Por el contrario, la otra arista, desarrollada en el límite entre la cara anterior y la externa, nace más arriba y es más robusta en *Ursus arctos*.

La articulación de la extremidad inferior con la tibia, en *Ursus spelaeus*, se realiza mediante una superficie articular situada en una depresión alta y profunda, en sentido transversal, que se prolonga marcadamente por su parte inferior, formando la zona en que termina, un ángulo obtuso con la superficie de articulación del peroné con el tarsotibial, que es vertical. En *Ursus arctos* esta superficie articular con la tibia es menos extensa y menos alta, produciéndose en la zona de contacto con la superficie articular peroné-tarsoperóneo un salto brusco, que posee forma de ángulo recto. Además, en *Ursus arctos* la superficie articular con el tarsoperóneo, en vez de ser vertical como en *Ursus spelaeus*, se inclina marcadamente hacia fuera. En *Ursus deningeri*, la superficie articular tibia muestra morfología y disposición similares a las que aparecen en las fíbulas de *Ursus arctos*, pero la importancia de la superficie articular con el tarsotibial aparece minimizada.

La superficie articular peroné-tarsotibial en *Ursus arctos* es subcircular, más o menos tan alta como ancha, con un surco posterior que la separa del tubérculo posterior del maléolo externo. En *Ursus spelaeus* esta superficie articular es más alta que ancha. El surco que la separa del tubérculo posterior del maléolo externo es más importante que en *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri* aparecen superficies articulares peroné-tarsotibial que poseen una de las dos morfologías definidas anteriormente. El surco que la separa del tubércu-

lo posterior del maléolo externo, pierde este carácter, pasando a ser una zona suavemente deprimida. La extremidad inferior del peroné, como ya se ha citado, presenta un relieve importante, marcado por el maléolo externo que se divide en dos tubérculos: el anterior es más importante, llegan-

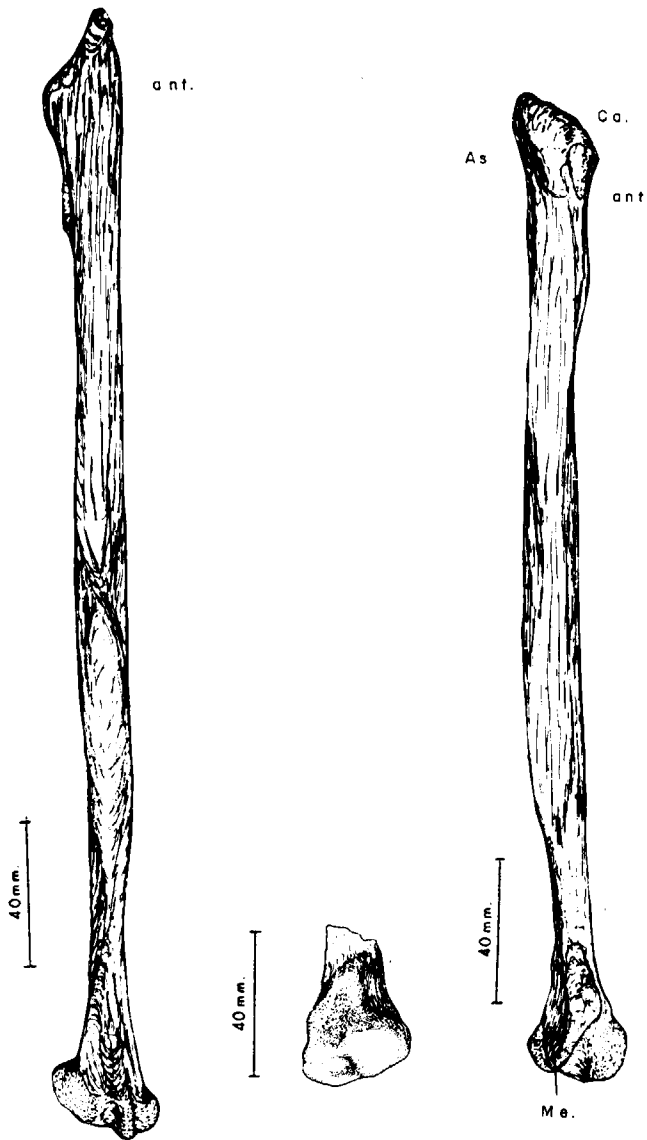


Figura 4.15

Figura 4.16

Figura 4.17

Figura 4.15.—Fíbula (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

Figura 4.16.—Fragmento distal de la fíbula (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

Figura 4.17.—Fíbula (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva de Arrikruz (A). Ca, cabeza; Me, maléolo externo; As, aristas superiores.

do a veces a desaparecer el posterior. La robustez del tubérculo anterior tiene una enorme variación intraespecífica, aunque, en general, se destaca más netamente en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, en los que posee una forma verticalmente elongada y estrecha anteroposteriormente. En *Ursus spelaeus* no presenta tanto relieve, tendiendo a ser más redondeada.

4.2. TARSO

El tarso en los *Úrsidos* está formado por siete huesos que se agrupan en tres filas. La fila superior está compuesta por el tarsotibial (astrágalo) y el tarsoperóneo (calcáneo).

La segunda fila de huesos del tarso está compuesta por el hueso central del tarso, escafoide, y por el cuarto hueso tarsal, cuboide.

Tarsotibial o astrágalo (figs. 4.18, 4.19, 4.20)

El tarsotibial constituye el hueso interno de la fila proximal. Para su descripción se asimilará a un cuerpo geométrico de seis caras. Casi toda la cara proximal (superior) y casi toda la cara anterior, dorsal, están ocupadas por la tróclea para la articulación con la tibia, formada por dos crestas, que determinan un surco relativamente ancho y poco profundo. En su límite superior las crestas de la tróclea son oblicuas, se dirigen hacia la región externa del hueso, cerrándose en su parte posterior, con una terminación redondeada del surco, convexa hacia atrás. De las dos crestas que determinan la tróclea, la interna, además de más corta, es más voluminosa y abrupta, levantándose casi verticalmente respecto al plano dorsal del hueso y se extiende, en todo su desarrollo, por la cara interna del hueso, dando una pequeña ceja en la zona en que se termina. La ceja externa posee menor desarrollo vertical es poco abrupta, y se termina justo en la arista curva que limita las caras dorsal y externa del hueso, donde se une con la superficie articular para el peroné. La terminación del surco troclear coincide, en algunas especies, con la aparición de una estrecha depresión transversal. Tras esta depresión se encuentra una zona más o menos prominente que está formada, en su zona más interna, por una prolongación de la tuberosidad proximal del tarsotibial; situándose a continuación la zona proximal de la ceja,

que limita el surco de la cara palmar del hueso, en la cual puede presentarse una pequeña faceta articular accesoria para la tibia.

Si se observa la cara dorsal, el surco de la tróclea ha cambiado radicalmente de orientación, se hace prácticamente vertical. La ceja externa de la tróclea baja bastante, convergiendo levemente hacia la zona interna. La ceja interna, por el contrario, baja menos, ya que se interrumpe en una zona donde se produce la conexión entre la porción troclear del hueso y la cabeza del mismo, que articula con el central del tarso. Esta zona intermedia entre las dos superficies articulares, suele ser un poco deprimida, formando un pequeño surco rugoso con algunos agujeros, y que algunos autores denominan cuello del tarsotibial. En prolongación del cuello se encuentra la cabeza que vista dorsalmente muestra una fuerte convexidad inferior y una ceja, más o menos marcada, que la separa del cuello, ceja que es cóncavo-convexa. La cabeza ocupa en grado variable la parte distal de la cara interna del hueso.

La cara interna del tarsotibial, prácticamente descrita con el conjunto de los apartados anteriores, se puede dividir en varias zonas anatómicamente diferentes: un borde anterior algo oblicuo hacia atrás, prolongación de la ceja interna de la tróclea. En la base de esta zona hay un pequeño surco, se ve lateralmente el cuello del hueso y una protuberancia muy marcada, prolongación interna de la superficie articular de la cabeza del tarsotibial. El resto del hueso es una superficie rugosa que se inclina hacia dentro, interrumpida, prácticamente en el centro, por un surco que corre casi horizontalmente hacia atrás y que en algunas especies continúa por la cara palmar, marcado por una escotadura en la arista palmar interna. La porción rugosa superior (tuberosidad proximal), en algunas especies, se proyecta brutalmente hacia fuera, llegando a desdoblarse en dos, una de las cuales se sitúa en el ángulo postero-proximal.

La cara externa posee una forma triangular, su borde posterior es cóncavo, formado por una fina ceja, que se corresponde con el borde externo de la articulación externa entre el tarsotibial y tarsoperóneo. El borde anterior es convexo, determinado por el borde dorsal de la cresta externa de la tróclea. El borde inferior es suavemente convexo, con una pequeña escotadura central, no observable en todas las especies. Esta

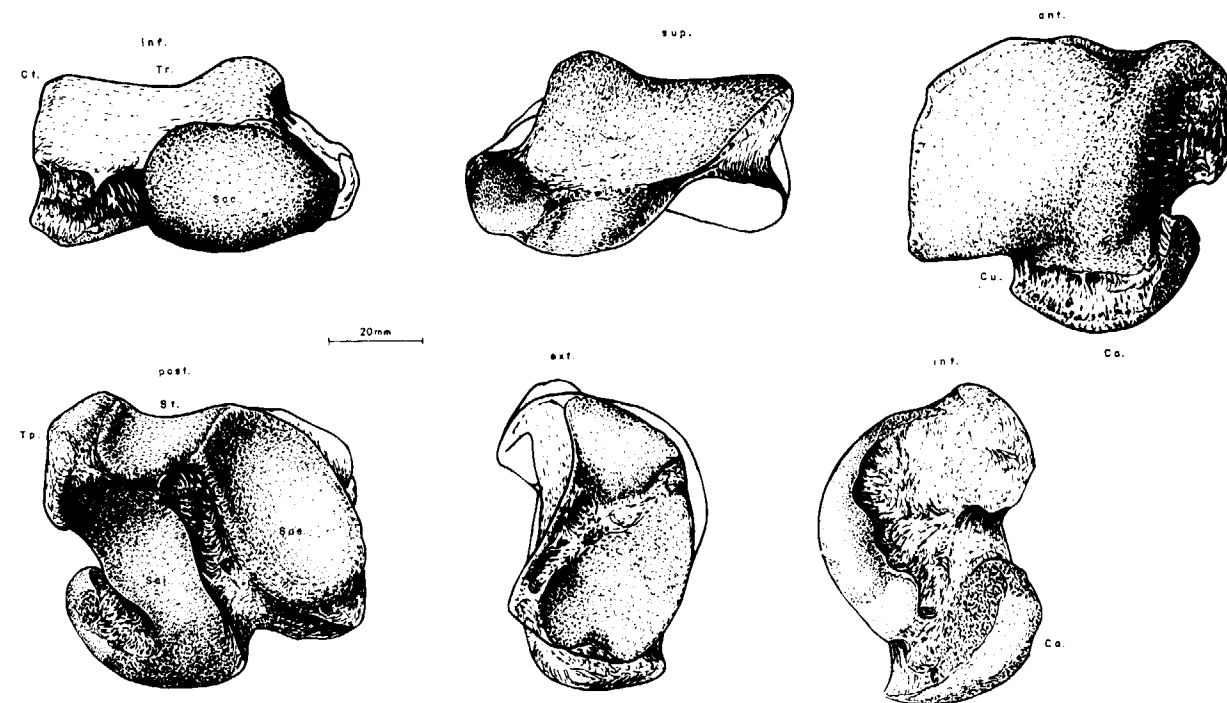


Figura 4.18.—Astrágalo (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T). Tt, tróclea; Ct, ceja de la tróclea; St, surco troclear; Tp, tuberosidad proximal; Ca, cabeza del astrágalo; Cu, cuello; Sae, superficie articular externa con el calcáneo; Sai, superficie articular interna con el calcáneo; Sac, superficie articular con el hueso central del tarso.

cara está ocupada por una superficie articular para el peroné, que es extensa, de forma triangular, homóloga con la morfología general de esta cara, cuyo vértice postero-inferior se proyecta hacia atrás y hacia fuera. Encima se encuentra un surco o área rugosa para la inserción del ligamento externo. La cara inferior del hueso se desarrolla en dos niveles: uno más sobresaliente, constituido por la cabeza del tarsotibial, formada por una zona interna de contorno casi circular, que se prolonga fuertemente en su parte interna, según una banda articular más estrecha de bordes paralelos y con terminación interna convexa. Las dos zonas descritas son convexas, tanto en sentido transversal como dorso-palmar. La zona externa, de perímetro circular, se inclina hacia arriba y hacia fuera y la porción más interna (banda de bordes paralelos) se inclina fuertemente hacia arriba y hacia dentro. La otra parte de la cara inferior del hueso, situado en un plano más superior, está formada por el borde inferior del surco troclear, la zona terminal del surco de la ca-

ra palmar y el borde inferior de la superficie articular externa entre el tarsotibial y el tarsoperóneo.

La cara palmar (posterior) es muy interesante, ya que en ella aparecen morfologías específicas. El borde superior de la cara comienza en su ángulo interno, en la gruesa protuberancia vertical de la tuberosidad proximal del tarsotibial. Le sigue una zona corta, regularmente cóncava, parte de una lengüeta ósea suavemente convexa, en sentido dorso palmar, y transversalmente fuertemente cóncava, que limita por arriba el surco palmar. Tras esta zona cóncava y hasta alcanzar el ángulo superior-externo, está el borde superior de la superficie articular externa entre el tarsotibial y trasperóneo. El límite externo del hueso lo constituye el de la superficie articular anteriormente citado. El borde inferior está constituido, en su ángulo inferior-externo, por la superficie articular externa entre el tarsotibial y tarsoperóneo, luego aparece el sur-

co de la cara palmar del hueso y, ya en el ángulo interno, se encuentra el ángulo inferior de la superficie articular interna entre el tarsotibial y tarsoperóneo. Detrás se encuentra el borde posterior de la superficie articular del hueso con el central del tarso, que también se extiende por el borde interno de la cara, casi por la mitad de su longitud; estando esta zona separada de la de la tuberosidad proximal del tarsotibial por una escotadura, no presente en todas las especies, que es parte del surco visible en la cara interna. Ya se ha citado que la tuberosidad proximal se divide en dos: una parte se desarrolla un poco por debajo del ángulo postero-interno y otra lo hace por encima, estando separadas por una suave escotadura, no apreciable en todas las especies, ni en todos los ejemplares.

La faceta interna de articulación tarsotibial-tarsoperónea, se oblicua hacia dentro y suavemente convexa en sus dos tercios inferiores, que se desarrollan sobre el plano de la cara palmar. Su tercio superior se proyecta bruscamente hacia arriba y hacia atrás, ensanchándose progresivamente de abajo a arriba en los dos tercios inferiores. Adopta morfologías variables en el resto de la superficie articular. La faceta externa de la articulación tarsotibial-tarsoperónea, es suavemente cóncava tanto en sentido transversal como en el vertical, su eje es más o menos paralelo al plano vertical del hueso, siendo su borde inferior cóncavo, con el vértice en su centro, aunque su borde superior es convexo pero muy plano. Los bordes interno y externo son suavemente convexos. Ambas superficies articulares están separadas por un surco de profundidad variable que corre oblicuamente hacia la zona externa.

Para la comparación de los tarsotibiales primeramente voy a considerar el hueso visto en norma anterior: llama profundamente la atención que en *Ursus spelaeus* la tuberosidad interna proximal tiene un desarrollo enorme, dividiéndose en dos protuberancias, una sobre el borde postero proximal y otra sobre el borde externo posterior, separados por un suave surco. En *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* esta tuberosidad está menos marcada, en especial la situada sobre el lado externo posterior; la tuberosidad proximal-posterior está desarrollada en forma de una pequeña eminencia piramidal. En *Ursus deningeri* estas tuberosidades están mejor desarrolladas que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, pero no son tan agudas. Las cres-

tas de la tróclea, en especial la externa, poseen más relieve en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en él. Esto provoca que el surco de la tróclea en las dos especies últimamente citadas sea menos ancho pero mucho más profundo. La cresta externa de la tróclea, en *Ursus spelaeus*, se mantiene paralela en todo su recorrido a la otra, mientras que en las restantes especies, tiende a converger en su parte más inferior. El surco de la tróclea, en su porción postero-proximal, está interrumpido transversalmente por una estrecha depresión, luego se continúa, estrechándose para formar una corta lengüeta, que se inclina hacia atrás y hacia abajo, emplazándose como para ocluir el surco de la cara plantar del hueso, inmediatamente al lado de la porción superior de la tuberosidad interna proximal. Esta estrecha depresión que también está bien desarrollada en *Ursus deningeri* y bastante peor en *Ursus arctos*, no la he observado en *Ursus etruscus*, en el que el surco troclear llega claramente a la cara plantar.

El cuello de la cabeza del tarsotibial, está más marcado en *Ursus arctos* que en *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus* lo cual se debe a que en esta especie, la superficie articular de la cabeza del tarsotibial, se proyecta fuertemente hacia delante y hacia arriba, cosa que no suele ocurrir en *Ursus spelaeus* y *Ursus etruscus* en los que además el cuello es más largo que en *Ursus arctos*. La cabeza del astrágalo, vista desde abajo, se puede descomponer en dos zonas, que aunque constituye la misma superficie articular son, geométrica y posicionalmente distintas: la zona inferior y la interna. La inferior, la más distal del hueso, tienen un perfil más o menos circular en *Ursus spelaeus*, en *Ursus deningeri* es elipsoidal aplastada anteroposteriormente. Es notablemente más convexa en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, sobre todo en sentido anteroposterior. La parte interna de esta superficie articular de la cabeza, se desarrolla a lo largo de la arista interno-posterior del hueso. En *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* sube más y, sobre todo, sobresale más hacia la zona interna, a como suele aparecer en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. El surco, y escotadura consiguiente en el borde del hueso, que la separan de la tuberosidad proximal interna, son muy profundos en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, muy someros en *Ursus arctos*.

En la cara externa del hueso se sitúa la faceta articular para la fibula, que posee una forma trian-

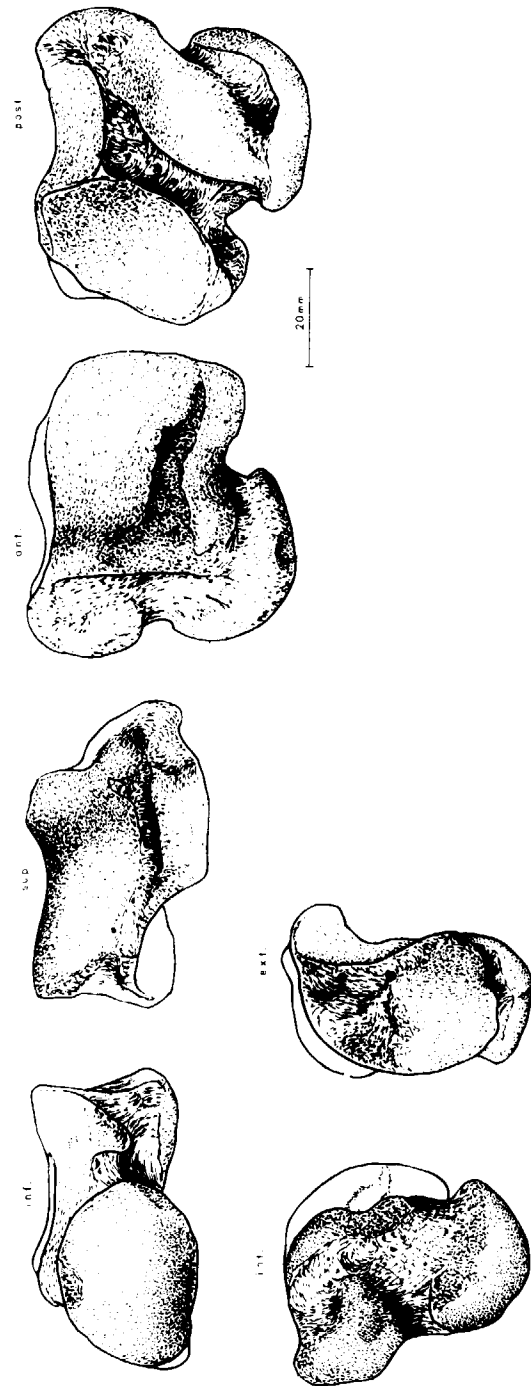


Figura 4.19.—Astrágalo (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor.

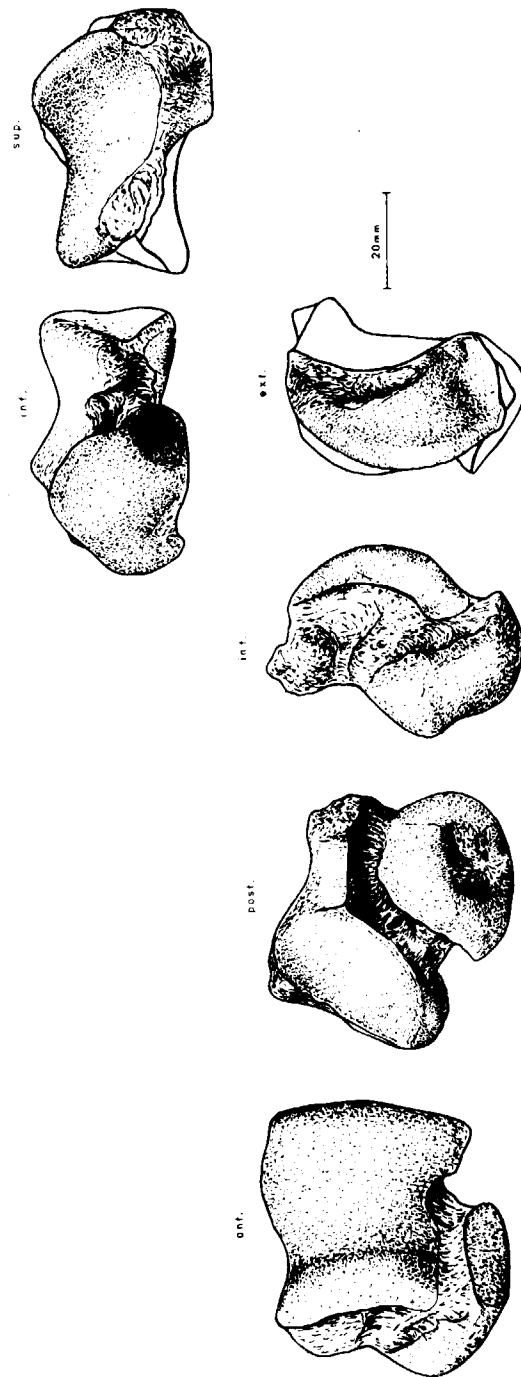


Figura 4.20.—Astrágalo (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarraña (B).

gular ya descrita al hablar de la morfología general del hueso. En *Ursus arctos* la superficie articular con la fibula ocupa casi toda la cara, dejando libre una pequeña zona en forma de cuña, que sigue el borde posterior de la cara; zona rugosa donde se inserta el ligamento externo. Debido al brutal engrosamiento de la región proximal de esta cara, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, aunque la importancia relativa de la superficie articular con la fibula es mayor, aumenta grandemente el área destinada a la inserción del ligamento externo, que está separada de la superficie articular para la fibula, por un pequeño surco, que corre a lo largo de todo el borde proximal de la misma. En *Ursus arctos* el ángulo postero inferior de la superficie articular del tarsotibial y peroné, se proyecta fuertemente hacia atrás y hacia fuera, precedido de una pequeña concavidad. Ambas morfologías están mucho menos marcadas en los astrágalos de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. No se ha podido observar esta zona en los dos astrágalos de *Ursus etruscus*.

En la cara posterior del hueso, hay dos superficies articulares y parte de otras dos que vienen desde la cara anterior. En el borde superior la lengüeta posterior del surco troclear, que es ancha, y se proyecta fuertemente hacia abajo y hacia atrás en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*; es más estrecha y se proyecta menos hacia atrás, ya que se dirige oblicuamente hacia dentro, atrás y abajo en *Ursus spelaeus*. En *Ursus arctos* es muy estrecha, fuertemente cóncava y aparece muy poco en esta cara del hueso. En el ángulo inferior-interno, aparece la superficie articular de la cabeza astragaliana, que en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus*, está separada de la superficie interna de la articulación tarsotibial-tarsoperóneo por un surco que viene desde la cara medial, donde separa la parte interna de la articulación de la cabeza astragaliana de la tuberosidad proximal. Este surco se pierde en *Ursus arctos* cerca de la arista interna, quedando simplemente una zona deprimida y rugosa, ya en la cara posterior. En la vecindad del surco palmar, ambas superficies articulares coalescen en todas las especies.

La superficie articular interna con el tarsoperóneo, posee una zona más importantes de contorno biconvexo, más ancho arriba que abajo. A continuación se desarrolla una pequeña porción articular dirigida hacia arriba y hacia atrás,

alojada bajo la tuberosidad interna proximal del astrágalo, en particular bajo la eminencia de la arista postero superior. La porción inferior de esta superficie articular, posee mayor desarrollo en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*, en el que muestra una fortísima convexidad vertical, mucho menor en las otras tres especies. La porción superior de la superficie articular, prácticamente no aparece en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*, siendo mucho más importante en *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*, aunque en este último se dirige mucho más fuertemente hacia atrás. La superficie externa de articulación con el tarsoperóneo, es fuertemente cóncava en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, más que en las dos especies espéleas, con su vértice inferior apuntado, mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* es suavemente redondado. El borde superior de esta superficie, en *Ursus etruscus*, *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, se levanta fuertemente, debido a la marcada prolongación de la lengüeta ósea procedente del surco troclear, en *Ursus arctos* se levanta mucho menos. Transversalmente es relativamente mayor en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. El surco que separa las dos superficies articulares es bastante somero en *Ursus etruscus*, siendo más profundo en las otras tres especies, aunque en *Ursus arctos* lo es algo menos, sobre todo es más angosto, aunque su parte superior sube más a lo largo del astrágalo, debido al menor desarrollo de la lengüeta ósea, prolongación del surco troclear.

Tarsoperóneo o calcáneo (figs. 4.21, 4.22, 4.23)

Si se observa en norma anterior, se distinguen de arriba a abajo las siguientes zonas anatómicas: en la parte más alta del hueso una gruesa protuberancia, la tuberosidad calcánea. Más abajo se observa una corta zona rugosa, el cuerpo del hueso aplanado transversalmente. Finalmente aparece la zona articular entre el tarsoperóneo y el tarsotibial, la primera faceta articular, la masa interna y más arriba una ancha carilla de perfil elipsoidal o cuadrangular, cuyo eje mayor o lado principal se dirige oblicuamente de arriba a abajo y de fuera a dentro, inclinándose en diverso grado hacia la cara posterior del hueso; una convexidad poco constante según su eje mayor, siendo también variable una suave convexidad, que puede presentar en sentido normal al

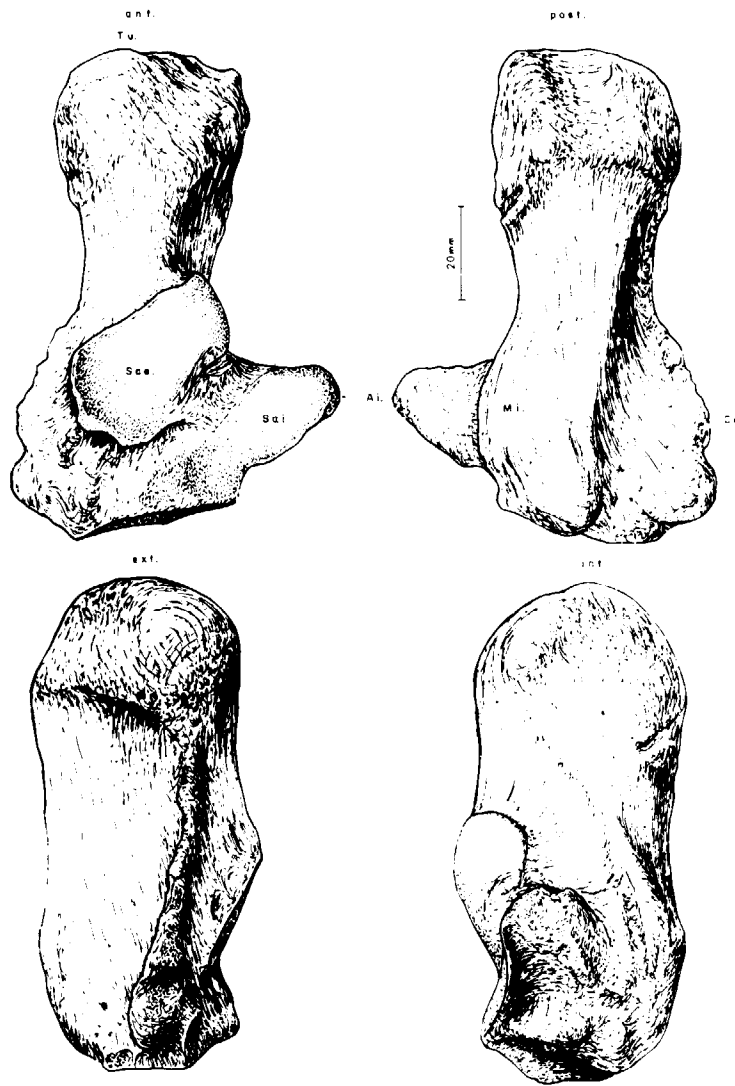


Figura 4.21.—Calcáneo (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T). Tu, tuberosidad calcánea; Mi, masa interna; Sae, superficie articular externa con el astrágalo; Sai, superficie articular interna con el astrágalo; Ce, cresta externa; Ai, apófisis interna.

primeramente descrito. Desde esta superficie articular, situada sobre el eje vertical del hueso hasta su borde inferior, se extiende un área rugosa y deprimida: la fosa calcánea, que se prolonga oblicuamente hacia la zona externa del hueso, con un surco que la separa del cuerpo. Su importancia, extensión y morfología es variable según las distintas especies. La apófisis interna consiste en una fuerte prominencia lateral, que

ocupa aproximadamente la cuarta parte del hueso y que se sitúa en su parte inferior, aunque no nace exactamente en la base, sino un poco por encima de ella, subiendo oblicuamente hacia fuera y hacia arriba, para formar una prominencia aguda, tras la cual se cierra según una línea que sería perpendicular al cuerpo del hueso en algunos casos y en otros se dirigiría hacia el cuerpo del hueso (hacia dentro) y hacia arriba. La superficie articular, que se desarrolla en la cara anterior de la apófisis interna, posee una morfología variable, pero se puede decir que cubre prácticamente toda la superficie interna, constando de una zona inferior, tangente a la base del hueso, encima de una zona de estrangulamiento, para, en la parte superior, terminar en una superficie de contorno elíptico, que vista anteriormente muestra una concavidad variable. En algunos casos, esta superficie articular, posee una prolongación más o menos importante, que se sitúa sobre el estrecho borde superior de la apófisis. En el borde externo del hueso se desarrolla una cresta que sobresale fuertemente, tiene una fuerte convexidad lateral aunque un tanto irregular. Desarrollándose su cara anterior, según un plano prácticamente normal a la cara externa del hueso. En el ángulo infero-externo de esta cresta aparece una tuberosidad, no observable en todas las especies, de contorno circular y orientada hacia afuera y hacia atrás.

Si se observa el tarsoperóneo en norma posterior, en la parte más alta se aprecia la zona posterior de la tuberosidad calcánea, dividida en dos por un surco sagital, no siempre observable, sobresaliendo más la parte interna de la tuberosidad calcánea. Debajo de la tuberosidad, el cuerpo se presenta transversalmente deprimido. Sus caras interna y externa muestran una suave concavidad. En su parte inferior se ensancha el cuerpo, aunque conserva una especie de gruesa arista posterior en cuyo final aparece una tuberosidad de contornos redondeados, cuyo eje mayor se dirige hacia arriba y hacia dentro. En algunas especies el borde inferior de esta tuberosidad, se prolonga en una línea rugosa, que sobresale marcadamente de la superficie del hueso, desarrollándose en espiral hacia arriba, de forma que atraviesa toda la cara interna, llegando a ocupar parte de la cara anterior y creando un surco ancho y poco profundo, que se coloca detrás de la apófisis interna y encima de la superficie externa de

la articulación del tarsoperóneo con el tarsotibial. El ángulo infero-externo de la tuberosidad está limitado por un profundo agujero, o simplemente una depresión, que pueden llegar incluso a faltar y que origina una escotadura en la superficie inferior del hueso. La cresta externa del tarsoperóneo, vista desde atrás, muestra un surco suave o fuertemente cóncavo más o menos ancho, que se conecta suavemente con el cuerpo del hueso. La arista libre de la cresta puede mostrar o no un reborde posterior con algunas costillas accesorias que se colocan oblicuamente respecto a él.

La cara inferior del hueso está ocupada por la superficie articular del tarsoperóneo y el cuarto hueso tarsal. De contorno elíptico, con el eje mayor paralelo al eje transversal del hueso. Es cóncava en grado variable, tanto transversal como anteroposteriormente, con su borde anterior libre y el posterior ocupado por la cara inferior de la tuberosidad postero-inferior del tarsotibial. Cuando esta tuberosidad muestra un agujero en su ángulo infero-externo, aparece una pequeña escotadura en la superficie articular del tarsoperóneo con el cuarto hueso tarsal.

En norma anterior, en su zona más alta destaca en las tres especies la enorme protuberancia de la tuberosidad calcánea, que es mucho más robusta en *Ursus spelaeus* y además posee un borde anterior recto. En *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, sobre todo en el último, es bastante menos robusta y su borde anterior oblicuo, de manera que en la parte más interna del mismo aparece una protuberancia formada por la parte del cuerpo del hueso comprendida entre la tuberosidad calcánea y la primera superficie articular, la externa, que tanto en *Ursus deningeri*, como en *Ursus arctos*, es aplanada transversalmente y algo cóncava. Mucho más robusta, aunque conservando la misma morfología, en *Ursus spelaeus*. La primera superficie articular que aparece, según se desciende a lo largo de la cara anterior del hueso, es la externa con el tarsotibial. Posee un contorno aproximadamente circular, cuyo eje mayor se orienta más o menos paralelo a la apófisis interna. Es mucho más importante, en proporción, en *Ursus spelaeus* que en las otras dos especies, en particular en lo que se refiere a su anchura. Sus extremos, superior e inferior, son rectos y quedan exentos, respecto a la superficie del hueso, poseyendo una convexidad pequeña, tanto longitudinal como transversal. En *Ursus deningeri* esta super-

ficie articular es menos extensa, más estrecha, que en *Ursus spelaeus* pero es grande, sus extremos superior e inferior son casi rectos. Posee una convexidad longitudinal muy grande, por lo que sus extremos no quedan exentos del hueso. La zona superior se inclina fuertemente hacia fuera y hacia atrás, su convexidad transversal es moderada. En *Ursus arctos*, esta superficie articular es mucho más pequeña, pero con convexidades mucho mayores, en especial en lo que concierne a la convexidad transversal, no quedando exentos

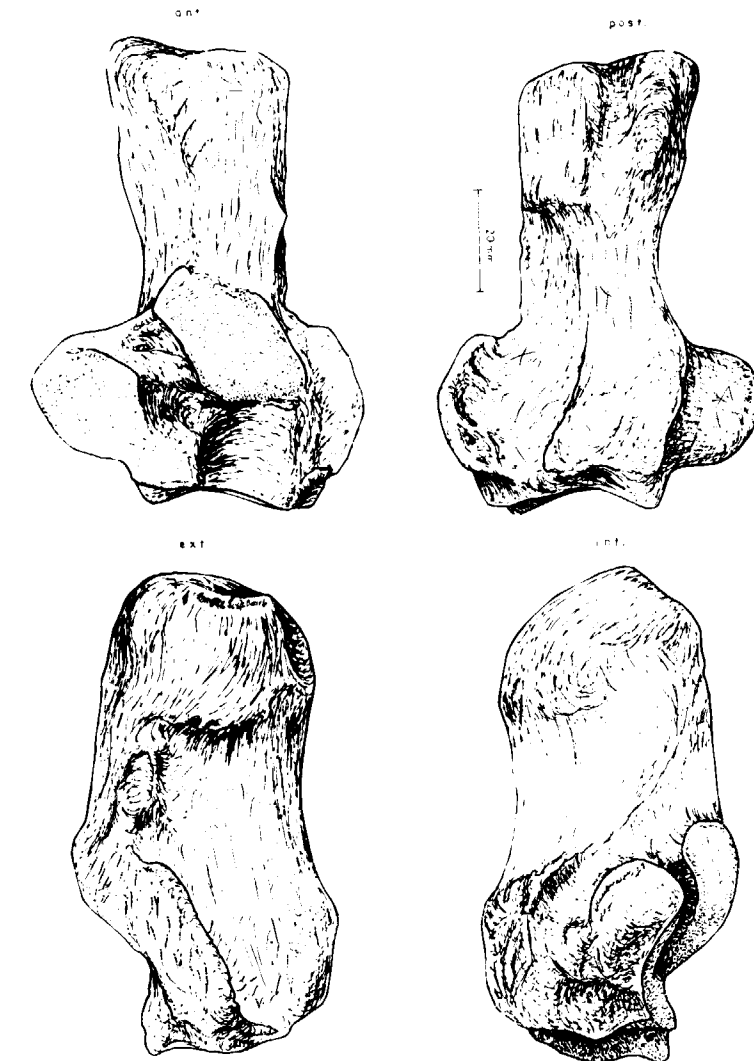


Figura 4.22.—Calcáneo (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

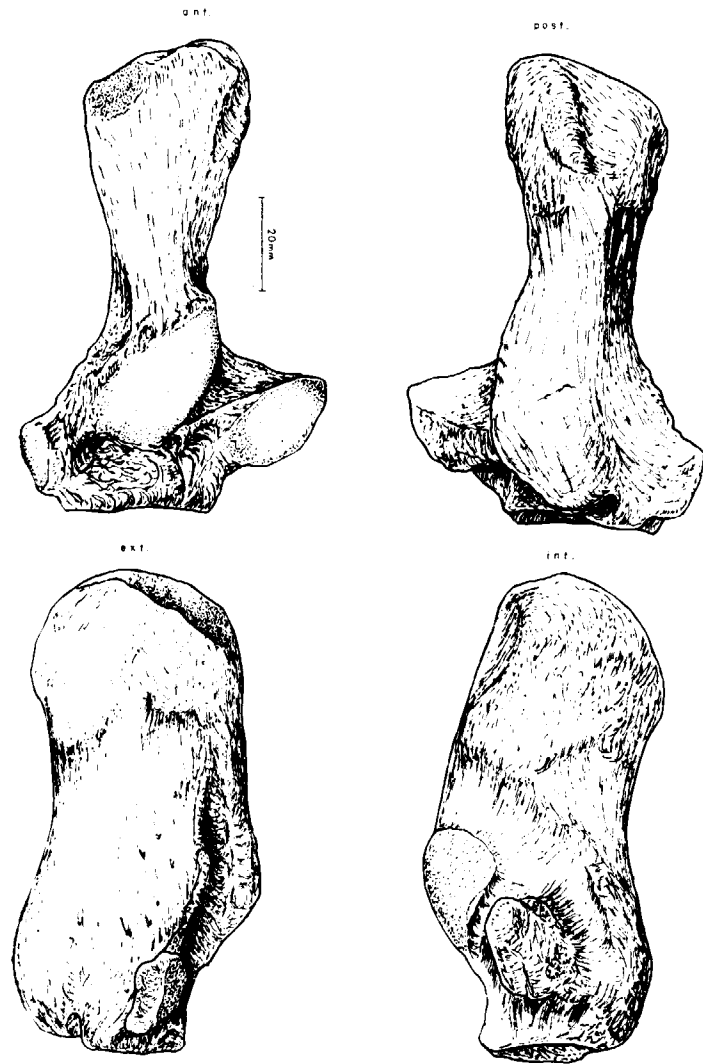


Figura 4.23.—Calcáneo (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

del hueso sus extremos. En particular, su mitad inferior se dirige fuertemente hacia atrás lo que hace más marcado el escalón que aparece en la vista transversal del hueso. Un pequeño surco, prolongación de la fosa del calcáneo, separa esta zona de la superficie interna de articulación con el tarsotibial, que se desarrolla sobre la cara anterior de la apófisis interna, más corta, aunque más robusta, en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, en los que muestra una robustez parecida. La superficie articular, se puede dividir en dos partes. La más importante, colocada

sobre la cara anterior de la apófisis interna, es ancha en el borde inferior, con un estrangulamiento central, a partir del cual vuelve a ensancharse. Esta superficie articular es más ancha, sobre todo la parte situada encima del estrangulamiento, en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, siendo además mucho más cóncava tanto longitudinalmente como transversalmente. Existe otra porción de esta superficie articular, que se coloca en el vértice superior de la apófisis interna, en prolongación de la anterior, dirigiéndose hacia atrás y hacia arriba. Es un carácter bastante significativo, ya que suele estar presente en *Ursus spelaeus* y en *Ursus deningeri*, en éste con menor desarrollo, soliendo faltar en *Ursus arctos*. Debido a la mayor anchura transversal de esta parte del hueso, la fosa es mayor en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* que en *Ursus arctos*. El surco que separa en la cara anterior las dos superficies articulares, y que está conectado con la fosa, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* ocupa todo el borde superior de la apófisis interna, mientras que en *Ursus arctos* no lo hace. La cresta externa, situada sobre el lado externo e inferior del hueso, sobresale más en *Ursus arctos*, que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, en los que muestra una pequeña tuberosidad en su ángulo inferior externo, orientada hacia fuera.

Si se comparan las caras posteriores del hueso aparecen grandes diferencias además de las ya citadas en la tuberosidad calcánea: se aprecia la existencia de un surco en la tuberosidad, que es más ancho en *Ursus spelaeus* que en las otras especies. El cuerpo es, en las tres especies, transversalmente deprimido, mostrando sus caras externa e interna cóncavas, así como su borde inferior. El borde posterior es cóncavo entre la tuberosidad calcánea y la tuberosidad posteroinferior. Esta última es más robusta en *Ursus spelaeus* que en las otras especies. El límite externo de esta tuberosidad se diluye, mientras que el límite interno constituye el borde superior de un surco profundo y ancho que, casi desde el borde inferior de la cara posterior del hueso, al pie de la tuberosidad posteroinferior, sube oblicuamente hasta acabar, ya en la cara anterior del hueso, sobre el borde superior de la articulación externa con el tarsotibial. Se extiende sobre casi toda la parte posterior de la apófisis interna y en *Ursus spelaeus*, contribuye a dejar en relieve este borde de la superficie articular.

Tras la cresta externa del calcáneo se desarrolla un surco, ancho y profundo en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, estrecho y profundo en *Ursus arctos*, en el cual además se desarrolla un reborde posterior sobre la cresta externa.

La superficie articular con el cuarto hueso tarsal es mucho más cóncava en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, y en éste más que en *Ursus deningeri*.

Hueso intermedio del tarso o escafoides (figs. 4.24, 4.25, 4.26)

Se trata de un hueso plano, de pequeñas dimensiones, destinado a suplementar la modesta altura que poseen los huesos de la fila inferior, primero, segundo y tercer tarsianos, en relación con la gran altura del cuarto hueso tarsiano, que forma junto con el intermedio la segunda fila de huesos del

tarso. Articula por su parte superior con el tarsotibial, en concreto con la cabeza del hueso, lateralmente con el cuarto hueso del tarso, y por debajo lo hace con los tres primeros huesos del tarso.

Morfológicamente puede definirse como sigue: la cara superior se puede asimilar a un cuadrado, que, evidentemente, consta de cuatro lados y cuatro vértices. El lado anterior es suavemente convexo hacia delante, continuándose regularmente, a través del ángulo antero-externo, hasta el ángulo postero-externo, donde se levanta bruscamente. Estos bordes prácticamente coinciden con el borde de la superficie articular. A partir del ángulo postero-interno, el borde de la cara se dirige, durante un corto espacio, oblicuamente hacia fuera y hacia atrás. Luego aparece una escotadura de dimensiones variables tras la que se desarrolla una tuberosidad, que ocupa todo el ángulo postero-externo, que en algunas especies se prolonga fuertemente hacia atrás. La superficie articular

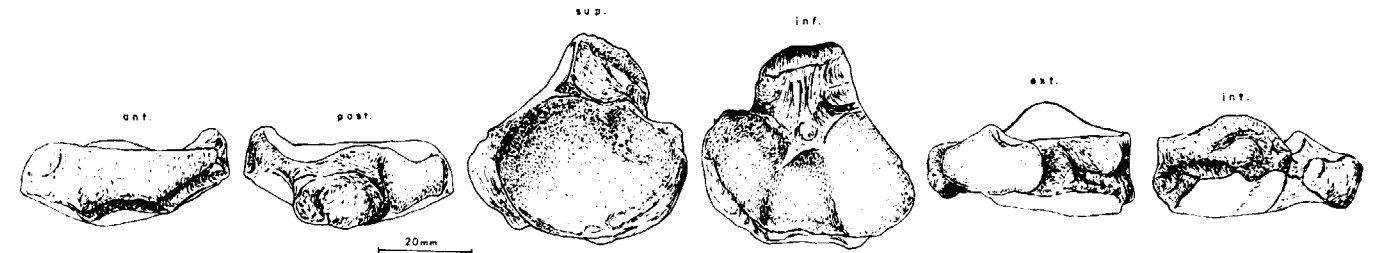


Figura 4.24.—Escafoides (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

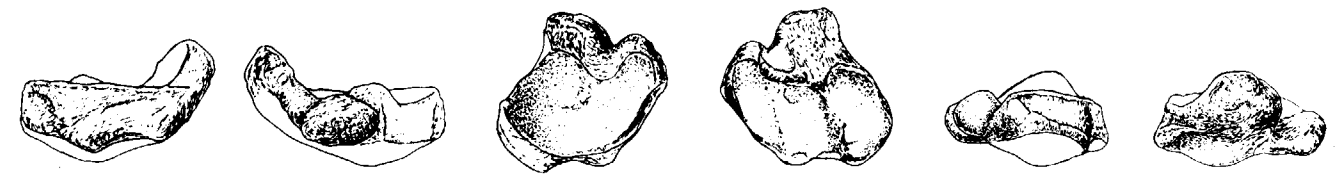


Figura 4.25.—Escafoides (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

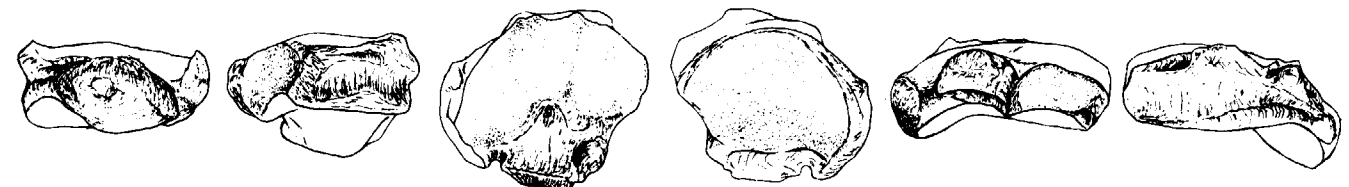


Figura 4.26.—Escafoides (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

no sigue ahora el borde posterior del hueso, sino que corre un poco más hacia el interior. En algunas especies aparece una fuerte escotadura concéntrica, con la que se detecta en el borde del hueso. Finalmente se llega al borde externo, que es recto, cóncavo y dirigido algo oblicuamente hacia dentro y hacia atrás.

La cara inferior está casi totalmente ocupada por las tres carillas articulares convexas, mayores de dentro a fuera con un reborde anterior y otro reborde externo. El área comprendida entre la escotadura del borde superior y el tercio posterior del borde interno, está ocupada por un área rugosa, que se prolonga un poco más hacia delante de lo que lo hace la tuberosidad del ángulo postero-externo en la cara superior. La cara anterior tiene un borde superior suavemente cóncavo y el inferior con tres escotaduras. La externa se inclina hacia la parte externa, la central es subhorizontal y la interna se inclina hacia la parte interna del tarso, se corresponden con los tres primeros huesos del tarso. Hay dos pequeñas protuberancias que separan la escotadura central de la externa e interna. En la cara posterior se observa, en primer plano, la gran protuberancia de la tuberosidad del ángulo postero-externo, luego el resto de la cara, que se sitúa más adelantada, la escotadura y el borde de la superficie articular fuertemente cóncavo. La cara externa tiene una base plana, la porción interna de la superficie articular superior fuertemente cóncava, y la porción lateral de la tuberosidad. Se aprecia claramente la superficie articular con el cuarto hueso tarsal con sus bordes anterior y posterior redondeados y su borde inferior y superior rectos, con una suave concavidad en sentido anteroposterior. La cara interna es muy irregular, destacando como morfología más notable la enorme elevación del ángulo postero-interno, es el borde más delgado del hueso.

Si se comparan los intermedios del tarso de las cuatro especies, en el de *Ursus arctos* la dimensión transversal supera netamente a la anteroposterior. En el de *Ursus spelaeus* son prácticamente equivalentes. En el de *Ursus etruscus*, y, sobre todo, en el de *Ursus deningeri*, domina la dimensión anteroposterior sobre la transversal. Consecuencia directa de esta disposición morfológica general es que la de la superficie articular con el astrágalo sea mucho más cóncava en *Ursus deningeri* y *Ursus etruscus*, que en *Ursus spelaeus* y, en éste, más que en *Ursus arctos*. El ángulo pos-

tero-interno sobresale más en *Ursus arctos* que en las otras especies. La escotadura del borde posterior se marca en todas las especies, pero es más grande en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, que en *Ursus arctos*. La tuberosidad del ángulo postero-externo es muy grande, y se prolonga fuertemente hacia atrás en *Ursus spelaeus*. Lo hace algo menos en *Ursus deningeri*, siendo mucho más discreta en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. La escotadura que aparece en la superficie articular, concéntrica con la que se observa en el borde del hueso, se detecta fácilmente en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. En *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* no se ha apreciado. En la cara inferior se observa la misma gradación, respecto a la importancia de la zona tuberosa del ángulo postero-externo. Zona mucho más «plana» en *Ursus arctos* que en las otras especies, en las que es notablemente más convexa, estando mejor marcadas las facetas articulares para los tres primeros huesos tarsales. Además se produce una diferencia en la inclinación de las facetas para el primero y tercer huesos tarsales, que lo hacen mucho más fuertemente en *Ursus deningeri*, respectivamente hacia fuera y hacia dentro, de lo que lo hacen en *Ursus etruscus* y *Ursus spelaeus*, y, por supuesto, mucho más de como aparece en *Ursus arctos*.

La cara anterior es muy parecida en las cuatro especies, salvo que su borde superior es menos cóncavo en *Ursus arctos* que en *Ursus spelaeus*, y en éste menos que en *Ursus etruscus* y *Ursus deningeri*. En la cara inferior destacan los diferentes grados de inclinación de las facetas articulares para el primero y tercer huesos del tarso. De la posterior cabe poco que decir, que ya no esté citado. El menor relieve de la tuberosidad postero-externa en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, en los que también es menor el desarrollo de la escotadura posterior. Es la zona más cóncava del hueso, siéndolo menos en *Ursus arctos*, después en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*. De la cara interna no hay mucho que citar, salvo que el ángulo postero-interno se eleva notablemente más en *Ursus arctos* que en las otras tres especies. La cara interna es muy similar en las cuatro especies, aunque la superficie articular con el cuarto hueso tarsal es plana y con un reborde posterior, que sale hacia la zona externa del tarso, en *Ursus arctos*, y suavemente convexa, con los bordes anterior y posterior redondeados, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. No se conoce esta zona en *Ursus etruscus*.

Cuarto hueso tarsal o cuboide (figs. 4.27, 4.28, 4.29)

El cuarto hueso tarsal se puede definir, a grosso modo, como un trapezoide con la cara superior oblicua, que articula con la zona inferior del tarsoperóneo (calcáneo). Su cara inferior lo hace con el cuarto y quinto metatarsianos, haciéndolo en la interna con el tercer tarsal.

La cara superior está ocupada por una ancha superficie articular, que corre transversalmente al hueso, de la zona más elevada, borde interno, a la más déprimida en las cercanías del borde externo, del que está separado por una pequeña ceja rugosa. Además de la convexidad transversal, posee una leve convexidad antero-posterior. Esta superficie articular determina una gruesa protuberancia cuneiforme, que ocupa prácticamente toda la cara superior del hueso. En un plano ya más inferior, visto el hueso

desde arriba, se observa en la parte posterior de la cara superior, y ocupando también los ángulos postero-inferior y postero-externo de la misma, que posee una planta cuadrada, un reborde óseo de pequeña altura, muy rugoso y suavemente convexo, que está separado del gran cuerpo óseo cuneiforme, articulación del cuarto hueso tarsal con el tarsoperóneo, por un surco de importancia variable visible sobre todo en la mitad interna de esta región posterior.

Visto el hueso por su cara inferior sus dos tercios anteriores están ocupados por una extensa superficie en la que articula con los metatarsianos cuarto o quinto. Superficie, en general, suavemente cóncava, más ancha en su borde interno y adelgazándose hacia el borde externo, donde posee una terminación más aguda pero redondeada. Los límites de esta superficie son: por delante la arista anterior, plana o suave-

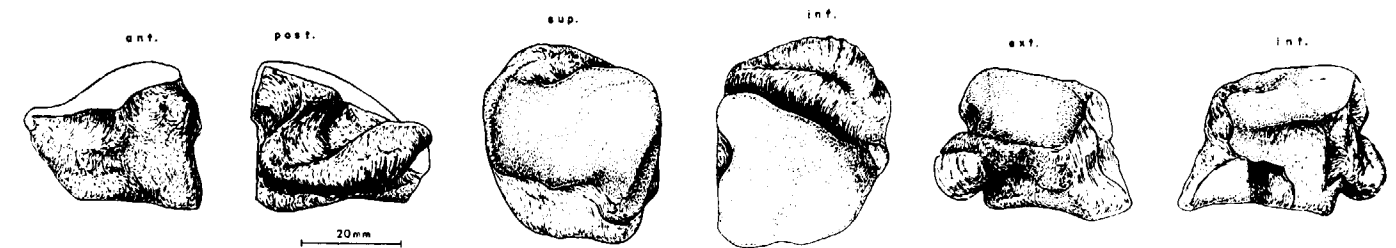


Figura 4.27.—Cuboide (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo T).

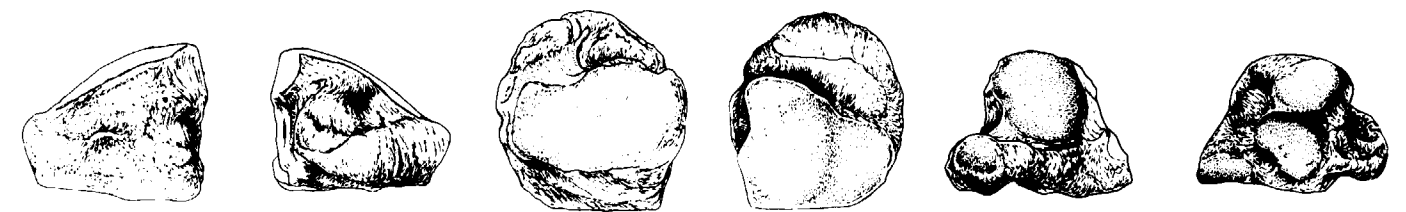


Figura 4.28.—Cuboide (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

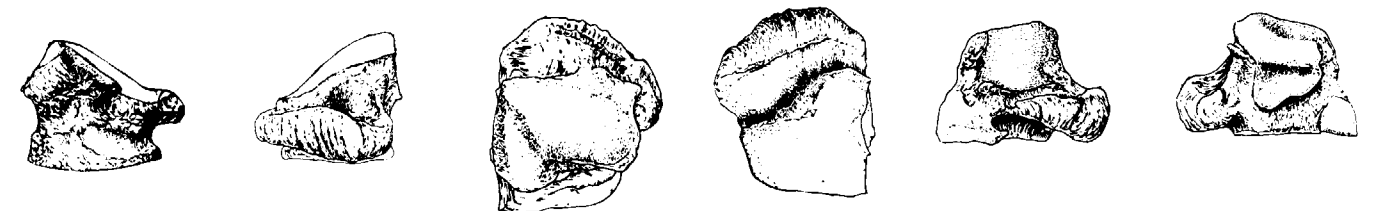


Figura 4.29.—Cuboide (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de un animal actual.

mente convexa, por detrás un surco profundo y ancho que corre desde el borde interno al externo, algo oblicuamente, ya que tiende a inclinarse hacia la parte anterior. Los límites interno y externo lo componen las zonas correspondientes de las aristas inferiores del hueso, suavemente cóncavas. Detrás de esta superficie, ya se ha citado un surco, al que sigue una prominencia rugosa, que bordea toda la arista posterior de la cara, correspondiéndose con la que se citó al hablar de la cara superior. La cara anterior del hueso es plana, algo rugosa e inclinada hacia atrás; posee una arista inferior prácticamente recta y las aristas interna y externa son rectas y verticales, siendo la externa mucho más corta que la interna, debido a la fuerte oblicuidad de la arista superior. La cara posterior, aunque más rugosa, es similar a la anterior, en lo que concierne a la protuberancia de las articulaciones con el tarsoperóneo, pero en su parte inferior está bordeada por la cresta rugosa posterior de la cara interna. Morfológicamente se puede asimilar a un triángulo con un apéndice posterior, que no es, sino el conjunto de surcos y crestas rugosas de las caras superior e inferior. El triángulo está determinado por la arista inferior de la cara, que es la arista inferior interna del hueso, recta o suavemente convexa. El lado anterior es la arista antero-interna del hueso, inclinada hacia atrás. El lado posterior es la línea postero-interna de la protuberancia articular con el tarsoperóneo. Esta cara muestra unas complicadas superficies articulares, que varían en cada especie. La cara externa, ocupada casi toda ella por la superficie articular con el tarsoperóneo, parte de la cara anterior del hueso, visible, ya que se inclina hacia atrás, y los surcos y crestas rugosas posteriores (de la cara superior e inferior).

Se pueden localizar las siguientes diferencias: si se observa la superficie articular superior, tanto en *Ursus deningeri* como en *Ursus spelaeus*, se desarrolla como una superficie de curvatura y oblicuidad única, descendente desde la zona interna a la externa, mientras que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, un poco antes del borde con la arista interna, se inflexiona bruscamente, dando una pequeña superficie oblicua que se inclina hacia abajo, hacia dentro y hacia delante, es la faceta articular con el astrágalo. Por otra parte, la pendiente de esta superficie es mayor y posee mayor concavidad en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*,

sobre todo en el primero, que la que presenta esta zona en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*.

En la superficie articular con los metatarsianos cuarto y quinto no se ha localizado ninguna diferencia importante, salvo que el surco posterior y la cresta que le sigue son, respectivamente, más profundo y más prominente hacia abajo en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, aunque en éstos el surco es más ancho y la cresta tiene mayor grosor anteroposterior. La cara anterior no presenta ninguna diferencia, salvo que una protuberancia situada en el ángulo supero-interno es más puntiaguda en *Ursus arctos*, y que, en general, esta cara es más rugosa en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La cara posterior no revela diferencias de importancia, salvo la mayor robustez de cresta posterior de la cara superior, en las especies espéleas, que también se prolonga a lo largo del borde inferior de la cara externa, de forma más marcada en estas especies (*Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*). La cara interna es compleja: en *Ursus arctos* aparece en el vértice superior, la prolongación de la superficie articular de la cara superior, que produce una pequeña faceta inclinada hacia la región interna del tarso, hacia abajo y hacia fuera, suavemente cóncava. Tras esta faceta se encuentra otra, redondeada y algo convexa, situada en posición retrasada y muy prominente. Esta faceta está separada de la articulación con el astrágalo por un escalón casi vertical, orientándose hacia la parte posterior y externa del hueso. Bajo el conjunto formado por estas dos facetas articulares, que se encuentran tangentes al borde superior del hueso, aparece una tercera, situada prácticamente en el centro de la cara, tangente a las dos ya citadas, de forma subredondeada y cóncava. Finalmente, aparece una última faceta articular en el ángulo antero-inferior de la cara, de forma elipsoidal, con su eje mayor paralelo a la arista inferior de la cara, a la que es tangente. Un surco profundo y angosto separa esta última faceta de la que se sitúa en el centro de la cara.

Ursus deningeri presenta una morfología más simple: no existe una faceta de articulación con el tarsoperóneo, derivada de la superficie articular superior del hueso, tiene mayor desarrollo la faceta circular superior, que se sitúa en el ángulo postero-superior de la cara y ocupa casi toda la arista superior. Es muy prominente, aproximadamente plana y orientándose prácticamente en la

dirección de la cara interna es tangente en su borde inferior y, mediante un escalón, con la faceta que se coloca en el centro de la cara, la cual, a su vez, es plana y de mayores dimensiones, prolongándose mucho hacia abajo, hasta casi tocar la arista inferior. En el ángulo antero-inferior de la cara, se encuentra la otra faceta articular, que posee formas variables, pero siempre redondeadas, estando separada de la faceta del centro, por un surco ancho y profundo.

En *Ursus spelaeus* se alcanza el grado final de desarrollo de estas facetas articulares, desaparece el surco que separaba la del ángulo antero-inferior y la del centro de la cara, de forma que queda una gran superficie articular única. Su parte superior ocupa el borde superior de la cara, no tan prominentemente como en las otras especies. Un suave escalón la separa de una extensa superficie articular plana, que ocupa la parte central del hueso, según una línea recta que la limita anteriormente, y que corre, casi paralela, a la arista anterior de la cara y muy cerca de ella, sirviendo también de límite a la faceta superior. Por detrás la limita una línea convexa, que desciende hasta tocar la arista inferior de la cara, más allá de la mitad de la misma; estando todo el borde inferior de la cara comprendido entre la zona en que esta línea convexa lo toca, y el ángulo antero-inferior, que está ocupado por esta superficie articular.

En la cara externa del hueso no se detectan grandes diferencias, salvo la mayor dimensión anteroposterior de la superficie articular superior del hueso, y su mayor pendiente en *Ursus spelaeus*, no siendo este fenómeno tan manifiesto en *Ursus deningeri*.

Primer hueso tarsal (primer cuneiforme) (figs. 4.30, 4.31, 4.32)

Este hueso articula por arriba con la faceta más interna de la cara inferior del hueso intermedio del tarso, por debajo lo hace con el primer metatarsiano, haciéndolo externamente con el segundo hueso del tarso.

Se trata de un hueso alto, relativamente largo en sentido anteroposterior y transversalmente aplastado. Tiene una arista anterior recta o suavemente convexa y otra posterior que comienza rec-

ta, para proyectarse hacia la mitad de su altura más o menos fuertemente hacia atrás.

La cara interna es rugosa, suavemente convexa. En la cara externa está la superficie articular con el segundo hueso tarsal. De morfología muy variable, ocupa los dos tercios del borde inferior de la cara y, aproximadamente, un tercio de la altura de la misma. La cara, en sí, posee una primera parte más o menos plana, que se dirige oblicuamente hacia fuera y hacia atrás y, al llegar a una pequeña protuberancia, existente en su borde superior, se inflexiona y se dirige hacia dentro y hacia atrás. La cara superior presenta la superficie articular con el intermedio del tarso, de contorno elipsoidal, agudo delante y detrás, más o menos cóncavo, tanto longitudinal como transversalmente, inclinándose toda la superficie suavemente hacia la zona interna del tarso. La cara inferior contiene a la superficie articular con el primer metatarsiano, aguda delante y ancha y redondeada detrás, de concavidad variable.

La primera diferencia que se ha podido detectar es que, mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* es un hueso relativamente alto, en *Ursus spelaeus* es bastante más achatado. La superficie articular superior es similar en las especies, aunque parece inclinarse más marcadamente hacia dentro, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, que en *Ursus arctos*. La arista posterior, en *Ursus deningeri*, es recta, mientras que en *Ursus arctos* y *Ursus spelaeus*, se descompone en dos partes, una superior vertical y otra inferior que se proyecta marcadamente hacia abajo y hacia atrás. La cara interna, haciendo abstracción de la superficie articular con el segundo hueso del tarso, es igual en las tres especies. La superficie articular anteriormente aludida, en *Ursus deningeri*, se levanta desde el ángulo antero-inferior en el que nace, hasta dos tercios de la cara, en la que termina en una línea oblicua que se dirige hacia abajo y hacia atrás. En *Ursus spelaeus* nace en las cercanías del ángulo supero-anterior de la cara, para ir descendiendo gradualmente a los dos tercios del recorrido de la cara. En *Ursus arctos*, el límite superior de la cara nace a mitad del borde anterior de la misma, describe un recorrido sinuoso cóncavo-convexo-cóncavo, para ir finalmente a morir un poco antes de los dos tercios del recorrido de la cara.

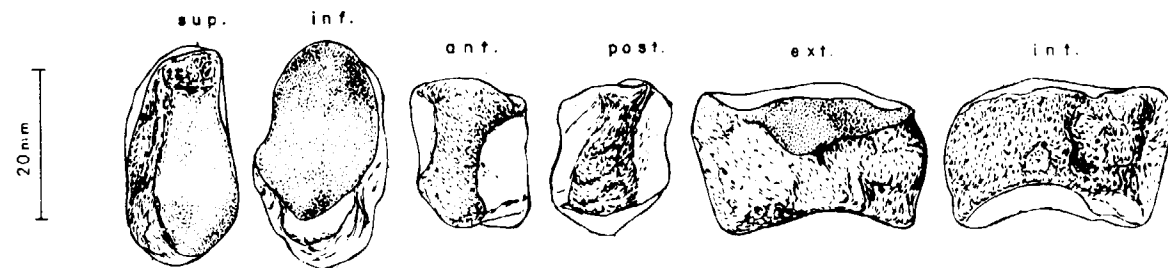


Figura 4.30.—Primer cuneiforme (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).



Figura 4.31.—Primer cuneiforme (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).



Figura 4.32.—Primer cuneiforme (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de un animal actual.

Segundo hueso tarsal o segundo cuneiforme (figs. 4.33, 4.34, 4.35)

Este hueso articula en su parte superior con la faceta articular central del accesorio del tarso, por debajo lo hace con el segundo metatarsiano, internamente con el primer hueso del tarso y externamente con el tercer hueso del tarso.

Es un hueso aplanado, con la cara superior totalmente ocupada por la superficie articular con el hueso central, de morfología variable; cóncava en casi toda su extensión menos en el borde posterior, donde se levanta ligeramente y se hace convexa. La cara inferior es triangular, con los lados anterior e internos rectos, formando un ángulo recto en el vértice antero-interno. El lado externo es sinuoso. La zona del vértice posterior

está ocupada por una pequeña apófisis redondeada, que se proyecta hacia atrás. La superficie articular con el segundo metatarsiano es cóncava, en sentido antero-posterior, inclinándose toda la superficie levemente hacia fuera.

La cara anterior es cuadrangular, de ángulos redondeados y muy rugosa. La cara interna es rectangular, con sus ángulos antero y postero superiores redondeados. El ángulo postero-superior está ocupado por la cara lateral de la pequeña apófisis palmar. Casi toda la cara está ocupada con la superficie articular con el primer hueso tarsal, en forma de banda de lados anterior y posterior con ángulos redondeados, levemente convexa en su mitad anterior, y levemente cóncava en su mitad posterior. La cara externa posee los lados anterior y posterior rectos, el superior y el

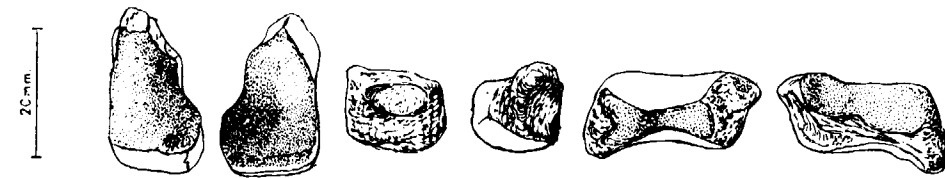


Figura 4.33.—Segundo cuneiforme (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).



Figura 4.34.—Segundo cuneiforme (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

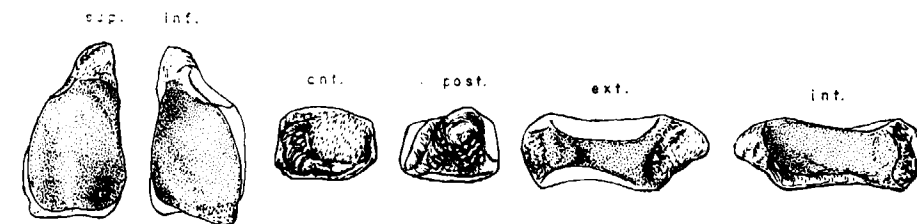


Figura 4.35.—Segundo cuneiforme (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de un animal actual.

inferior se corresponden con los bordes de la superficie articular correspondiente: está casi totalmente ocupada por la superficie articular con el tercer hueso del tarso, suavemente convexo.

Tercer hueso tarsal o tercer cuneiforme (figs. 4.36, 4.37, 4.38)

Es un hueso de aspecto trapezoidal, que en su cara superior articula con la faceta más extensa del hueso central del tarso; la interna lo hace con el segundo hueso tarsal; por su cara externa lo hace con el cuarto hueso tarsal y, finalmente, en su cara interior, lo hace con el cuarto metatarsiano. La cara superior, uniformemente cóncava en sentido antero-posterior y transversal, tiene forma trapezoidal, con su lado anterior convexo, al igual que el posterior; el lado interno es recto con una diminuta escotadura un poco por

detrás del centro del lado; el lado externo es cóncavo. La cara inferior, más pequeña que la superior, sobre todo en sentido antero-posterior, posee una morfología más redondeada, ya que los lados anterior y posterior se curvan fuertemente, son muy convexos; los lados interno y externo son bastante rectilíneos. La cara anterior del hueso posee también una forma de trapecio irregular con sus lados superior e inferior cóncavos, sobre todo el superior. Los lados externo e interno son suavemente oblicuos, se inclinan de arriba a abajo hacia el interior del hueso; en el borde interno aparece una pequeña escotadura, que no es sino la proyección de la superficie articular, que se desarrolla sobre la cara interna. La cara interna está ocupada por la superficie articular con el segundo hueso carpal, posee morfología distinta según las diversas especies. La cara externa está casi totalmente ocupada con la superficie articular para el cuarto tarsal, es variable según las especies.

Respecto a la forma general del hueso poco hay que decir, salvo que tanto en *Ursus etruscus* como en *Ursus arctos* se observa una mayor gracilidad transversal, de forma que el hueso termina en un vértice agudo. En la cara superior se refleja esta gracilidad, a la que se ha aludido anteriormente; posee forma triangular en vez de forma trapezoidal, además el borde anterior de la cara es casi recto, en vez de mostrar la fuerte convexidad de *Ursus deningeri*. Los bordes interno y externo son menos convexos, que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, y el borde posterior se estrecha muchísimo; esto también ocurre, aunque en menor grado, en *Ursus deningeri*. El borde externo presenta, tanto en *Ursus etruscus* como en *Ursus arctos*, una escotadura similar a la que aparece en el borde interno, aunque más pequeña y más retrasada que la que aparece en aquel borde y que es proporcionalmente mucho ma-

yor. La concavidad de la superficie articular con el central del tarso, es mucho menor en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La cara inferior es muy parecida, una superficie de contorno cuadrangular redondeado, convexo en los bordes anterior y posterior, casi recto en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*. La cara anterior también es similar, trapezoidal, aunque la diferencia de anchura del borde superior y el inferior parece ser mayor en *Ursus arctos* que en las otras especies, de forma que los lados interno y externo son más oblicuos. La cara posterior es cuadrada, convexa y rugosa en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, se estrecha mucho transversalmente, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, constituyendo, prácticamente, una gruesa arista muy irregular y rugosa. La cara interna, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, está ocupada en buena parte por la superficie articular con el segundo

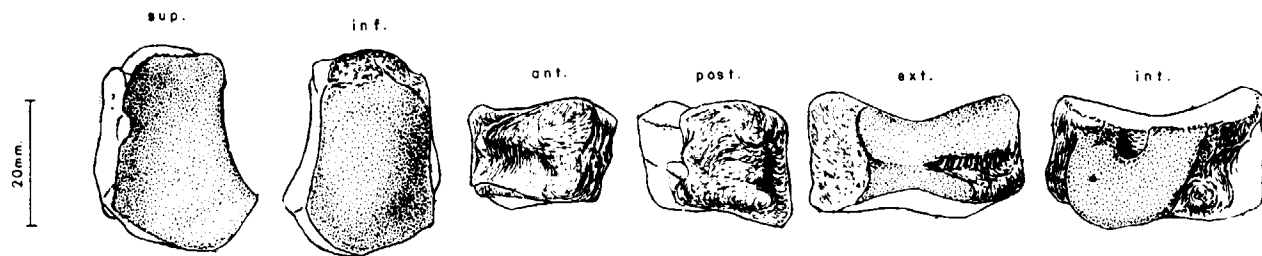


Figura 4.36.—Tercer cuneiforme (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

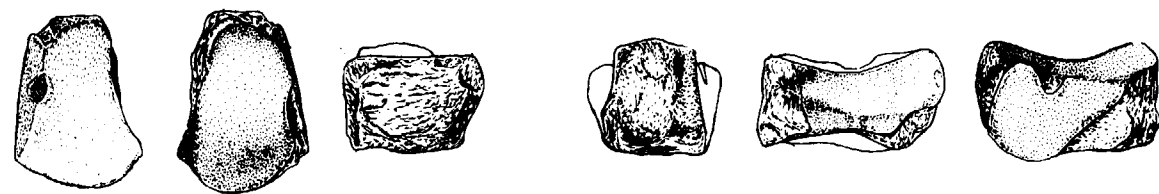


Figura 4.37.—Tercer cuneiforme (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

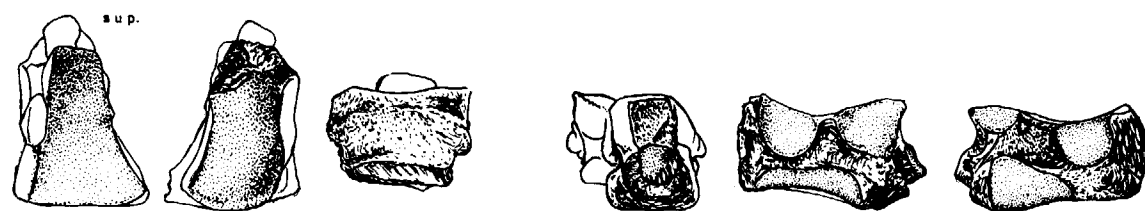


Figura 4.38.—Tercer cuneiforme (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega LB).

tarsal. Se puede definir esta superficie como una ancha herradura, cuya zona curva se hace tangente al borde inferior de la cara, y cuyo hueco central es la escotadura visible en el borde interno de la cara superior. La morfología de esta zona, en *Ursus deningeri*, es similar a la que aparece en *Ursus spelaeus*, pero aunque la rama posterior de la «herradura», baja casi verticalmente, como en *Ursus spelaeus*, aunque se inclina un poquito hacia atrás, la rama anterior corre muy oblicuamente hacia atrás, desde el ángulo antero-superior, con lo que la «herradura» pierde la simetría que se observó en aquél. En *Ursus etruscus* la morfología es radicalmente distinta; hay una pequeña faceta articular en forma de semicírculo, situada en el ángulo antero-superior de la cara. Justo en el borde postero-superior se sitúa una diminuta faceta articular, estas dos pequeñas superficies articulares se corresponderían con las partes terminales de la «herradura» articular visible en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*; la escotadura que las separa se ha agrandado notablemente, la parte curva de la herradura, situada en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* tangente al borde inferior de esta cara, está representada por una ancha superficie articular que corre por casi todo el borde inferior de la cara, menos ancha delante que detrás, y separada por dos pequeños surcos, que determinan cada una de las dos pequeñas facetas articulares citadas líneas arriba.

La cara externa está ocupada, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, por la superficie articular con el cuarto hueso tarsal, compuesta por una zona suavemente cóncava que corre por todo el borde superior del hueso, hasta más o menos la mitad de su altura, en la que se levanta, formando una pequeña ceja que llega hasta el borde inferior. En un ejemplar de *Ursus spelaeus* se ha encontrado un pequeño surco que separa la mitad posterior de las dos superficies. Al igual que ocurre con la cara interna de este hueso, la externa en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* es bastante distinta, ya que la banda que corría por toda la mitad superior de la cara, se ha transformado en dos pequeñas facetas articulares cóncavas, de contorno más o menos circular; el lado recto coincide con el borde superior del hueso, y están separadas entre sí por una escotadura que es visible desde la cara superior; la zona prominente de esta articulación, que se extendía en la mitad inferior de esta cara en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, en *Ursus arctos* es una estrecha banda si-

tuada en el borde inferior de la cara, algo prominente, y separada de las dos facetas del borde superior por dos surcos.

4.3. METATARSO

En la planta posterior existen cinco huesos largos, los metatarsianos, que articulan en su parte superior con los cuatro primeros huesos tarsales, haciéndolo en la inferior con las primeras falanges. En su parte proximal articulan entre sí mediante facetas cóncavas, alternativamente. En la parte inferior lo hacen entre pares de huesos sesamoideos, y con las primeras falanges.

En todo metatarsiano se pueden distinguir tres partes básicas: una zona proximal (base para la articulación con el carpo), una diáfisis y una zona articular distal, provista de una zona articular semiesférica con una cresta sagital posterior (cabeza).

Sobre los metatarsianos se tomaron las siguientes medidas: (1) longitud absoluta, (2) diámetro transversal de la extremidad superior, (3) diámetro antero-posterior de la extremidad superior, (4) diámetro transversal de la diáfisis, (5) diámetro antero-posterior de la diáfisis, (6) diámetro transversal máximo de la extremidad inferior. Además se calcularon los índices siguientes: (7) relación porcentual entre el diámetro transversal de la extremidad superior (2) y la longitud (1) (2/1 por 100), (8) relación porcentual entre el diámetro transversal de la diáfisis (4) y la longitud absoluta (1) (4/1 por 100), (9) relación porcentual entre el diámetro transversal máximo de la extremidad inferior (6) y la longitud absoluta (1) (6/1 por 100).

En la figura 4.39 aparecen los histogramas de las longitudes totales de los metatarsianos del oso de las cavernas. De forma similar a lo que ocurría en los metacarpianos de esta especie se observa que existe una fuerte diferenciación métrica entre el primer metatarsiano y los cuatro restantes. El solapamiento métrico alcanza al 37 por 100 de las piezas, valor notablemente más elevado que el que se detectó en el primer metacarpiano. Entre el segundo y tercero metatarsianos el solapamiento es muy grande (78 por 100), entre el tercero y cuarto es del 77 por 100, siendo total el existente entre el cuarto y el quinto, más impor-

tante que el que existía entre el cuarto y quinto metacarpianos. Evidentemente, aunque aparezcan los importantes solapamientos arriba reseñados, existe un claro desarrollo creciente entre el primer y cuarto metatarsiano, ya que los valores más frecuentes (modas) se van desplazando progresivamente, hacia clases de longitudes mayores.

En las longitudes de los metatarsianos de *Ursus deningeri* (fig. 4.40), se detecta un fenómeno, parecido al reseñado para los del oso de las cavernas, aunque hay que tomar en cuenta que la muestra es lo suficientemente reducida como para que posibles valores extremos no estén representados. El primer metatarsiano tiene un solapamiento bajo con el segundo, dos ejemplares de un total de dieciocho. Sólo tres segundos metatarsianos quedan comprendidos en el recorrido de la muestra correspondientes a la longitud absoluta del tercer metatarsiano, de un total de diez huesos. Entre el tercero y cuarto, el solapamiento es más importante, así de un total de 16 Mt III, cinco quedan dentro del rango de variación de la longitud absoluta del Mt IV; entre el cuarto y el quinto metatarsianos, al igual que ocurría en el oso de las cavernas, el solapamiento es total.

En las longitudes de los metatarsianos de *Ursus arctos* (fig. 4.41), hay ya un cambio importante. El primer metatarsiano posee un importante solapamiento con el Mt II. De un total de dieciocho ejemplares, diez quedan comprendidos en el recorrido del Mt II. Entre el segundo y el tercer metatarsiano de un total de quince ejemplares que he podido medir, once se solapan con el recorrido del Mt III. Entre el tercer y cuarto metatarsianos, el solapamiento parece haber disminuido, así de quince ejemplares sólo seis quedan comprendidos en el recorrido del Mt IV; finalmente, el cuarto metatarsiano solapa totalmente con el Mt V, e incluso existen valores de longitudes absolutas del Mt V, que se colocan por debajo del límite inferior del recorrido de la longitud absoluta del Mt V, se trata de un quinto metatarsiano procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

Si ahora se contempla el conjunto de los histogramas de los cinco metatarsianos de cada especie, entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* existe un solapamiento absoluto, es decir, que la longitud de cualquier metatarsiano de *Ursus deningeri*

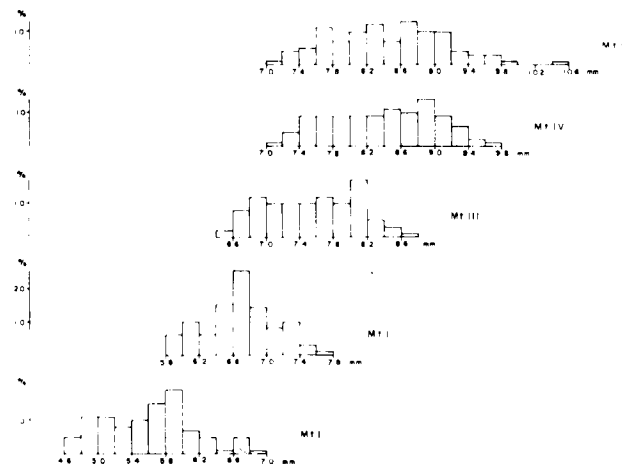


Figura 4.39.—Histogramas de la longitud absoluta (l) de los metatarsianos de *Ursus spelaeus*.

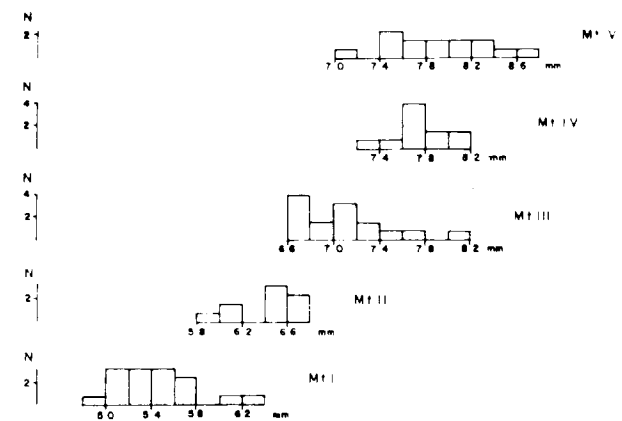


Figura 4.40.—Histogramas de la longitud absoluta (l) de los metatarsianos de *Ursus deningeri*.

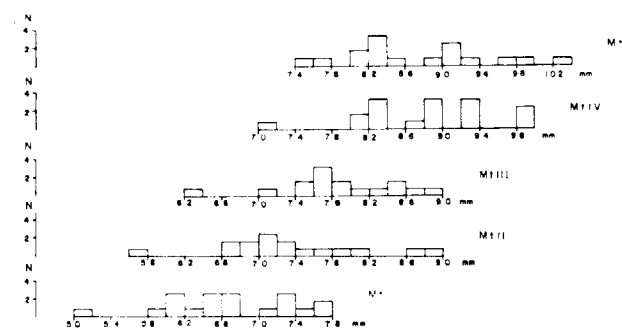


Figura 4.41.—Histogramas de la longitud absoluta (l) de los metatarsianos de *Ursus arctos*.

queda comprendida dentro del recorrido de su homólogo en *Ursus spelaeus*. Entre los metatarsianos de *Ursus arctos* y de *Ursus spelaeus* el solapamiento aumenta gradualmente desde el Mt I, donde es pequeño, al Mt II, donde es importante, hasta los Mt III, Mt IV y Mt V en los que es total. Esto pone de manifiesto algo ya intuido: la diferenciación específica, en lo que a la longitud de los metatarsianos se refiere, nunca es total, y se pone más de manifiesto en los dos primeros metatarsianos de *Ursus arctos*.

Primer metatarsiano (figs. 4.42, 4.43, 4.44)

Es el metatarsiano más corto de todos. En la zona proximal destaca la superficie articular con el primer hueso tarsal, que puede describirse como una superficie de perímetro asimilable a un triángulo, con tres lados curvos y tres ángulos. El ángulo anterior se sitúa prácticamente, sobre el lado externo; el lado posterior es estrecho y fuertemente cóncavo; el lado externo es largo, suavemente cóncavo, va desde el ángulo postero-interno hasta el ángulo anterior sobre el lado externo; el lado externo de la superficie articular sigue el borde externo de la cabeza y es prácticamente recto. Si se observa transversalmente esta superficie articular, se aprecia que es cóncava antero-posteriormente, al igual que sus

lados externo e interno; por detrás suele estar limitada por un reborde óseo, y en su ángulo interno aparece una pequeña prominencia vertical.

La superficie articular superior, en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*, es muy poco convexa antero-posteriormente, bajando poco sobre la cara anterior del hueso. En *Ursus spelaeus* también baja poco, pero está topográficamente dividida en dos zonas de pendiente distinta, unidas por una inflexión: una zona anterior muy inclinada hacia delante y hacia abajo y otra zona posterior que es prácticamente horizontal. Este fenómeno aparece notablemente más marcado en los primeros metatarsianos de *Ursus deningeri*. La dimensión transversal de esta superficie articular, en relación con la anchura total de esta extremidad, es mayor en *Ursus spelaeus*, *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri*, en el cual, además, es más oblicua en la zona posterior.

Ya se ha citado que la parte posterior está limitada por un reborde y por dos protuberancias verticales presentes en los ángulos postero-interno y externo. Esta morfología está menos marcada en *Ursus spelaeus*, de forma que a veces la superficie desborda sobre la cara posterior del hueso. La cara interna de la extremidad proximal está ocupada por una tuberosidad, que es más importante en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*; en la cara

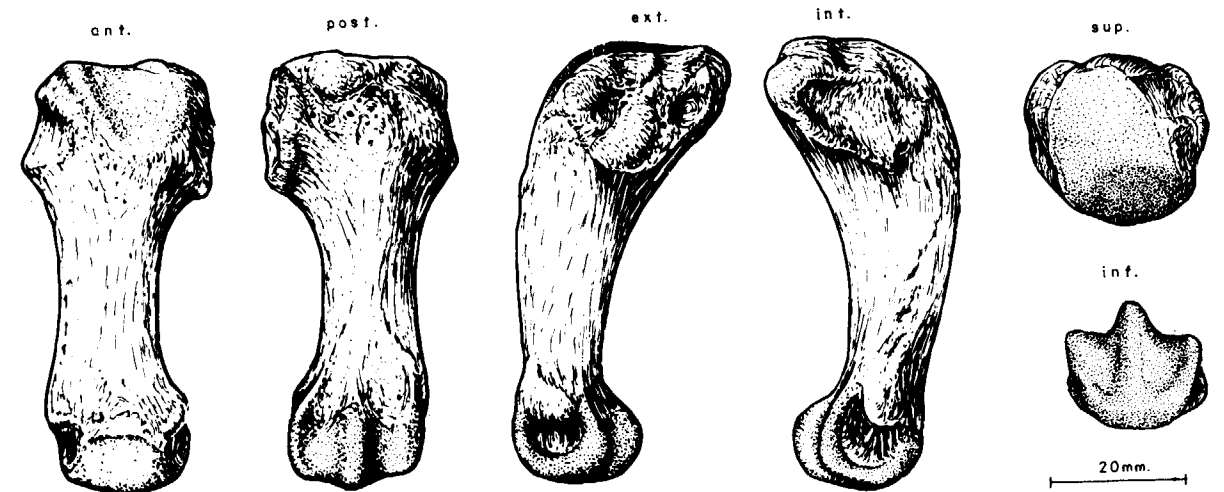


Figura 4.42.—Primer metatarsiano (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

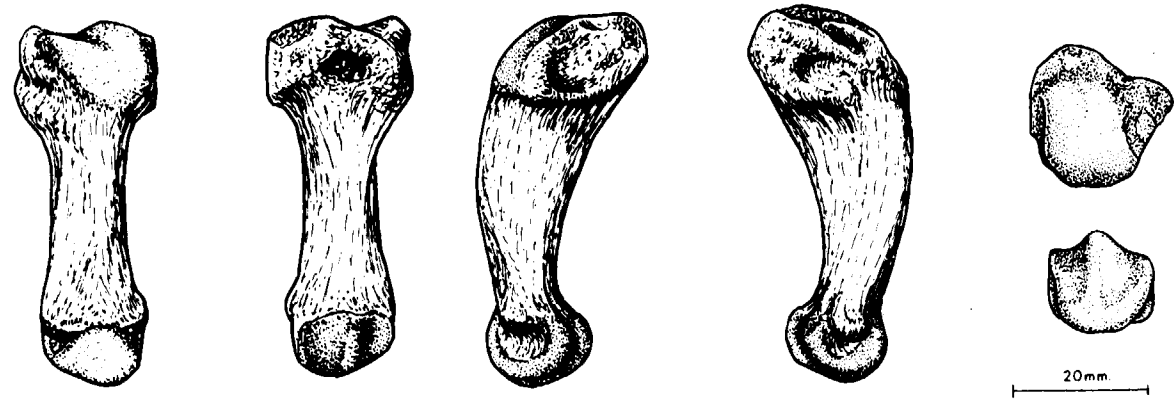


Figura 4.43.—Primer metatarsiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

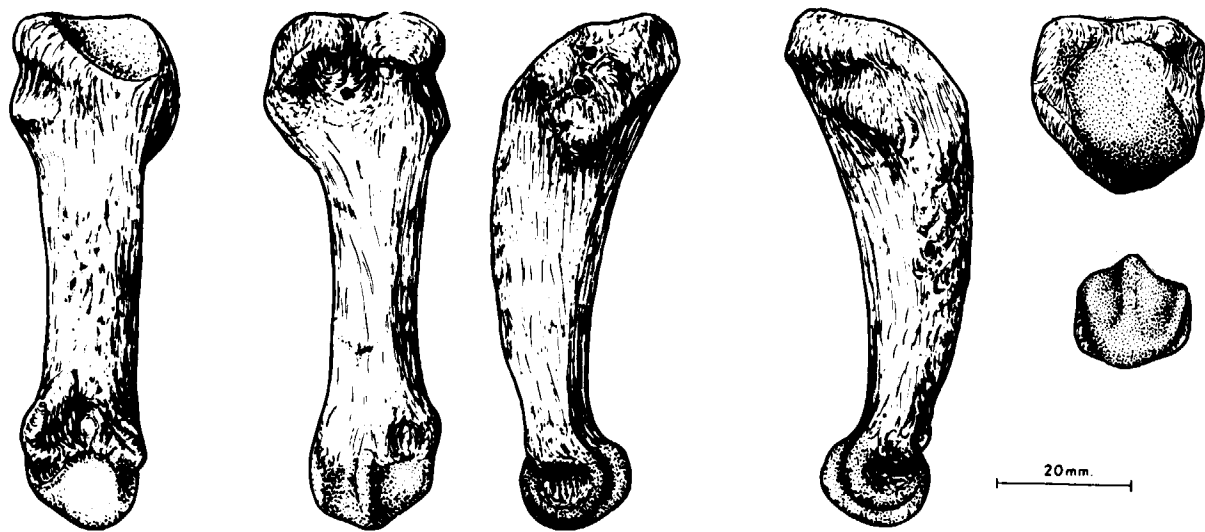


Figura 4.44.—Primer metatarsiano (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

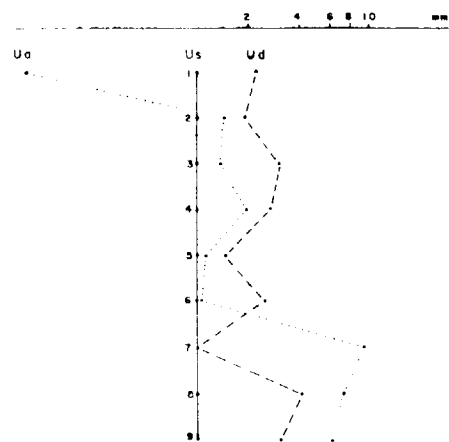


Figura 4.44.—Representación semilogarítmica de las diferencias existentes entre los valores medios de medidas e índices del primer metatarsiano.

externa hay una imprecisa zona sobresaliente para la articulación con el segundo metacarpiano. En la cara posterior de la extremidad proximal hay una fosa limitada por dos protuberancias laterales, mejor marcada en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri* que en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos*.

Las diáfisis son similares, aunque más largas en *Ursus etruscus* y *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, pero en *Ursus arctos* se curvan menos en sentido antero-posterior de lo que lo hacen en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, sobre todo en el primero, en *Ursus spelaeus* la cara posterior de la diáfisis es recta mientras que en *Ursus deningeri* es cóncava.

Excepto en la robustez no he encontrado diferencias en la extremidad distal.

Las tablas de las medidas de los primeros metatarsianos de las distintas especies de los diversos yacimientos, así como los parámetros estadísticos de ellas derivadas, están reflejados en tabla 4.7 (*Ursus deningeri*), tabla 4.8 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.9 (*Ursus arctos*).

La representación semilogarítmica de las diferencias entre los valores medios de medidas e índices del primer metatarsiano de las tres especies consideradas (fig. 4.45), es altamente significativo: se detecta rápidamente, que el primer metatarsiano de *Ursus arctos* es más largo que el del oso de las cavernas (más de 10 mm.) y todavía más largo que el de *Ursus deningeri* (más de 12 mm.). Por el contrario, todas sus medidas transversales y anteroposteriores se hacen netamente menores que sus homólogas en el primer metatarsiano del oso de las cavernas, aunque se mantienen constantemente mayores que las de

Ursus deningeri. Al ser mayor la longitud total del hueso, todos los índices (7, 8 y 9) se hacen netamente menores que los de *Ursus spelaeus* y también que los de *Ursus deningeri*. El primer metatarsiano de *Ursus deningeri* mantiene constantemente sus dimensiones medias, menores que las del Mt I del oso de las cavernas. Aunque la diferencia se minimiza en el diámetro transversal máximo de la diáfisis (4), siendo muy similar el valor del índice que representa la relación porcentual entre el máximo diámetro transversal de la extremidad superior (2) y la longitud absoluta (1).

Se separan las tres especies con casi total nitidez. Existe un leve solapamiento entre *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, siendo más robusta, en relación a la longitud absoluta del hueso, la diáfisis del Mt I de *Ursus spelaeus*, la más grácil corresponde a *Ursus arctos*; *Ursus deningeri* se coloca entre ambos en una posición bastante simétrica.

| | B | | | |
|---|-------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 54,1 | 3,54 | 19 | 48,7 - 62,0 |
| 2 | 21,5 | 2,34 | 28 | 18,7 - 25,8 |
| 3 | 19,6 | 2,94 | 27 | 13,4 - 26,3 |
| 4 | 10,0 | 1,35 | 23 | 8,7 - 13,3 |
| 5 | 11,2 | 1,43 | 18 | 9,2 - 14,3 |
| 6 | 15,3 | 1,37 | 19 | 13,6 - 17,2 |
| 7 | 40,0 | | 19 | 35,0 - 46,0 |
| 8 | 18,0 | | 19 | 16,0 - 22,0 |
| 9 | 28,0 | | 19 | 25,0 - 31,0 |

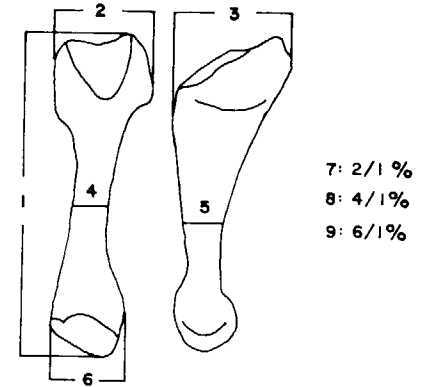


TABLA 4.7.—Medidas e índices del primer metatarsiano de *Ursus deningeri*.

| | LL | S | UR | TR | | | | K | | GC | A | | | | |
|---|------|-------------|-------------|-------|----------|---|-------------|-------|---|-------------|------|-------|----------|---|-------------|
| | n=1 | n=3 | n=2 | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | μ | N | $V_1 - V_2$ | n=1 | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 51,6 | 46,7 - 48,3 | 50,3 - 53,6 | 53,2 | 4,25 | 5 | 49,6 - 60,6 | 51,8 | 4 | 47,1 - 58,7 | 48,0 | 58,4 | 5,77 | 8 | 49,5 - 63,4 |
| 2 | 22,2 | 18,0 - 20,0 | 21,0 - 23,0 | 22,8 | 2,81 | 5 | 20,3 - 26,6 | 21,8 | 4 | 20,4 - 24,8 | 20,5 | 24,8 | 2,61 | 8 | 20,0 - 29,2 |
| 3 | 23,6 | 18,6 - 20,5 | 20,2 - 22,0 | 25,4 | | 4 | 21,7 - 29,2 | | 3 | 22,7 - 25,1 | 22,8 | 23,8 | 1,86 | 8 | 20,3 - 26,0 |
| 4 | 12,6 | 9,4 - 10,2 | 11,1 - 11,5 | 13,0 | | 4 | 10,3 - 15,2 | 14,3 | 4 | 10,0 - 14,3 | 11,2 | 13,2 | 1,61 | 8 | 10,2 - 16,1 |
| 5 | 13,2 | 9,0 - 10,4 | 11,0 - 13,8 | 12,7 | | 4 | 11,6 - 14,2 | 13,7 | 4 | 12,4 - 15,0 | 10,6 | 12,8 | 1,58 | 8 | 9,9 - 14,7 |
| 6 | 18,0 | 15,0 - 15,9 | 16,0 - 16,7 | 19,1 | 2,00 | 5 | 17,2 - 21,2 | 16,7 | 4 | 15,3 - 19,3 | 15,5 | 18,6 | 1,61 | 8 | 16,5 - 21,6 |
| 7 | 43,0 | 39,0 - 43,0 | 42,0 - 43,0 | 44,0 | | 4 | 41,0 - 48,0 | 42,0 | 3 | 41,0 - 43,0 | 43,0 | 43,0 | | 8 | 40,0 - 44,0 |
| 8 | 24,0 | 20,0 - 21,0 | 22,0 - 21,0 | 24,0 | | 4 | 21,0 - 27,0 | 23,0 | 4 | 21,0 - 25,0 | 23,0 | 23,0 | | 8 | 21,0 - 24,0 |
| 9 | 35,0 | 32,0 - 33,0 | 32,0 - 31,0 | 36,0 | | 5 | 33,0 - 41,0 | 32,0 | 4 | 30,0 - 33,0 | 32,0 | 32,0 | | 8 | 31,0 - 33,0 |

TABLA 4.8.—Medidas e índices del primer metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | FR | | | | AR | X | | | | GU | T | | | | Muestra total | | | |
|---|-------|---|-------------|------|------|-------|----------|-------------|-------------|------|-------|----------|-------------|-------------|---------------|----------|-------------|-------------|
| | μ | N | $V_1 - V_2$ | n | n | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | n | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 22,6 | 3 | 57,7 - 66,7 | 54,1 | 58,0 | 2,91 | 10 | 52,8 - 61,7 | 55,3 | 56,4 | 4,95 | 25 | 48,0 - 67,0 | 56,4 | 4,59 | 64 | 46,7 - 67,0 | |
| 2 | 18,8 | 4 | 20,0 - 25,1 | 26,5 | 24,0 | 1,63 | 11 | 20,5 - 25,8 | 19,6 | 22,9 | 2,83 | 26 | 17,0 - 28,0 | 23,3 | 2,52 | 65 | 17,0 - 29,2 | |
| 3 | 11,2 | 4 | 14,3 - 21,0 | 26,3 | 24,4 | 1,48 | 11 | 21,4 - 27,0 | 19,5 | 21,7 | 2,71 | 26 | 16,3 - 25,5 | 22,6 | 2,26 | 64 | 14,3 - 29,2 | |
| 4 | 11,2 | 4 | 9,9 - 11,8 | 13,1 | 12,0 | 0,79 | 12 | 10,7 - 13,2 | 10,5 | 12,5 | 1,48 | 25 | 9,3 - 16,0 | 12,6 | 1,32 | 64 | 9,3 - 16,1 | |
| 5 | | 3 | 9,8 - 12,5 | 14,0 | 22,7 | 1,15 | 12 | 10,5 - 14,5 | 11,7 | 12,3 | 1,36 | 25 | 9,1 - 15,8 | 12,6 | 1,34 | 62 | 9,0 - 15,8 | |
| 6 | | 2 | 13,5 - 17,1 | 19,8 | 17,7 | 0,61 | 11 | 16,8 - 18,8 | 15,0 | 17,5 | 1,79 | 25 | 14,6 - 21,8 | 17,8 | 1,51 | 63 | 13,5 - 21,8 | |
| 7 | | 3 | 31,0 - 38,0 | 49,0 | 42,0 | | 10 | 37,0 - 44,0 | 35,0 | 41,0 | | 25 | 39,0 - 44,0 | 41,0 | | 60 | 35,0 - 49,0 | |
| 8 | | | 15,0 - 20,0 | 24,0 | 21,0 | | 10 | 19,0 - 23,0 | 19,0 | 22,0 | | 15 | 18,0 - 24,0 | 22,0 | | 61 | 15,0 - 27,0 | |
| 9 | | 2 | 23,0 - 26,0 | | 30,0 | | 10 | 27,0 - 31,0 | 27,0 | 31,0 | | 25 | 27,0 - 33,0 | 31,0 | | 62 | 23,0 - 41,0 | |

TABLA 4.8.—Medidas e índices del primer metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LB | | | TV | LZ | G | PR | UB | AK | UK | D | FU | GF | Muestra total | | | |
|---|-------|---|-------------|-------------|-------------|------|------|------|------|------|-------------|-------------|------|---------------|----------|----|-------------|
| | μ | N | $V_1 - V_2$ | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 69,9 | 4 | 60,6 - 76,0 | 61,0 - 61,2 | 64,6 - 71,8 | 65,8 | 65,2 | 64,8 | 58,2 | 51,0 | 67,5 - 73,1 | 60,5 - 76,7 | 73,3 | 66,9 | 6,96 | 20 | 51,0 - 76,7 |
| 2 | 23,6 | 4 | 19,8 - 25,6 | 17,4 - 19,1 | 24,1 - 24,2 | 22,5 | 21,3 | 20,2 | 17,2 | 16,3 | 22,6 - 22,8 | 21,1 - 26,2 | 23,8 | 21,9 | 2,92 | 20 | 16,3 - 26,2 |
| 3 | 22,1 | 4 | 18,3 - 25,5 | 18,0 - 18,9 | 25,0 - 25,2 | 20,8 | 19,9 | 21,0 | 19,6 | 16,1 | 21,5 - 24,2 | 20,0 - 22,7 | 22,2 | 21,3 | 2,58 | 19 | 16,1 - 25,5 |
| 4 | 11,4 | 4 | 9,0 - 12,4 | 9,2 - 9,5 | 11,9 - 12,5 | 10,8 | 9,6 | 9,9 | 9,3 | 9,2 | 11,4 - 11,4 | 10,7 - 13,1 | 11,7 | 10,9 | 1,31 | 19 | 9,0 - 13,1 |
| 5 | 13,1 | 4 | 10,3 - 15,1 | 9,5 - 11,1 | 11,8 - 11,1 | 13,3 | 10,0 | 11,6 | 8,8 | 8,3 | 13,2 - 14,5 | 10,5 - 11,8 | 12,4 | 11,6 | 1,89 | 19 | 8,3 - 15,1 |
| 6 | 17,8 | 4 | 14,8 - 19,0 | 14,7 - 14,6 | 19,3 - 21,1 | 16,6 | 14,7 | 17,6 | 15,8 | 14,5 | 18,4 - 18,8 | 16,4 - 19,6 | 17,2 | 17,3 | 2,03 | 19 | 14,5 - 21,1 |
| 7 | 33,5 | 4 | 33,0 - 34,0 | 29,0 - 31,0 | 37,0 | 34,0 | 32,0 | 31,0 | 30,0 | 32,0 | 31,0 - 33,0 | 32,0 - 35,0 | 32,0 | 32,6 | 1,91 | 18 | 29,0 - 37,0 |
| 8 | 16,0 | 4 | 15,0 - 17,0 | 15,0 - 15,0 | 18,0 - 17,0 | 16,0 | 14,0 | 15,6 | 16,0 | 18,0 | 16,0 - 17,0 | 17,0 - 18,0 | 16,0 | 16,2 | 1,11 | 20 | 14,0 - 18,0 |
| 9 | 25,3 | 4 | 24,0 - 28,0 | 24,0 - 24,0 | 30,0 - 29,0 | 25,0 | 22,0 | 27,0 | 27,0 | 28,0 | 28,0 - 25,0 | 25,0 - 27,0 | 23,0 | 25,8 | 2,30 | 18 | 22,0 - 30,0 |

TABLA 4.9.—Medidas e índices del primer metatarsiano de *Ursus arctos*.

Segundo metatarsiano (figs. 4.46, 4.47, 4.48)

La cara superior de la extremidad proximal está totalmente ocupada por la superficie articular con el segundo hueso tarsal. Puede definirse como un triángulo con un vértice posterior, un lado anterior recto, a veces con una pequeña escotadura en su centro, y los lados interno y externo oblicuos y suavemente convexos. La zona posterior de la cara superior no está ocupada por la superficie articular, sino por una protuberancia más o menos rugosa, que se levanta justo en el vértice; esta protuberancia que luego desciende por la arista posterior, está más marcada en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. La superficie articular con el segundo tarsal es mucho más extensa, transversalmente, en *Ursus spelaeus*, sobre todo en las formas de los yacimientos de la zona de La Meseta, que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*. Vista transversalmente, destaca la cresta tan robusta en que convierte todo su lado externo, mucho más potente en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri*, y en éste, más que en *Ursus arctos*. La superficie articular puede definirse, en sentido antero-posterior,

como convexa en sus dos tercios anteriores, y cóncava en una pequeña área situada delante de la protuberancia del vértice posterior. Debido al levantamiento de la arista externa, toda la superficie articular se inclina hacia la parte interna; en *Ursus arctos*, según una línea sinuosa cóncavo-convexa, y en *Ursus deningeri*, según una superficie plana o suavemente cóncava. En las tres especies la cara interna de la extremidad proximal es una zona deprimida, rugosa, donde articula con el primer metatarsiano. La cara externa lleva, en su borde superior, una superficie articular convexa, para la articulación con el tercer metatarsiano, consistente en dos pequeñas facetas, la anterior plana e inclinada hacia abajo, que se ajusta por arriba y por delante al borde del hueso, por debajo es más o menos convexa; la faceta posterior es más extensa, plana, triangular y de gran tamaño en *Ursus arctos*, triangular y algo convexa en *Ursus deningeri* y en forma de banda fuertemente convexa en *Ursus spelaeus*; juntas definen una zona arqueada con una escotadura en su borde inferior, cóncavo, en la que se unen las dos facetas ya citadas. En la cara anterior hay

poco que citar, salvo que en *Ursus arctos*, bajo el ángulo antero-interno, se desarrolla un potente tubérculo que sobresale hacia delante, el cual sólo se insinúa en *Ursus deningeri* y casi nunca es observable en *Ursus spelaeus*.

En la cara posterior sólo se observa la arista, la cual es más ancha y alta en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri*, y en éste algo más desarrollada que en *Ursus spelaeus*; esta arista es la parte más posterior de una prominencia que sobresale fuertemente por detrás en todos los segundos metatarsianos.

No se han encontrado grandes diferencias mor-

fológicas en la diáfisis de los terceros metatarsianos, salvo que es proporcionalmente más largo en *Ursus arctos* que en las otras dos especies, es redondeado y aplanado antero-posteriormente.

En la extremidad distal tampoco aparecen grandes diferencias, salvo su mayor robustez en las especies espéleas.

Las medidas de los segundos metatarsianos, sus índices, así como los parámetros estadísticos obtenidos a partir de ellos, para cada yacimiento y para cada especie pueden consultarse en la tabla 4.10 (*Ursus deningeri*), tabla 4.11 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.12 (*Ursus arctos*).

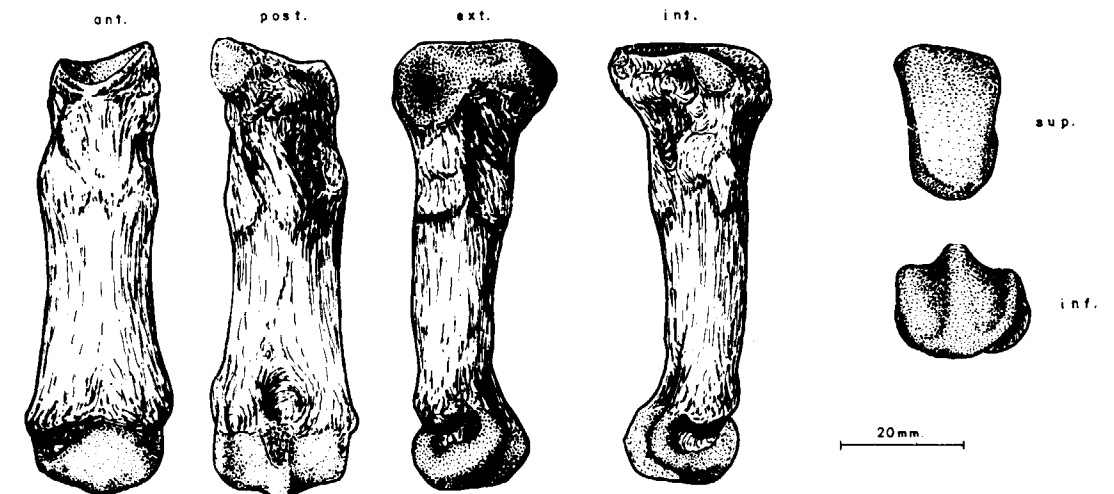


Figura 4.46.—Segundo metatarsiano (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

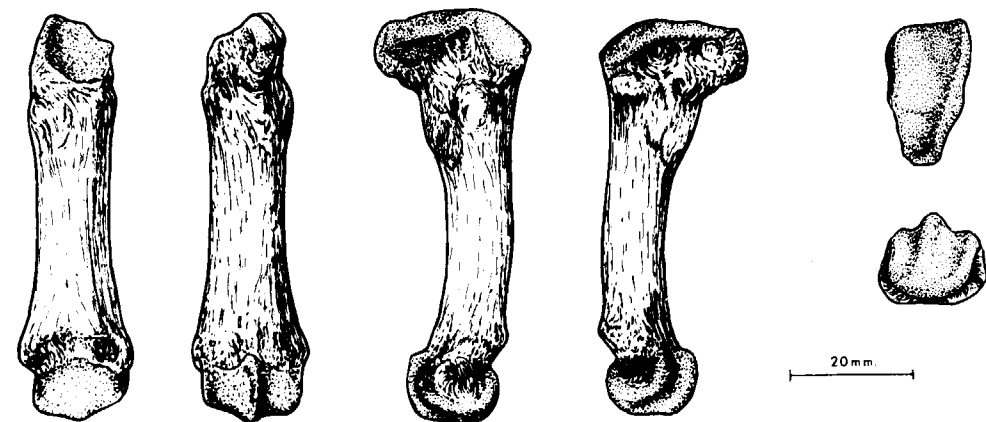


Figura 4.47.—Segundo metatarsiano (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

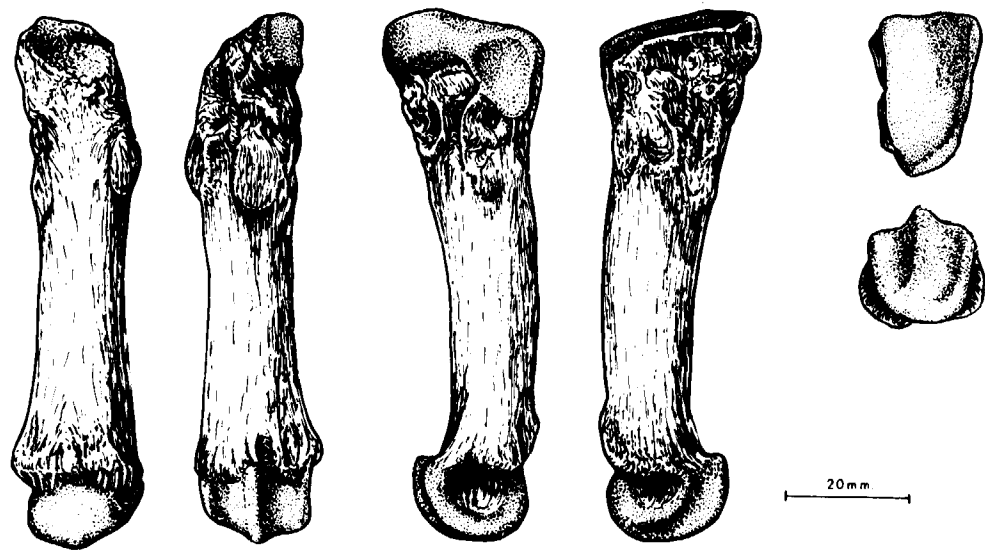
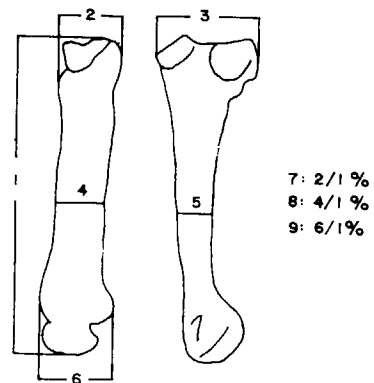


Figura 4.48.—Segundo metatarsiano (dex.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

| | B | | | |
|---|-------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ |
| 1 | 64,1 | 2,66 | 10 | 59,3 - 66,9 |
| 2 | 14,5 | 1,02 | 21 | 13,0 - 16,7 |
| 3 | 23,1 | 1,31 | 14 | 20,0 - 25,7 |
| 4 | 12,6 | 1,25 | 19 | 10,3 - 15,3 |
| 5 | 10,0 | 0,65 | 13 | 9,0 - 11,0 |
| 6 | 18,8 | 1,24 | 10 | 16,3 - 20,6 |
| 7 | 22,0 | | 10 | 21,0 - 25,0 |
| 8 | 19,0 | | 10 | 17,0 - 21,0 |
| 9 | 29,0 | | 10 | 27,0 - 31,0 |

TABLA 4.10.—Medidas e índices del segundo metatarsiano de *Ursus deningeri*.



7: 2/1 %
8: 4/1 %
9: 6/1 %

| | LL | | S | | | | LZ | | TR | | | | K | | | | GZ | | GC | | A | | | | |
|---|------|------|-------|----------|---|-------------|-------------|------|-------|----------|-------------|-------------|-------|----------|-------------|-------------|------|------|-------|----------|-------------|-------------|-------|----------|---|
| | n | z | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | n | z | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | n | z | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | μ | σ | N |
| 1 | 61,6 | 61,7 | 60,2 | 1,24 | 7 | 58,5 - 62,2 | 65,1 - 65,6 | 64,5 | 2,85 | 12 | 59,2 - 67,0 | 66,6 | 2,48 | 8 | 63,5 - 70,8 | 61,0 | 61,8 | 67,0 | 3,50 | 10 | 61,2 - 72,0 | | | | |
| 2 | 14,0 | 15,0 | 13,9 | 0,48 | 6 | 13,2 - 14,4 | 15,1 - 15,4 | 17,4 | 1,35 | 12 | 15,0 - 19,3 | 15,1 | 1,29 | 8 | 12,7 - 16,7 | 13,5 | 13,5 | 15,3 | 0,37 | 10 | 13,7 - 16,4 | | | | |
| 3 | 21,7 | 22,3 | 21,5 | 1,21 | 7 | 20,0 - 23,4 | 23,1 | 25,6 | 1,90 | 17 | 20,8 - 27,4 | 23,4 | 2,60 | 7 | 20,3 - 29,4 | | 20,4 | 24,5 | 1,88 | 9 | 21,3 - 27,3 | | | | |
| 4 | 12,5 | 13,1 | 13,0 | 0,83 | 7 | 12,1 - 14,2 | 12,4 - 13,3 | 15,1 | 1,55 | 12 | 12,3 - 17,3 | 15,4 | 1,72 | 11 | 13,3 - 15,5 | 12,1 | 12,5 | 14,8 | 1,16 | 10 | 13,3 - 16,7 | | | | |
| 5 | 9,8 | 10,5 | 10,1 | 0,85 | 7 | 9,2 - 11,5 | 9,2 - 12,3 | 11,9 | 1,26 | 12 | 9,1 - 13,4 | 11,6 | 0,99 | 10 | 10,3 - 13,7 | 9,5 | 9,7 | 11,9 | 1,00 | 10 | 9,3 - 14,1 | | | | |
| 6 | 18,9 | 19,0 | 18,8 | 0,91 | 7 | 17,3 - 20,3 | 18,4 - 19,8 | 22,4 | 2,13 | 12 | 17,7 - 24,8 | 20,1 | 1,38 | 8 | 18,2 - 22,8 | 17,7 | 18,7 | 21,4 | 1,80 | 10 | 19,5 - 23,0 | | | | |
| 7 | 23,0 | 24,0 | 23,0 | | 6 | 22,0 - 24,0 | 23,0 - 23,0 | 27,0 | | 12 | 25,0 - 31,0 | 23,0 | | 6 | 21,0 - 25,0 | 22,0 | 22,0 | 23,0 | | 10 | 21,0 - 25,0 | | | | |
| 8 | 20,0 | 21,0 | 21,0 | | 7 | 20,0 - 23,0 | 19,0 - 20,0 | 23,0 | | 12 | 20,0 - 26,0 | 21,0 | | 6 | 19,0 - 22,0 | 20,0 | 21,0 | 22,0 | | 10 | 20,0 - 24,0 | | | | |
| 9 | 31,0 | 31,0 | 31,0 | | 7 | 29,0 - 33,0 | 28,0 - 30,0 | 35,0 | | 12 | 30,0 - 37,0 | 29,0 | | 8 | 28,0 - 31,0 | 29,0 | 30,0 | 32,0 | | 10 | 30,0 - 36,0 | | | | |

TABLA 4.11.—Medidas e índices del segundo metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | ER | | AR | | X | | | | T | | | | Muestra total | | | |
|---|------|------|------|------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|----|-------------|---------------|----------|-----|-------------|
| | n | z | n | z | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ |
| 1 | 68,5 | 72,7 | 73,5 | 74,4 | 67,4 | 3,88 | 19 | 62,4 - 75,5 | 69,1 | 3,10 | 24 | 61,0 - 77,0 | 66,7 | 3,17 | 96 | 58,5 - 77,0 |
| 2 | 15,4 | 16,4 | 18,4 | 19,7 | 15,3 | 0,96 | 21 | 13,3 - 17,0 | 15,5 | 1,11 | 37 | 12,7 - 17,5 | 15,5 | 1,05 | 96 | 13,7 - 19,7 |
| 3 | 25,8 | 26,5 | 27,9 | 28,0 | 24,1 | 1,98 | 22 | 20,4 - 28,5 | 24,8 | 1,39 | 37 | 21,0 - 28,7 | 24,3 | 1,97 | 97 | 20,0 - 29,4 |
| 4 | 15,7 | 15,7 | 15,7 | 15,8 | 14,1 | 1,18 | 21 | 12,0 - 18,8 | 14,7 | 1,77 | 30 | 12,3 - 16,8 | 14,6 | 1,29 | 100 | 12,0 - 17,3 |
| 5 | 11,3 | 11,4 | 12,0 | 12,3 | 10,7 | 1,12 | 21 | 8,7 - 12,6 | 11,2 | 1,08 | 30 | 9,4 - 13,7 | 11,2 | 1,06 | 37 | 8,7 - 13,7 |
| 6 | 22,1 | 22,8 | 25,1 | 24,3 | 20,5 | 1,86 | 19 | 17,4 - 25,5 | 21,5 | 1,37 | 23 | 15,0 - 24,0 | 21,0 | 1,54 | 68 | 14,3 - 24,8 |
| 7 | 22,0 | 23,0 | | | 23,0 | | 18 | 21,0 - 24,0 | 23,0 | | 24 | 21,0 - 24,0 | 23,0 | | 72 | 21,0 - 24,0 |
| 8 | 23,0 | 21,0 | | | 21,0 | | 19 | 18,0 - 23,0 | 21,0 | | 24 | 15,0 - 24,0 | 22,0 | | 65 | 13,0 - 26,0 |
| 9 | 32,0 | 31,0 | | | 30,0 | | 19 | 29,0 - 33,0 | 31,0 | | 23 | 29,0 - 33,0 | 31,0 | | 90 | 28,0 - 33,0 |

TABLA 4.11.—Medidas e índices del segundo metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LB | | TV | | LZ | | G | | PR | | UB | | AK | | UK | | D | | GF | | Muestra total | | | |
|---|-------|---|-------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|-------------|-------|---------------|---|-------------|--|
| | μ | N | $V_1 - V_5$ | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | n | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | |
| 1 | 77,8 | 4 | 67,2 - 88,6 | 70,6 | 70,7 | 71,8 | 72,6 | 66,6 | 75,8 | 72,2 | 76,2 | 69,3 | 57,4 | 80,5 | 78,1 | 73,3 | 7,80 | 16 | 57,4 - 88,6 | | | | | |
| 2 | 15,1 | 4 | 11,7 - 18,5 | 11,6 | 12,6 | 14,2 | 14,3 | 10,0 | 15,0 | 13,5 | 13,6 | 10,8 | 14,3 | 14,7 | 16,3 | 13,8 | 2,46 | 16 | 10,0 - 18,5 | | | | | |
| 3 | 25,2 | 4 | 20,3 - 30,0 | 21,3 | 20,8 | 25,6 | 25,5 | 21,8 | 22,3 | 21,4 | 23,7 | 21,4 | 19,7 | 26,7 | 25,6 | 23,5 | 3,29 | 16 | 19,7 - 30,0 | | | | | |
| 4 | 12,7 | 4 | 10,6 - 14,7 | 11,4 | 11,8 | 12,5 | 12,9 | 10,7 | 13,9 | 13,2 | 12,5 | 10,3 | 10,0 | 15,0 | 14,3 | 12,6 | 1,65 | 16 | 10,0 - 14,7 | | | | | |
| 5 | 10,8 | 4 | 8,5 - 13,4 | 8,8 | 8,6 | 11,9 | 11,6 | 8,0 | 10,6 | 9,1 | 10,5 | 9,0 | 7,7 | 10,8 | 10,0 | 9,9 | 1,65 | 16 | 7,7 - 13,4 | | | | | |
| 6 | 18,2 | 4 | 15,8 - 20,8 | 16,8 | 16,7 | 21,1 | 21,6 | 16,7 | 20,8 | 18,0 | 18,5 | 16,0 | 15,2 | 21,6 | 21,3 | 18,6 | 2,36 | 16 | 15,2 - 21,6 | | | | | |
| 7 | 19,0 | 4 | 17,0 - 21,0 | 16,0 | 18,0 | 20,0 | 20,0 | 15,0 | 20,0 | 19,0 | 18,0 | 16,0 | 18,0 | 21,0 | 18,5 | 1,99 | 15 | 15,0 - 21,0 | | | | | | |
| 8 | 16,3 | 4 | 16,0 - 17,0 | 16,0 | 17,0 | 17,0 | 18,0 | 16,0 | 18,0 | 18,0 | 16,0 | 15,0 | 17,0 | 19,0 | 18,0 | 16,8 | 1,09 | 16 | 15,0 - 19,0 | | | | | |
| 9 | 23,3 | 4 | 23,0 - 24,0 | 24,0 | 24,0 | 29,0 | 30,0 | 25,0 | 27,0 | 25,0 | 24,0 | 23,0 | 26,0 | 27,0 | 27,0 | 25,3 | 2,15 | 16 | 23,0 - 30,0 | | | | | |

TABLA 4.12.—Medidas e índices del segundo metatarsiano de *Ursus arctos*.

Tercer metatarsiano (figs. 4.49, 4.50, 4.51)

La cara superior de la extremidad proximal está totalmente ocupada por la superficie articular con el tercer hueso tarsal, que se inclina fuertemente desde su borde externo hacia el interno. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* la mitad anterior de esta superficie se inclina bastante más que la posterior, lo que le da una cierta torsión. En *Ursus arctos* existe una pendiente uniforme en toda la superficie articular y es menor que en las especies primeramente aludidas. La superficie articular es suavemente convexa en sentido medio-externo y también lo es en el antero-posterior, excepto en *Ursus arctos*, en el que el borde posterior se levanta hacia arriba, creando en su base una pequeña concavidad. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* sólo se levanta el área adyacente al ángulo postero-interno, con lo que el área cóncava es mucho más pequeña. Para la descripción de esta zona puede decirse que posee cuatro lados y cuatro ángulos, que dan lugar a un trapecio bastante regular. Los lados anterior y posterior son convexos orientándose paralelos a la cara anterior del hueso. Los lados interno y externo son bastante rectos, aunque

aparecen dos escotaduras en ellos. La escotadura del lado interno se sitúa algo más adelantada de la que aparece en la cara externa. El área ocupada por esta superficie articular es mayor en *Ursus spelaeus* que en las otras especies. Esto se debe a la menor oblicuidad de los lados externo e interno. En la cara interna de la extremidad proximal hay dos protuberancias, conectadas con la superficie articular superior, en ellas articula con el segundo metatarsiano. La anterior en el ángulo antero-interno es más prominente, angosta, alargada hacia abajo y podría considerarse como prolongación de la superficie articular superior que se inclina fuertemente hacia este lado. La posterior consiste en un estrecho reborde que nace en el vértice postero-interno, formando una arista con la superficie articular superior. Se separa de la faceta anterior por una escotadura, que es visible también en la cara superior. No hay grandes diferencias en esta zona entre las tres especies, aunque en *Ursus arctos* la parte anterior tiene menor relieve.

En la cara externa, donde articula con el cuarto metatarsiano, aparece una gran superficie en el ángulo antero-superior y una faceta de perímetro

redondeado, más aguda, en su parte inferior, fuertemente cóncava. Es prácticamente vertical en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, mientras que en *Ursus arctos*, toda ella se inclina marcadamente hacia abajo y hacia dentro. Tras esta faceta se sitúa una escotadura, la misma que es visible en el borde externo de la cara superior. Detrás se encuentra una prominencia articular, que ocupa todo el ángulo postero-superior de la cara, y que posee un perímetro casi circular, siendo vertical en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, mientras que en *Ursus arctos* se inclina fuertemente hacia abajo y hacia la parte externa del tarso.

En cuanto a la diáfisis, en *Ursus arctos* es de sección circular, mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* es elipsoidal, debido al aplastamiento antero-posterior que sufre esta zona del hueso. La cara superior del hueso es mucho más convexa en *Ursus arctos*, que en las otras dos especies.

Las medidas de los terceros metatarsianos, sus índices, así como los parámetros estadísticos, para cada yacimiento y para cada especie, pueden consultarse en tabla 4.13 (*Ursus deningeri*), tabla 4.14 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.15 (*Ursus arctos*).

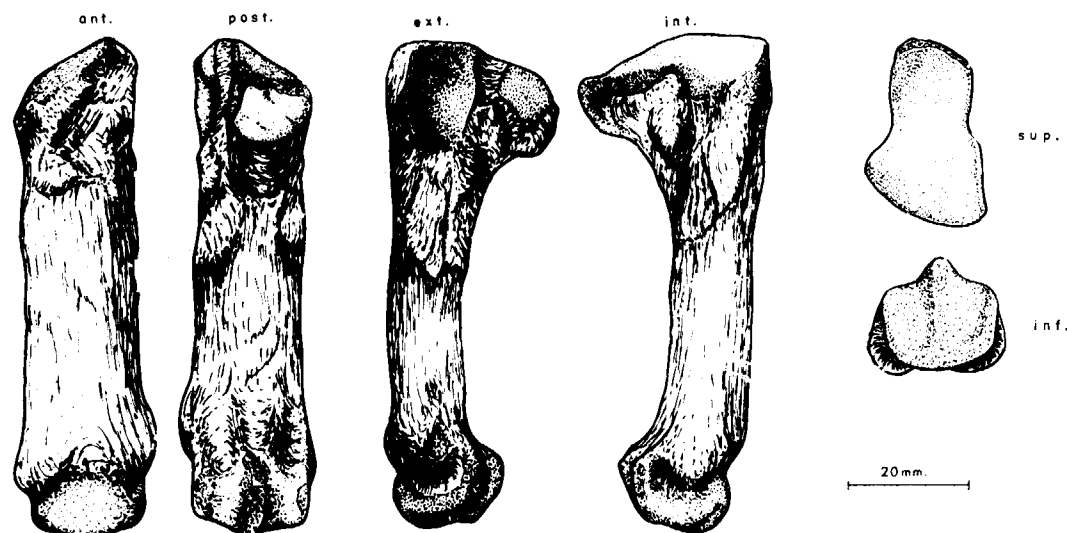


Figura 4.49.—Tercer metatarsiano (sin.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

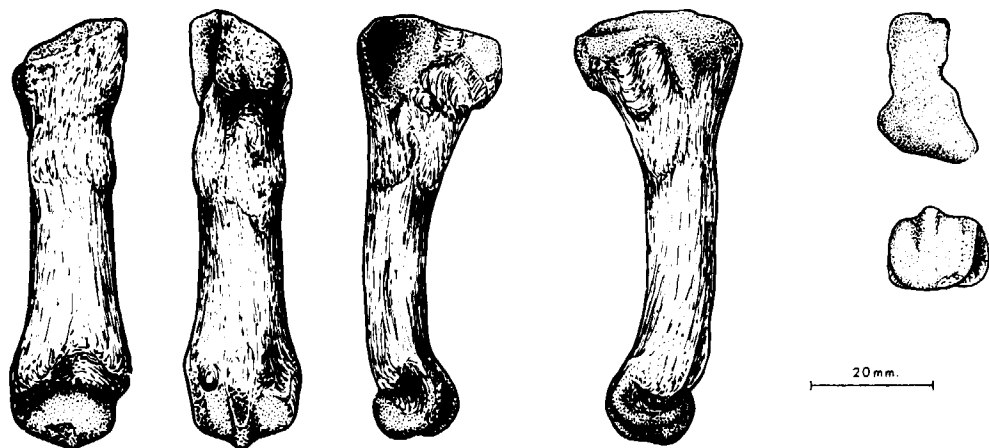


Figura 4.50.—Tercer metatarsiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

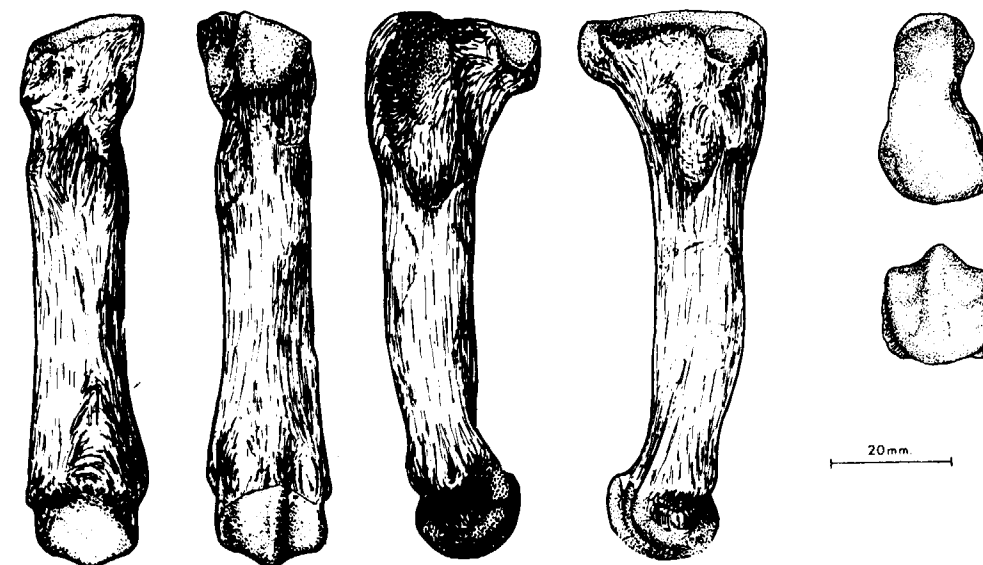


Figura 4.51.—Tercer metatarsiano (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

| | B | | | |
|---|-------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_i - V_s$ |
| 1 | 71,5 | 4,01 | 18 | 67,0 80,2 |
| 2 | 16,7 | 1,36 | 31 | 14,3 18,3 |
| 3 | 26,1 | 1,85 | 27 | 22,0 28,6 |
| 4 | 13,1 | 1,01 | 30 | 10,0 14,6 |
| 5 | 11,2 | 0,75 | 19 | 10,0 13,4 |
| 6 | 19,5 | 1,71 | 18 | 18,0 21,4 |
| 7 | 24,0 | | 17 | 21,0 27,0 |
| 8 | 19,0 | | 18 | 16,0 21,0 |
| 9 | 27,0 | | 18 | 22,0 29,0 |

TABLA 4.13.—Medidas e índices del tercer metatarsiano de *Ursus deningeri*.

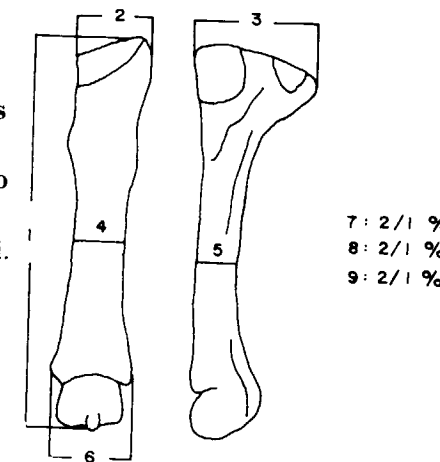


TABLA 4.14.—Medidas e índices del tercer metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LL | S | | | | UR | LZ | TR | | | | K | | | GZ | |
|---|-------------|-------|----------|---|-------------|------|------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|----|-------------|-------------|
| | n 2 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n 1 | n 1 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n 3 |
| 1 | 71,6 | 70,1 | 3,58 | 7 | 67,2 77,0 | 64,0 | 65,8 | 70,33 | 3,62 | 12 | 65,0 78,0 | 77,9 | 4,07 | 11 | 72,4 - 84,0 | 66,8 - 72,0 |
| 2 | 19,4 - 21,3 | 18,6 | 2,45 | 7 | 16,6 23,6 | 16,5 | 15,5 | 18,7 | 2,11 | 18 | 14,3 - 22,5 | 18,8 | 3,38 | 11 | 15,2 - 19,7 | 15,4 - 16,7 |
| 3 | 26,6 | 27,3 | 2,09 | 7 | 25,3 - 30,0 | 24,8 | 28,0 | 29,3 | 2,47 | 17 | 25,5 - 34,4 | 27,8 | 2,34 | 4 | 25,0 31,0 | 25,5 28,0 |
| 4 | 14,8 - 17,0 | 15,1 | 1,13 | 7 | 14,0 16,9 | 11,8 | 12,7 | 15,0 | 1,56 | 18 | 11,8 - 18,0 | 15,7 | 1,15 | 10 | 14,0 - 17,8 | 13,4 15,0 |
| 5 | 12,1 - 13,2 | 11,5 | 1,49 | 7 | 10,0 13,8 | 10,0 | 9,9 | 12,4 | 1,67 | 18 | 9,5 14,4 | 13,0 | 0,98 | 10 | 11,7 - 14,8 | 10,3 11,8 |
| 6 | 20,6 | 20,5 | 1,52 | 7 | 18,8 22,8 | 16,3 | 17,8 | 21,6 | 1,45 | 12 | 18,0 - 23,4 | 22,2 | 1,53 | 10 | 19,5 - 24,4 | 19,7 - 20,3 |
| 7 | 27,0 | 28,0 | | 7 | 25,0 31,0 | 26,0 | 24,0 | 26,0 | | 12 | 25,0 - 28,0 | 24,0 | | 11 | 21,0 - 24,0 | 21,0 - 24,0 |
| 8 | 21,0 | 22,0 | | 7 | 21,0 23,0 | 18,0 | 19,0 | 21,0 | | 12 | 20,0 23,0 | 20,0 | | 10 | 18,0 23,0 | 19,0 - 22,0 |
| 9 | 29,0 | 29,0 | | 7 | 28,0 31,0 | 26,0 | 27,0 | 31,0 | | 12 | 27,0 33,0 | 28,0 | | 10 | 26,0 29,0 | 28,0 - 29,0 |

| | A | | | | ER | | X | | | | GU | T | | | | Muestra total | | | | |
|---|-------|----------|----|-------------|------|------|-------|----------|----|-------------|------|------|-------|----------|-------------|---------------|-------|----------|-------------|-------------|
| | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | n | 2 | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | n | 1 | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ |
| 1 | 78,3 | 5,50 | 10 | 71,0 - 91,9 | 69,8 | 80,9 | 84,1 | 5,01 | 8 | 78,4 | 96,0 | | 76,7 | 4,57 | 32 | 67,3 - 84,1 | 76,3 | 4,43 | 91 | 64,0 - 91,9 |
| 2 | 19,7 | 1,97 | 17 | 17,2 - 21,2 | 17,0 | 26,0 | 20,1 | 3,11 | 11 | 16,8 - 28,0 | 17,0 | 19,1 | 1,98 | 41 | 15,0 - 23,5 | 19,1 | 2,31 | 109 | 14,3 - 28,0 | |
| 3 | 30,4 | 4,02 | 17 | 26,3 - 35,0 | 27,7 | 32,4 | 30,0 | 2,52 | 10 | 26,7 - 34,2 | 25,5 | 29,6 | 2,60 | 39 | 26,1 - 34,0 | 29,4 | 2,76 | 38 | 24,8 - 35,0 | |
| 4 | 17,3 | 1,33 | 17 | 15,0 - 19,5 | 14,8 | 18,6 | 15,9 | 1,70 | 11 | 13,0 - 17,9 | | 16,3 | 1,59 | 40 | 13,1 - 19,8 | 16,0 | 1,50 | 106 | 11,8 - 19,8 | |
| 5 | 13,8 | 1,35 | 17 | 11,3 - 15,4 | 12,0 | 14,7 | 12,8 | 1,26 | 11 | 10,4 - 14,7 | | 12,8 | 1,31 | 39 | 10,8 - 15,5 | 12,8 | 1,36 | 93 | 9,5 - 15,5 | |
| 6 | 27,0 | 1,81 | 10 | 18,8 - 25,5 | 21,2 | 25,4 | 22,2 | 1,70 | 7 | 19,0 - 24,0 | | 22,3 | 1,82 | 32 | 17,2 - 24,6 | 22,0 | 1,69 | 83 | 16,8 - 25,5 | |
| 7 | 24,1 | | 10 | 21,0 - 26,0 | 24,0 | 27,0 | 26,0 | | 8 | 24,0 - 27,0 | | 25,0 | | 32 | 22,0 - 28,0 | 25,0 | | 87 | 21,0 - 31,0 | |
| 8 | 27,0 | | 10 | 29,0 - 24,0 | 30,0 | 23,0 | 26,0 | | 8 | 16,0 - 22,0 | | 21,0 | | 32 | 16,0 - 24,0 | 21,0 | | 85 | 16,0 - 24,0 | |
| 9 | 28,0 | | 10 | 23,0 - 31,0 | 29,0 | 31,0 | 27,0 | | 7 | 23,0 - 30,0 | | 29,0 | | 31 | 26,0 - 31,0 | 30,0 | | 85 | 26,0 - 33,0 | |

TABLA 4.14.—Medidas e índices del tercer metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LB | TV | LZ | G | UB | AK | UK | D | FU | GF | Muestra total | | | | | | |
|---|------|-------------|-------------|-------------|------|------|------|------|------|------|---------------|----------|-------------|-------------|------|-------------|-------------|
| | n=1 | n=2 | n=2 | n=2 | n=1 | n=1 | n=1 | n=3 | n=1 | n=2 | μ | σ | N | $V_1 - V_5$ | | | |
| 1 | 89,6 | 76,4 | 76,8 | 78,0 | 79,7 | 70,6 | 81,2 | 82,4 | 75,4 | 62,4 | 75,1 - 86,7 | 76,8 | 84,0 - 84,3 | 78,5 | 6,50 | 16 | 62,4 - 89,6 |
| 2 | 20,0 | 14,5 | 14,4 | 17,0 | 17,0 | 14,3 | 18,0 | 17,3 | 14,8 | 11,2 | 15,7 - 18,0 | 17,1 | 20,2 - 20,8 | 16,6 | 2,52 | 16 | 11,2 - 20,8 |
| 3 | 31,1 | 23,3 | 23,8 | 30,8 | 30,4 | 23,4 | 27,2 | 21,0 | 23,6 | 20,9 | 25,8 - 30,7 | 25,0 | 27,7 - 27,7 | 26,3 | 3,36 | 16 | 20,9 - 31,1 |
| 4 | 14,7 | 11,6 | 11,6 | 13,2 | 13,4 | 11,6 | 14,3 | 13,0 | 11,0 | 10,8 | 11,3 - 14,3 | 12,6 | 14,7 - 14,8 | 12,8 | 1,49 | 15 | 10,8 - 14,8 |
| 5 | 14,7 | 9,0 | 9,5 | 11,8 | 12,3 | 8,4 | 13,0 | 12,6 | 9,6 | 8,1 | 10,2 - 13,1 | 11,6 | 12,2 - 11,5 | 11,2 | 1,94 | 15 | 8,1 - 14,7 |
| 6 | 21,0 | 16,2 | 16,8 | 19,4 | 20,1 | 17,6 | 21,2 | 18,3 | 15,6 | 16,2 | 17,0 - 23,0 | 19,0 | 21,0 - 20,8 | 18,8 | 2,22 | 16 | 15,6 - 23,0 |
| 7 | 22,0 | 19,0 - 19,0 | 22,0 - 21,0 | 20,0 | 22,0 | 21,0 | 20,0 | 18,0 | 21,0 | 21,0 | 22,0 | 24,0 | 25,0 | 20,9 | 1,67 | 15 | 18,0 - 25,0 |
| 8 | 16,0 | 15,0 - 15,0 | 17,0 - 17,0 | 16,0 | 18,0 | 16,0 | 16,0 | 15,0 | 16,0 | 16,0 | 17,0 | 18,0 | 16,1 | 0,97 | 14 | 15,0 - 18,0 | |
| 9 | 23,0 | 21,0 - 22,0 | 26,0 - 24,0 | 25,0 - 26,0 | 22,0 | 21,0 | 26,0 | 22,0 | 27,0 | 25,0 | 25,0 | 25,0 | 23,9 | 1,95 | 16 | 21,0 - 27,0 | |

TABLA 4.15.—Medidas e índices del tercer metatarsiano de *Ursus arctos*.

Cuarto metatarsiano (figs. 4.52, 4.53, 4.54)

Este hueso articula interiormente con el tercer metatarsiano, exteriormente lo hace con el quinto metatarsiano y por su parte superior lo hace con la porción interna de la superficie articular inferior del cuarto hueso tarsal. Este hueso es el que da la mayor impresión de robustez entre todos los metatarsianos de los *Ursidos*.

La extremidad superior es robusta, su cara superior está totalmente ocupada por la superficie articular con el cuarto hueso tarsal. Al igual que en el tercer metatarsiano, la superficie articular se inclina marcadamente desde el borde externo al interno, haciéndolo más marcadamente en *Ursus deningeri*. Esta superficie es convexa transversalmente, más en *Ursus spelaeus* que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*; también es convexa en sentido antero-posterior. Se puede considerar compuesta por cuatro lados y cuatro ángulos. El lado anterior es suavemente convexo. El lado interno, de mayor longitud, muestra una gran escotadura prácticamente en su mitad. El lado externo es más corto que el interno, dirigiéndose oblicua-

mente hacia atrás y hacia dentro, es suavemente cóncavo. El lado posterior es oblicuo, y se dirige desde el ángulo postero-externo de la cara hacia atrás y hacia dentro. Esta oblicuidad es muy llamativa en *Ursus spelaeus*, menos en *Ursus deningeri* y casi nula en *Ursus arctos*, de forma que en el ya citado ángulo postero-externo es, prácticamente, de noventa grados en esta última especie. La cara interna muestra dos facetas articulares, una bajo el ángulo antero-superior, con fuerte relieve, perímetro redondeado e inclinada hacia abajo y hacia la parte interna del tarso, cóncava en *Ursus arctos*, y plana, o muy poco convexa, en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Tras un profundo surco, que se manifiesta en la escotadura visible en la cara superior, hay una faceta articular situada bajo el ángulo postero-superior, que es prácticamente cuadrada, tangente a la superficie articular superior, de menor tamaño que la faceta articular anterior de esta cara y vertical.

En la cara externa hay dos superficies articulares con el quinto metatarsiano. La anterior, que es de gran tamaño, fuertemente cóncava, y tan-

gente por arriba a casi la mitad del borde superior del hueso; por delante es tangente a todo el borde anterior de la cabeza. Una línea cóncava baja desde el borde superior al anterior. Esta superficie se inclina fuertemente hacia dentro y hacia atrás, haciéndolo más marcadamente en *Ursus arctos* que en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Si se observa desde la cara anterior del hueso, llama la atención su gran oblicuidad:

tanto su borde externo como el interno se inclinan fuertemente hacia fuera. El borde interno sigue el límite anterior de la faceta articular anterior de la cara interna, estando dotada, en *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, de una escotadura que coincide con el vértice inferior de la faceta articular anterior de la cara externa. El borde externo de la cara anterior de la extremidad superior también se inclina hacia fuera, es-

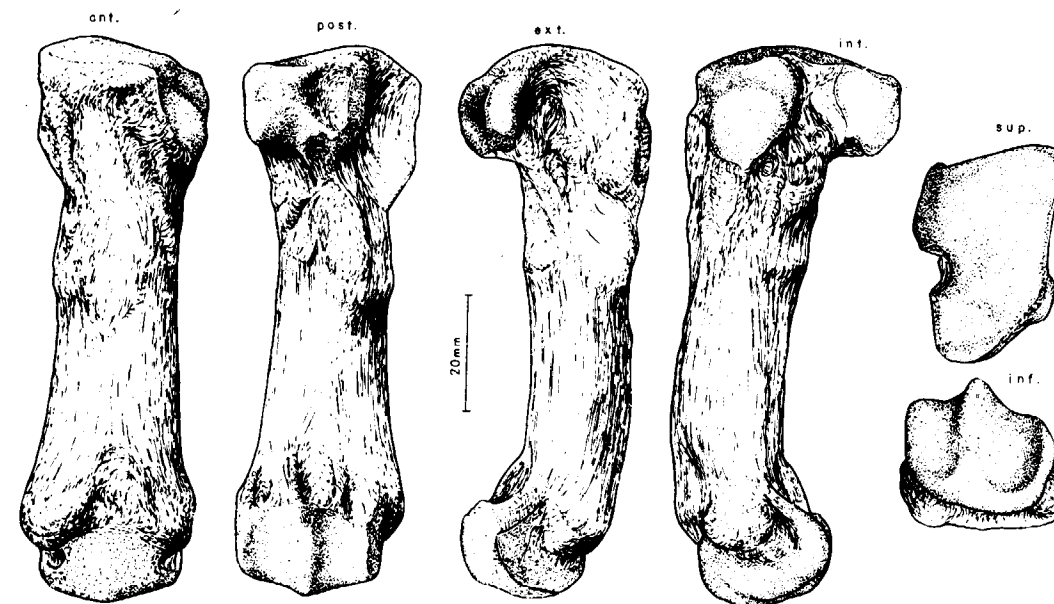


Figura 4.52.—Cuarto metatarsiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

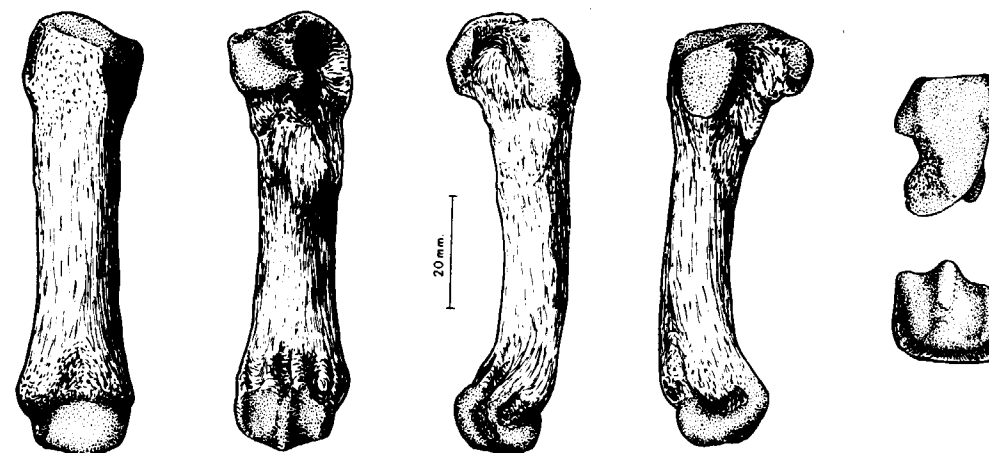


Figura 4.53.—Cuarto metatarsiano (dex.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

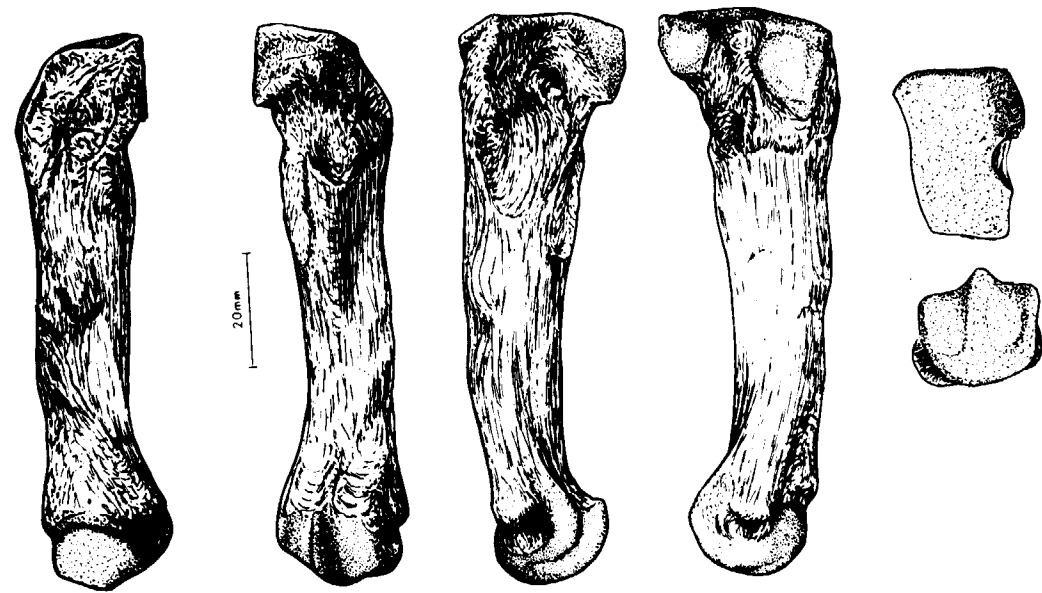


Figura 4.54.—Cuatro metatarsianos (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de Cueva de Saldarrañao (B).

tando marcado su entronque con el cuerpo del hueso por una escotadura aguda visible en todas las especies. La cara posterior de la extremidad superior es más o menos rectangular, más ancha que alta, con una suave protuberancia que ocupa algo más de la mitad externa, coincidiendo con el ángulo postero-interno de la cara superior, que se proyecta más hacia atrás; en *Ursus arctos* estas protuberancias están mucho menos marcadas.

La diáfisis en *Ursus spelaeus* es plana en su cara anterior y redondeada en las restantes, con una arista longitudinal en la cara posterior. Igual morfología, aunque un poco más aplanada antero-posteriormente, se observa en *Ursus deningeri*; en *Ursus arctos* es de sección circular, pero con mayor grosor antero-posterior que transversal.

Las medidas, índices y parámetros estadísticos obtenidos para cada especie y yacimiento aparecen en la tabla 4.16 (*Ursus deningeri*), tabla 4.17 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.18 (*Ursus arctos*).

Quinto metatarsiano (figs. 4.55, 4.56, 4.57)

El quinto metatarsiano es un hueso largo, robusto, aunque quizá algo menos que el cuarto

metatarsiano. Destaca llamativamente su extremidad proximal, plana y ancha, así como su especial colocación anatómica, ya que, debido a la posición de las facetas articulares con el cuarto metatarsiano, se sitúa girando hacia dentro, lo que implica que la extremidad distal no muestre la cabeza articular centrada, sino que queda desplazada hacia la parte interna del tarso. Estando, a su vez, la extremidad distal del cuerpo del hueso también girada en esta dirección, lo que le produce una marcada convexidad externa.

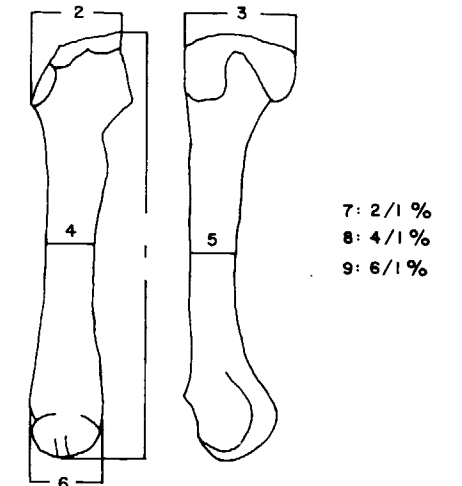
La cara superior de la extremidad proximal es triangular, bastante simétrica en *Ursus arctos* y desviada marcadamente hacia fuera en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Consta de un vértice anterior, redondeado en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, agudo en *Ursus arctos*, ocupado todo él por la superficie articular con el cuarto hueso tarsal. Todo el borde interno, que es recto, también está ocupado por la misma superficie articular. El borde externo, que es cóncavo delante y convexo detrás, también está ocupado por esta superficie articular, aunque sólo hasta más o menos la mitad; punto a partir del cual se incurva fuertemente hacia atrás y hacia dentro, alcanzando el lado interno de la cara en *Ursus arctos*, y muriendo en la tuberosidad postero-externa en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*. Ello provoca

que esta superficie articular sea más extensa en estas especies que en *Ursus arctos*. En *Ursus deningeri*, tras la zona convexa anterior del borde externo, la zona posterior no sólo es cóncava, sino que se desarrolla un fino surco, que independiza el borde posterior de la superficie articular con el cuarto tarsal.

En la cabeza existen dos áreas tuberosas, una que ocupa todo el borde posterior de la cara, levantándose hacia arriba y hacia atrás. El borde posterior aumenta de altura hacia la zona externa, donde aparece un vértice, que es simétrico en *Ursus arctos* y más vertical. En *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* este vértice se sitúa desplazado hacia

| | B | | | |
|---|-------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_i - V_s$ |
| 1 | 77,0 | 2,55 | 13 | 72,5 - 81,4 |
| 2 | 19,7 | 1,89 | 27 | 17,7 - 23,0 |
| 3 | 27,4 | 2,11 | 26 | 19,4 - 31,0 |
| 4 | 14,4 | 1,40 | 24 | 12,0 - 18,0 |
| 5 | 12,2 | 0,95 | 16 | 10,9 - 14,2 |
| 6 | 20,9 | 1,37 | 13 | 18,8 - 22,5 |
| 7 | 25,0 | | 13 | 22,0 - 26,0 |
| 8 | 18,0 | | 13 | 16,0 - 20,0 |
| 9 | 27,0 | | 13 | 25,0 - 30,0 |

TABLA 4.16.—Medidas e índices del cuarto metatarsiano de *Ursus deningeri*.



| | LL | S | | | | UR | LZ | TR | | | | K | | | |
|---|-------------|-------|----------|---|-------------|------|-------------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|---|-------------|
| | n 2 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n 1 | n 2 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | μ | σ | N | $V_i - V_s$ |
| 1 | 77,2 - 82,4 | 76,7 | 2,97 | 8 | 73,7 - 83,0 | 71,8 | | 81,5 | 4,93 | 15 | 75,3 - 90,4 | 85,6 | 3,73 | 7 | 79,2 - 89,8 |
| 2 | 20,8 - 21,0 | 20,0 | 1,56 | 8 | 18,3 - 22,7 | 17,0 | 18,4 - 19,0 | 21,4 | 1,69 | 15 | 18,5 - 24,3 | 21,8 | 1,85 | 7 | 19,7 - 25,0 |
| 3 | 29,0 - 30,2 | 28,0 | 2,60 | 8 | 25,3 - 30,0 | 24,8 | 26,7 - 27,3 | 29,2 | 3,55 | 14 | 26,9 - 35,3 | | | 1 | 37,3 |
| 4 | 16,2 - 16,0 | 15,0 | 1,34 | 8 | 13,6 - 17,8 | 13,5 | 13,1 | 16,7 | 1,55 | 15 | 14,3 - 19,1 | 17,6 | 1,64 | 7 | 16,0 - 18,7 |
| 5 | 13,6 - 13,6 | 13,1 | 1,29 | 8 | 11,8 - 15,7 | 10,8 | 12,6 | 14,1 | 1,50 | 15 | 11,8 - 16,5 | 15,7 | 1,53 | 7 | 13,5 - 18,1 |
| 6 | 23,0 - 24,1 | 22,1 | 1,45 | 8 | 20,6 - 25,5 | 19,5 | | 24,0 | 2,22 | 15 | 20,5 - 27,0 | 25,5 | 1,26 | 7 | 22,5 - 27,0 |
| 7 | 27,0 - 25,0 | 26,0 | | 8 | 24,0 - 29,0 | 24,0 | | 26,0 | | 15 | 25,0 - 29,0 | 25,0 | | 7 | 24,0 - 29,0 |
| 8 | 21,0 - 19,0 | 20,0 | | 8 | 18,0 - 22,0 | 19,0 | | 20,0 | | 15 | 17,0 - 23,0 | 21,0 | | 7 | 19,0 - 22,0 |
| 9 | 30,0 - 29,0 | 29,0 | | 8 | 28,0 - 31,0 | 27,0 | | 30,0 | | 15 | 26,0 - 32,0 | 29,0 | | 7 | 28,0 - 31,0 |

TABLA 4.17.—Medidas e índices del cuarto metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | A | | | | ER | AR | X | | | | T | | | | Muestra total | | | |
|---|-------|----------|---|-------------|------|------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|----|-------------|---------------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n 1 | n 1 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | μ | σ | N | $V_i - V_s$ |
| 1 | 86,1 | 3,94 | 8 | 78,8 - 90,1 | 84,4 | 93,2 | 88,8 | 4,75 | 9 | 78,6 - 94,0 | 83,9 | 6,19 | 32 | 71,8 - 97,7 | 83,6 | 5,00 | 85 | 71,8 - 97,7 |
| 2 | 22,0 | 1,63 | 9 | 19,7 - 24,5 | 20,0 | 24,2 | 22,8 | 1,72 | 10 | 19,2 - 25,0 | 21,1 | 2,09 | 38 | 16,3 - 23,7 | 21,4 | 1,86 | 84 | 16,3 - 25,0 |
| 3 | 32,6 | 2,18 | 9 | 28,6 - 34,5 | 33,6 | 29,5 | 32,8 | 1,78 | 10 | 28,9 - 35,0 | 29,7 | 2,70 | 34 | 25,1 - 36,7 | 30,1 | 2,66 | 83 | 25,1 - 37,3 |
| 4 | 17,6 | 0,91 | 9 | 16,1 - 19,0 | 18,0 | 20,0 | 18,1 | 1,58 | 10 | 13,8 - 20,1 | 16,9 | 1,73 | 38 | 13,7 - 20,2 | 17,0 | 1,50 | 93 | 13,1 - 20,2 |
| 5 | 16,2 | 1,65 | 9 | 12,3 - 17,8 | 18,0 | 17,1 | 15,7 | 1,41 | 10 | 12,6 - 17,4 | 14,6 | 1,51 | 38 | 10,9 - 17,5 | 14,8 | 1,49 | 93 | 10,9 - 18,1 |
| 6 | 25,5 | 1,12 | 8 | 23,4 - 27,5 | 24,0 | 28,4 | 25,4 | 2,01 | 8 | 22,5 - 28,0 | 24,3 | 2,52 | 31 | 20,5 - 31,0 | 22,4 | 2,03 | 81 | 19,5 - 31,0 |
| 7 | 25,0 | | 8 | 23,0 - 28,0 | 21,0 | 26,0 | 26,0 | | 9 | 23,0 - 27,0 | 25,0 | | 32 | 23,0 - 28,0 | 25,0 | | 75 | 21,0 - 29,0 |
| 8 | 21,0 | | 8 | 20,0 - 22,0 | | 21,0 | 21,0 | | 9 | 19,0 - 23,0 | 20,0 | | 32 | 20,0 - 23,0 | 20,0 | | 84 | 17,0 - 23,0 |
| 9 | 30,0 | | 8 | 28,0 - 31,0 | 30,0 | 29,0 | 29,0 | | 8 | 26,0 - 31,0 | 29,0 | | 31 | 26,0 - 32,0 | 29,0 | | 79 | 26,0 - 32,0 |

TABLA 4.17.—Medidas e índices del cuarto metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LB | | TV | LZ | G | PR | UB | AK | UK | D | FU | | | QF | Muestra total | | | | | |
|---|-------|-------------|-------------|-------------|------|------|------|------|------|------|-------|-------------|------|-------|---------------|------|-------------|------|------|------|
| | μ | $V_1 - V_6$ | n=2 | n=2 | n=1 | n=1 | n=1 | n=1 | n=1 | n=1 | μ | $V_1 - V_6$ | n=1 | μ | σ | N | $V_1 - V_6$ | | | |
| 1 | 96.0 | 92.9 - 96.8 | 81.8 - 82.1 | 81.6 - 86.6 | 89.8 | 82.4 | 89.2 | 82.4 | 71.2 | 96.0 | 88.5 | 82.3 | 83.3 | 92.0 | 88.5 | 6.62 | 19 | 71.2 | 96.8 | |
| 2 | 22.5 | 22.0 | 24.5 | 17.0 | 16.3 | 21.3 | 19.7 | 20.5 | 16.6 | 14.4 | 22.7 | 19.7 | 19.0 | 20.5 | 21.6 | 19.9 | 2.16 | 19 | 14.4 | 22.7 |
| 3 | 30.4 | 26.3 - 37.2 | 22.8 - 23.0 | 28.3 - 27.7 | 26.7 | 24.8 | 24.6 | 21.6 | 20.8 | 30.0 | 27.5 | 28.5 | 29.5 | 27.0 | 27.0 | 3.66 | 19 | 20.8 | 37.2 | |
| 4 | 14.7 | 14.4 - 15.1 | 11.4 - 11.3 | 13.8 - 14.0 | 14.4 | 13.3 | 15.0 | 11.3 | 10.4 | 15.4 | 14.6 | 13.2 | 15.7 | 15.4 | 13.8 | 1.57 | 19 | 10.4 | 15.7 | |
| 5 | 14.1 | 12.3 - 16.1 | 9.8 - 10.1 | 13.8 - 14.4 | 12.2 | 13.6 | 12.4 | 9.8 | 9.8 | 13.8 | 13.3 | 13.1 | 13.5 | 12.0 | 12.7 | 1.82 | 19 | 9.8 | 16.1 | |
| 6 | 21.8 | 21.0 - 22.4 | 17.3 - 17.6 | 20.0 - 21.0 | 21.8 | 19.9 | 20.0 | 15.8 | 16.2 | 21.5 | 21.0 | 20.0 | 22.1 | 21.6 | 20.2 | 1.73 | 19 | 15.8 | 22.4 | |
| 7 | 23.8 | 22.0 - 25.0 | 21.0 - 20.0 | 24.0 - 22.0 | 24.0 | 24.0 | 23.0 | 20.0 | 20.0 | 24.0 | 22.2 | 22.0 | 23.0 | 23.0 | 22.6 | 1.54 | 19 | 20.0 | 25.0 | |
| 8 | 15.8 | 15.0 - 16.0 | 14.0 - 14.0 | 17.0 - 16.0 | 16.0 | 16.0 | 17.0 | 14.0 | 15.0 | 16.0 | 16.5 | 16.0 | 17.0 | 17.0 | 15.8 | 1.01 | 19 | 14.0 | 17.0 | |
| 9 | 23.0 | 23.0 | 23.0 | 21.0 | 21.0 | 25.0 | 24.0 | 24.0 | 24.0 | 22.0 | 23.3 | 23.0 | 24.0 | 23.0 | 22.9 | 1.41 | 19 | 19.0 | 25.0 | |

TABLA 4.18.—Medidas e índices del cuarto metatarsiano de *Ursus arctos*.

la zona externa, levantándose más oblicuamente. A partir de este vértice el reborde posterior desciende verticalmente a lo largo del borde postero-externo de la cara, hasta un punto en que se ensancha, dando la tuberosidad lateral, que sobresale marcadamente en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*; en el primero forma un vértice agudo que se dirige hacia la zona externa del hueso, sien-

do menos robusto y romo en *Ursus arctos*. La morfología de la zona articular superior es variable según las especies: en *Ursus arctos* es prácticamente un semicírculo, cuyo diámetro sería el borde interno de la cara, en este caso recto. En *Ursus deningeri* se observa una morfología similar. En *Ursus spelaeus* es un segmento de círculo, pero mayor que un semicírculo. Esta su-

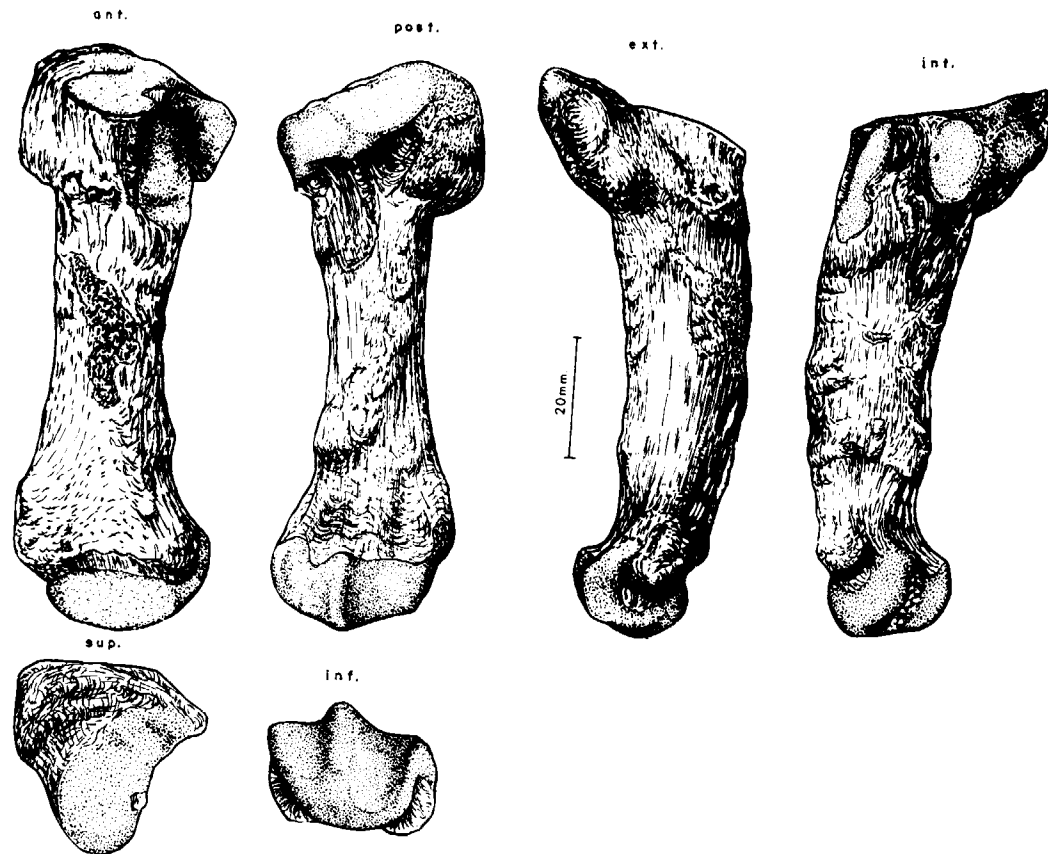


Figura 4.55.—Quinto metatarsiano (dex.) de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

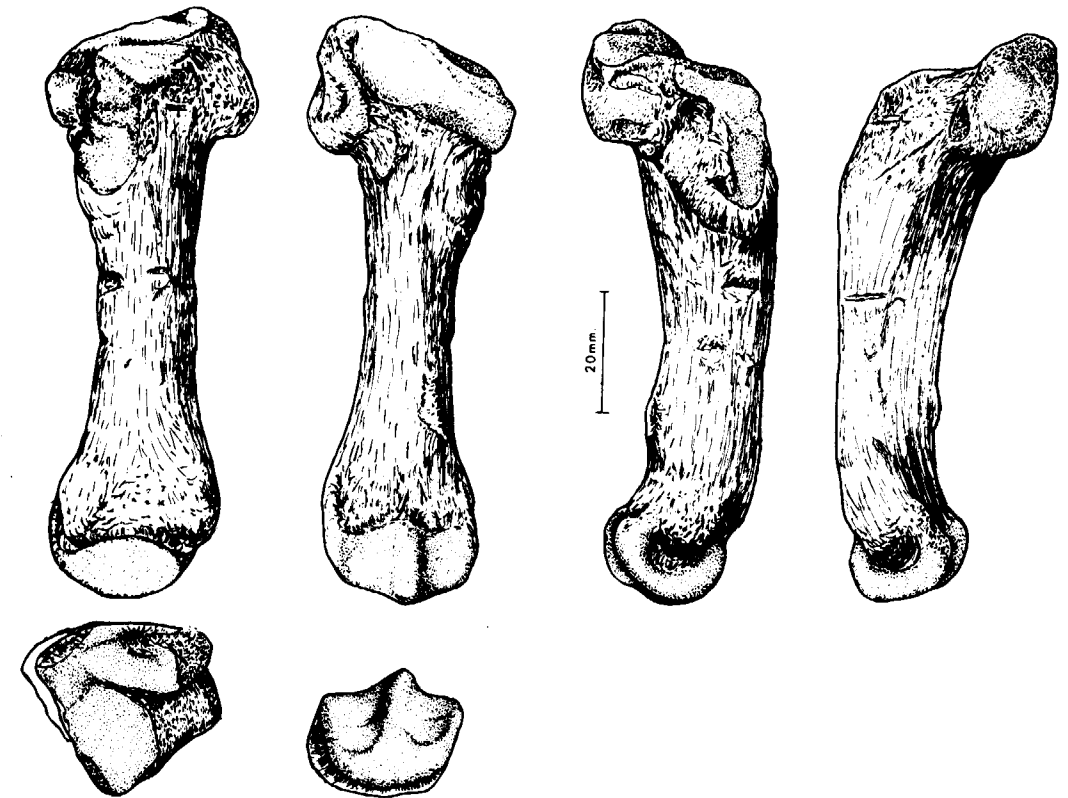


Figura 4.56.—Quinto metatarsiano (sin.) de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

perficie se inclina hacia atrás y hacia arriba, marcadamente en *Ursus arctos*, levemente en *Ursus deningeri* y todavía algo menos en *Ursus spelaeus*. En el borde interno de la cara anterior del hueso se sitúa una faceta articular, que encaja en la faceta anterior de la cara externa del cuarto metatarsiano; se prolonga bastante hacia abajo, aunque es bastante estrecha transversalmente. En *Ursus arctos* está separada, por un pequeño escalón vertical, de la superficie articular superior; es fuertemente convexa en sentido vertical, siendo suavemente convexa en sentido transversal, dejando una ceja algo prominente en su borde interno. En *Ursus deningeri* conecta directamente con la superficie articular de la cara superior, y no es tan vertical como aparece en *Ursus arctos* y en vez de convexa es suavemente cóncava. En *Ursus spelaeus* muestra una morfología distinta: conecta directamente con la superficie articular de la cara superior, con la que forma una arista, es plana en sentido vertical, y transversalmente fuertemente convexa. Su borde postero-interno deja una ceja marcada, más promi-

nente que en *Ursus arctos*, la cual se dirige como en aquél hacia dentro. Separada de la faceta articular que se acaba de describir, se sitúa la faceta articular posterior, que se separa de la anterior por un surco, que en *Ursus spelaeus* alcanza la superficie articular superior, mientras que en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos* se queda un poco por debajo del borde; esta faceta articular es de perímetro redondeado, cóncava, dirigida oblicuamente hacia atrás, hacia dentro y hacia abajo en *Ursus spelaeus*. También de contorno redondeado, pero plana, dirigida hacia atrás y hacia dentro en *Ursus deningeri*. Finalmente, en *Ursus arctos* posee una morfología casi similar a la existente en *Ursus spelaeus*, aunque sus límites inferior y superior, en vez de ser convexos, son rectos.

La cara externa de la extremidad superior, en su mitad anterior, es plana y se dirige hacia atrás y hacia fuera, hasta que conecta con la gran prominencia de la tuberosidad externa, puntiaguda en *Ursus deningeri* y *Ursus arctos*, más robusta en el primero. En *Ursus spelaeus* es alargada y

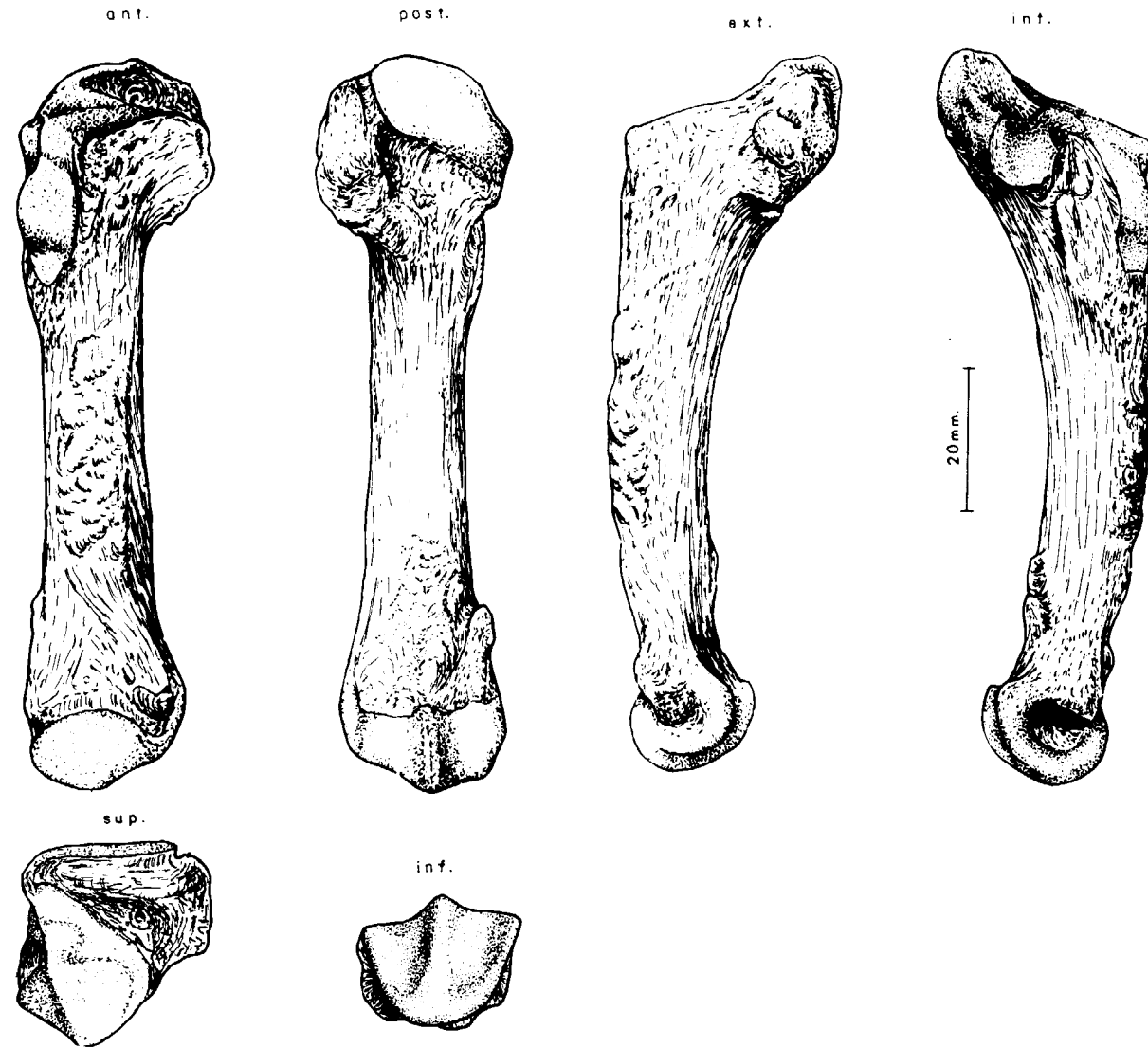


Figura 4.57.—Quinto metatarsiano (sin.) de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de La Bodega (LB).

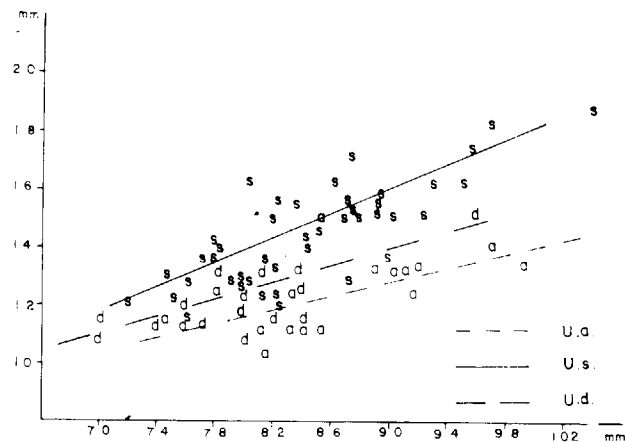


Figura 4.58.—Quinto metatarsiano, representación bivariada: diámetro transversal de la diáfisis (4) (y) en función de la longitud absoluta (1) (x). s, *Ursus spelaeus*; d, *Ursus deningeri*; a, *Ursus arctos*.

mucho más robusta que en las dos especies precedentes.

La cara posterior está ocupada por dos rebordes prominentes: uno interno, casi vertical, y otro externo, muy oblicuo. Entre ambos y hasta el vértice superior donde confluyen, en *Ursus arctos* se encuentra un pequeño surco que se esboza, sin llegar al vértice. En *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, bajo estos rebordes, se desarrolla una fosa que corre oblicuamente hacia dentro y hacia abajo, muy profunda en *Ursus spelaeus* y más somera en *Ursus deningeri*.

En la extremidad inferior no aparecen diferencias, salvo que la cabeza articular se coloca asimétricamente, ya que se desplaza marcadamente

hacia dentro, este desplazamiento es grande en *Ursus spelaeus*, moderado en *Ursus arctos* y pequeño en *Ursus deningeri*.

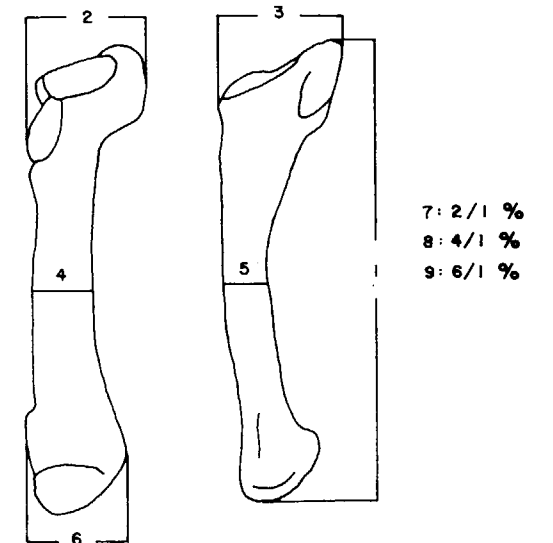
El cuerpo del hueso es de sección cilíndrica en *Ursus arctos*, algo aplanada anteroposteriormente en *Ursus deningeri* y aplanado transversalmente en *Ursus spelaeus*. Por otra parte, la incurvación de la parte distal del cuerpo, hacia la zona interna del tarso, es mayor en *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, algo mayor en el primero, que en *Ursus arctos*, en el que casi no existe.

Las medidas, índices y parámetros estadísticos obtenidos para cada especie y yacimiento aparecen en tabla 4.19 (*Ursus deningeri*), tabla 4.20 (*Ursus spelaeus*) y tabla 4.21 (*Ursus arctos*).

Entre el diámetro transversal de la diáfisis (4) y la longitud absoluta (1) existe una correlación baja para *Ursus spelaeus* (.54); más elevada para *Ursus deningeri* (.73), y baja para *Ursus arctos* (.60). La representación de estas dos variables (figura 4.58), pone de manifiesto que existe un fuerte solapamiento entre *Ursus spelaeus* y *Ursus deningeri*, siendo discreto entre el oso de las cavernas y el oso pardo, aunque hay un quinto metatarsiano de Cueva Furninha (FU) con un gran desarrollo transversal de la diáfisis. También hay dos quintos metatarsianos de *Ursus spelaeus*, procedentes de Lezetxiki (LZ), que son extremadamente gráciles. Los de *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus* se solapan notablemente.

| | SI | | B | | | | NV |
|---|------|------|-------|----------|----|-------------|------|
| | n=2 | | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n=1 |
| 1 | 76,5 | 78,5 | 79,9 | 5,90 | 14 | 70,1 - 84,0 | 84,0 |
| 2 | 23,2 | 25,4 | 24,1 | 4,01 | 27 | 21,0 - 30,4 | 22,8 |
| 3 | 27,1 | | 27,0 | 2,30 | 31 | 24,3 - 31,6 | 23,5 |
| 4 | 12,2 | 12,0 | 12,3 | 1,26 | 26 | 10,6 - 15,3 | 12,8 |
| 5 | 10,7 | | 12,5 | 0,95 | 18 | 10,8 - 14,1 | 12,7 |
| 6 | 20,0 | 21,2 | 20,7 | 3,14 | 14 | 18,4 - 23,4 | 20,9 |
| 7 | 30,0 | 32,0 | 29,0 | | 13 | 20,0 - 36,0 | 27,0 |
| 8 | 16,0 | 15,0 | 15,0 | | 14 | 13,0 - 17,0 | 15,0 |
| 9 | 26,0 | 26,0 | 26,0 | | 14 | 23,0 - 29,0 | 26,0 |

TABLA 4.19.—Medidas e índices del quinto metatarsiano de *Ursus deningeri*.



| | S | | | | UR | LZ | TR | | | | K | | | | GC | A | | | |
|---|-------|----------|---|-------------|------|-------------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|---|-------------|------|-------|----------|----|-------------|
| | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n=1 | n=3 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | μ | σ | N | $V_i - V_s$ | n=1 | μ | σ | N | $V_i - V_s$ |
| 1 | 78,1 | 3,49 | 9 | 74,4 - 83,6 | 93,5 | 81,7 - 89,2 | 80,7 | 5,71 | 19 | 72,8 - 90,4 | | | 3 | 96,7 - 90,0 | 79,8 | 88,1 | 4,48 | 10 | 81,3 - 95,5 |
| 2 | 27,0 | 1,82 | 9 | 22,8 - 28,6 | 31,8 | 24,7 - 32,3 | 29,4 | 3,05 | 19 | 24,0 - 33,8 | 32,1 | | 4 | 29,8 - 35,3 | 26,7 | 31,1 | 3,32 | 11 | 23,8 - 36,6 |
| 3 | 26,7 | 2,08 | 9 | 24,5 - 30,2 | 29,3 | 25,2 - 33,0 | 30,7 | 3,16 | 18 | 26,7 - 35,0 | 34,0 | | 4 | 30,6 - 37,0 | 29,0 | 30,5 | 3,70 | 11 | 27,5 - 38,2 |
| 4 | 13,3 | 0,55 | 9 | 12,2 - 14,7 | 15,8 | 12,3 - 15,4 | 15,2 | 1,52 | 19 | 13,1 - 18,1 | 16,4 | 0,82 | 5 | 15,5 - 17,3 | 12,6 | 15,5 | 1,39 | 11 | 13,0 - 18,0 |
| 5 | 14,7 | 1,03 | 9 | 13,6 - 16,5 | 14,8 | 12,0 - 12,4 | 15,8 | 2,32 | 19 | 12,0 - 18,5 | 17,1 | 1,29 | 5 | 15,9 - 19,3 | 13,0 | 16,2 | 1,48 | 11 | 13,8 - 18,3 |
| 6 | 24,1 | 1,31 | 9 | 22,6 - 26,5 | 26,4 | 21,8 - 25,2 | 25,8 | | 19 | 22,3 - 30,0 | | | 3 | 26,9 - 30,0 | 21,0 | 26,5 | 1,46 | 9 | 24,9 - 29,1 |
| 7 | 35,0 | | 9 | 30,0 - 37,0 | 34,0 | 30,0 - 36,0 | 36,0 | | 19 | 31,0 - 40,0 | | | 3 | 33,0 - 40,0 | 32,0 | 36,0 | | 9 | 34,0 - 43,0 |
| 8 | 17,0 | | 9 | 15,0 - 18,0 | 17,0 | 15,0 - 17,0 | 19,0 | | 19 | 15,0 - 20,0 | | | 3 | 18,0 - 20,0 | 16,0 | 18,0 | | 9 | 17,0 - 22,0 |
| 9 | 31,0 | | 9 | 30,0 - 33,0 | 28,0 | 27,0 - 28,0 | 32,0 | | 19 | 28,0 - 38,0 | | | 3 | 20,0 - 35,0 | 26,0 | 30,0 | | 9 | 29,0 - 21,0 |

TABLA 4.20.—Medidas e índices del quinto metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | ER | | X | | | | T | | | | Muestra total | | | |
|---|------|-------|----------|----|-------------|-------|----------|----|--------------|-------|---------------|----|--------------|--|
| | n-1 | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ | |
| 1 | | 89,5 | 5,09 | 11 | 85,3 - 99,3 | 84,8 | 7,68 | 19 | 71,7 - 104,2 | 83,9 | 5,69 | 75 | 71,7 - 104,2 | |
| 2 | 29,9 | 29,1 | 2,66 | 13 | 24,6 - 33,5 | 28,0 | 4,12 | 22 | 21,7 - 42,0 | 28,9 | 3,19 | 84 | 21,7 - 42,0 | |
| 3 | 28,4 | 30,4 | 3,94 | 15 | 25,7 - 37,2 | 28,3 | 3,78 | 22 | 22,7 - 36,3 | 29,7 | 3,45 | 87 | 22,7 - 37,2 | |
| 4 | | 14,7 | 1,20 | 14 | 12,7 - 16,4 | 14,5 | 1,48 | 22 | 12,2 - 18,6 | 14,8 | 1,36 | 84 | 12,2 - 18,6 | |
| 5 | | 15,8 | 1,35 | 14 | 14,3 - 18,0 | 16,0 | 1,57 | 22 | 12,0 - 19,0 | 15,8 | 1,43 | 84 | 12,0 - 19,3 | |
| 6 | | 25,1 | 2,16 | 12 | 21,6 - 27,0 | 22,8 | 2,10 | 19 | 19,8 - 27,4 | 24,7 | 1,98 | 75 | 19,8 - 30,2 | |
| 7 | | 32,0 | | 10 | 29,0 - 39,0 | 33,0 | | 19 | 31,0 - 40,0 | 34,0 | | 74 | 30,0 - 43,0 | |
| 8 | | 18,0 | | 11 | 14,0 - 18,0 | 17,0 | | 19 | 14,0 - 20,0 | 18,0 | | 73 | 14,0 - 20,0 | |
| 9 | | 28,0 | | 11 | 20,0 - 31,0 | 27,0 | | 17 | 20,0 - 32,0 | 29,0 | | 71 | 20,0 - 38,0 | |

TABLA 4.20.—Medidas e índices del quinto metatarsiano de *Ursus spelaeus*.

| | LB | TV | LZ | G | UB | AK | D | FU | GF | Muestra total | | | |
|---|-------------|-------------|-------------|-------------|------|------|--------------|-------------|------|---------------|----------|----|--------------|
| | n=3 | n=2 | n=2 | n=3 | n=1 | n=1 | n=2 | n=1 | n=3 | μ | σ | N | $V_1 - V_2$ |
| 1 | 74,0 - 99,0 | 83,1 - 84,9 | 83,1 - 90,9 | 77,9 - 92,0 | 90,8 | 81,5 | 88,6 - 102,2 | 82,7 - 83,2 | 96,7 | 86,5 | 8,03 | 18 | 74,0 - 102,2 |
| 2 | 19,6 - 28,6 | 22,4 - 22,1 | 22,4 - 29,7 | 16,0 - 23,8 | 25,2 | 20,3 | 24,5 - 28,5 | 27,5 - 28,6 | 27,7 | 24,3 | 4,12 | 18 | 16,0 - 29,7 |
| 3 | 20,7 - 31,0 | 23,8 - 24,7 | 33,5 - 29,6 | 23,2 - 28,0 | 27,0 | 21,2 | 29,5 - 30,3 | 27,3 - 30,0 | 27,4 | 26,8 | 3,71 | 18 | 20,7 - 33,5 |
| 4 | 11,2 - 13,5 | 11,0 - 11,1 | 13,1 - 12,6 | 11,0 - 13,2 | 13,2 | 10,4 | 13,4 - 14,3 | 13,3 - 15,2 | 14,0 | 12,6 | 1,33 | 18 | 10,4 - 15,2 |
| 5 | 10,0 - 14,1 | 10,8 - 11,3 | 12,7 - 12,1 | 9,6 - 12,0 | 11,4 | 10,3 | 12,8 - 14,8 | 12,8 - 13,4 | 13,2 | 12,0 | 1,84 | 18 | 9,6 - 14,8 |
| 6 | 18,3 - 22,8 | 18,6 - 19,2 | 22,5 - 21,8 | 18,5 - 22,0 | 19,7 | 18,6 | 21,0 - 23,7 | 22,5 - 22,7 | 25,7 | 20,9 | 2,29 | 17 | 18,3 - 23,7 |
| 7 | 26,0 - 29,0 | 26,0 - 27,0 | 33,0 - 33,0 | 21,0 - 26,0 | 28,0 | 25,0 | 28,0 - 28,0 | 33,0 - 34,0 | 29,0 | 28,2 | 3,43 | 17 | 21,0 - 34,0 |
| 8 | 14,0 - 16,0 | 13,0 - 13,0 | 14,0 - 14,0 | 13,0 - 14,0 | 15,0 | 13,0 | 15,0 - 14,0 | 16,0 - 18,0 | 14,0 | 14,3 | 1,49 | 16 | 13,0 - 18,0 |
| 9 | 23,0 - 25,0 | 23,0 - 22,0 | 25,0 - 25,0 | 24,0 - 24,0 | 22,0 | 23,0 | 24,0 - 23,0 | 27,0 - 27,0 | 26,0 | 26,0 | 1,71 | 17 | 22,0 - 27,0 |

TABLA 4.21.—Medidas e índices del quinto metatarsiano de *Ursus arctos*.

4.3. DEDOS

FALANGES

Primera falange (figs. 4.59, 4.60, 4.61)

La primera falange consta de una extremidad superior, una extremidad inferior y un cuerpo. La extremidad superior, la zona más ancha del hueso, está prácticamente ocupada en su totalidad por una extensa cavidad articular, destinada a alojar el extremo distal del metápodo correspondiente. La superficie articular es fuertemente cóncava, de contorno semicircular, siendo el borde palmar asimilable a una línea recta, interrumpida por una profunda escotadura, destinada a favorecer los movimientos de la cresta sagital posterior de la extremidad distal del metápodo, con el que articula. Lateral e internamente a la superficie articular, se desarrollan pequeñas tuberosidades de importancia variable.

La extremidad inferior se detecta por un ensanchamiento brusco del cuerpo tras el cual aparece una superficie troclear. Vista por la cara plantar posee un surco central y dos potentes

cejas que lo limitan. En la cara dorsal estas cejas convergen hacia el plano medial del hueso, dando una morfología en «V». Lateral y medialmente se desarrollan a ambos lados de esta tróclea dos pequeñas depresiones rugosas que sirven para inserciones ligamentosas. El cuerpo no es muy largo, convexo dorsalmente. La cara plantar es plana, o con un pequeño surco muy somero. Visto el conjunto del cuerpo, posee una leve curvatura dorso palmar. En los límites laterales de la cara palmar del cuerpo se detectan dos protuberancias de perímetro eipsoidal, en general muy cerca del extremo posterior de la tróclea articular de la extremidad inferior, que sirven para la inserción de los tendones de los flexores de los dedos.

Segunda falange (figs. 4.62, 4.63, 4.64)

Los osos poseen dieciséis segundas falanges, que constan de dos extremidades, superior e inferior, y de un cuerpo muy corto.

La extremidad superior, con mucho la zona más ancha del hueso, soporta una zona articular, de

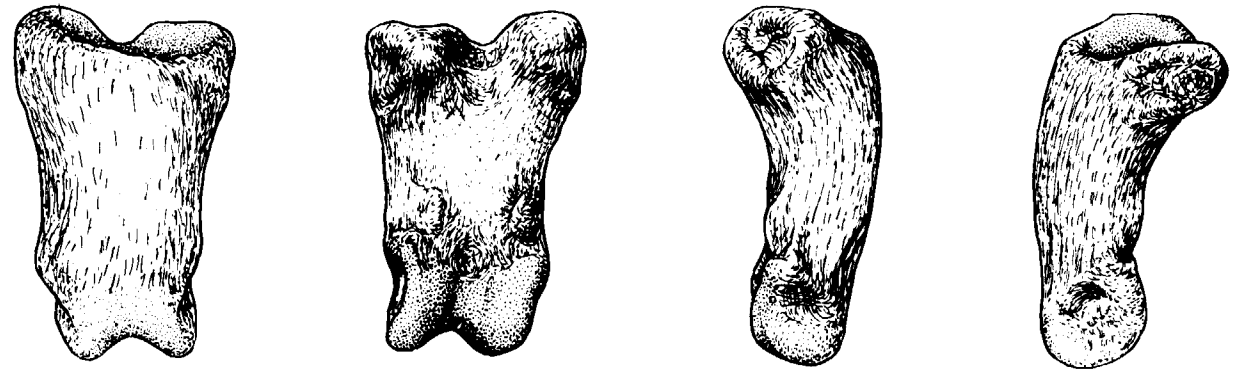


Figura 4.59.—Primera falange de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

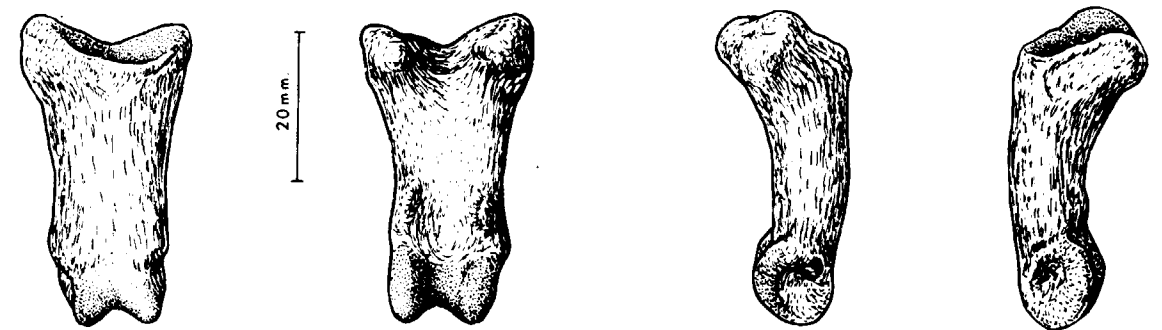


Figura 4.60.—Primera falange de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

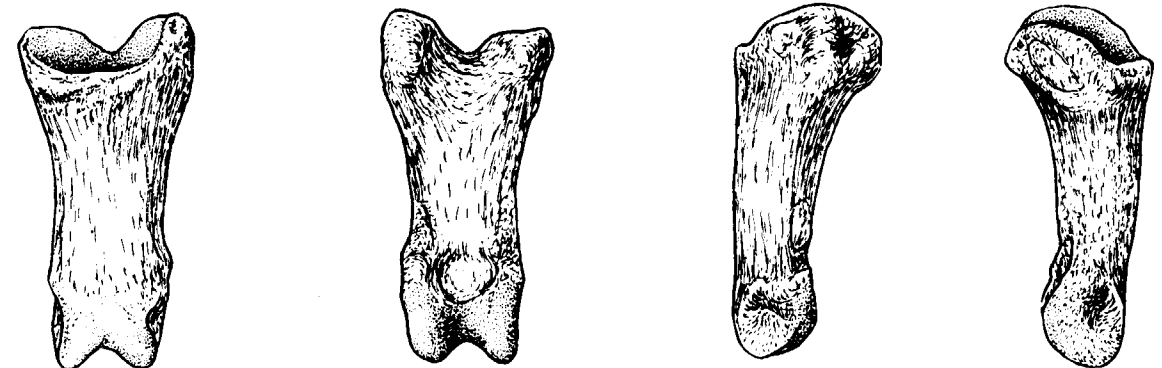


Figura 4.61.—Primera falange de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

contorno triangular, con la primera falange: consta de dos surcos laterales, fuertemente cóncavos, con su eje mayor orientado en sentido dorsopalmar, y una arista colocada en el plano central, destinada a encajar con el surco troclear de la primera falange, potente, de fuerte relieve y bastante ancha. Por encima está limitada por una

apófisis ósea, en forma de pico, que vista dorsalmente posee una típica forma triangular.

La extremidad distal es morfológicamente idéntica a la de la primera falange, una tróclea articular, aunque en relación al tamaño del hueso está más desarrollada.

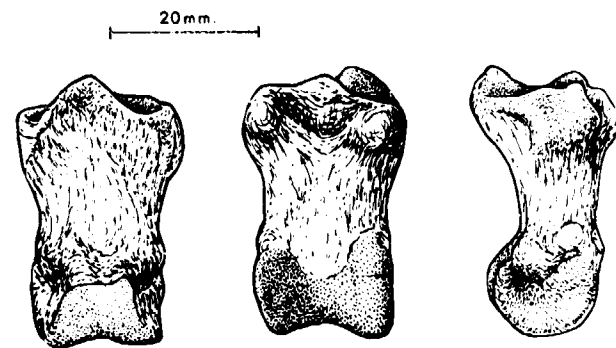


Figura 4.62.—Segunda falange de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

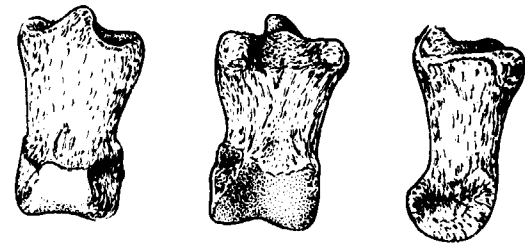


Figura 4.63.—Segunda falange de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

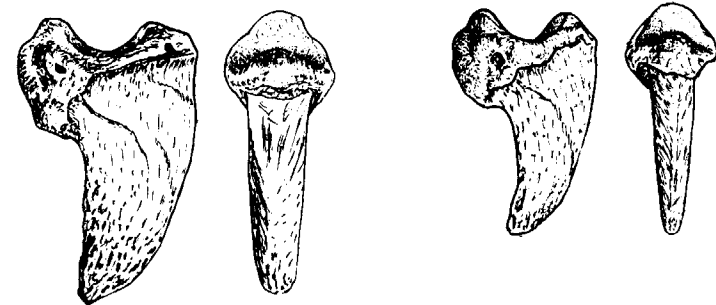


Figura 4.65.—Tercera falange de *Ursus spelaeus*, procedente de la Cueva del Reguerillo (T).

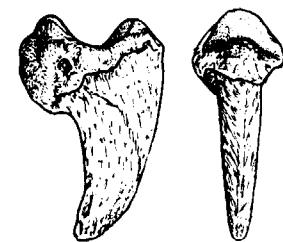


Figura 4.66.—Tercera falange de *Ursus deningeri*, procedente de Cueva Mayor (B).

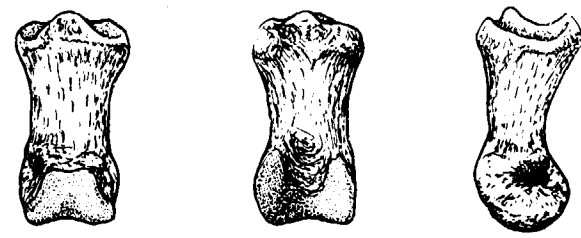


Figura 4.64.—Segunda falange de *Ursus arctos* procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

El cuerpo tiene poca importancia relativa, es muy corto y su superficie dorsal se desarrolla en un plano notablemente más deprimido que el de las extremidades. Por ello adquiere especial realce la tróclea distal, mientras que en la primera falange el paso del cuerpo a la tróclea es casi insensible. La cara dorsal es convexa y muy aplanada. Las caras interna y externa están poco desarrolladas y son convexas. La cara palmar suele mostrar un suave abultamiento central, que deja dos pequeñas zonas deprimidas, una bajo el límite de la extremidad proximal y otra sobre la terminación de la tróclea inferior.

Tercera falange (figs. 4.65, 4.66, 4.67)

Los osos poseen veinte terceras falanges, constan de una zona proximal, la más ancha, que po-

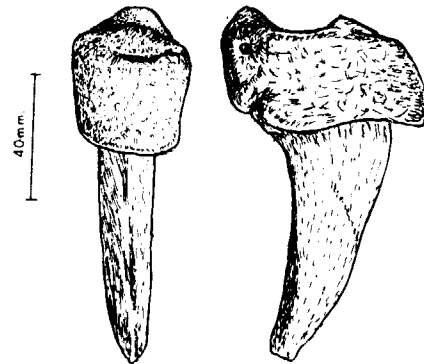


Figura 4.67.—Tercera falange de *Ursus arctos*, procedente de la Cueva de Saldarrañao (D).

see una superficie articular adaptada a la tróclea de la segunda falange, es de contorno subcircular, con una cresta medial, casi imperceptible, que deja a ambos lados dos surcos muy cóncavos. Vista lateralmente, se advierte cómo la superficie articular queda cobijada entre dos potentes masas óseas, una dorsal y otra plantar; esta última sobresale más fuertemente, dando una tuberosidad plantar alineada con el plano central del hueso. Lateralmente está circundada por un finísimo collar de hueso, cresta unguicular, que se prolonga notablemente hacia delante, se suele conservar mal. El resto de la falange, porción ungueal, es un tallo óseo, transversalmente muy deprimido, arqueado en sentido dorsopalmar, aunque la curvatura dorsal es mucho mayor que la palmar. La anchura de la zona dorsal es mucho menor que la de la palmar. La terminación del hueso es bastante imprecisa, ya que éste se va haciendo progresivamente más fino.

BIBLIOGRAFIA

- ALTUNA, J. (1973): *Hallazgos de Ursus arctos* (Mammalia) en cuevas del País Vasco. *Munibe*, 19, 2:271-278.
- KOBY, F. E., y FRITZ, E. (1950): *Les proportions des metacarpiens et des phalanges de la main d'Ursus spelaeus*. *C. R. Soc. Pal. Suisse. Eclog. Geol. Helvet.*, 43, 2:288-289.
- KOBY, F. E. (1951): *Les dimensions minima et maxima des os longs d'Ursus spelaeus*. *C. R. Soc. Pal. Suisse. Eclog. Geol. Helvet.*, 43, 2:287.
- TERZEA, E. (1960): *Particularitati morfologice ale ursului di pestera ci rapindea sa pe teritoriul Romaniei*. *Lcr. Inst. Spel. («Emil Racovita»)*, Tv:195-231.
- THENIUS, E. (1947): *Über primäre und sekundäre plantigradie bei bäugetiesen*. *Akad. Anzeiger*, 6.
- TORRES, T. (1984): *Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Peninsula Ibérica*. Tesis Doctoral ETSIM.

GEOLOGIA

Nuevos datos sobre la fauna del Cámbrico Inferior (Marianense) de Llerena (Badajoz)

Por M.^a D. GIL CID (*)

RESUMEN

Se dan nuevos datos sobre los invertebrados fósiles encontrados en el río Viar (Badajoz) de edad Cámbrico Inferior (Marianense), dándose una relación de fauna que consiste en: Trilobites (Serrodiscus, Termierella, Aldonaia, Saukianda e Hicksia), Celentéreos (Scenella), Braquiópodos (inarticulados indet.) y Moluscos (Hyolitha).

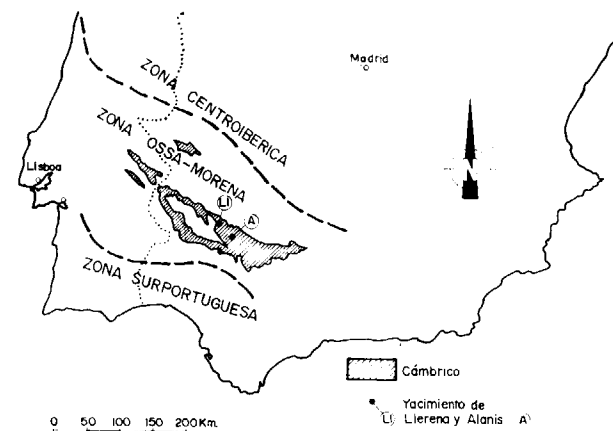
RESUMEE

Dans cet travail il y a des données nouvelles sur les invertebrés fossiles trouvés au Rio Viar (Badajoz) d'âge Cambrienne Inférieur (Marianense) et nous avons fait la relation de la faune que nous avons trouvée: Trilobites (Serrodiscus, Termierella, Aldonaia, Saukianda e Hicksia), Celentereos (Scenella), Braquiopodos (inarticulados indet.) et Moluscos (Hyolitha).

INTRODUCCION Y ESTRATIGRAFIA

Geológicamente el yacimiento objeto del presente trabajo se sitúa dentro de la Zona de Ossa Morena, según LOTZE (1945), y dentro de la Hoja de Puebla del Maestre (núm. 898) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000; en esta Hoja las formaciones de edad cámbrica están ampliamente representadas, comprendiendo materiales de la formación arcósica de Torreárboles (tránsito Precámbrico-Cámbrico) hasta las series de carácter detrítico del Cámbrico Inferior.

El yacimiento se encuentra a lo largo de la carretera Llerena-Pallarés. En 1961 LOTZE dio en esta zona tres puntos con fauna. En el primero, situado en una pequeña trinchera de la carretera, dio restos escasos de trilobites que únicamente permitían determinación genérica aproximada: *Strenueva?* sp. indet. El segundo se encuentra al N del valle de Viar, en la trinchera de la carretera al N del Puente del Viar, a unos 100 m. al SO del km. 23 de la carretera; en estas pizarras margosas, rojizas-



Situación del yacimiento del "Arroyo Viar" Llerena (Badajoz)

gris verdoso citó abundante trilobites y dio la relación siguiente:

Serrodiscus speciosus Ford 1873
Aldonaia (Protaldonaia) merenica Sdzuy 1961
Scenella sp.

El tercer yacimiento se encuentra en las pizarras rojizas situadas más al E, y al otro lado del puente

sobre el Viar; en este punto, en 1937, LOTZE encontró restos de trilobites que fueron calificados por R. y E. RICHTER como pertenecientes a la «banda Serratus» en el Cámbrico Inferior.

Estos tres yacimientos se encuentran en la serie 3 de las pizarras arcillosas y margosas en la parte superior de la serie carbonatada (LOTZE y SDZUY, 1961).

El material recogido y que constituye el objeto del presente trabajo, procede fundamentalmente de los yacimientos primero y segundo, si bien hemos encontrado abundantes restos y fósiles fragmentados en el tercero de los citados por LOTZE y SDZUY.

Las capas de los yacimientos del Viar las encuadramos en la base de las «Capas de Benalija», Cámbrico Inferior (Marianense).

Estos yacimientos han librado fauna fósil en una relativa abundancia, dado lo poco prolijos que suelen ser en esta zona los yacimientos, tanto cuantitativa como cualitativamente.

Correlaciones

En las proximidades a los yacimientos del Viar tenemos las faunas recientemente descritas y figuradas de La Puebla del Maestre * y que por el momento resultan las más similares en cuanto a sus registros fósiles. Las edades de las capas de ambos yacimientos son prácticamente similares; en ambos casos estamos dentro del Dominio Zafra-Monesterio, en las «Capas de Benalija»; es de señalar que en la serie del Viar aparecen las capas de pizarras moradas que en los yacimientos de La Puebla del Maestre no llegan a ser observables. Asimismo en el Viar hay una relativa abundancia de *Scenella morenensis* Yochelson-Gil Cid (1984), mientras que este celentéreo está ausente en el resto de las capas del Cámbrico Inferior de este área.

Dentro de la zona de Ossa Morena y en las proximidades al río Viar, podemos asimismo utilizar para referencia el yacimiento (=los yacimientos) de Alanis.

Realmente cabe pensar que se trata de una banda de edad Cámbrico Inferior que comprende a los yacimientos de Guadalcanal, Llerena (=Viar),

(*) En prensa.

La Puebla del Maestre y Alanis y que la visión de conjunto de todos ellos es la realmente clarificadora; la sucesión faunística encontrada en estas localidades ocupa un tramo bien característico dentro de esta región con una edad Marianense.

Concretamente decimos que estas faunas se ubican estratigráficamente en el tramo 6 de FRICKE (1940), *capas de Benalija*.

Según SDZUY (1971), el piso Marianense (=Unterkambrium B y parte baja del Unterkambrium C de LOTZE, 1961), está caracterizado por la existencia de Trilobites de la familia Protolenidae, Ellipsocephalidae, Redlichiidae y Olenellidae, así como *Triangulaspis* y *Delgadella*; por otro lado SDZUY, en 1971, incluye de una manera provisional la presencia en este piso de la fauna de Saukianda; es de señalar que son notables las diferencias observables entre las capas con Saukianda en Alanis y éstas del río Viar; en este caso estamos ante unas formas ocasionales, fragmentarias, escasas y con una litofacies de pizarras verde-gris; en las capas de Alanis constituyen la especie dominante cuantitativamente y tanto el grado de conservación como el estado general de grado de conservación de elementos exoesqueléticos, es notablemente mayor y mejor; la litofacies es también distinta, y como es ya clásico en la literatura especializada, se encuentran en unas pizarras claramente verdes, duras y muy características.

El yacimiento del Viar, en nuestra opinión, se puede relacionar con las capas de la zona VII del Anti-Atlas de Marruecos (HUPE, 1952); en esta zona estaría presente la asociación que hemos encontrado en el Viar, esto es: *Termierella*, *Saukianda* y *Protolenidos* (). No es tan clara la relación con otras zonas de la Península, dado que para capas de edades similares, las asociaciones de Trilobites varían sustancialmente y muy especialmente en la ausencia de *Saukianda*, *Termierella* y *Serrodiscus* que en Viar constituyen el núcleo esencial.

PALEONTOLOGIA

I. Trilobites

Familia Protolenidae R. y E. Richter 1948.

La taxonomía de los Protolenios ya ha sido objeto de discusión por P. HUPE (1953) y G. HENNIGSMOEN (1958, in Treatise) y K. SDZUY, 1961 (Teil II,

(*) Departamento de Paleontología. Facultad de CC. Geológicas U. C. M. e Instituto de Geología Económica C. S. I. C. - U. C. M.

Trilobiten), y a ella remitimos los pormenores de la misma.

Entre los géneros pertenecientes a dicha familia Sdzuy recoge *Termierella seviliana* Sdzuy (1961) y *Aldonaia (Protaldonaia) morenica* Sdzuy (1961).

En el primer caso se citaba la especie para la provincia de Sevilla (Guadalcanal) y en el segundo se daba como localidad tipo Llerena.

Género *Termierella*. Hupe 1953.

Especie tipo: *Termierella latifrons*. Hupe 1953.

Termierella seviliana Sdzuy 1961.

1858 *Termierella guadalcanalensis* n. sp. (manus) Lotze.

1961 *Termierella seviliana* Sdzuy, Lotze. *Kambriums Spanien. Teil II.*

1971 *Termierella seviliana*. Sdzuy. *Trilobiten*, página 287.

Descripción

La descripción de la especie *Termierella seviliana* aparece dada por su autor en 1961 (*Das Kambrium Spaniens Teil II, Trilobiten*); en ella se encuentran los elementos descritos pormenorizados. Este mismo autor en 1962 (*Trilobiten aus dem Unter-Kambriums der Sierra Morena, S-Spaniens*, páginas 202-203) vuelve a retomar el tema de *T. seviliana* haciendo nuevas sugerencias y precisiones en base a material nuevo de esta especie; en 1987, GIL CID da para las capas de Benalija de La Puebla del Maestre, presencia de *T. seviliana* Sdzuy (1961), así como la figuración de parte del material encontrado.

En el arroyo Viar hemos encontrado exclusivamente escudos cefálicos algo deformados, pero dejando observables los caracteres específicos diferenciadores (lám. 1, fig. 2). Los caracteres del material que hemos obtenido coinciden con el descrito por Sdzuy en sus trabajos, si bien no contabilizamos en nuestro material con elementos pigidiales.

Edad

Cámbrico Inferior (Marianense).

Género *Aldonaia* Lermontova 1940.

Especie tipo: *Aldonaia ornata*. Lermontova 1940.

Subgénero *Protaldonaia* Sdzuy 1961.

1958 *Aldonaia (Protaldonaia) morenica* (Sdzuy manus) Lotze. *Stratigrap. des Spanischen Kambriums. S. 743.*

1961 *Aldonaia (Protaldonaia) morenica*. Sdzuy 1961. *Lotze Kambrium Spaniens.*

1961 *Aldonaia (Protaldonia) morenica*. n. subgen. n. sp. Sdzuy. *Trilobiten* 291.

1962 *Aldonaia (Protaldonaia) morenica*. Sdzuy 1961. *Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spanien).*

Derivación del nombre: De Sierra Morena, del cual procede el material.

Localidad tipo: Llerena

Descripción

La descripción de la especie viene amplia y profusamente referida en la que dio en 1961 su propio autor en 1961, p. 292 (*Das Kambrium Spaniens, Teil II, Trilobiten*). El material encontrado por nosotros refleja y se ajusta a las características dadas por el autor, por lo cual evitamos una descripción de la especie propiamente y pasamos a ver las posibles relaciones y semejanzas que podemos observar en nuestro material.

Tenemos ejemplares típicamente Protolenidos con glabela de relieve bien definido y marcado, crestas oculares finas de trazado y anchura reducida y enroscado ligeramente en la zona basal; la segmentación glabellar es la típica y definida por Sdzuy, marcándose claramente el surco occipital, así como el S_1 y S_2 ; el lóbulo frontal está claramente definido.

Los ejemplares estudiados son muy semejantes a los descritos por GIL CID para el Cámbrico Inferior de Cumbres Mayores (Huelva) en las «pizarras moradas» (lám. I, fig. 1).

Edad

Cámbrico Inferior (Marianense).

Familia Eodiscidae Raimond 1913.

Kobayashi (1944) subdivide los Eodiscidae en cuatro subfamilias:

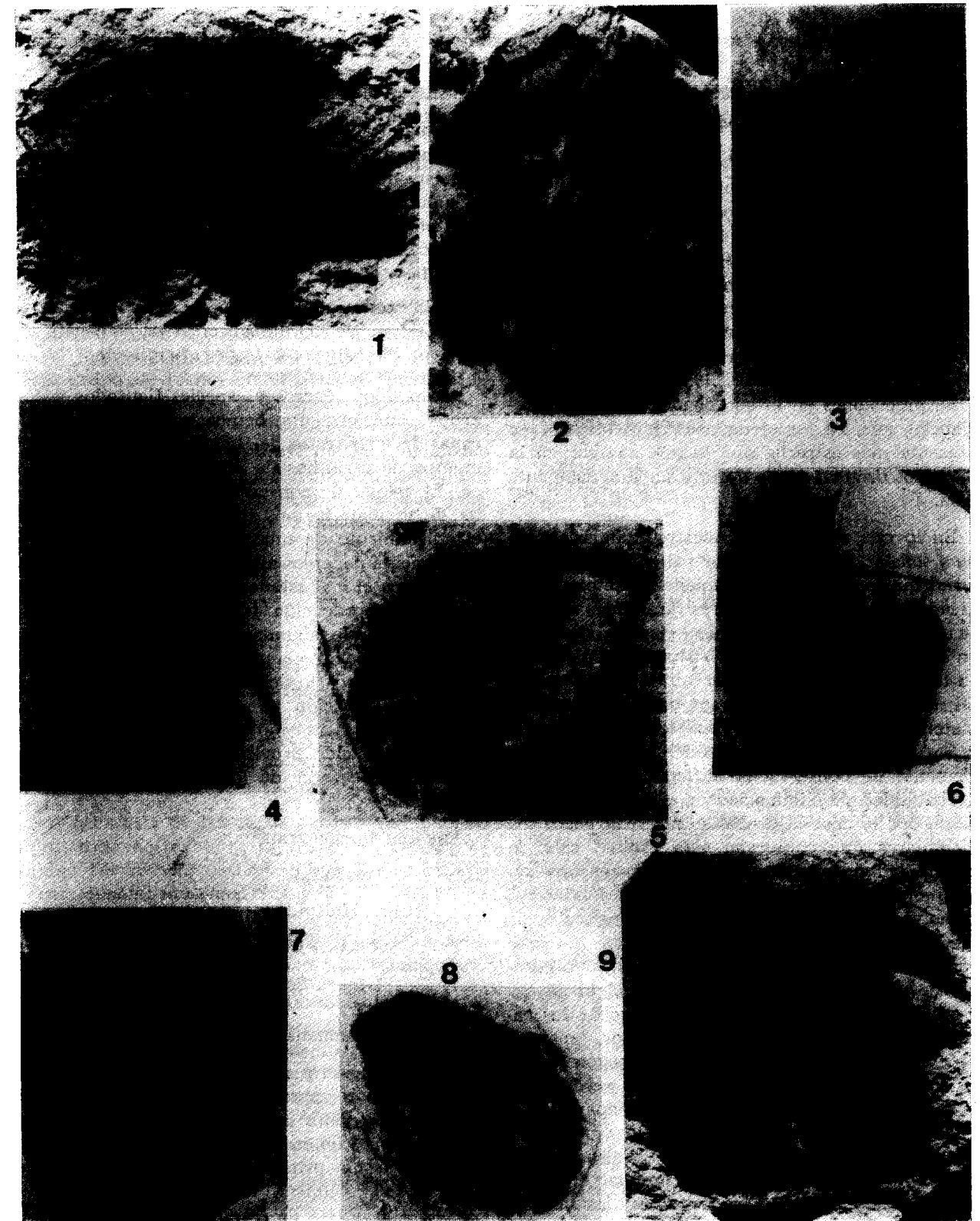


Figura 1.—Molde interno de cráneo de *Aldonaia (Protaldonaia) morenica*. Sdzuy, 1961. Llerena (río Viar). Marianense ($\times 3$). AV-31.

Figura 2.—*Termierella seviliana*. Sdzuy, 1961. Molde interno de cráneo. Llerena (río Viar). Marianense ($\times 2$). AV-12. Figuras 3, 6 y 7.—Moldes incompletos en sus extremos de *Scenella morenensis*. Yochelson y Gil CID, 1984. Llerena (río Viar). Marianense. AV-11 ($\times 2$); AV-16 ($\times 2,5$); AV-18 ($\times 2$).

Figuras 4, 5 y 8.—*Serrodiscus speciosus* Forb., 1873. Molde interno de un ejemplar muy completo en su exoesqueleto; los núms. 5 y 8 comprenden únicamente el molde del pigidio; núm. 4, AV-26 ($\times 5$); núm. 5, AV-27 ($\times 7$); núm. 8, AV-29 ($\times 6$). Llerena. Río Viar. Marianense.

Figura 9.—Molde interno de fragmento de Protolenido indeterminado. AV-29. Llerena. Río Viar. Marianense.

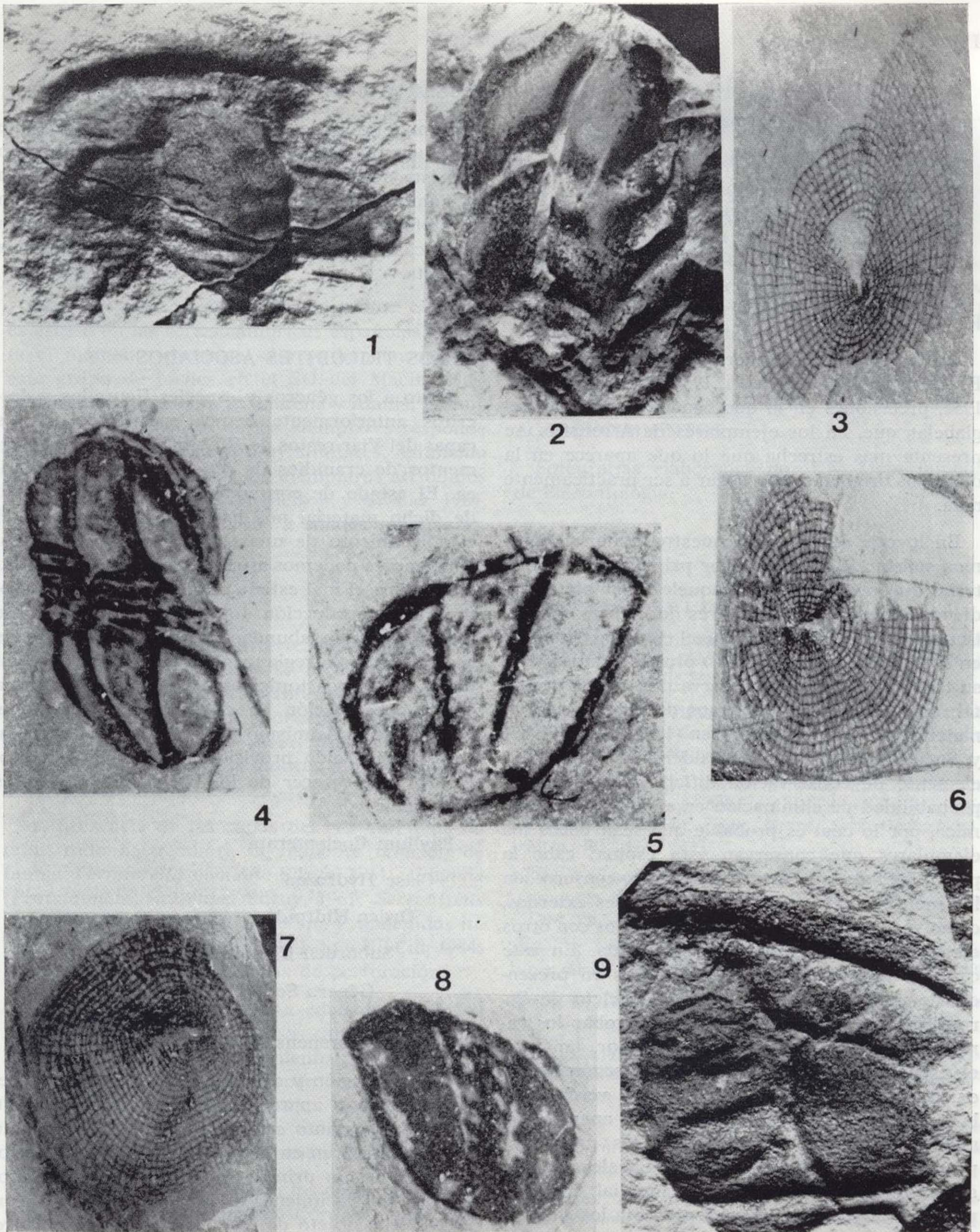


Figura 1.—Molde interno de cráneo de *Aldonaia (Protaldonaia) morenica*. SÓZUY, 1961. Llerena (río Viar). Marianense ($\times 3$). AV-31.

Figura 2.—*Termierella sevillana*. SÓZUY, 1961. Molde interno de cráneo. Llerena (río Viar). Marianense ($\times 2$). AV-12.

Figuras 3, 6 y 7.—Moldes incompletos en sus extremos de *Scenella morenensis*. YOCHELSON y GIL CID, 1984. Llerena (río Viar). Marianense. AV-11 ($\times 2$); AV-16 ($\times 2,5$); AV-18 ($\times 2$).

Figuras 4, 5 y 8.—*Serrodiscus speciosus* FORD, 1873. Molde interno de un ejemplar muy completo en su exoesqueleto; los núms. 5 y 8 comprenden únicamente el molde del pigidio; núm. 4, AV-26 ($\times 5$); núm. 5, AV-27 ($\times 7$); núm. 8, AV-29 ($\times 6$). Llerena. Río Viar. Marianense.

Figura 9.—Molde interno de fragmento de Protolenido indeterminado. AV-29. Llerena. Río Viar. Marianense.

Calodiscinae Kobayashi 1943.
 Eodiscinae Kobayashi 1943.
 Spinodiscinae Kobayashi 1943.
 Brevodiscinae Kobayashi 1943.
 Género Serrodiscus R. y E. Richter 1941.
 Serrodiscus speciosus Ford 1873.

Especie tipo: Eodiscus (Serrodiscus) serratus R. y E. Richter 1941.

La descripción del género se encuentra en R. y E. RICHTER, 1941 y RASETTI, 1952. P. Hfl91 hace, en 1952, precisiones en lo que concierne al área preglabellar que, en los ejemplares de AMOUSLEK, se presenta más estrecha que lo que aparece en la diagnosis original, hasta llegar a ser prácticamente nula.

En lo que se refiere a nuestro material debemos señalar la aparición por primera vez de material que presenta el exoesqueleto completo, pudiendo observar los caracteres del mismo en continuidad. Hemos de decir que el ejemplar figurado en la lámina (lám. 1, núm. 4) presenta, a pesar de su tamaño reducido, y conserva una espina occipital; este carácter no lo hemos detectado entre el material descrito por RICHTER (1941), HUPE (1952) y SDZUY (1961 y 1962). Consideramos que es un elemento de conservación difícil y con una alta probabilidad de eliminación en el proceso tafonómico, por lo cual es probable que sean pocos los ejemplares que conservan esta espina; cabe la posibilidad de que este elemento se conserve en los moldes internos y no en los moldes externos, como ya hemos observado en otros casos con otros ejemplares de la Fauna de Saukianda. En este caso podríamos afirmar que estamos en presencia de un molde interno de exoesqueleto de Serrodiscus, en el cual podemos comprobar los caracteres específicos dados por el autor, tanto en el escudo como en el número de segmentos y en los elementos del pigidio; bien es verdad que la segmentación del raquis del pigidio aparece atenuada, pero puede atribuirse a los caracteres propios de los moldes internos, los cuales atenúan generalmente la segmentación raquidial. El ejemplar figurado en el número 5 presenta los caracteres propios de un pigidio de Serrodiscus speciosus. El tamaño del material obtenido en el Viar es siempre de reducidas medidas; en el caso del ejemplar completo, su longitud total es de 8 mm. (sag.).

OBSERVACIONES

El material encontrado en el Viar perteneciente al género Serrodiscus, es similar desde el punto de vista morfológico al que hemos encontrado en el Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo), si bien la litofacies es sensiblemente diferente estando en cada caso en pizarras de composición cualitativa distinta.

OTROS TRILOBITES ASOCIADOS

Junto a los géneros y especies figurados y descritos anteriormente hemos encontrado en las capas del Viar restos de *Hicksia* sp., así como fragmentos de cranidios de difícil asignación genérica. El estado de conservación y lo fragmentario de dicho material nos hace poco aconsejable el establecimiento de unas determinaciones fiables. Únicamente podemos afirmar la presencia de *Hicksia*, si bien el mal estado de los cranidios no favorece su reproducción fotográfica. Asimismo, se han encontrado abundantes restos de librigenas atribuibles por regla general a *Termierella*, así como segmentos torácicos aislados, pero con una buena conservación en cuanto a sus caracteres morfológicos. Asimismo se han obtenido ejemplares de asignación provisional a la familia Protolenidae por carecer de los suficientes elementos determinativos.

Phyllum Coelenterata

Clase Hydrozoa

Orden Hidroida

Suborden Chondrophorina

Género *Scenella* Billings 1872

Scenella morenensis Yochelson y Gil-Cid 1984.

La descripción y discusión de la especie *Scenella morenensis* aparece en YOCHELSON y GIL CID (1984) y, por tanto, nos remitimos a ellas; en este trabajo aparecen en la figura 2 los holotipos procedentes de un primer estudio con material procedente del yacimiento de Llerena. En esa ocasión el material objeto de ese trabajo sólo suministró especímenes de *Scenella* y restos de *Serrodiscus*.

En esta ocasión, y con motivo de nuevas campañas de campo, hemos obtenido más ejemplares de la especie dada en 1984 (lám. 1, figs. 3, 6 y 7). Se

trata de un abundante material que presenta claramente los elementos propios de su diagnosis y descripción. La reticulación es evidente y muy potente, así como la evidencia de un tenue grado de deformación.

OBSERVACIONES

Como ya se expresó en 1984, el género *Scenella* es escaso en las series cámbricas españolas, y hasta el momento presente sólo se han encontrado este grupo de fósiles en el SO del Macizo Hespérico; concretamente en Llerena y Alanis; en ambos casos la tipología de los ejemplares responde a patrones morfológicos muy similares. Asimismo las capas que contienen los ejemplares atribuidos a *Scenella morenensis* Yochelson y Gil-Cid, 1984, pertenecen en ambos casos a edades semejantes.

CONCLUSIONES

El nuevo material de invertebrados que con los resultados de este trabajo se incorpora al conocimiento sobre el Cámbrico Inferior de la zona del río Viar, constituye una aportación en cuanto se refiere al contenido de invertebrados fósiles de esas capas, así como el apoyo sobre la asignación de edades.

La presencia de las capas del río Viar han suministrado hasta ahora la siguiente relación de fauna: *Termierella sevillana* Sdzuy, 1961; *Aldonaia (Protaldonaia) morenica* Sdzuy, 1961; *Serrodiscus speciosus*, Ford, 1873; *Hicksia* sp., Protelenidos indet. *Scenella morenensis* Yochelson y Gil-Cid, 1984; *Hyolithes* indet. y estructuras de perforación.

Esta asociación nos da una edad de Cámbrico Inferior (Marianense) para esas capas a las cuales hasta ahora se las daba únicamente como Cámbrico Inferior, pudiéndose establecer una correlación entre estas «capas de Benalija» con las equivalentes del Miembro La Hoya dadas por LIÑÁN y PEREJÓN (1981) para la Formación Alconera.

Asimismo, y basándonos en los datos publicados por LIÑÁN sobre la Sierra de Córdoba, podría es-

tablecerse una correlación entre las «Capas de Benalija» y la parte inferior de la Formación Santo Domingo de Córdoba. Desde el punto de vista paleoecológico, podemos concluir que la asociación que nos presenta da idea de un medio prerrecifal formado por celentéreos de la clase Hydrozoa (*Scenella*), moluscos (*Hyolita*), así como organismos pelágicos (*Trilobites*), los cuales forman cuantitativamente la mayor parte de la comunidad; los braquiópodos presentes (inarticulados) sugieren la existencia de suelos endurecidos.

AGRADECIMIENTOS

Fotografías elaboradas por Uly. Departamento de Paleontología.

BIBLIOGRAFIA

- GIL CID, M. D. (1972): *Aportación al conocimiento del Cámbrico Inferior de Sierra Morena*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 30:215-222, Madrid.
- HENNINGSMOEN, G. (1958): *Los trilobites de las Capas de Saukianda, Cámbrico Inferior en Andalucía*. Estudios Geol., 14:251-271, Madrid.
- HUPE, P. (1953): *Contribution a l'étude du Cambrien Inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas Marocain*. Protectorat Republ. Franç. Maroc, Serv. Geol., Not. y Mem., 103:1-402.
- LIÑÁN, E. (1984): *Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, pp. 283-314. La Coruña.
- SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spanien*. Teil II. *Trilobiten*. Akad. Wiss. Lit. Abh. math., natur. Kl., pp. 217-408.
- SDZUY, K. (1962): *Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spanien)*. Senck. leth., 43(3):181-229.
- SDZUY, K. (1971): *Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica*. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., 2 secc., 1, pp. 753-768.
- SOUBRIER, J. (1973): *Estudio geológico de una transversal situada entre Llerena y Pallarés (Badajoz)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada, 435 pp.
- YOCHELSON, E. & GIL CID, M. D. (1984): *Reevaluation of the systematic position of Scenella*. Lethaia, 17:331-340.

Recibido: Diciembre de 1987

GEOLOGIA

Redlichiidae del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Toledo)

Por M.^a D. GIL CID (*)

RESUMEN

Se estudia nuevo material de trilobites de Los Navalucillos (Toledo) describiendo y figurándose *Granolenus midí* JAGO (1980), nuevo género y especie para el Cámbrico Inferior español y que hasta la fecha sólo está citado y publicado para las Alternancias calco-arcillosas (nivel 6) del Cámbrico Inferior de la Montaña Negra (Francia).

RESUMEE

On fait l'étude d'un nouveau matériau de trilobites de Los Navalucillos (Toledo) et on fait aussi la description et figuration de *Granolenus midí* JAGO (1980), un nouveau genre et spèce pour le Cambrien Inférieur espagnol et que jusqu'au moment a eu publié pour les Alternances greso-calcaires (niveau 6) du Cambrien Inférieur de la Montagne Noire (France).

I. ASPECTOS GENERALES Y ESTRATIGRAFIA

El yacimiento de Los Navalucillos se encuentra situado geográficamente en la zona III o zona Centroibérica según la división propuesta por JULIVERT et al. en 1974 para la Península Ibérica (figura 1).

La sucesión de materiales cámbricos en los Montes de Toledo ha sido estudiada por M. A. SAN JOSÉ et al. (1974) y establece las siguientes unidades estratigráficas de muro a techo:

1. Pizarras del Pusa. 200 m. visibles (Tramo A).
2. Serie del Azorejo. 470-610 m. (Tramos B, C, D, E y F).
3. Calizas de Los Navalucillos. 90 m. (Tramo G). Discordancia.
4. Serie del Estena (Tramos H, I y J).

(*) Departamento de Paleontología. Fac. C. Geológicas, U. C. M. e Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM, Madrid 28040.

El material objeto del presente trabajo procede en su mayor parte del punto kilométrico 3.350 de la carretera de Los Navalucillos a Robledo del Buey; en 1976 se presentó el trabajo: «Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)», cuyos autores (D. GIL, A. PEREJÓN y M. J. SAN JOSÉ) presentaban y describían las características estratigráficas de las calizas de Los Navalucillos junto con su fauna de Arqueociatos y Trilobites; en ese trabajo y en lo que se refiere a Trilobites se dio una relación próxima a Cortijos y una edad Cámbrico Inferior; las determinaciones de los Arqueociatos ofrecieron una edad Cámbrico Inferior por encima de la zona 14 de Trilobites (sensu SZZUY, 1961).

La serie de la carretera de Los Navalucillos a Robledo del Buey comprende el techo de la «Serie del Azorejo», el tramo de «Bandolázar» y la «parte inferior de las calizas de Los Navalucillos». La estructura es de sinclinal simétrico, de eje NO-SE, cuyo flanco NE está cortado por una fractura longitudinal que pone en contacto a las calizas con los tramos centrales de la «Serie del Azorejo» (figuras 2a y 2b).

Esta serie comprende a sedimentos que indican

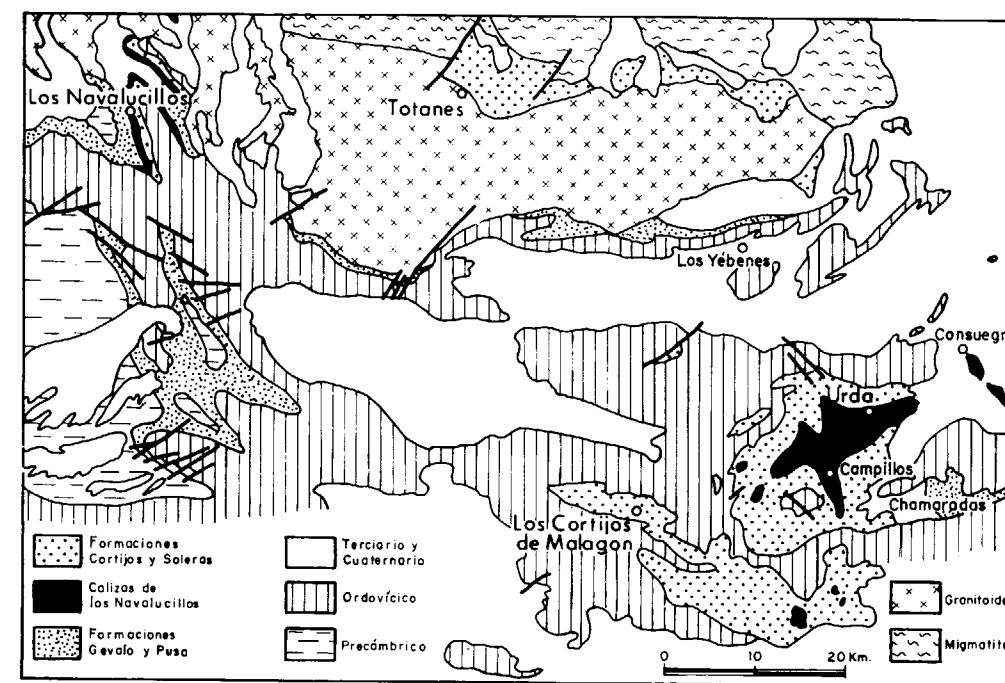


Figura 1.—Esquema geológico de Los Navalucillos en los Montes de Toledo Occidentales (1) y su relación con otros enclaves cámbricos (Totanes, Cortijos de Malagón, Urda). (Según APARICIO, 1971; ROIZ, 1979, y MARTÍN ESCORZA, 1976).

(1) Zona III. Centroibérica (según JULIVERT et al., 1974).

un ambiente marino de plataforma intermareal y una batimetría reducida relativamente cercana al nivel de base del oleaje (M. A. SAN JOSÉ y col., 1974). En las calizas de Los Navalucillos aparecen canales erosivos rellenos de material detrítico con restos de Trilobites y Arqueociatos transportados, indicando ambiente somero en posición ligeramente externa o lateral al edificio arrecifal, con barras aislando áreas restringidas, atravesadas por canales. El ambiente puede considerarse como prerrecifal muy localizado, más o menos próximo a la línea de rompiente. Los niveles de Arqueociatos han sido estudiados por PEREJÓN, A. (1976), y atribuye a la Formación Navalucillos una edad Elankiense de acuerdo con la fauna aunque sin excluir, por la presencia de algunas especies, que también pueda estar representado el Leniense. Los materiales terrígenos por encima de la Formación Los Navalucillos, han sido divididos en dos Formaciones (MORENO y VEGAS in ZAMARREÑO et al., 1976): la Formación Soleras y la Formación Cortijos; la Formación Soleras se sitúa inmediatamente por encima de la formación carbonatada con un espesor de unos 200 m.; la Formación Cor-

tijos está formada por areniscas arcóscicas correlacionables con las «Areniscas de Ellipsocephalus» de Los Cortijos de Malahón en el sector oriental de los Montes de Toledo; en ellas C. DE PRADO (1855) descubrió la denominada «Fauna Primordial»; en 1956 WEGGEN (in LOTZE, 1961, in WALTER, 1977) distinguió varios tramos y relacionó la existencia de faunas de Trilobites en el tramo 4 y 5; esa fauna reestudiada por SZZUY (1961, in LOTZE, 1961) dio la siguiente relación:

Realaspis strenoides Sdzuy, 1961
Pseudolenus weggeni (Sdzuy, 1961)
Pseudolenus glaber (Sdzuy, 1961)
Kingaspis cf. velatus (Sdzuy, 1961)

dándole una edad de Cámbrico Inferior alto (= parte baja del Bilbiliense de SZZUY, 1971a); GIL CID (1981) cita el primer Monoplacóforo en las areniscas de Cortijos y asociado a la fauna de Trilobites; se trata de *Proplina yochelsoni* GIL CID (1981); en 1987 se publica una revisión de nuevo material procedente de Cortijos de Malagón por GIL CID y JAGO ampliando la relación de Trilobites con:

Kingaspis (?) cf.
Latoucheia
Lusatiops aff. *L. ribotanus*

confirmando la edad de las capas de Los Cortijos de Malagón como Bilbiliense.

El yacimiento de Los Navalucillos queda estratigráficamente por debajo de los de la Formación

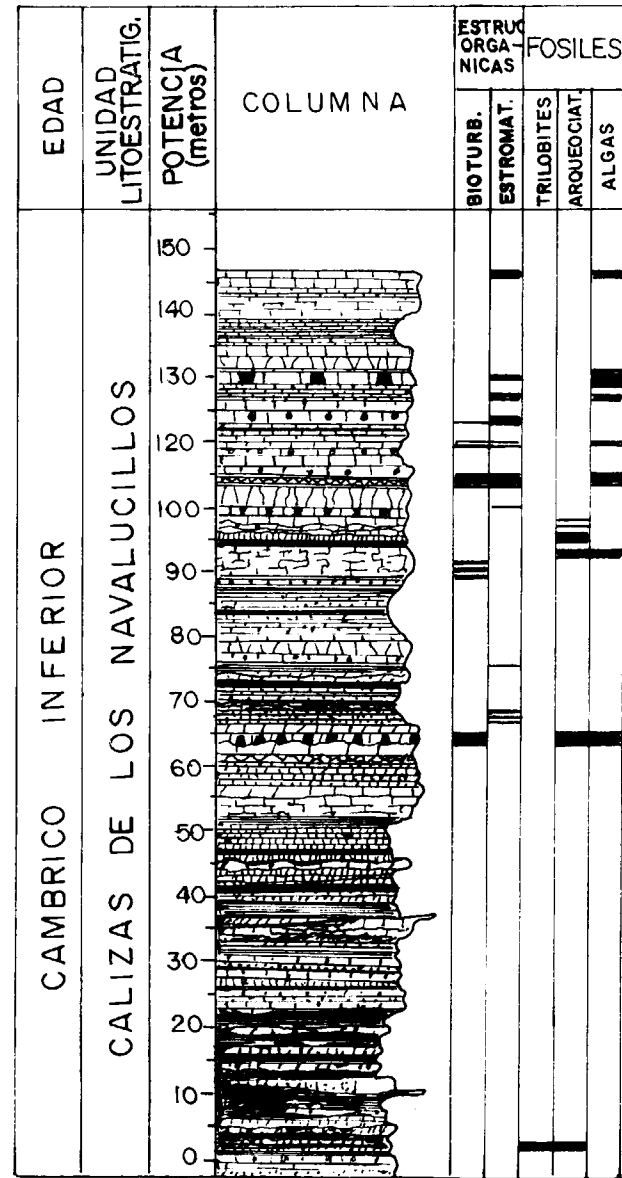


Figura 2a.—Serie estratigráfica del punto kilométrico 2,900-3,350 de la carretera de Los Navalucillos a Robledo del Bucy (GIL CID et al., 1976).

Cortijos y su edad correspondería a un Cámbrico Inferior medio o bajo (B, B-C) (LOTZE y SDZUY, 1961).

II. PALEONTOLOGIA

Familia Dolerolenidae. Kobayashi, 1951
 (= Olenopsidae Kobayashi, 1935)

Esta familia comprende Trilobites de 14-15 segmentos torácicos; la glabella medianamente alargada, subcónica, redondeada por delante, con surcos apenas indicados en el caso de formas adultas. El área preglabellar es bastante ancha, casi tanto como el anillo occipital; crestas oculares poco señaladas o invisibles en el caso de las formas adultas; el extremo posterior del ojo claramente por debajo del nivel del surco occipital; anchura de las fixigenas igualando al menos 1/3 de la longitud del anillo occipital. Pigidio muy pequeño con 1-2 (?) segmentos.

SDZUY en 1959, REPINA en 1966 y 1969 y RASETTI en 1972, han discutido ampliamente el problema de los géneros que comprenden o se incluyen en la familia Dolerolenidae. No obstante, no existe un acuerdo general sobre este aspecto; así SDZUY (1959) incluye como géneros de esta familia los siguientes:

- Género Dolerolenus Leanza, 1949
- Género Metadoxides Borneman, 1891
- Género Abadiella Hupe, 1952
- Género Lunolenus (nomen nudum)
- Género Redlichia? Lermontova, 1940
- Género Wutingaspis? Kobayashi, 1944

JAGO en 1980 considera los géneros siguientes dentro de la familia Dolerolenidae:

- Género Dolerolenus Leanza
- Género Lunolenus Sdzuy
- Género Malungia Lu
- Género Parabadiella Chang
- Género Granolenus Jago

En 1972 (p. 56) RASETTI incluyó otros géneros tales como:

- Género Abadiella Hupe
- Género Sajanaspis Repina
- Género Sibiriaspis Repina

si bien en opinión de JAGO estos géneros no están

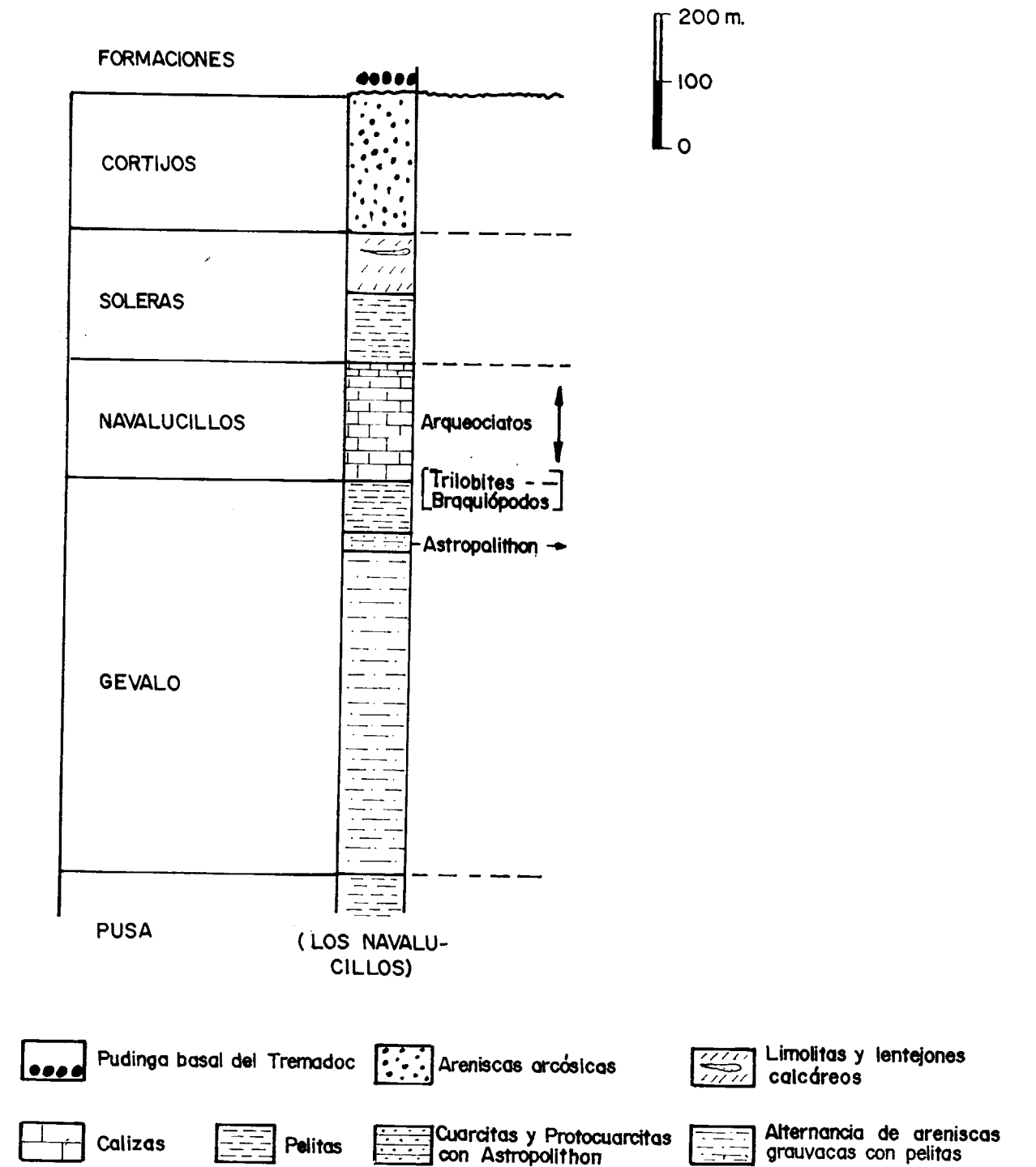


Figura 2b.—Posición relativa de la Formación Los Navalucillos y sus formaciones a techo y muro (basado en ZAMARRÉNO et al., 1976).

suficientemente conocidos, por otra parte presentan suturas faciales con caracteres diferentes a los atribuidos a los Dolerolenidae.

Género *Granolenus* Jago, 1980

Especie-tipo: *Granolenus midi* Jago, 1980

Diagnos: Trilobites de talla grande con la superficie finamente granulada; el cranidio presenta forma subcuadrada con el borde anterior ligeramente arqueado. La glabella presenta tres pares de surcos laterales glabulares poco marcados. Áreas palpebrales planas en las fixigenas. Secciones post y preocular de la sutura facial marcadamente divergentes. Lóbulos y crestas oculares con escaso relieve. La librigena con largas y delgadas espinas. Tórax con al menos 12 segmentos torácicos. Pigidio pequeño con 3 anillos axiales.

Granolenus midi Jago, 1980

Diagnos: La del género.

Descripción: Trilobites Dolerolenido con el cranidio subcuadrado y finamente granuloso en la superficie; la glabella (anillo occipital incluido) 0,7/0,75 de la longitud del cranidio, 3 pares de surcos glabulares laterales: el 1.º par muy suave, dirigido hacia abajo y hacia atrás; el 2.º par muy poco marcado y dirigido igualmente hacia dentro y atrás; el 3.º par muy débilmente desarrollado.

Lóbulos palpebrales arqueados y extendiéndose hacia el anillo occipital en oposición al surco 1 p. áreas palpebrales delgadas en las fixigenas separadas de los lóbulos palpebrales por verdaderos surcos palpebrales; secciones preoculares de la sutura facial iniciadas en oposición al surco 3 p. y divergiendo rápidamente. Secciones postoculares de la sutura facial con rápida divergencia y cierre en limbos pequeños, triangulares, posterolaterales.

Surcos marginales poco marcados. Mejillas libres con relieve poco marcado; la zona central de la librigena es algo menos delgada.

El rostrum es ancho, convevo y curvado hacia el exterior. El hipostoma es alargado longitudinalmente alrededor del 50 por 100 de largo que de ancho; borde o margen anterior redondeado.

Tórax compuesto por 12 segmentos. La región axial; axis convexo; surcos pleurales con un relieve moderadamente marcado.

Pigidio; la mayor parte del pigidio está formada por el axis; granuloso en su superficie; tres anillos a terminus; el anillo anterior y el segundo separados por un surco; el surco entre el tercer anillo y el término es sólo visible lateralmente.

El material figurado en este trabajo y asignado a *Granolenus midi* Jago aparece figurado en la lámina 1, número 1-a y número 2.

En cuanto al resto de los ejemplares figurados y terminados como *Granolenus* sp., están en la lámina 1, números 3, 4 y 7; constituyen parte de un material fundamentalmente incompleto pero que en muchos casos permite una atribución genérica; en nuestro caso hemos figurado sobre todo zonas craneales por ser las que contenían una mayor posibilidad de asignación genérica. Los restos de pigidio presentaban un mal estado de conservación y su atribución se hace muy arriesgada.

Son relativamente abundantes los restos de segmentos torácicos y librigenas (núm. 2).

Discusión: El material atribuido en este trabajo a *Granolenus midi* Jago puede presentar algunas semejanzas con algunos ejemplares figurados por Sdzuy (1961) y dados como *Lunolenus*, si bien creemos que este último género presenta una espina occipital de la cual carece *Granolenus*, así como un área preglabular bien diferente en ambos casos (cresta central).

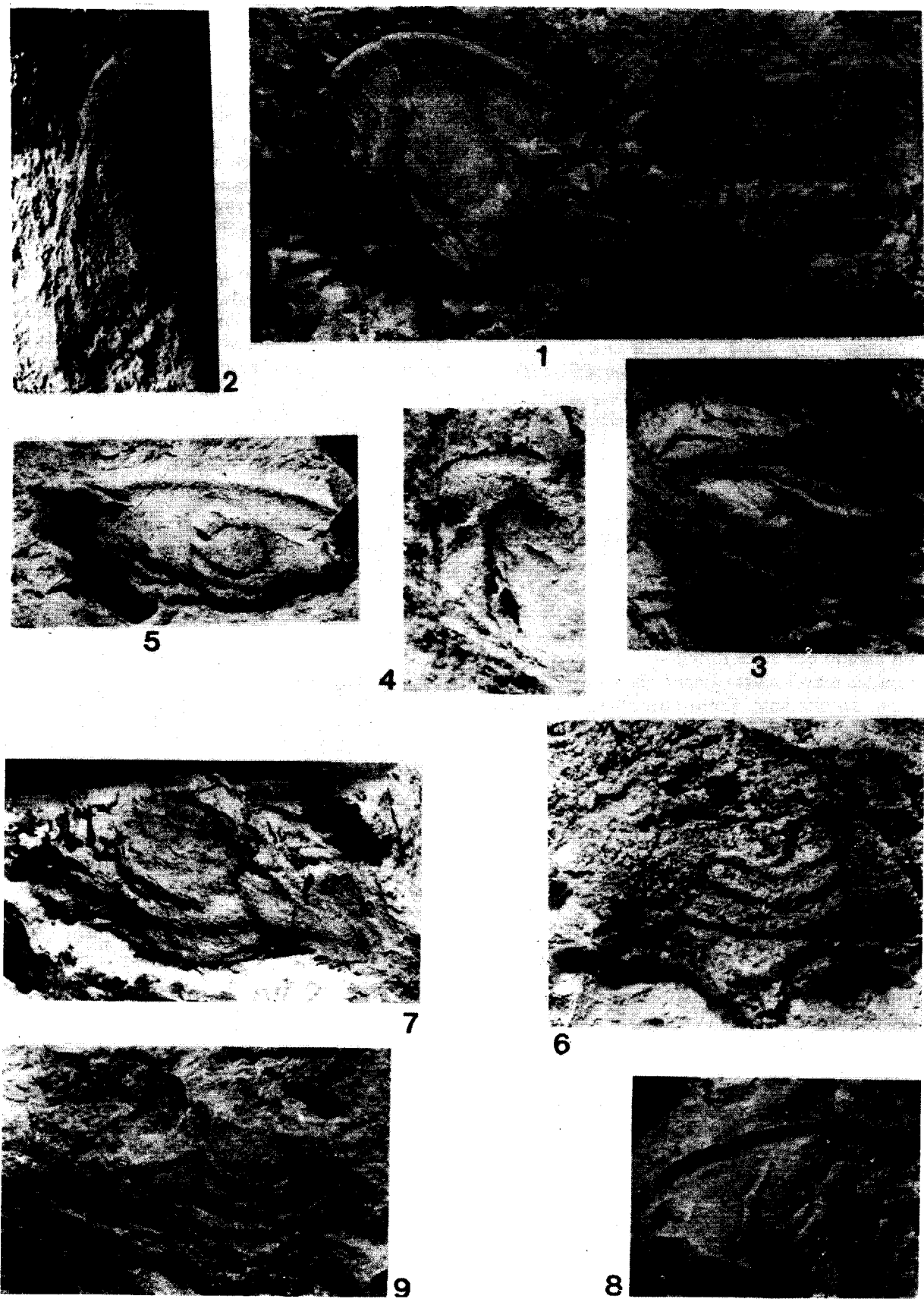
Familia: Protolenidae. R. y E. Richter, 1948.

Subfamilia: Termierellinae. Hupe, 1953

Género: Termierella. Hupe, 1953

Genotipo: *Termierella latifrons*. Hupe, 1953

Material: Los especímenes atribuidos o designados a *Termierella* sp. coinciden en general con los elementos y caracteres definitorios de dicho género, si bien carecemos, como consecuencia del estado de conservación, de elementos suficientes para una aproximación específica. Si nos remitimos a las proporciones que evidencian algunos ejemplares, tipo de segmentación glabular, número de segmentos, área preglabular y áreas de fixigena podríamos aventurar que estamos ante una especie muy similar a *T. seviliana* Sdzuy, 1961, pero carecemos de suficientes elementos para dar un paso más firme del de la asignación genérica.

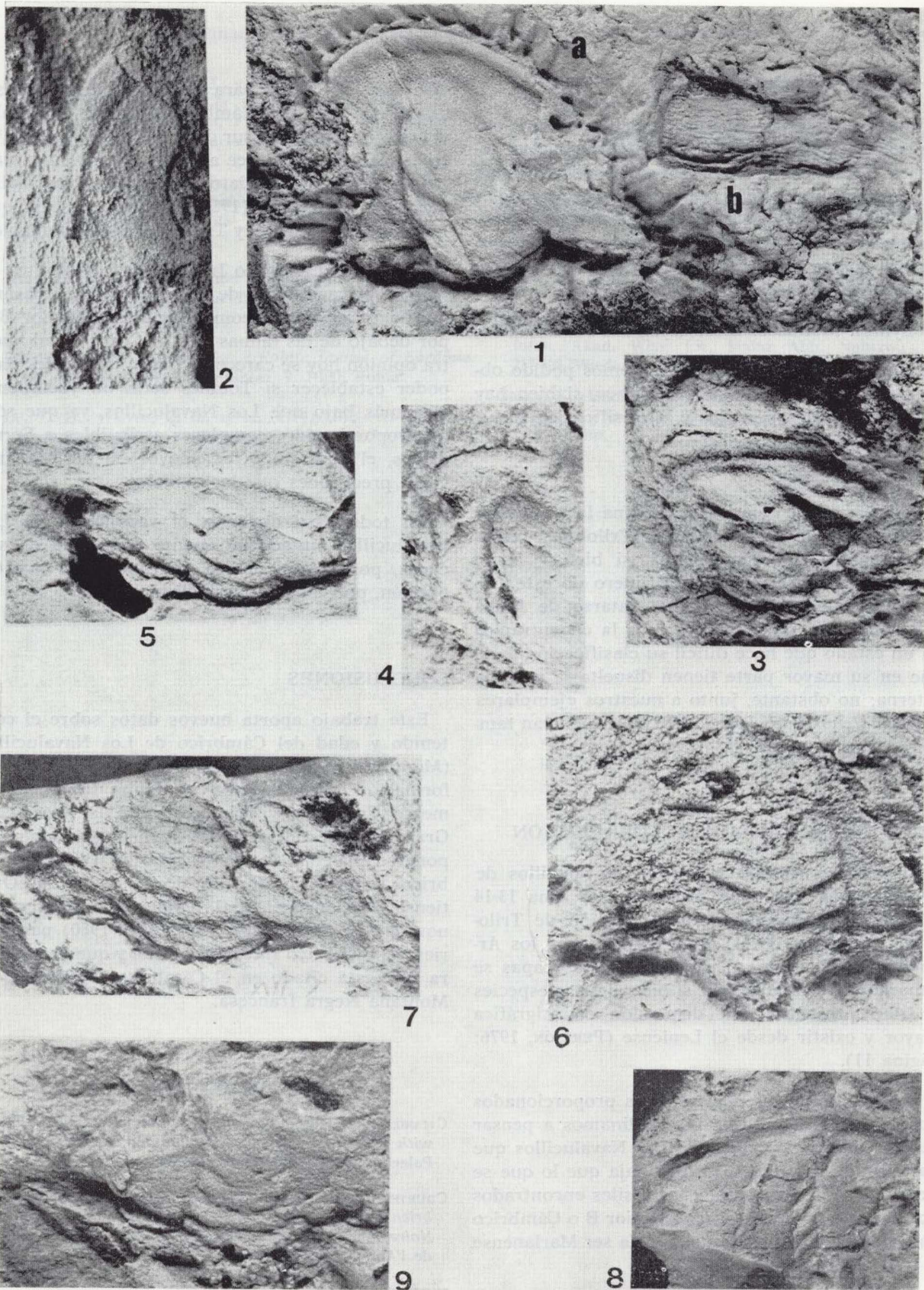


Núm. 1.—a) Cranidio de *Granolenus midi* Jago 1980. b) Ejemplar de Arqueociato con la muralla externa disuelta. NL-004 ($\times 1,75$). Moldes externos.

Núm. 2.—Librigena de *Granolenus midi* Jago 1980. NL-005 ($\times 3,5$). Molde externo.

Núm. 3, 4 y 7.—Cranidios incompletos de *Granolenus* sp. NL. Moldes externos.

Núm. 5, 6, 8 y 9.—Cranidios incompletos de *Termierella* sp. NL-008 ($\times 3$); NL-0010 ($\times 4$); NL-0012 ($\times 2$) y NL-0015 ($\times 2,5$). Moldes externos.



Núm. 1.—a) Cranidio de *Granolenus midi* Jago 1980. b) Ejemplar de Arqueociato con la muralla externa disuelta. NL-004 ($\times 1,75$). Moldes externos.

Núm. 2.—Librigena de *Granolenus midi* Jago 1980. NL-005 ($\times 3,5$). Molde externo.

Núm. 3, 4 y 7.—Cranidios incompletos de *Granolenus* sp. NL. Moldes externos.

Núm. 5, 6, 8 y 9.—Cranidios incompletos de *Termierella* sp. NL-008 ($\times 3$); NL-0010 ($\times 4$); NL-0012 ($\times 2$) y NL-0015 ($\times 2,5$). Moldes externos.

Trilobita incertae sedis.

Entre el material obtenido se encuentra un porcentaje de especímenes de difícil designación genérica y específica. Fundamentalmente se trata de material muy defectuosamente conservado y en el cual a veces no es posible observar elementos clasificadores; podríamos por su morfología general que se trata de trilobites semejantes a Protolenidae en sentido amplio.

Phyllum Mollusca. Clase Hyolitha. Marek, 1963.

Entre el material encontrado hemos podido observar restos de conos de Hyolithes, si bien hay una carencia de opérculos y la clasificación incluso genérica es imposible.

Fauna asociada.

Como se puede comprobar (lámina 1a y b) existe asimismo, junto a los fósiles de Trilobites, restos identificables de Arqueociatos, si bien y como ya se indicó en el apartado primero de este trabajo, consideramos que debe tratarse de fauna removilizada o reelaborada y nos la encontramos en un estado que hace difícil su clasificación dado que en su mayor parte tienen disuelta la muralla externa; no obstante, junto a nuestros ejemplares de *Granolenus midi* Jago (1980) se encuentran también restos evidentes de Arqueociatos.

EDAD DE LAS CAPAS Y SU CORRELACION

En nuestro trabajo sobre Los Navalucillos de 1976 se daba una edad próxima a la zona 13-14 (SDZUY, 1961) basándose en la relación de Trilobites; según los datos suministrados por los Arqueociatos asociados o presentes en las capas se situarían en el Elankiense, si bien algunas especies podrían presentar una dispersión estratigráfica mayor y existir desde el Leniense (PEREJÓN, 1976; página 11).

En función de los nuevos datos proporcionados por el reciente material, nos inclinamos a pensar que la edad de las capas de Los Navalucillos que han librado esta fauna es más baja que lo que se pensó en 1976, ya que hoy los fósiles encontrados nos dan una edad Cámbrico Inferior B o Cámbrico Inferior A alto; esto es, que podría ser Marianense o bien Ovetiense terminal.

El género *Granolenus midi* Jago, 1980, está des-

crita por su autor para las «Alternances gresocalcaires» CI-6 del Cámbrico Inferior del Valle del Orbién (vertiente sur de la Montaña Negra) (*); en estos niveles aparece asociado *Granolenus midi* Jago (1980) a Arqueociatos indeterminables, *Galloredlichia noiri* Jago (1980), *Limovolenus trinquo* Jago (1980), *Hyolithes* y *Trilobites* indeterminables.

Dentro del Cámbrico Inferior de Los Montes de Toledo, el yacimiento de Los Navalucillos pasaría pues a estar datado como Cámbrico Inferior B y por debajo de las faunas de Los Cortijos; en nuestra opinión hoy se carece de datos suficientes para poder establecer si Totanés sería un yacimiento algo más bajo que Los Navalucillos, ya que sólo ha proporcionado ejemplares atribuibles a *Serrodiscus*, el cual sin otros apoyos no permite mayores precisiones que las actuales.

En todo caso quedaría el yacimiento de Los Navalucillos situado en cuanto a la edad de sus capas, por debajo del de Cortijos y, en nuestra opinión, por encima del de Totanés.

CONCLUSIONES

Este trabajo aporta nuevos datos sobre el contenido y edad del Cámbrico de Los Navalucillos (Montes de Toledo occidentales) en base a la información obtenida por su fauna fundamentalmente Trilobites y principalmente la Asociación *Granolenus-Termierella*. Cabe pensar que debe proponerse una edad Cámbrico Inferior B o bien Cámbrico Inferior A alto; es decir, techo del Ovetiense, Marianense basal, asimismo se cita como novedad el *Granolenus midi* Jago (1980) para series del Cámbrico Inferior español y que hasta ahora sólo está citado en el Cámbrico Inferior de la Montaña Negra francesa.

BIBLIOGRAFIA

- CHANG, W. T. (1966): *On the classification of Redlichia with description of new families and new genera*. Acta Palaeont. Sinica, 14, 135-184, Pekín.
- COURTESOLE, R., y JAGO, J. (1980): *Biostratigraphie du Cambrien inférieur du Cabarde (versant sud de la Montagne Noire, France méridionale)*. Mem. Soc. d'Etudes Scient. de l'Aude, Carcassonne.

(*) JAGO y COURTESOLE (1980).

DEBRENNE, F.; ORGEVAL, J. J., y VARRAES, G. (1976): *Presence d'Archaeocyathes dans le substratum carbonaté de la mine des Malines (Gard, France)*. C. R. Soc. géol. Fr., 29, núm. 62, 215, p. 110, París.

GIL CID, M. D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A. (1976): *Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)*. Tecniterrae, 13, 19 pp., Madrid.

HUPE, P. (1952): *Contribution a l'étude du Cambrien inférieur et du Precambrien III de l'Anti-Atlas marocain*. Not. et Mém. Serv. Geol. du Maroc, 103, 335 pp.

RASETTI, F. (1972): *Cambrian trilobite faunas of Sardinia*. Att. Del. Acad. Naz. dei Lincei, 9, 1-100, Roma.

LU, Y. H., y CHU, C. L., et al. (1974): *Bio-environmental control hypothesis and its application to the Cambrian*

biostratigraphy and paleozoogeography. Nanking Inst. Geol. Paleont. Mem., 5, 27-110, Nanking.

REPINA, L. N. (1966): *Trilobiti nizhnego kembriya yuga Sibiri (nadsemeistuo Redlichioidea)*. Part I. Sib. otdel. Inst. Geol. Acad. Nauk URSS, 176, p. 90, Moscow.

REPINA, L. N. (1969): *Trilobiti nizhnego kembriya yuga Sibiri (nadsemeistuo Redlichioidea)*. Part II. Trudy Inst. Geol. Otdel. Acad. Nauk URSS, 67, 110 pp., Moscow.

SDZUY, K. (1959): *Die unterkambrische Trilobites Familie Dolerolenidae*. Senck. leth., 40 (5/6), 389-407, Franckfurt.

SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten*. Akad. Wiss. Lit. Mainz Abh. Naturw., 7 (8), 217-408, Wiederbaden.

SDZUY, K. (1962): *Neue Kambrischen Fossilien aus Bohrun-gen im Gebiet von Doberlug*. Geol. Jahrg., 11 (9), 1087-1101, Berlin.

Recibido: Noviembre de 1987.

Estudio geológico y metalogénico de la mineralización argentífera de Hiendelaencina, Sistema Central.

Por MARTINEZ FRIAS, J. (*), LUNAR, R. (*) y VINDEL, E. (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian las características geológicas, mineralógicas y texturales de la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Se establece la morfología y la disposición del yacimiento, así como la paragénesis y sucesión mineral, definiéndose los distintos tipos de sulfosales de plata presentes.

ABSTRACT

In this paper, the geology, mineralogy and textures of Hiendelaencina ore deposit, are studied. The morphology and disposition of veins, paragenesis and mineral sequences, were determined, taking into account the different terms of silver sulphosalts.

INTRODUCCION

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral presentada para la opción al título de doctor en C. C. Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (1986).

Para la publicación de este estudio, la Tesis se ha subdividido en tres trabajos distintos, que corresponden a tres de las zonas argentíferas del Sector Oriental del Sistema Central: Hiendelaencina, La Bodera y Congostrina.

En el Sistema Central existe un conjunto importante de mineralizaciones, caracterizadas por la presencia de plata en forma de sulfosales complejas, que constituyen una banda argentífera de dirección este-oeste, que se extiende desde Bustarviejo hasta La Bodera (fig. 1).

El yacimiento principal se encuentra situado en Hiendelaencina (fig. 2), zona que en su momento fue uno de los distritos mineros argentíferos más importantes de Europa.

La larga historia minera del distrito de Hiendelaencina comienza en 1844, año en que fue descu-

bierto por don Pedro Esteban Gorrioz. Sucesivos problemas político-económicos afectaron el desarrollo de la actividad minera, que tuvo dos épocas de apogeo entre los años 1844 a 1870 y 1900 a 1914. Durante este último período, se explotaron los filones en los niveles más profundos y más occidentales del distrito, con leyes superiores a 200 kilogramos de plata pura por tonelada.

Desde el año 1914 en adelante la explotación estuvo totalmente inactiva y se sucedieron los estudios regionales y las recopilaciones de antiguos trabajos. Posiblemente el proyecto más ambicioso fue el llevado a cabo por el IGME (1974), en el cual se realizaron investigaciones sobre la prolongación occidental del filón «RICO» y se dio una visión de conjunto del distrito minero.

Por último, desde 1983 hasta la actualidad, se comenzó a realizar el lavado y posterior flotación del material procedente de antiguas escombreras, por una Sociedad de inversores particulares. Se llegaron incluso a iniciar trabajos de desagüe en el pozo «Catalina» para su posible puesta en explotación.

Actualmente la actividad minera se encuentra

(*) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

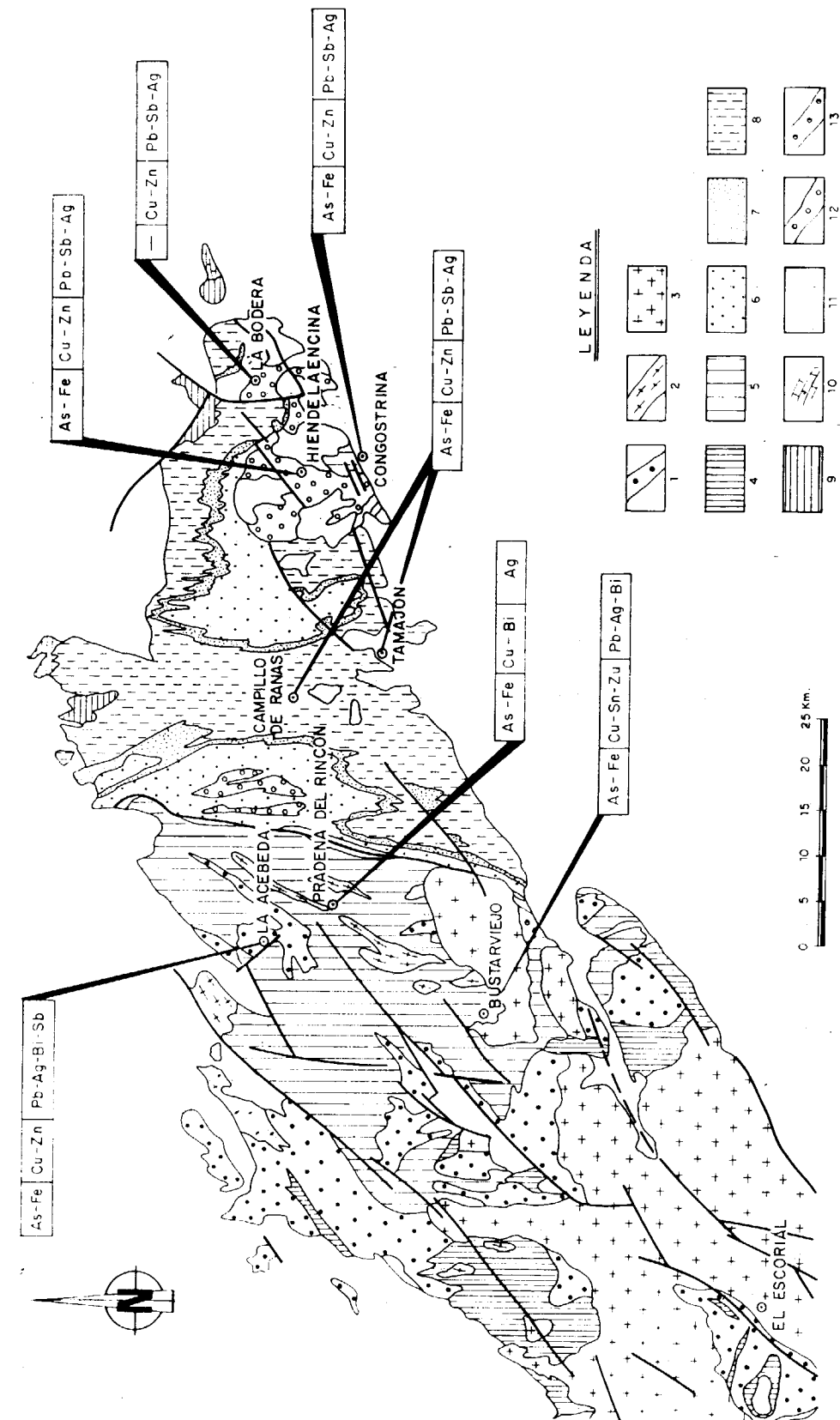


Figura 1.—Esquema geológico-estructural del Sistema Central mostrando la situación de las zonas de estudio.

1.—Gneises glandulares. 2.—Leucogneises. 3.—Granitoides tardihercínicos. 4.—Serie félica. 5.—Metasedimentos. 6.—Tremadoc. 7.—Skiddaviense. 8.—Llandello. 9.—Silúrico. 10.—Carbonífero. 11.—Sedimentos postpaleozoicos. 12.—«Ollo de Sapo». 13.—Gneis de Riaza-Nazarét.

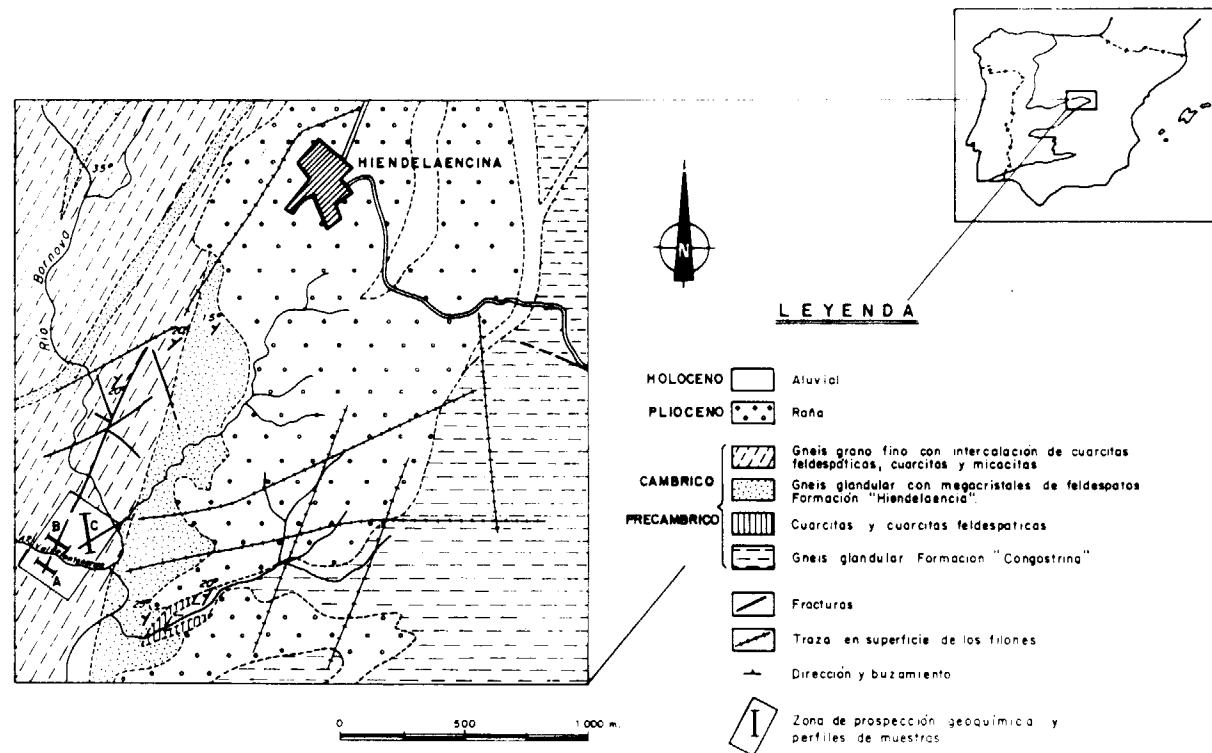


Figura 2.—Esquema geológico de la zona de Hiendelaencina.

parada, continuando únicamente el lavado y flotación de los materiales de escombreras.

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

El yacimiento de Hiendelaencina presenta una morfología de carácter filoniano (fig. 3) en la que se distinguen varias etapas sucesivas de relleno. Esta sucesión de los fluidos mineralizadores ha dado lugar a la formación de una brecha filoniana, en la cual los minerales correspondientes a las etapas más tardías han asimilado a los minerales primarios de la mena y a fragmentos de las rocas encajantes.

Inicialmente, se diferenciaron mediante antiguos trabajos mineros tres tipos de sistemas filonianos:

- Primer sistema: Dirección este-oeste.
- Segundo sistema: Dirección norte-sur.
- Tercer sistema: Dirección noreste.

La reciente reexplotación de la mina «La Cata-

lina» ha permitido el estudio directo de la disposición estructural de los diques y las fallas asociadas a la mineralización. A partir del estudio de sus orientaciones se han determinado los elipsoides de esfuerzo y deformación responsables de la mineralización (VICENTE, G.; MARTÍNEZ FRÍAS, J.; CAPOTE, R., y LUNAR, R., 1985).

Las direcciones de las 41 fallas y diques medidos en el interior de la mina, se disponen según la figura 4. Se aprecian cuatro direcciones principales: la N70 (correspondientes al denominado filón «RICO» y a las fallas del borde sur del Sistema Central como la de Alcorlo), las N30 (parte central del filón «RICO») y menos desarrolladas las norte-sur y las N130.

Todos estos filones aparecen en la zona con una potencia muy irregular, alcanzando a veces un metro de espesor. La potencia media oscila entre 20 y 30 cm., siendo esta variabilidad la principal característica de la metalización.



Figura 3.—Filón de baritina, galena y sulfosales de plata correspondiente a la mineralización de Hiendelaencina (mina «La Catalina»).

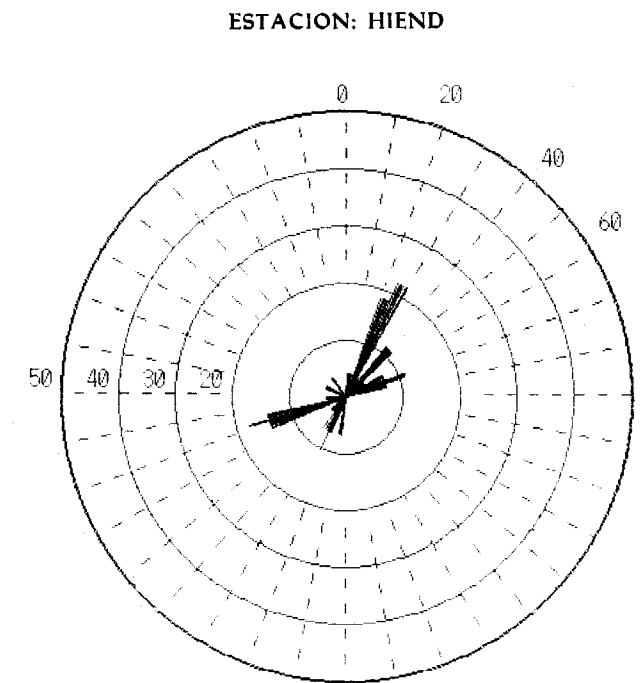


Figura 4.—Rosa de direcciones de las fallas y diques medidos.

los presentan dos tipos texturales: un tipo más gneísico donde la foliación aparece muy bien definida, y un segundo tipo más porfídico de matriz casi criptocristalina y con foliación escasamente definida.

A partir del estudio en profundidad de los materiales encajantes se han distinguido, dentro de la formación Hiendelaencina, los siguientes tipos litológicos:

Gneises glandulares

Son los materiales que aparecen con mayor frecuencia en la secuencia en profundidad (fig. 5). Se presentan generalmente alterados por procesos de carbonatización, seritización, cloritización y silicificación.

La paragénesis tipo estaría constituida por cuarzo - feldespato potásico - plagioclasa - moscovita - biotita - granate y turmalina y opacos como accesorios.

EL MEDIO ENCAJANTE

Los materiales que constituyen el ámbito encajante de la mineralización, corresponden a la denominada «Formación Hiendelaencina».

NAVIDAD, M. (1975) distingue dos conjuntos dentro de esta formación:

- El inferior con grandes megacrístales.
- El superior sin megacrístales y con intercalaciones de esquistos y cuarcitas, o bien localmente rocas de tipo grauváquico hacia el techo de la formación.

Petrográficamente ambos tipos de gneises poseen idénticas características; sin embargo, am-



Figura 3.—Filón de baritina, galena y sulfosales de plata correspondiente a la mineralización de Hiendelaencina (mina «La Catalina»).

EL MEDIO ENCAJANTE

Los materiales que constituyen el ámbito encajante de la mineralización, corresponden a la denominada «Formación Hiendelaencina».

NAVIDAD, M. (1975) distingue dos conjuntos dentro de esta formación:

- El inferior con grandes megacrystales.
- El superior sin megacrystales y con intercalaciones de esquistos y cuarcitas, o bien localmente rocas de tipo grauváquico hacia el techo de la formación.

Petrográficamente ambos tipos de gneises poseen idénticas características; sin embargo, am-

ESTACION: HIEND

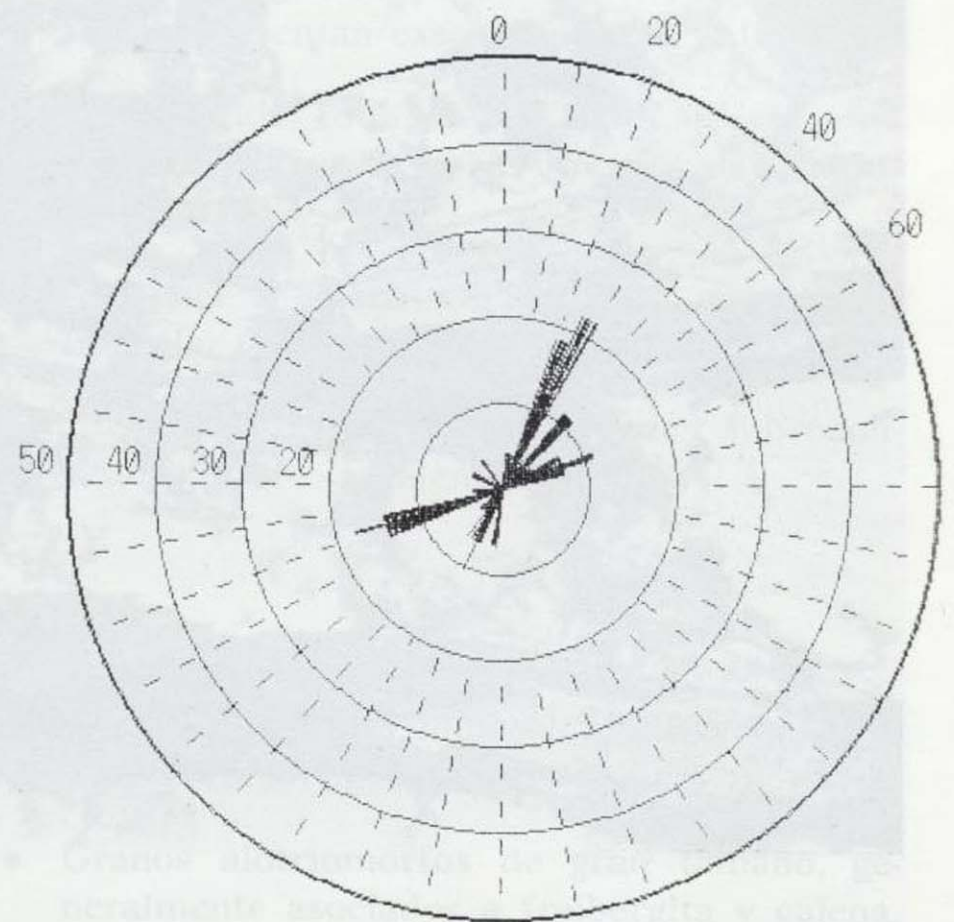


Figura 4.—Rosa de direcciones de las fallas y diques medidos.

bos presentan dos tipos texturales: un tipo más gneísico donde la foliación aparece muy bien definida, y un segundo tipo más porfídico de matriz casi criptocrystalina y con foliación escasamente definida.

A partir del estudio en profundidad de los materiales encajantes se han distinguido, dentro de la formación Hiendelaencina, los siguientes tipos litológicos:

Gneises glandulares

Son los materiales que aparecen con mayor frecuencia en la secuencia en profundidad (fig. 5). Se presentan generalmente alterados por procesos de carbonatización, seritización, cloritización y silicificación.

La paragénesis tipo estaría constituida por cuarzo - feldespato potásico - plagioclasa - moscovita - biotita - granate y turmalina y opacos como accesorios.



Figura 5.—Microfotografía correspondiente a los gneises glandulares de la formación «Hiendelaencina».

Esquistos micáceos

Son las intercalaciones más frecuentes dentro de la formación gneílica. Están constituidos por cuarzo - plagioclasas (escasas) moscovita - biotita - cloritas y carbonatos y opacos como accesorios.

Es importante destacar en ellos la alteración irregular de los límites de grano del cuarzo a carbonatos y la seritización parcial de las plagioclasas.

Esquistos moscovíticos

Están fundamentalmente constituidos por cristales de feldespato potásico que presentan una intensa silicificación y sericitización. El mineral que constituye la esquistosidad es la moscovita y suele ir asociada generalmente a carbonatos.

Esquistos biotíticos

Son intercalaciones cuarzo-feldespáticas con plagioclasa y granates, todos ellos de pequeño tamaño.

La esquistosidad, poco desarrollada, está formada por biotita de hábito tabular asociada generalmente con opacos.

Las plagioclasas y el feldespato potásico presentan una silicificación incipiente.

Metasamitas

Son, junto con los esquistos biotíticos, las intercalaciones menos frecuentes en la formación Hiendelaencina. El cuarzo va unido casi siempre a grandes cristales de feldespato potásico y plagioclasa, intensamente fracturados. La alteración hidrotermal más frecuente es la carbonatización, aunque esporádicamente los feldespatos han sufrido procesos de transformación parcial a sericita.

LA MINERALIZACION

- M. Hipogénicos: Galena, freibergita, esfalerita, calcopirita, pirita, arsenopirita, marcasita, pirrotina, pirargirita, polibasita, estefanita, bournonita, freieslebenita.
- M. Supergénicos: Goethita, hematites.
- M. Ganga: Baritina, cuarzo, siderita.



Figura 5.—Microfotografía correspondiente a los gneises glandulares de la formación «Hiendelaencina».

Esquistos micáceos

Son las intercalaciones más frecuentes dentro de la formación gneílica. Están constituidos por cuarzo - plagioclasas (escasas) moscovita - biotita - cloritas y carbonatos y opacos como accesorios.

Es importante destacar en ellos la alteración irregular de los límites de grano del cuarzo a carbonatos y la seritización parcial de las plagioclasas.

Esquistos moscovíticos

Están fundamentalmente constituidos por cristales de feldespato potásico que presentan una intensa silicificación y sericitización. El mineral que constituye la esquistosidad es la moscovita y suele ir asociada generalmente a carbonatos.

Esquistos biotíticos

Son intercalaciones cuarzo-feldespáticas con plagioclasa y granates, todos ellos de pequeño tamaño.

La esquistosidad, poco desarrollada, está formada por biotita de hábito tabular asociada generalmente con opacos.

Las plagioclasas y el feldespato potásico presentan una silicificación incipiente.

Metasamitas

Son, junto con los esquistos biotíticos, las intercalaciones menos frecuentes en la formación Hiendelaencina. El cuarzo va unido casi siempre a grandes cristales de feldespato potásico y plagioclasa, intensamente fracturados. La alteración hidrotermal más frecuente es la carbonatización, aunque esporádicamente los feldespatos han sufrido procesos de transformación parcial a sericita.

LA MINERALIZACION

M. Hipogénicos: Galena, freibergita, esfalerita, calcopirita, pirita, arsenopirita, marcasita, pirrotina, pirargirita, polibasita, estefanita, bournonita, freieslebenita.

M. Supergénicos: Goethita, hematites.

M. Ganga: Baritina, cuarzo, siderita.

MINERALES HIPOGENICOS

Galena

La galena es el mineral mayoritario en Hiendelaencina (figs. 6, A y B); se presenta siempre rellenando huecos en la ganga, en la esfalerita y pirita.

Frecuentemente aparece asociada a freibergita, esfalerita, pirargirita y calcopirita, dando lugar a los siguientes intercrecimientos:

- 1) Galena-freibergita.
- 2) Galena-pirargirita.
- 3) Galena-esfalerita-calcopirita.
- 4) Galena-esfalerita-freibergita.
- 5) Galena-freibergita-calcopirita.
- 6) Galena-freibergita-pirargirita.

La galena es un mineral económicamente importante, puesto que a él se asocian todas las sulfosales de plata, bien como intercrecimientos o en forma de exsoluciones.

En algunas ocasiones se encuentra deformada, especialmente en las zonas de centro de grano.

Esfalerita

La esfalerita no es un mineral muy abundante en esta zona (fig. 6, C y D). Se presenta de las siguientes formas:

- Aislada, rellenando huecos en la ganga.
- Asociada a calcopirita, freibergita y galena en forma de cristales alotriomorfos de gran tamaño, intensamente fracturada y parcialmente alterada por goethita. A veces presenta exsoluciones de calcopirita.
- En forma de cuerpos huéspedes irregulares como producto de exolución sobre la calcopirita.

Freibergita

Es el segundo mineral en importancia después de la galena (fig. 6, E y F). Se han distinguido las siguientes formas de aparición:

- Aislada, en cristales alotriomorfos-subidiomorfos de gran tamaño, que en algunas ocasiones presentan exsoluciones de calcopirita.
- Intercrecida con galena (fig. 7, A y B) en forma de cristales subidiomorfos de tamaño variable.
- Asociada a galena y pirargirita con hábito irregular (fig. 7 F).
- En forma de cuerpos huéspedes subredondeados sobre la galena.

Calcopirita

La calcopirita es un mineral relativamente escaso en esta zona (fig. 7 C). Se distinguen:

- Granos alotriomorfos de gran tamaño, generalmente asociados a freibergita y galena, que en algunas ocasiones presentan exsoluciones de esfalerita.
- Cuerpos huéspedes subidiomorfos, productos de desmezcla sobre freibergita.
- Aislada, rellenando huecos en la ganga.
- Incluida en la galena, en forma de cristales subidiomorfos de tamaño variable.
- Cuerpos huéspedes subidiomorfos, productos de desmezcla sobre esfalerita.
- Granos alotriomorfos de muy pequeño tamaño asociados a pirrotina.

Pirita

Se han observado tres tipos distintos de cristales de pirita:

- Granos alotriomorfos, generalmente subredondeados, rodeados de cristales idiomorfos de arsenopirita y parcialmente transformados a marcasita.
- Cristales idiomorfos de pequeño tamaño, incluidos en la ganga.
- Rellenando grietas entre galena y esfalerita, claramente tardía.

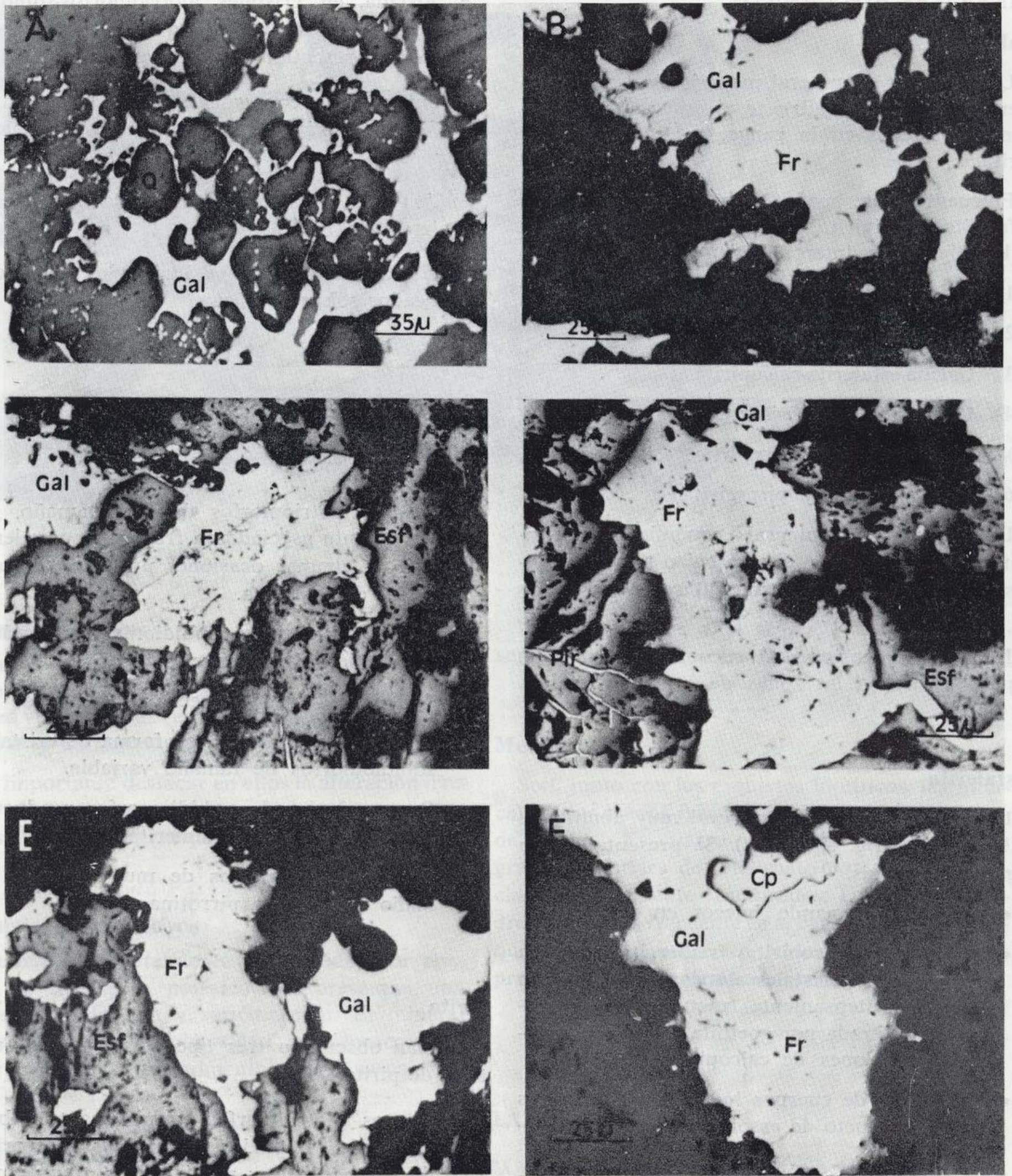


Figura 6

- A) Galena masiva (Gal) englobando a granos de cuarzo (Q). L.R.
 B) Galena (Gal) relleno de huecos en la ganga asociada a freibergita (Fr). L.R.
 C) Esfalerita masiva (Esf) asociada a galena (Gal) y freibergita (Fr). L.R.
 D) Esfalerita masiva (Esf) asociada a freibergita (Fr) y galena masiva (Gal). Obsérvese las grietas de pirargirita (Pir) atravesando la esfalerita. L.R.
 E) Freibergita (Fr) intercrecida con galena (Gal), relleno de huecos en la esfalerita (Esf). L.R.
 F) Asociación freibergita (Fr) - galena (Gal) - calcopirita (Cp), relleno de un hueco en la ganga. L.R.

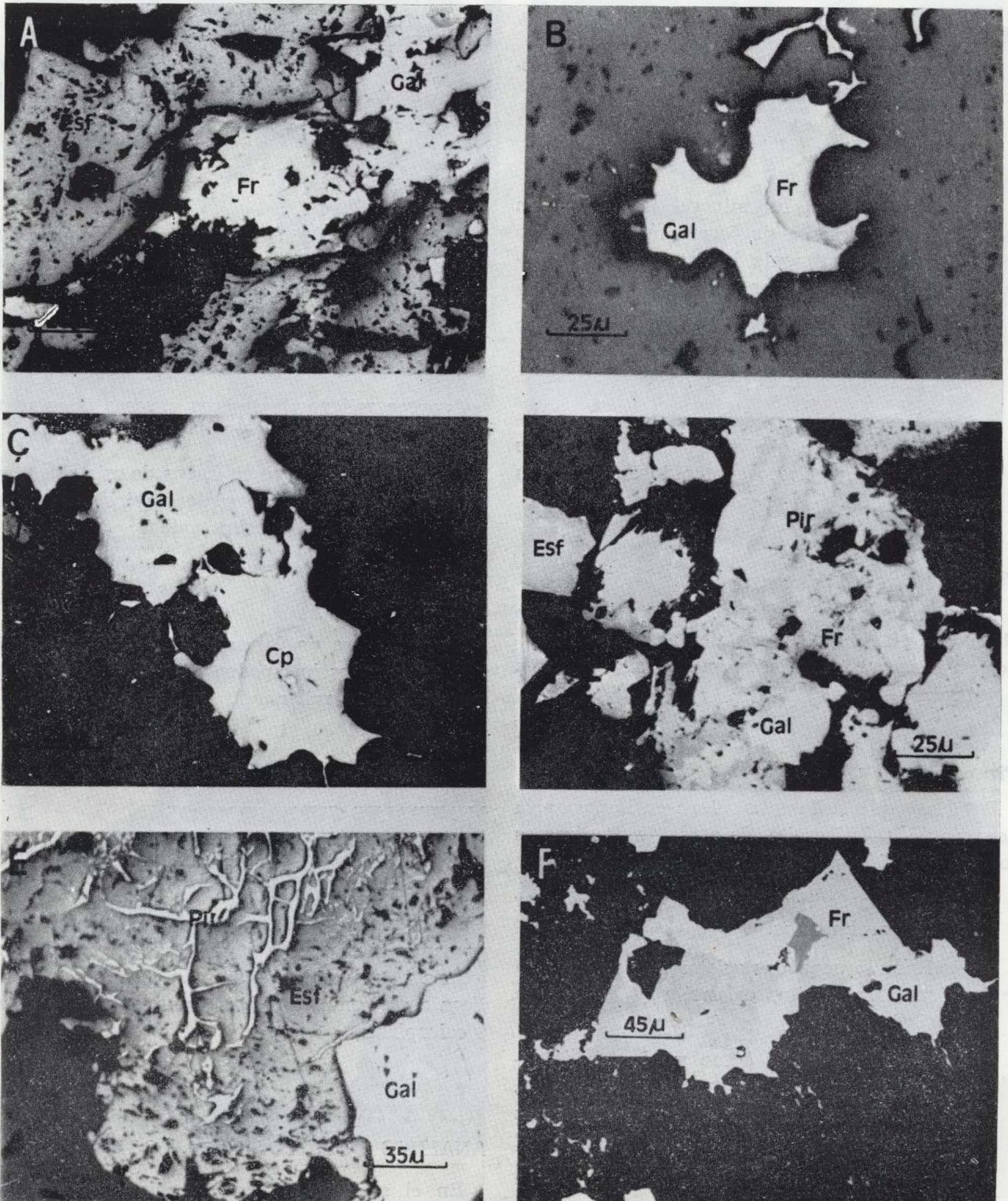


Figura 7

- A) Intercrecimiento freibergita (Fr) - galena (Gal), entre los huecos de la esfalerita (Esf). L.R.
 B) Asociación freibergita (Fr) - galena (Gal), relleno de un hueco en la ganga. L.R.
 C) Cristales subidiomorfos de calcopirita (Cp) asociados a galena (Gal). L.R.
 D) Aspecto típico de los intercrecimientos freibergita (Fr) - galena (Gal) - pirargirita (Pir). L.R.
 E) Grietas rellenas de pirargirita (Pir) atravesando a la esfalerita masiva (Esf). L.R.
 F) Freibergita (Fr) subidiomorfa asociada a galena (Gal) y pirargirita (Pir). Microsonda electrónica.

Marcasita

Únicamente se presenta como producto de transformación de la pirita.

Arsenopirita

La arsenopirita es un mineral abundante en esta zona, se presenta de forma masiva, siendo los cristales generalmente idiomorfos. Se distinguen las siguientes formas de aparición:

- Aislada, en cristales idiomorfos de tamaño variable, con la típica macla múltiple compleja incluidos en la ganga.
- Asociada a pirita en forma de cristales idiomorfos, siempre en las zonas de borde de grano, con un cierto contenido de Sb en su composición.

Pirrotina

Es un mineral muy escaso. Únicamente se ha observado en forma de cristales alargados incluidos en la ganga y asociados en algunas ocasiones a calcopirita.

Pirargirita

Es el segundo sulfoantimoniuro en importancia después de la freibergita. Se presenta de diversas formas (fig. 7 D y E y fig. 8 A y B).

- Asociada a freibergita y galena, dando lugar a intercrecimientos.
- Rellenando pequeñas grietas que cortan a la galena, freibergita, esfalerita y calcopirita (fig 8 C y D).
- Formas irregulares, como productos de segregación a partir de patrones freibergíticos, marcando parcialmente las zonas de bordes de grano.
- Cuerpos alotriomorfos de desmezcla sobre galena en zonas de centro de grano y segregaciones en las zonas de borde.
- Cristales idiomorfos de gran tamaño, generalmente maclados.
- Aislada, relleno de huecos en la ganga.

Polibasita

Se presenta como producto de exsolución sobre la galena en forma de cuerpos huéspedes irregulares (fig. 8 D).

Estefanita

Aparece con el típico tinte rosado, como producto de desmezcla sobre la galena, en cristales subredondeados (gotas) e irregulares (fig. 8 E y F).

Freieslebenita

Aparece relleno de huecos a veces de gran tamaño, generalmente maclada.

Se presenta también en forma de cristales, generalmente alargados y/o seudorómbicos, como producto de exsolución sobre galena.

Bournonita

Se encuentra en forma de pequeñas exsoluciones de cuerpos huéspedes subredondeados sobre galena o bien relleno de huecos en la pirita.

MINERALES SUPERGENICOS

Los minerales supergénicos que aparecen en esta zona son goethita y hematites.

La goethita es el mineral más importante, se presenta alterando a la esfalerita, calcopirita y galena a través de fisuras. En algunas ocasiones llega a pseudomorfizar casi totalmente a la galena y calcopirita.

ANÁLISIS QUÍMICO-MINERALÓGICO

En el sector de Hiendelaencina se realizaron 51 análisis químico-mineralógicos, mediante microsonda electrónica cuyos resultados se detallan en la tabla I.

Los análisis se llevaron a cabo según la siguiente distribución:



Figura 8

- A) Relaciones entre galena (Gal), esfalerita (Esf) y pirargirita (Pir). Obsérvese a la galena relleno de un hueco en la esfalerita y a la pirargirita en una pequeña fractura cortando a la esfalerita. L.R.
- B) Intercrecimiento pirargirita - galena. Microsonda electrónica.
- C) Pequeña grieta de pirargirita (Pir) atravesando un grano de galena (Gal). Microsonda electrónica.
- D) Grietas de pirargirita (Pir) en galena (Gal). Obsérvese el grano de polibasita (Pb) exsuelto en galena. Microsonda electrónica.
- E) Grano irregular de estefanita (Etf), marcando una zona de borde de grano en galena (Gal). Microsonda electrónica.
- F) Freibergita (Frb) y estefanita (Etf) relleno de una grieta en un grano de freibergita (Fr). Obsérvese las pequeñas inclusiones de galena (Gal). Microsonda electrónica.

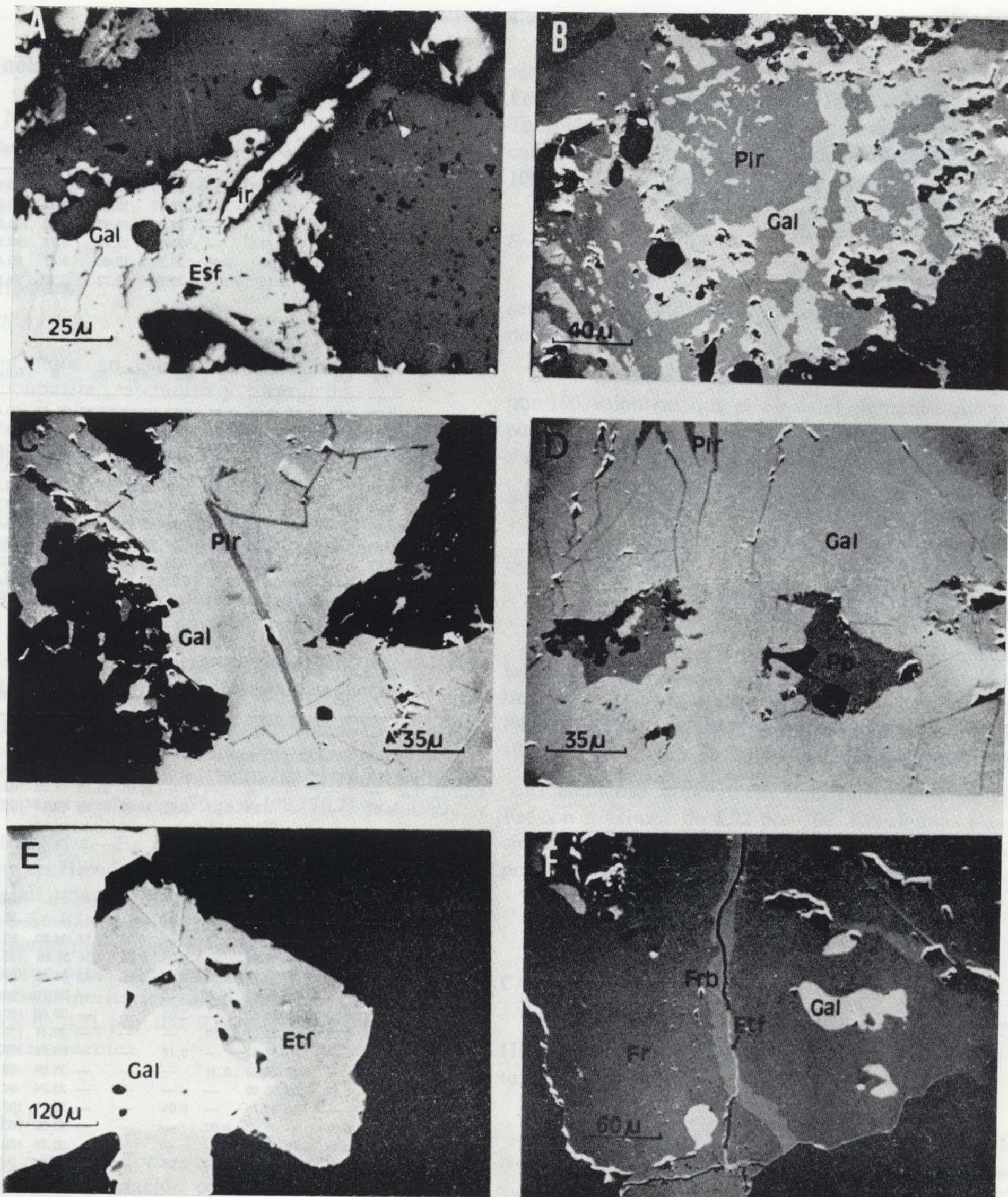


Figura 8

- A) Relaciones entre galena (Gal), esfalerita (Esf) y pirargirita (Pir). Obsérvese a la galena relleno un hueco en la esfalerita y a la pirargirita en una pequeña fractura cortando a la esfalerita. L.R.
- B) Intercrecimiento pirargirita - galena. Microsonda electrónica.
- C) Pequeña grieta de pirargirita (Pir) atravesando un grano de galena (Gal). Microsonda electrónica.
- D) Grietas de pirargirita (Pir) en galena (Gal). Obsérvese el grano de polibasita (Pb) exsuelto en galena. Microsonda electrónica.
- E) Grano irregular de estefanita (Etf), marcando una zona de borde de grano en galena (Gal). Microsonda electrónica.
- F) Freibergita (Frb) y estefanita (Etf) relleno una grieta en un grano de freibergita (Fr). Obsérvese las pequeñas inclusiones de galena (Gal). Microsonda electrónica.

Análisis

| | |
|-----------------------|----|
| Calcopirita | 13 |
| Polibasita | 6 |
| Freibergita | 11 |
| Pirargirita | 5 |
| Galena | 3 |
| Estefanita | 6 |
| Freieslebenita | 1 |
| Bournonita | 6 |

Sulfuros

S-Pb

Galena.—Los resultados obtenidos concuerdan perfectamente con la fórmula ideal. No se han detectado anomalías representativas de Ag en su composición.

S-Cu-Fe

Calcopirita.—Presentan una gran variación en el contenido en Fe y Cu. Se observa una distribución aleatoria de contenidos, desde valores atómicos del 24,13 por 100 a 25,45 por 100 de Fe y 24,44 por 100 a 25,70 por 100 de Cu.

TABLA I.—Porcentajes en peso

| GALENA | | | | | | | |
|----------------|----|----|-------|-------|-------|-------|--------|
| | Fe | Cu | Ag | Sb | Pb | S | Total |
| 1 | — | — | 0.68 | 0.48 | 83.27 | 15.57 | 100.00 |
| 2 | — | — | 0.68 | 0.97 | 83.70 | 14.65 | 100.00 |
| 3 | — | — | 0.59 | 0.70 | 85.54 | 13.60 | 100.42 |
| ESTEFANITA | | | | | | | |
| | Fe | Cu | Ag | Sb | Pb | S | Total |
| 1 | — | — | 68.53 | 18.20 | — | 13.88 | 100.82 |
| 2 | — | — | 64.73 | 20.45 | — | 15.25 | 100.43 |
| 3 | — | — | 70.71 | 15.81 | — | 13.32 | 99.84 |
| 4 | — | — | 64.47 | 21.08 | — | 14.84 | 100.39 |
| 5 | — | — | 64.29 | 20.80 | — | 15.51 | 100.60 |
| 6 | — | — | 64.13 | 20.02 | — | 15.25 | 99.39 |
| FREIESLEBENITA | | | | | | | |
| | Fe | Cu | Ag | Sb | Pb | S | Total |
| 1 | — | — | 28.14 | 9.08 | 45.83 | 17.85 | 100.91 |

TABLA I.—(Continuación)

| BOURNONITA | | | | | | | |
|------------|------|-------|------|-------|-------|------|--------|
| | Fe | Cu | Ag | Sb | Pb | S | Total |
| 1 | — | 12.75 | 0.12 | 25.70 | 19.75 | — | 100.39 |
| 2 | 0.45 | 12.51 | — | 25.10 | 19.76 | 0.45 | 100.38 |
| 3 | 1.02 | 12.73 | — | 24.36 | 19.92 | 1.02 | 100.01 |
| 4 | 0.77 | 12.77 | — | 25.34 | 19.92 | 0.77 | 99.93 |
| 5 | 0.47 | 12.58 | 0.16 | 24.77 | 19.66 | 0.47 | 99.46 |
| 6 | 0.13 | 13.16 | — | 25.08 | 19.73 | 0.13 | 99.50 |

| FREIBERGITA | | | | | | | | | | |
|-------------|------|------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|--------|
| | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Total |
| 1 | 4.03 | 0.06 | 0.23 | 18.01 | 1.73 | 0.37 | 26.42 | 27.36 | 21.40 | 99.40 |
| 2 | 3.58 | 0.13 | 0.06 | 19.26 | 2.91 | 0.82 | 26.15 | 25.60 | 21.23 | 99.74 |
| 3 | 5.26 | 0.19 | — | 12.97 | 0.42 | — | 27.10 | 34.70 | 19.35 | 100.00 |
| 4 | 3.69 | 0.11 | 0.03 | 19.55 | 2.71 | 0.12 | 27.20 | 25.16 | 21.56 | 100.13 |
| 5 | 4.15 | — | 0.03 | 18.69 | 2.37 | 0.48 | 26.78 | 25.19 | 21.48 | 99.16 |
| 6 | 3.27 | 0.05 | — | 12.49 | 2.91 | 0.15 | 26.54 | 35.13 | 19.22 | 99.75 |
| 7 | 2.60 | — | — | 13.40 | 3.87 | 0.02 | 26.55 | 34.72 | 19.28 | 100.44 |
| 8 | 2.44 | — | 0.11 | 12.54 | 3.55 | 0.14 | 25.93 | 35.49 | 19.07 | 99.27 |
| 9 | 3.46 | — | — | 12.85 | 2.67 | 0.33 | 26.28 | 35.42 | 18.98 | 99.99 |
| 10 | 3.03 | 0.01 | 0.02 | 13.13 | 2.73 | 0.25 | 26.11 | 35.15 | 19.17 | 99.60 |
| 11 | 2.94 | — | 0.07 | 13.03 | 3.30 | — | 26.33 | 35.94 | 19.21 | 100.82 |

| PIRARGIRITA | | | | | | | | | | |
|-------------|------|----|----|------|------|------|-------|-------|-------|--------|
| | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Total |
| 1 | — | — | — | — | — | — | 23.09 | 62.02 | 15.78 | 100.88 |
| 2 | — | — | — | — | — | — | 21.79 | 62.33 | 15.88 | 100.01 |
| 3 | — | — | — | — | — | — | 21.87 | 62.44 | 15.96 | 100.27 |
| 4 | — | — | — | — | — | — | 21.61 | 63.13 | 16.09 | 100.83 |
| 5 | 0.07 | — | — | 0.24 | 0.21 | 0.62 | 21.63 | 61.85 | 16.47 | 101.08 |

| CALCOPIRITA | | | | | | | | | | |
|-------------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|--------|
| | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Total |
| 1 | 30.17 | — | — | 34.42 | 0.30 | — | 0.28 | 0.14 | 34.43 | 99.74 |
| 2 | 29.95 | 0.14 | — | 34.85 | — | 0.08 | 0.09 | 0.04 | 34.85 | 100.01 |
| 3 | 30.88 | 0.21 | — | 33.77 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | 0.03 | 34.90 | 100.01 |
| 4 | 30.05 | — | 0.16 | 34.10 | 0.02 | — | — | — | 34.70 | 99.04 |
| 5 | 30.21 | 0.10 | 0.18 | 34.65 | — | 0.03 | — | — | 35.40 | 100.57 |
| 6 | 30.05 | 0.05 | — | 35.04 | 0.14 | — | — | — | 35.41 | 100.70 |
| 7 | 30.30 | — | — | 34.52 | — | 0.17 | — | — | 35.66 | 100.72 |
| 8 | 30.20 | — | 0.07 | 34.23 | 0.31 | — | — | — | 35.09 | 99.86 |
| 9 | 29.24 | 0.12 | 0.03 | 35.10 | — | — | — | — | 35.04 | 99.50 |
| 10 | 29.58 | — | — | 35.75 | — | 0.05 | — | — | 35.15 | 100.53 |
| 11 | 30.32 | 0.07 | — | 35.03 | 0.03 | — | — | — | 35.32 | 100.78 |
| 12 | 29.89 | 0.27 | 0.19 | 34.78 | — | — | — | — | 35.32 | 100.44 |
| 13 | 29.34 | 0.33 | 0.10 | 34.68 | — | 0.24 | — | — | 35.08 | 99.71 |

| POLIBASITA | | | | | | | | | | |
|------------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|--------|
| | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | As | Ag | Sb | S | Total |
| 1 | 0.08 | 0.12 | — | 0.24 | — | — | 66.13 | 19.53 | 14.21 | 100.31 |
| 2 | 0.01 | 0.08 | — | — | 0.37 | — | 70.32 | 16.72 | 12.52 | 100.01 |
| 3 | — | — | — | 0.09 | 0.16 | — | 75.11 | 13.84 | 10.82 | 100.02 |
| 4 | — | 0.32 | — | 0.62 | 0.44 | 0.09 | 67.74 | 17.45 | 13.35 | 100.01 |
| 5 | 0.31 | — | 0.06 | 0.27 | 0.13 | 0.19 | 68.93 | 17.84 | 12.41 | 100.16 |
| 6 | — | 0.03 | 0.49 | 0.59 | 0.11 | — | 68.80 | 16.66 | 12.32 | 99.01 |

En cuanto al contenido en elementos menores, los valores máximos los constituyen 0,19 por 100 de Ni, 0,33 por 100 de Co, 0,24 por 100 de As, 0,14 por 100 de Sb y 0,28 por 100 de Ag.

Los contenidos en Zn son bajos (máximos de 0,31 por 100).

Sulfosales

S-Sb-Ag

Incluidos en este sistema se han distinguido la polibasita, estefanita y pirargirita.

Polibasita.—Presenta una gran variación del contenido en Ag, con valores que oscilan entre 66,13 por 100 y 75,11 por 100.

En algunas ocasiones aparecen pequeñas proporciones de elementos menores tales como Zn y Cu (máximos de 0,44 por 100 y 0,62 por 100, respectivamente). Así como Fe y Ni (máximos de 0,31 por 100 y 0,49 por 100, respectivamente).

Estefanita.—Junto con la pirargirita es el sulfoantimoniuro más común en Hiendelaencina.

Presenta composiciones prácticamente puras, no detectándose contenidos en elementos menores. El contenido en plata de la estefanita puede sobrepasar incluso el 70 por 100 (70,71 por 100).

Pirargirita.—Es el sulfoantimoniuro más abundante en Hiendelaencina. Los resultados analíticos reflejan una amplia variación composicional, tabla I. Se han detectado tanto composiciones prácticamente puras, con más de un 60 por 100 de Ag, así como otras con pequeñas proporciones de elementos minoritarios tales como Zn, Cu y As (máximos de 0,21 por 100, 0,24 por 100 y 0,62 por 100, respectivamente).

S-Ag-Sb-Cu

Freibergita.—Como se observa en la tabla I, existe una gran variación composicional. Hiendelaencina es la zona donde los valores de plata son más elevados en las freibergitas (máximos atómicos de 44,18 por 100 y mínimos de 30,517 por 100). Los contenidos en Cu también son muy variables (máximos atómicos de 40,242 por 100 y mínimos de 26,543 por 100).

En cuanto al contenido en elementos menores,

son especialmente importantes los contenidos en Fe y Zn (máximos de 5,26 por 100 y 0,31 por 100). También aparecen freibergitas con muy pequeñas cantidades de As, Co y Ni (máximos de 0,83 por 100, 0,19 por 100 y 0,23 por 100, respectivamente).

S-Ag-Sb-Pb

Freieslebenita.—En esta zona este mineral presenta un contenido en plata muy elevado (máximo de 28,14 por 100).

El Pb también llega a alcanzar valores del 45,83 por 100, mientras que el Sb es el elemento que se encuentra en menor proporción (9,08 por 100).

S-Sb-Cu-Pb

El único mineral correspondiente a este sistema es la bournonita.

Únicamente se ha detectado en esta zona.

Bournonita.—Presenta unas composiciones muy homogéneas en las que no se aprecia una variación importante de los elementos mayoritarios. Los valores máximos de Cu, Sb y Pb son de 13,16 por 100, 25,7 por 100 y 42,56 por 100, respectivamente.

El elemento minoritario más importante es el Fe, con máximos de 1,02 por 100. En algunas ocasiones aparecen pequeñas proporciones de Ag, poco representativas (máximos de 0,16 por 100).

CARACTERES TEXTURALES

En los minerales que aparecen en la zona de Hiendelaencina se distinguen los siguientes tipos texturales:

- 1) Texturas de exsolución.
- 2) Texturas de deformación.
- 3) Maclas.

Textura de exsolución

Dentro de este grupo de texturas se han diferenciado cuerpos huéspedes generalmente irregulares, situados en zonas de centros de grano y segregaciones típicas de zonas de borde.

Las asociaciones mineralógicas correspondientes al primer tipo son las siguientes:

| <u>Patrón</u> | <u>Huésped</u> |
|---------------|----------------|
| Esfalerita | Calcopirita |
| Calcopirita | Esfalerita |
| Freibergita | Calcopirita |
| Galena | Pirargirita |
| Galena | Polibasita |
| Galena | Estefanita |
| Galena | Bournonita |
| Galena | Freieslebenita |

Por otro lado, únicamente se han distinguido dos asociaciones mineralógicas en las que el proceso dominante es la segregación hacia las zonas de borde de grano:

| <u>Patrón</u> | <u>Huésped</u> |
|---------------|----------------|
| Freibergita | Pirargirita |
| Galena | Pirargirita |

Texturas de deformación

El único mineral que presenta deformación es la galena, con los pliegues típicos de zonas de centros de grano (deformación dúctil intramineral). La fracturación según los planos de exfoliación en los bordes de grano es menos frecuente.

Maclas

La arsenopirita y la freieslebenita aparecen casi siempre macladas, la primera con la típica macla múltiple compleja y la segunda con macla polisintética.

GEOTERMOMETRIA

A partir de los máximos de estabilidad térmica y las temperaturas de exsolución es posible suponer que el yacimiento de Hiendelaencina se formó entre un rango aproximado de 500-190° C a partir del enfriamiento paulatino de soluciones hidrotermales ricas en plata.

La presencia de bournonita, generalmente asociada a depósitos hidrotermales de plomo-zinc de temperatura intermedia, junto con las exsoluciones de esfalerita-calcopirita y pirrotina-calcopirita constituyen los criterios más decisivos para esta-

blecer un primer rango térmico aproximado entre 300-500° C.

| <u>Mineralogía</u> | <u>Temperatura (°C)</u> |
|-------------------------|---|
| Esfalerita-calcopirita | 500 ± 10 (temperatura desmezcla) (M ₀ H, 1975 a; GZAMANSKE, 1974). |
| Bournonita | 522 ± 3 (FRUMAR et al., 1973). |
| Freieslebenita | 340 (HODA y CHIANG, 1975). |
| Polibasita | 400 (HALL, 1967). |
| Freibergita-calcopirita | --- |
| Pirrotina-calcopirita | 334 ± 17 (temperatura desmezcla) (YUND y KULLERUD, 1966). |
| Pirargirita | 485 (KEYCHIN y HONEA, 1969). |
| Entefanita | 197 ± 5 (KEYGHIN y HONEA, 1969). |

Asimismo, la coexistencia de pirargirita, freieslebenita, estefanita y pirargirita como productos de exsolución sobre la galena, indican temperaturas inferiores: la pirargirita es un mineral característico de yacimientos filonianos de tipo epitermal, Pb-Zn-Ag.

La freieslebenita es claramente tardía, acompañada de calcita, cuarzo y baritina en yacimientos de minerales preciosos.

La polibasita y estefanita son minerales mucho más problemáticos, puesto que aparecen con paragénesis similares cuando su formación es tanto hipogénica como de enriquecimiento secundario. El hecho de que aparezcan como exsolución sobre la galena apunta más el primer tipo genético, indicando temperaturas ligeramente inferiores a las de la formación del mineral patrón.

MINERALES DE LA GANGA

Los minerales de la ganga son la baritina, el cuarzo y la siderita.

Existe una zonación vertical según la cual hasta aproximadamente los 300 m. de profundidad el principal mineral de la ganga es la baritina, presentándose generalmente de forma masiva.

A partir de los 300 m., la baritina es sustituida totalmente por el cuarzo, siendo mucho mayor

la riqueza en minerales argentíferos. El cuarzo se presenta casi siempre en forma de cristales idiomorfos-subidiomorfos que quedan englobados como inclusiones, cuando se produce la entrada de los fluidos ricos en Pb y minerales argentíferos. La consiguiente formación de galena provoca una corrosión parcial de las zonas de borde de los cristales de cuarzo.

La siderita aparece en forma de cristales generalmente idiomorfos, corroídos como consecuencia de la entrada de galena y minerales argentíferos, y en los filones corresponden a la primera sustancia depositada.

PARAGENESIS Y SUCESION MINERAL

La paragénesis de Hiendelaencina corresponde al tipo q Ba (Pb, Ag, Sb).

Según se ha indicado en el gráfico de paragénesis y sucesión mineral, se han reconocido tres etapas metalogénicas, una primera de As-Fe, de alta temperatura; una segunda, de temperatura intermedia, de Cu-Zn, y, finalmente, una última de baja temperatura, de Pb-Sb-Ag.

Los primeros minerales en depositarse son la arsenopirita y pirita, seguidos de calcopirita y esfalerita. La freibergita marca el tránsito entre la etapa de Cu-Zn-Fe y Pb-Sb-Ag.

Durante la etapa de Pb-Ag-Sb, el mineral principal es la galena. Simultáneamente se producen las desmezclas de los minerales de plata (pirargirita, polibasita, estefanita, bournonita y freieslebenita).

Los únicos reemplazamientos que se han reconocido son los de galena, esfalerita y calcopirita por goethita y pirrotina por siderita (fig. 9).

CONCLUSIONES

Los filones argentíferos de Hiendelaencina se consideran de tipo hidrotermal, de edad tardiher-

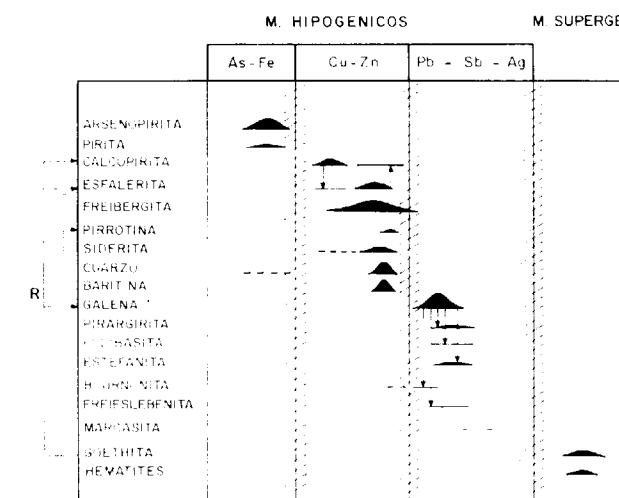


Figura 9.—Esquema de paragénesis y sucesión mineral de la mineralogía de Hiendelaencina. El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento.

cínica, con predominio de la etapa metalogénica rica en plata, de menor temperatura.

El análisis textural de los distintos minerales pone de relieve el escaso desarrollo de texturas de desmezcla, en relación con otras mineralizaciones como la de Bustarviejo (MARTÍNEZ FRIAS et al., 1984). Este escaso desarrollo textural plantea la existencia de un enfriamiento rápido, que impidió la separación de las pequeñas proporciones de elementos, que se encontraban como impurezas en las estructuras de los minerales principales.

Por otro lado, los análisis de microsonda indican que las sulfosales de plata son fundamentalmente sulfoantimoniuros, que caracterizan, junto con la galena, la etapa metalogénica más representativa del yacimiento.

En conjunto se considera que la mineralización de Hiendelaencina se formó como consecuencia de una actividad meso-epitermal, generalizada en todo el distrito argentífero.

BIBLIOGRAFIA

- CZAMANSKE (1974), en BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hidrothermal ore deposits*, 2nd ed. John Wiley, New York.
- FRUMAR et al. (1973), en BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hidrothermal ore deposits*, 2nd. ed. John Wiley, New York.
- HALL (1967), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- HODA y CHANG (1975), en WUENSCH et al. (1974): *Sulfide Mineralogy*. Short Course Notes, vol. 1.
- KEIGHN, C. W., y HONEA, R. M. (1969): *The system Ag-Sb-S from 600° to 200° C*. Mineral Deposits, 4 pp., 153-171.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J.; VINDEL, E., y LUNAR, R. (1984): *Estudio*

textural y metalogénico de la mineralización de Bustarviejo. Rev. Mat. Proc. Geol., V, II, pp. 177-192.

MOH (1975 a), en BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hidrothermal ore deposits*, 2nd. ed. John Wiley, New York.

NAVIDAD, M. (1975): *Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadalupe Oriental)*. Est. Geol., vol. XXXI, pp. 343-350.

VICENTE, G. DE; MARTÍNEZ FRÍAS, J.; CAPOTE, R., y LUNAR, R. (1985): *Determinación del elipsoide de deformación asociado a las fallas encajantes de la mineralización argentina de Hiendelaencina (Sistema Central)*. IX Reuniao de geología do Oeste Peninsular, Porto, 30.9 a 4.10.

YUND, R. A., y KULLERUD, G. (1966): *Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S systems*. J. Petrology, 7, pp. 454-488.

Recibido: Diciembre de 1987

Determinación de estaño en minerales de baja ley por espectrometría de Emisión de Plasma (DCP). Comparación de los resultados con el método de análisis volumétrico

Por S. DEL BARRIO MARTIN (*), J. GARCIA GARZON (*) y A. VERGARA PARDEIRO (*)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es comparar los resultados de Sn, en minerales de baja ley, obtenidos con un espectrómetro de Emisión Plasma DCP con los resultados obtenidos con el método de análisis volumétrico. Los análisis obtenidos con muestras de referencia indican que la espectrometría de emisión plasma DCP puede ser una técnica alternativa al análisis volumétrico en el rango de concentración de 0.01 por 100 al 2 por 100.

ABSTRACT

A direct current plasma spectrometer system has been used to determine Sn in ores of low law. His made a comparison of the precision and accuracy of the conventional Sn-volumetric. Analysis of standard reference materials indicates that the direct current plasma yields results comparable to other analytical method.

INTRODUCCION

El principal mineral explotable de estaño, de las diecisiete especies existentes, es la casiterita, que es el que se beneficia en casi todos los yacimientos del mundo. Otros minerales que pueden considerarse como menas son la estannina, la teallita, la cilindrta y la frankeíta, que se producen en pequeña cantidad.

Los métodos clásicos de análisis disponibles para analizar estaño en minerales son laboriosos y lentos, están sujetos a considerables errores, ya que no son totalmente específicos y además el análisis completo requiere de varias etapas.

Los métodos colorimétricos se emplean para determinar concentraciones trazas, en general, son métodos poco selectivos y poco sensibles y en los que es necesario a veces recurrir a separaciones preliminares de posibles elementos interferentes.

La determinación volumétrica, basada en la oxidación del cloruro de estaño II a cloruro de estaño III en solución clorhídrica, sigue siendo el método más extendido para la determinación de macro cantidades de estaño, debido en parte a la falta de otros métodos más fiables.

El objetivo de este trabajo es comparar los resultados del análisis de estaño, obtenidos por volumetría, con los obtenidos con un espectrómetro de emisión de plasma (DCP), con el fin de estudiar la posibilidad de reemplazar el método volumétrico, para concentraciones comprendidas entre el 0.01 por 100 y el 2 por 100, por la espectrometría de plasma (DCP) que presenta, entre otras, las siguientes ventajas:

- No presenta problemas de interferencias de matriz.
- La gran linealidad de sus curvas de calibrado permite analizar concentraciones de estaño desde ppm hasta porcentaje, sin tener que diluir la muestra.
- Permite un análisis rápido y económico de grandes series de muestras.

PARTE EXPERIMENTAL

Determinación volumétrica del Sn

En una navecilla de porcelana se pesan 3 gramos del mineral cuyo contenido en Sn se quiere

(*) Instituto Geológico y Minero de España.

determinar y se calcina en un horno de mufla a 750° C. El mineral calcinado se pasa a un crisol de níquel, se agrega Na₂O₂ sin sobrepasar la mitad del volumen del crisol y se mezcla íntimamente, se cubre la mezcla anterior con una capa fina de Na₂O₂ y se funde, elevando la potencia de la llama del mechero, hasta obtener una masa de color rojo brillante y homogénea y sin actividad en el fundido.

Se deja enfriar y cuando la masa fundida ha solidificado, se introduce el crisol lentamente en un vaso de precipitado de 400 ml en el que previamente se han puesto 75 ml. de agua destilada, se apoya el crisol sobre el fondo del vaso evitando que el agua entre en él, y cuando ha disminuido la temperatura del crisol y cesado la ebullición del agua, se vuelca el crisol y rápidamente se cubre el vaso con un vidrio de reloj para evitar pérdidas por proyección.

Cuando ha cesado toda actividad, se saca el crisol y se lava varias veces con agua destilada, pasando el contenido del vaso a un Erlenmeyer de 500 ml. con boca esmerilada, se vuelve a lavar el crisol y vaso con unos 70 ml. de HCl concentrado. Asimismo, se añaden unas bolitas de Ni tapando con un cierre tipo Bunsen de vidrio con válvula rellena de mercurio. Se calienta en baño de arena o placa calefactora hasta la completa reducción del estaño. Finalizada ésta, se añaden unos trozos de mármol blanco, volviendo a cerrar el Erlenmeyer con el cierre Bunsen. Se enfría rápidamente bajo un grifo de agua fría; se agregan 2 ml. de indicador, almidón, y se valora el Sn²⁺ con I₂ 0.1 N, puesto previamente en una microbureta de 10 ml. hasta que aparezca el color azul en el punto de viraje, calculándose el contenido de Sn en función de la cantidad de I₂ gastada.

DISGREGACION DE LA MUESTRA PARA ANALISIS POR PLASMA

Los minerales de estaño, la casiterita en particular, se disuelven fácilmente fundiendo o sinterizando con peróxido sódico (fundente alcalino oxidante).

En este trabajo hemos optado por sinterizar la muestra a baja temperatura con peróxido sódico en crisoles de circonio.

Las muestras con una granulometría inferior a

325 mallas se han atacado por duplicado, pesando 250 mg. y 500 mg., con el fin de observar la recuperación del estaño.

Se pesan 250 mg. de muestra y se mezclan con 3 gramos de Na₂O₂ en crisoles de circonio de 30-50 ml. La sinterización se realiza en un horno de mufla a 480° C durante una hora, obteniéndose una pastilla que se desprende con facilidad del crisol. Se deja enfriar durante unos minutos y se introduce la pastilla en un vaso Pyrex de 250 ml. Se adiciona aproximadamente 50 ml. de agua destilada para disolver la pastilla y se agita durante unos diez minutos, con el fin de mantener en suspensión los hidróxidos formados. A esta solución básica se añaden 30 ml. de ácido clorhídrico 6N para neutralizar los hidróxidos existentes y para fijar la acidez final de la disolución.

La matriz aportada por este ataque equivale aproximadamente a 45 gr/l. de NaCl y 10% de HCl.

INSTRUMENTACION Y CONDICIONES DE TRABAJO

El trabajo se ha realizado con un espectrómetro de emisión de plasma DCP, modelo Spectrospan III B (Spectromestrics, Inc), provisto de una fuente de excitación con tres electrodos. El espectrómetro está equipado con cassettes multielementales que pueden contener hasta 20 rendijas de salida, es decir, permite el análisis multielemental simultáneo de 20 elementos. El equipo se completa con un corrector Dinámico de Fondo (DBC-33) y un pasador automático de muestras. La toma de datos, cálculo y almacenamiento de los mismos se realiza en un ordenador Apple II Plus de 48 k, conectado al espectrómetro mediante una tarjeta especial de comunicaciones.

Para el análisis del Sn hemos utilizado una de las cassettes de que disponemos en el laboratorio para análisis geoquímico, configurada para analizar 14 elementos simultáneamente. El Pt se ha seleccionado como patrón interno.

Los parámetros instrumentales, el alineamiento óptico de la cassette y la posición óptima de la zona de excitación de plasma, se han ajustado para maximizar las intensidades de emisión de las longitudes de onda del Sn: 303.4 nm. y del Pt: 265.9 nm.

El equipo se ha calibrado con un único patrón multielemental y un blanco. Los elementos incluidos en el patrón multielemental se han seleccionado en función de los posibles efectos interferentes que pueden producir en la línea de Sn elegida.

La Tabla I muestra las longitudes de onda empleadas y las concentraciones del patrón multielemental.

TABLA I
Longitudes de onda y concentración del patrón multielemental

| Elemento | nm | N.º orden | Concentración (ppm) |
|----------|-------|-----------|---------------------|
| Sn | 303.4 | 74 | 50 |
| Fe | 238.2 | 94 | 1.000 |
| Cu | 324.7 | 69 | 25 |
| Pb | 405.7 | 56 | 25 |
| Zn | 202.5 | 111 | 25 |
| Cr | 425.4 | 53 | 25 |
| Pt | 265.9 | 85 | 50 |

La linealidad de cada canal se comprueba con diluciones sucesivas del patrón multielemental. La estabilidad se controla recalibrando con el patrón multielemental y el blanco cada ocho muestras.

Una elección adecuada de los puntos de corrección de fondo ayuda a minimizar las correcciones interelementos pero no compensa los solapamientos espectrales, por lo que tenemos que recurrir al cálculo de coeficientes correctores determinados experimentalmente. Para ello hemos preparado patrones elementales conteniendo 100 ppm. para Cu, Pb, Zn, Cr y 1.000 ppm. para Ca y Fe y medimos la concentración aparente a la longitud de onda del estaño.

Una vez corregido el fondo, la única interferencia espectral que subsiste es un solapamiento de la línea del Cr (303.419 nm.) sobre la línea del Sn

(303.412 nm.); el coeficiente de corrección calculado experimentalmente resulta ser de 0.056.

RESULTADOS Y DISCUSION

La linealidad de la curva de calibrado del Sn se ha determinado, calibrando con el patrón multielemental y el blanco, analizando diluciones sucesivas del patrón de calibrado. Comparando los resultados obtenidos (Cm) con los valores reales (Cr) podemos observar en la figura 1 la linealidad de la curva de calibrado para el rango de concentración elegido: de 0.05 a 50 ppm., equivalente a 20 ppm.—2 por 100, pesando 0.250 grs. de muestra y enrasando a un volumen de 100 ml.

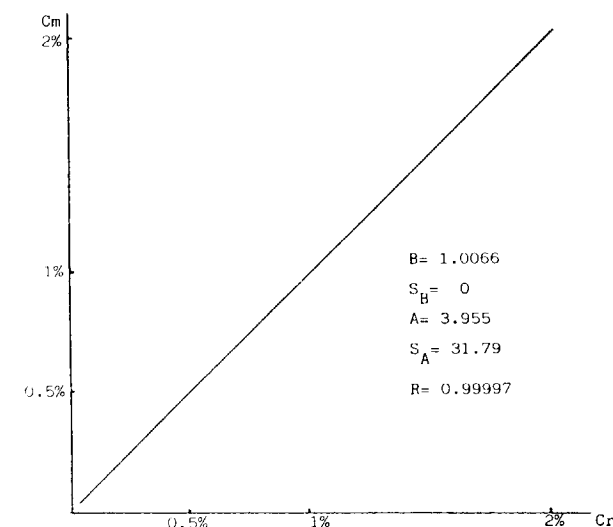


Figura 1.—Curva de calibración del Sn por DCP.

La exactitud y fiabilidad del método se ha determinado analizando dos patrones certificados y cuatro muestras problema, en las que previamente se ha determinado el Sn analizado volumétricamente. La tabla II muestra los resultados obtenidos y los valores de referencia.

TABLA II
Resultados analíticos

| | Certificado | DCP (%) | | Volumetria (%) | % Diferencia |
|-----------|----------------|-----------|-------|----------------|--------------|
| | | \bar{X} | % RSD | | |
| MP-2 | 0.043 ± 0.002% | 0.0485 | 1.69 | | |
| CZN-1 | 65 ± 13 ppm | 74 | 3.09 | | |
| Muestra 1 | | 0.223 | 0.69 | 0.20 ± 0.01 | |
| Muestra 2 | | 0.274 | 0.62 | 0.28 ± 0.01 | -0.006 |
| Muestra 3 | | 0.557 | 0.53 | 0.55 ± 0.01 | 0.007 |
| Muestra 4 | | 0.609 | 0.38 | 0.59 ± 0.01 | -0.021 |

Las diferencias existentes, en porcentaje, están dentro del error admitido en el análisis volumétrico.

CONCLUSIONES

La espectrometría de emisión plasma DCP es una técnica adecuada para la determinación de Sn en minerales de baja ley.

La disgregación y disolución de estos minerales, con peróxido sódico es rápida y simple, obteniendo soluciones estables que nos permiten, además, el análisis de otros elementos mayores y menores existentes en las muestras, añadiendo una mayor flexibilidad al método propuesto.

Debido a las elevadas temperaturas alcanzadas con la fuente de excitación DCP, no se observan interferencias químicas. El método es aplicable tanto a óxidos minerales como combinaciones silicatadas o sulfuradas. El único ajuste de matriz que tenemos que hacer en los patrones es el aportado por la puesta en solución, es decir, 45 gr/l. de NaCl y HCl 0.1 N.

Comparando la espectrometría de plasma DCP con el análisis volumétrico, laborioso y lento y cuya ejecución requiere un esmero cuidado (es práctica habitual realizar los análisis por duplicado), el método descrito se caracteriza por su ra-

pidez, precisión y exactitud, pudiendo considerarse esta técnica como una alternativa al análisis clásico volumétrico para minerales de estaño de baja ley.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a don Eduardo Melgar Herrera, encargado del laboratorio de Emisión Plasma del IGME, por su trabajo en la puesta a punto del método.

BIBLIOGRAFIA

- BOND, A. M.; O'DONNELL, T. A., and WAUGH, A. B. (1970): *Anal. Chemistry*, 42, 1168.
- BOWMAN, J. A. (1968): *Anal. Chim. Acta*, 42, 285-291.
- DAVID SMITH, J. (1971): *Anal. Chim. Acta*, 57, 371-378.
- DEL BARRIO MARTÍN, S., y BEL-LAN BALLESTER, A. (1984): *I Congr. Español de Geología*. Tomo II, 335-353.
- GARCÍA GARZÓN, J.; MARTÍN RUBÍ, J. A., y GARCÍA FRUTOS, F. J. (en prensa): *Análisis de concentrados de Sn y W: Investigación y mejora de los métodos clásicos y por fluorescencia de Rayos X*.
- IGME (1976): *Monografías de sustancias minerales de estaño*.
- RODEWALD (1958): *Análisis de metales*. Tomo I, 531-537, Aguilar.

Recibido: Junio de 1988

Aplicación de la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP al análisis de aguas

Por VERGARA, A.; DE LA FUENTE, P.; BENITO, Y., y ALONSO, E.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es estudiar las posibilidades y limitaciones de la espectrometría de emisión plasma DCP para la determinación simultánea de elementos pesados en aguas.

Los resultados obtenidos demuestran que esta técnica permite la determinación multielemental simultánea de estos elementos sin preconcentración, a niveles de concentración inferiores a las exigidas por la legislación española vigente.

ABSTRACT

The capabilities and limitations of a direct current argon plasma, multielement atomic emission spectrometric technique for the determination of heavy elements in water have been evaluated.

The results demonstrate that technique allows quantitative determinations, without preconcentration at the concentrations below recommended levels for valid legislation.

INTRODUCCION

La utilización de un agua para un fin determinado precisa, generalmente, que ésta cumpla unas características concretas que aseguren la correcta adecuación del suministro para el uso a que se destina.

Las directrices de calidad fijadas por los diferentes países difieren entre sí en cuanto a los límites exigidos, que por otra parte son modificados con el tiempo atendiendo a los avances en la investigación, así como a los cambios impuestos por el medio natural.

Este trabajo está enfocado hacia el análisis de aguas de abastecimientos públicos, aguas de bebida envasadas, aguas de vertidos industriales y aguas correspondientes al control de acuíferos de aguas subterráneas, puesto que son las muestras que se analizan habitualmente en el IGME.

El abastecimiento público y aguas de bebida envasadas permiten fijar unas normas generales en cuanto a que su campo de aplicación es homogéneo, como lo es la población humana, y de límites específicos y más restrictivos, por cuanto es

preciso ajustarlas a un factor de la importancia de la salud pública.

El objetivo general de este proyecto es comprobar que los resultados que se obtienen al analizar un gran número de parámetros en las aguas mediante A.A., cámara de grafito, espectrofotometría UV, son comparables a los obtenidos mediante espectrometría de plasma DCP.

Dentro de este objetivo general, en el presente trabajo se abarca el estudio de: Cd, Cr, Fe y Mn, dejando para posteriores trabajos el estudio de los restantes parámetros.

METODOLOGIA

Para la realización de los objetivos anteriormente citados es preciso distinguir las siguientes fases en cuanto al desarrollo del trabajo:

- 1) Selección de los diversos parámetros a estudiar.
- 2) Selección del método comparativo con el

DCP más idóneo para el parámetro a estudiar.

- 3) Estudio estadístico comparativo entre ambos métodos.

SECCION EXPERIMENTAL

INSTRUMENTACION A.A.

Se ha utilizado un espectrofotómetro IL 951 (Instrumentation Laboratory, USA), con una cámara de grafito IL 555 con cubetas pirolíticas. El inyector automático utilizado ha sido el modelo Fastac IL 254.

MUESTRAS DE AGUAS

Agua de acuífero subterráneo de conductividades comprendidas entre 400 y 700 $\mu\text{ohm/cm}$.

Oxidabilidad al MnO_4^- comprendida entre 0.5 y 2 ppm.

Concentración de elementos Cd, Cr, Fe y Mn menor que la décima parte del límite legal.

Agua de efluente industrial con conductividades comprendidas entre 3.400 y 4.200 $\mu\text{ohm/cm}$.

Oxidabilidad al MnO_4^- comprendida entre 2 y 14 ppm.

Concentración de elementos Cd, Cr, Fe y Mn menor que la décima parte del límite legal.

METODO EXPERIMENTAL

El aparato se calibra con disoluciones preparadas por dilución del patrón de 1.000 ppm. Las condiciones experimentales se dan en la tabla I.

TABLA I
Condiciones de análisis por A.A.

| Elemento | λ (nm) | Rendija (nm) | Otras |
|----------|----------------|--------------|--------------|
| Cd | 228.8 | 1.0 | corr. D2 |
| Cr | 357.9 | 1.0 | sin corr. D2 |
| Fe | 248.3 | 0.3 | corr. D2 |
| Mn | 279.5 | 0.3 | corr. D2 |

SEMBRADO

Para comparar ambas técnicas se han sembrado 200 ml. de, por una parte 5 muestras de aguas subterráneas y por otra 5 muestras de efluente industrial con concentraciones de estos elementos comprendidos en el rango de 0.1LL-10LL (LL: límite legal).

Todas las muestras, una vez sembradas, se han conservado con 0.5 por 100 de NO_3H (c).

INSTRUMENTACION EMISION PLASMA

El trabajo se ha realizado con un espectrómetro de emisión plasma DCP, modelo Spectrospan III B (Spectrametrics, Inc), equipado con una fuente de excitación con 3 electrodos.

El plasma se forma entre dos ánodos de carbono y un cátodo de wolframio. El equipo cuenta con dos cassettes multielementales que pueden contener 20 rendijas de salida y permite el análisis simultánea. El equipo se completa con un corrector dinámico de fondo (DBC 33) y un pasador automático de muestras.

La toma de datos, cálculo y almacenamiento de los mismos se realiza en un ordenador Apple II plus con 48 K, conectado al espectrómetro mediante una tarjeta especial de comunicación.

SELECCION DE LONGITUDES DE ONDA

Los elementos seleccionados para el trabajo, Cd, Cr, Fe y Mn, fueron los analizados por las dos cassettes de que dispone el equipo y las longitudes de onda seleccionadas fueron optimizadas para lograr la mayor sensibilidad para cada uno de los elementos.

Las longitudes de onda y la anchura de la rendija de salida figuran en la tabla II.

TABLA II

| Elemento | λ (nm) | Núm. orden | Rendija (nm) |
|----------|----------------|------------|--------------|
| Cd | 228.8 | 98 | 100 |
| Cr | 425.5 | 53 | 100 |
| Fe | 259.9 | 87 | 100 |
| Mn | 403 | 56 | 100 |

AJUSTE Y CALIBRACION

Los parámetros instrumentales, tales como las presiones de argón (nebulizador: 30 psi, electrodos: 50 psi) y tensión de los fotomultiplicadores se ajustaron para maximizar las intensidades de emisión de las longitudes de onda seleccionadas. El alineamiento de la cassette y la posición óptima de la zona de excitación de plasma se optimizó buscando la máxima intensidad de emisión para cada uno de los elementos seleccionados.

El equipo se calibró utilizando un único patrón multielemental (patrón alto) y un blanco (patrón bajo).

Tanto al patrón multielemental, con una concentración de 200 ppb para todos los elementos, como para el blanco, se adicionó una concentración de 40 gr/l. de litio para corregir el efecto de ionización. La acidez final se fijó en 0.1N DE CIH.

Una vez calibrado se comprueba la linealidad de cada canal con diluciones sucesivas del patrón multielemental. La estabilidad del equipo se controla recalibrando cada ocho muestras con el patrón alto y el blanco.

En este trabajo se utilizó corrector de fondo, pero no se utilizaron coeficientes de corrección interelementales al no observarse solapamientos espectrales. Tampoco se utilizó patrón interno debido a que este tipo de matriz no presenta interferencias de tipo físico.

PREPARACION DE MUESTRA

La muestra, al estar en disolución, no presenta ningún problema de puesta en solución, lo único que se hizo fue proceder a añadirle la misma concentración de Li (40 gr/l) y la acidez final se fijó en 0.1N de CIH.

COMPARACION DE AMBAS TECNICAS

Con el fin de determinar si ambos métodos DCP y AA con cámara de grafito resultan comparables para los elementos estudiados, se hizo uso de un cálculo estadístico propuesto por Fischer, según el cual el valor de la «t» de student para $N = 2N - 1$

y probabilidad 0.05 se compara con la «t» experimental.

Si «t» experimental es menor que «t» de student, los métodos son comparables.

Esto puede observarse en las tablas IV, V, VI y VII.

De los resultados obtenidos y según se recoge en las tablas anteriores se deduce que los dos métodos conducen a resultados comparables en los parámetros estudiados.

Se aplicó el mismo método utilizado en el análisis de las muestras para la determinación de Cd, Cr, Fe y Mn mediante DCP, en el patrón certificado SRM 1643B de la NBS, obteniéndose los siguientes resultados:

| | Cd (ppb) | Cr (ppb) | Fe (ppb) | Mn (ppb) |
|----------|----------|----------|----------|----------|
| SRM 20+1 | 18.6+0.4 | 99+8 | 28+2 | |
| DCP 18.8 | 19.2 | 97.8 | 26.8 | |
| %err. | -6 | +3 | -1 | -4 |

Puede observarse al comparar los resultados obtenidos por DCP con el patrón certificado que se obtienen errores relativos aceptables para un método analítico.

TABLA IV
Elemento cadmio

| Muestra | \bar{X}_{aa} | $\sigma \bar{X}_{aa}$ | \bar{X}_p | $\sigma \bar{X}_p$ | texp |
|---------|----------------|-----------------------|-------------|--------------------|------|
| 1 | 49 | 1.41 | 49 | 2.82 | 0.00 |
| 2 | 24 | 0.00 | 32 | 0.00 | 0.00 |
| 3 | 10 | 0.00 | 14 | 2.82 | 0.25 |
| 4 | 6 | 0.00 | 7 | 2.82 | 2.00 |
| 5 | 4 | 0.00 | 4 | 0.00 | 0.00 |
| 6 | 50 | 0.00 | 51 | 1.41 | 1.00 |
| 7 | 21 | 0.00 | 29 | 1.41 | 0.12 |
| 8 | 11 | 1.41 | 11 | 2.82 | 0.00 |
| 9 | 5 | 0.00 | 5 | 0.00 | 0.00 |
| 10 | 3 | 1.41 | 4 | 0.00 | 1.41 |

\bar{X}_{aa} : Valor medio obtenido mediante AA (ppb).
 $\sigma \bar{X}_{aa}$: Desviación típica de \bar{X}_{aa} .
 \bar{X}_p : Valor medio obtenido mediante DCP (ppb).
 $\sigma \bar{X}_p$: Desviación típica de \bar{X}_p .
 Muestras naturales: Las muestras 1, 2, 3, 4, 5.
 Muestras de vertido: Las muestras 6, 7, 8, 9, 10.
 «t» de Fischer: 3.182.

TABLA V
Elemento cromo

| Muestra | \bar{X}_{aa} | $\sigma \bar{X}_{aa}$ | \bar{X}_p | $\sigma \bar{X}_p$ | texp |
|---------|----------------|-----------------------|-------------|--------------------|------|
| 1 | 100 | 0.00 | 102 | 0.00 | 0.00 |
| 2 | 70 | 0.00 | 71 | 4.24 | 3.00 |
| 3 | 45 | 7.07 | 47 | 2.82 | 2.76 |
| 4 | 35 | 0.00 | 24 | 0.00 | 0.00 |
| 5 | 12 | 0.00 | 12 | 2.12 | 0.00 |
| 6 | 110 | 0.00 | 101 | 6.36 | 0.50 |
| 7 | 75 | 7.07 | 78 | 2.82 | 1.79 |
| 8 | 50 | 0.00 | 48 | 5.65 | 2.00 |
| 9 | 25 | 0.00 | 24 | 5.65 | 4.00 |
| 10 | 12 | 0.00 | 17 | 2.82 | 0.40 |

TABLA VI
Elemento hierro

| Muestra | \bar{X}_{aa} | $\sigma \bar{X}_{aa}$ | \bar{X}_p | $\sigma \bar{X}_p$ | texp |
|---------|----------------|-----------------------|-------------|--------------------|------|
| 1 | 505 | 7.07 | 442 | 0.00 | 0.10 |
| 2 | 230 | 0.00 | 209 | 4.94 | 0.59 |
| 3 | 90 | 0.00 | 100 | 15.55 | 1.10 |
| 4 | 70 | 0.00 | 66 | 7.78 | 1.37 |
| 5 | 25 | 7.07 | 23 | 0.00 | 2.50 |
| 6 | 490 | 0.00 | 476 | 4.24 | 0.21 |
| 7 | 250 | 0.00 | 242 | 9.89 | 0.87 |
| 8 | 120 | 0.00 | 113 | 0.00 | 0.00 |
| 9 | 450 | 7.07 | 465 | 12.02 | 0.55 |
| 10 | 155 | 7.07 | 158 | 5.65 | 1.07 |

TABLA VII
Elemento manganeso

| Muestra | \bar{X}_{aa} | $\sigma \bar{X}_{aa}$ | \bar{X}_p | $\sigma \bar{X}_p$ | texp |
|---------|----------------|-----------------------|-------------|--------------------|------|
| 1 | 102 | 1.41 | 103 | 0.70 | 1.1 |
| 2 | 67 | 0.00 | 68 | 0.70 | 0.50 |
| 3 | 67 | 0.00 | 62 | 1.41 | 0.20 |
| 4 | 27 | 2.12 | 26 | 1.41 | 1.80 |
| 5 | 8 | 1.41 | 8 | 0.00 | 0.00 |
| 6 | 97 | 2.12 | 96 | 0.70 | 1.58 |
| 7 | 66 | 0.00 | 67 | 2.12 | 1.50 |
| 8 | 50 | 0.00 | 47 | 0.70 | 0.16 |
| 9 | 25 | 0.00 | 23 | 1.41 | 0.50 |
| 10 | 10 | 1.41 | 11 | 4.24 | 2.69 |

CONCLUSIONES

Se ha comprobado que la técnica de espectrometría de emisión plasma DCP permite la determinación cuantitativa del Cd, Cr, Fe y Mn con suficiente precisión y en general con mayor rapidez que la AA con cámara de grafito en muestras de aguas sembradas naturales y de vertidos industriales.

Se verifica que la técnica de DCP permite, en los elementos analizados, alcanzar los límites legales permitidos en aguas por la vigente legislación española.

Se aplica un estudio estadístico a ambas técnicas, resultando que ambas son comparables.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a don Santiago del Barrio Martín, jefe del laboratorio de plasma, por la supervisión del trabajo, y a don Eduardo Melgar Herrera, encargado del laboratorio de plasma, por su trabajo en la puesta a punto del método.

BIBLIOGRAFIA

FORSTNER, V. (1980): *The Handbook of Environmental Chemistry* (Ed. O. Hutzinger), Springer-Verlag, Berlín, volumen 3, part A, pp. 59-107.

Boletín Oficial del Estado, N. 226, pp. 21898-21903 (21-11-81).

JOB, K. M.; PARKETON, T. E.; RODGERS, J. H.; DICKSON, K. L., y DORN, P. B. (1987): *Environ. Toxicol. chem.*, 6, 697.

EASTWOOD, D.; HENDRICK, M. S., y SOGHERO, G. (1980): *Spectrochim. Acta*, part B, 35, 421.

GROGAN, W. C. (1983): *Spectrochim. Acta*, part B, 38, 357.

FRANCK, A., y PETERSON, L. R. (1983): *Spectrochim. Acta*, part B, 38, 207.

DEL BARRIO MARTÍN, S., y BEL-LAN BALLESTER, A. (1984): *I Congreso Español de Geología*, tomo II, pp. 335-353.

Recibido: Julio 1988

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid)

Por M.^a A. BUSTILLO (1) y M. BUSTILLO (2)

RESUMEN

En los últimos años, diversos autores han citado la existencia de rocas silíceas de origen orgánico (diatomitas, s.l.) en las proximidades de Esquivias (Toledo, Cuenca de Madrid). En esta zona, dichos materiales se encuentran acompañados también por otros niveles de rocas silíceas de origen inorgánico. Los objetivos del presente trabajo se centran en el estudio comparativo, desde un punto de vista petrológico y geoquímico, de ambos tipos de rocas silíceas, con el fin de establecer su caracterización, así como las posibles diferencias en función de su génesis, origen de la sílice y ambiente de constitución.

La columna estratigráfica estudiada presenta tres tipos de niveles opalinos, cada uno de ellos con una génesis diferente de acuerdo con sus características petrológicas y geoquímicas. El nivel inferior se forma por silicificación de una calcreta, siendo la fuente de la sílice externa al ámbito de constitución. La génesis del nivel intermedio es problemática, dada la compleja mineralogía del ámbito de constitución, estando la fuente de la sílice probablemente relacionada con la neoformación y/o desestabilización de minerales de la arcilla. El nivel opalino superior, incluido en sedimentos biosilíceos, se produce por envejecimiento de los organismos silíceos y cementación por sílice. En los sedimentos biosilíceos, los elementos traza se concentran, en general, en las fracciones carbonáticas y/o arcillosas, no estando presentes en los microfósiles silíceos.

Por último, la evolución de los elementos traza en el proceso de silicificación es semejante en los tres tipos de ópalos estudiados, observándose una disminución de los contenidos en Sr, Zr, Rb y Zn al aumentar el índice de sílice libre definido en este trabajo (I_{sl}). A su vez, el estudio de las relaciones CaO/MgO y CaO/Al₂O₃ pone de manifiesto una posible selectividad en dicho proceso, sustituyéndose preferentemente las fases carbonáticas y posteriormente las arcillas.

ABSTRACT

In the past few years, different authors have mentioned the existence of organic siliceous rock (diatomite s.l.) near Esquivias (Toledo, Madrid Basin) in the Upper Miocene. These materials are also joined by other siliceous rocks of inorganic origin. The aim of the present work is to compare from a petrological and geochemical point of view both types of siliceous rocks, in order to establish its genesis, the silica source and environments of formation.

The opals crops out in three stratigraphy levels. The lower level is formed by silicification of a calcrete, being the silica source outward the environment of formation. The origin of the intermediate level is problematic because the complex mineralogy of its environment of formation. The source of silica is probably related to neoformation and/or transformation of clay minerals. The upper level, included in biosiliceous sediments, is formed by ageing of siliceous organisms and silica cementation. In biosiliceous sediments, the trace elements are concentrated, in general, in carbonate and/or clay fractions and they are not present in siliceous tests.

Finally, the trace element trend in silicification process is similar in the three types of opals. Sr, Zr, Rb and Zn contents decrease as the silica index (I_{sl}), defined in this work, increase. In his turn, CaO/MgO and CaO/Al₂O₃ rations indicate a probable selectivity in silicification process. So, silicification replaces firstly the carbonate minerals and later the clay ones.

(1) Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(2) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

INTRODUCCION Y ENCUADRE GEOLOGICO

En los sedimentos miocenos continentales de la Cuenca del Tajo aparecen diferentes tipos de rocas silíceas de origen inorgánico (BUSTILLO, 1976). En los últimos años (BUSTILLO, 1984; POZO et al., 1985; BUSTILLO y BUSTILLO, 1987) ha sido citada también la presencia de sedimentos biosilíceos (diatomitas s.l.), principalmente en las proximidades de Esquivias (Toledo). Es en esta zona donde se localiza el presente trabajo, en el que se realiza un estudio petrológico y geoquímico de diferentes niveles opalinos y sus rocas encajantes. En los materiales estudiados se incluyen tanto rocas silíceas orgánicas como inorgánicas, siendo los objetivos el establecimiento de las posibles diferencias entre los niveles opalinos en función de su génesis (silicificación y/o envejecimiento), fuente de la sílice (disolución de microfósiles o inorgánica) y ambiente de constitución.

Estos materiales se encuentran incluidos en las denominadas facies de transición (RIBA, 1957) (Unidad Intermedia, según ORDÓÑEZ et al., 1981). Esta Unidad, junto con la Inferior y la Superior, constituyen las tres grandes megasecuencias sedimentarias en que se divide el Mioceno de la Cuenca del Tajo. La edad de la Unidad Intermedia en esta zona se atribuye al Mioceno Medio (Aragoñense) (CALVO et al., 1984).

Estos autores sugieren que la Unidad se apoya en disconformidad sobre los materiales de la Unidad infrayacente, discontinuidad que se manifiesta por la existencia de un paleorrelieve con desarrollo de formas exokársticas (HOYOS et al., 1985), mientras que el límite superior de la Unidad no se encuentra representado en la zona estudiada, si admitimos como tal la discordancia erosiva correspondiente a la red fluvial intramiocena (CAPOTE y CARRO, 1986).

CALVO et al. (1984) reconocen dos conjuntos sedimentarios y las series estudiadas se encontrarían en el conjunto superior caracterizado por secuencias lutíticas-carbonáticas, siendo rasgos diferenciadores la presencia de silicificación y arcillas de neoformación. De acuerdo con GALÁN y CASTILLO (1984) estas arcillas de neoformación, se formaron en zonas distales de abanicos aluviales o en zonas lacustres perennes.

En relación a los aspectos paleogeográficos, CALVO et al. (1984) afirman que el depósito de la Unidad Intermedia en este área se inicia con el relleno de depresiones dentro de un paleorrelieve, conduciendo la colmatación paulatina a la instalación de amplias zonas llanas en que se disponen lagunas y charcas muy someras, con desecación parcial o total en condiciones áridas. Por último, una tendencia a clima más húmedo produciría un aumento de la extensión de las zonas encharcadas, con una mayor profundidad de la lámina de agua y un endulzamiento de ésta.

COLUMNA LITOLOGICA

La secuencia completa se sitúa al norte de Esquivias, considerada para el estudio de los niveles opalinos (40° 7' 6", 3° 44' 10") tiene una potencia de 6.80 m. (fig. 1). Descansa dicha secuencia sobre un sustrato de arcillas masivas verdes-grisáceas, con nódulos pequeños de arcillas blancas, presentando una pequeña proporción de terrígenos de cuarzo de tamaño arena fina y aleurita. Los tra-

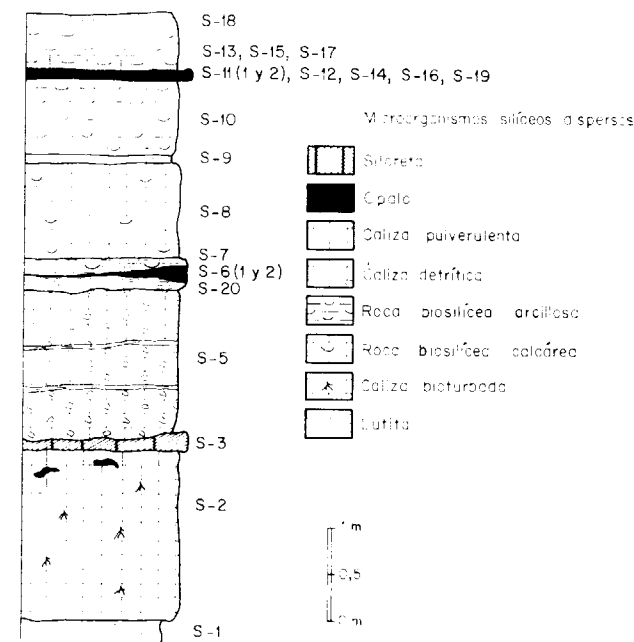


Figura 1.—Columna litológica.

mos diferenciados y sobre los que se ha realizado el estudio petrológico y geoquímico son los siguientes:

Tramo I: 1-1.80 m. de caliza masiva ligera con porosidad de raíces y nódulos milimétricos de arcillas verdes. A techo presenta facies brechoide y comienzan a existir nódulos opalinos.

Tramo II: 2-20 cm. de silcreta opalina. Presenta estructura brechoide, observándose en los «clastos» microestructura globular. A veces se diferencian relictos calcáreos de la roca caja.

Tramo III: 1.50-1.80 m. Nivel calcáreo complejo de aspecto conglomerático formado por cantos calcáreos, silíceos, arcillosos y terrígenos finos de cuarzo. Se diferencian niveles arcillosos de hasta 4 cm. de potencia, que localmente se enriquecen en ópalo. La parte inferior es muy cáotica y tiene una estructura parecida a la de la silcreta. A techo se observan fragmentos de vertebrados.

Tramo IV: 30 cm. de lutitas grises, finalmente laminadas, localmente con zonas opalinas que también presentan estructura laminada. El tránsito ópalo-lutita es gradual y el espesor del ópalo varía entre 1 y 20 cm.

Dentro de este conjunto hay láminas de tonalidades blancas que corresponden a pequeñas intercalaciones de sedimentos biosilíceos. En el plano de las láminas se hace evidente la presencia de ostrácodos, opérculos de gasterópodos e impresiones vegetales. Lateralmente pasan a tramos más calcáreos de granulometría más gruesa (aleurita), y en el que se observan pequeños ripples.

Tramo V: 1 m. de caliza blanca masiva pulverulenta.

Tramo VI: 10 cm. de arcillas grises laminadas con restos de microvertebrados, y en el que se diferencian nódulos milimétricos blancos de naturaleza también arcillosa.

Tramo VII: 90 cm. de sedimentos biosilíceos arcillosos masivos.

Tramo VIII: 2-10 cm. de ópalo marrón o negro con bandas blancas. Se observa estructura laminada y frecuentes restos de gasterópodos y ostrácodos.

Tramo IX: 60 cm. visibles de sedimentos biosilíceos calcáreos laminados.

Además de esta secuencia, cuyas muestras han sido situadas en la columna, el estudio se ha completado en puntos cercanos, con muestras del nivel opalino superior (serie CNS), y con muestras del nivel inferior o silcreta (serie ES) (3° 45' 00", 40° 6' 45").

TIPOS DE NIVELES OPALINOS

El estudio de las características petrológicas y mineralógicas ha determinado la existencia de tres tipos de niveles opalinos en función de su génesis y ámbito de constitución, que vamos a definir y caracterizar planteando a la vez su problemática.

1) Silcreta opalina

Corresponde al nivel opalino inferior que se localiza sobre una caliza micrítica con textura grumelar («pelmicritas») e intraclastos. La ausencia de laminación, la microfacies mencionada, las huellas de raíces y la brechificación a techo, indica que se trata de una caliza muy somera con brechificación palustre (FREYDET y PLAZIAT, 1982).

El nivel opalino se produce por reemplazamiento de la caliza. Presenta «F fabric» (SUMMERFIELD, 1983a), porque se advierten granos de cuarzo y minoritariamente feldespatos, flotando entre la matriz opalina. Localmente puede observarse «intraclastos» de silcretas anteriores («C Fabric», SUMMERFIELD, 1983a). Tiene la matriz textura globular (fig. 2).

En DRX se detecta ópalo C-T y paligorskita existiendo proporciones pequeñas y variables de calcita y cuarzo. La calcita proviene de las zonas de caliza sin reemplazar, y el cuarzo mayormente es terrígeno, pues no existen casi cementaciones de cuarzo, ni cuarzo de envejecimiento. Por el tipo de sedimentos asociados y su posición en la columna litológica habría que definirla como silcreta de clima árido (SUMMERFIELD, 1983b), lo que plantea el problema de explicar su estructura globular, ya que según el autor anteriormente citado ésta sólo se da en perfiles de alteración de clima

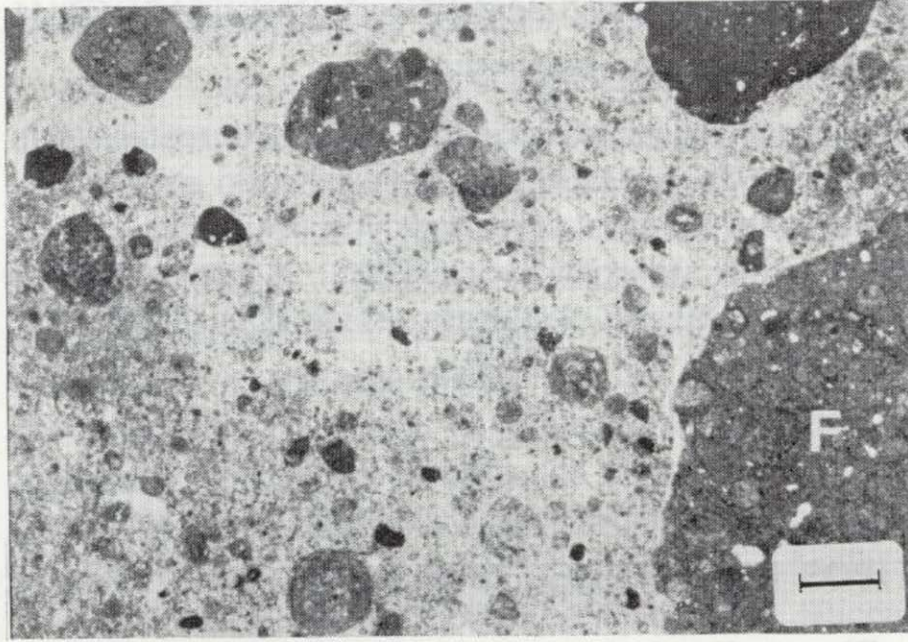


Figura 2.—Silcreta. Textura globular, incluyendo fragmentos de silcretas anteriores (F). N // . La escala equivale a 500 μ .

húmedo. Esta estructura, sin embargo, puede explicarse como heredada por silicificación de la textura pisolítica de una calcreta. En este sentido, Pozo et al. (1985) determinan en columnas próximas a ésta y correlacionables, la existencia de un nivel duro con textura pisolítica que podría considerarse como la calcreta precursora. SMALE (1983) afirma que la asociación calcreta-silcreta es frecuente en áreas de poco drenaje.

BUSTILLO y BUSTILLO (1987) consideran que en los casos en que la textura globular es heredada de una calcreta, es difícil determinar si el proceso de silicificación fue vadoso o freático.

El mineral silíceo predominante es el ópalo C-T no detectándose ni sílice amorfa, ni cuarzo de neoformación. La ausencia de cuarzo implica que no hay transformaciones de las fases opalinas, lo que indica una baja percolación (THIRY y MILLOT, 1987). Las relaciones entre la paligorskita y el ópalo C-T son difíciles de establecer. Según MEYER y PENA DOS REIS (1985) las silcretas donde se da la asociación sílice-paligorskita son la expresión de procesos repetitivos que actúan en ambientes locales pantanosos donde las condiciones químicas cambian rápidamente debido a las fluctuaciones de la tabla de agua. La paligorskita se produciría durante la estación seca cuando las soluciones se concentran. La sílice puesta en solución durante los períodos de alto PH, precipita cuando el agua se diluye.

2) Nivel nodular opalino en lutitas

La roca caja varía lateralmente, por lo que los sucesivos muestreos dan características litológicas muy diferentes. Los carbonatos son aportados bien por los caparazones de fósiles (gasterópodos y ostrácodos) o bien por componentes terrígenos finos. Los minerales de la arcilla mayoritarios son paligorskita, esmectita y sepiolita. Como componentes siliciclásticos se detectan pequeñas proporciones de cuarzo y muy minoritariamente teldespato. Un dato interesante a analizar es la presencia de ópalo C-T disperso, en cantidades a veces significativas (hasta un 30%). Ello indica que en el ámbito de constitución ya existe ópalo C-T, por lo que los nódulos suponen zonas dentro del sedimento lutítico donde éste se concentra. Los componentes biosilíceos son espículas silíceas y diatomeas.

Los nódulos opalinos presentan textura gelatinosa y es interesante señalar que la relación carbonatos/arcilla en ellos es menor que en la zona más lutítica.

La asociación de las diferentes fases arcillosas mencionadas y el ópalo puede ser explicada en tres contextos:

- 1) Liberación de sílice y formación de ópalo por transformación de la paligorskita a esmectita (UPCHURCH et al., 1982).
- 2) Transformación directa de arcillas fibrosas o esmectitas en sílice (MEYER y PENA DOS REIS, 1985; ROULIN, 1985).
- 3) Neoformación de arcillas fibrosas y esmectitas a partir de núcleos opalinos a veces biogénicos (KASTNER, 1981; BADAUT y RISACHER, 1983). En este sentido, Pozo et al. (1985) consideran que en estos niveles laminados los minerales fibrosos de la arcilla se desarrollan preferentemente sobre partículas globulares de sílice.

3) Nivel opalino en sedimentos biosilíceos

El ser un nivel opalino con techo y muro bien diferenciado hace pensar en la acumulación preferente de ópalo en una capa sedimentaria, cuyas características actuales sólo pueden ser definidas por los relictos existentes. En función de éstos se puede decir que el nivel estaba constituido fundamentalmente por microfósiles silíceos (diatomeas y espículas) y fragmentos de fósiles calcáreos

(gasterópodos y ostrácodos). La comparación con los sedimentos biosilíceos superiores que poseen también carbonatos determina que esta capa en la que se localizó el ópalo poseía mayor proporción de fragmentos de gasterópodos y ostrácodos.

Petrográficamente es un ópalo gelatinoide (ópalo C-T) con estructura heterogénea, en el que se diferencian zonas claras y oscuras (fig. 3). Las zonas claras formadas por ópalo C-T criptocristalino, debieron estar constituidas fundamentalmente por microfósiles silíceos, ya que los fósiles calcáreos son escasos. En ellas es frecuente observar una gran porosidad. En las zonas oscuras hay gran proporción de gasterópodos y ostrácodos que en ocasiones están reemplazados por cuarzo y puntualmente por lussatita. Aparece también micrita y quizás una pequeña proporción de minerales de la arcilla. Localmente se reflejan dentro del ópalo los abundantes fenómenos de deformación plástica de los sedimentos laminados iniciales. Por fenómenos de «boudinage» de las capas claras se producen formas nodulares que quedan encerradas dentro del ópalo más oscuro.

La determinación de ópalo A es difícil por DRX, debido a las interferencias de las diferentes fases opalinas. Esta fase debe ser muy escasa, ya que en los difractogramas prácticamente el fondo no se desplaza.

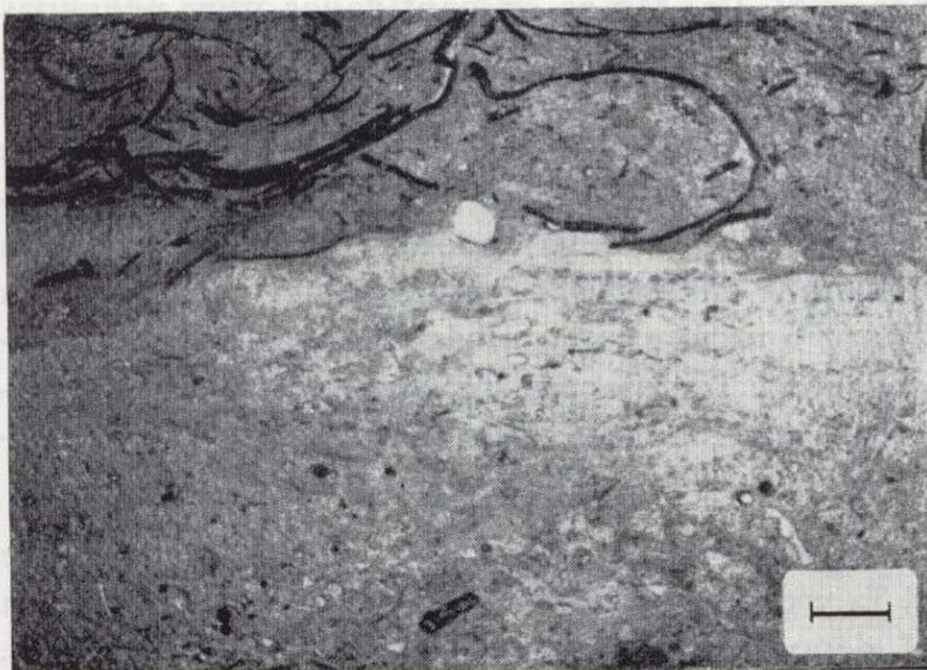


Figura 3.—Nivel opalino constituido en los sedimentos biosilíceos. La parte superior engloba fragmentos de caparzones de ostrácodos. La parte inferior está constituida sólo por organismos biosilíceos transformados en ópalo C-T. N // . La escala equivale a 500 μ .

La casi inexistente deformación por compactación de algunos ostrácodos (fig. 3) pone en evidencia que el proceso de formación de ópalo C-T fue temprano y originó un nivel denso y compacto que evitó la deformación de los componentes esqueléticos calcáreos.

Hay cementos silíceos con formación de lussatita, calcedonita y cuarzo micro mesocristalino. Localmente la lussatita adquiere morfologías de estalactitas, lo que indicaría su formación en ambiente vadoso (BUSTILLO y SORIANO, 1980).

El proceso de envejecimiento o transformación de ópalo A a ópalo C-T siempre ha sido citado para explicar la aparición de niveles o nódulos opalinos dentro de sedimentos biosilíceos. La existencia de tramos silíceos con evoluciones diagenéticas diferentes lleva implícito que ni la profundidad de enterramiento ni el tiempo son las factores primordiales en estas evoluciones diagenéticas, donde entonces influyen la permeabilidad, la química del fluido intersticial y la composición mineralógica y química del sedimento biosilíceo.

Hay dos cuestiones que habría que plantear en nuestro estudio:

- 1) Su localización preferente. ¿Por qué los sedimentos biosilíceos superiores e inferiores al nivel opalino no han sufrido el proceso de envejecimiento? ¿Por qué sólo en un nivel es donde tiene lugar la rápida disolución de los esqueletos silíceos (ópalo A) y la reprecipitación del ópalo C-T, constituyéndose un nivel denso y compacto?
- 2) El mecanismo. ¿Hay introducción de sílice al sistema, o es simplemente la reorganización interna de los esqueletos biosilíceos la causa de formación del nivel opalino?

Referente al primer punto, los sedimentos biosilíceos en los que se ha localizado el nivel opalino son los más apropiados dentro de la columna por: a) Presentar mayor permeabilidad, los abundantes fragmentos de gasterópodos y ostrácodos aumentan la permeabilidad del nivel. Los sedimentos biosilíceos en general, aunque presentan gran porosidad, tienen permeabilidades muy bajas, por el tamaño pequeño de sus poros (STOSUR y DAVID, 1976). b) Ausencia de componentes terrígenos y arcillas que retardan la transformación del ópalo A al ópalo C-T (ISAACS, 1982).

En relación al segundo punto, pensamos que hay aporte de sílice y que parte del ópalo C-T se habría formado por cementación. La formación de ópalo C-T o tridimita en medios superficiales, por simples procesos de cementación, ha sido comentada por otros autores (IJIMA y TADA, 1981; TADA e IJIMA, 1983).

Resumiendo, diremos que en el proceso de formación de estos niveles hay que hablar de procesos de envejecimiento de ópalo A a ópalo C-T de los microfósiles silíceos, procesos de reemplazamiento sobre los carbonatos (componentes esqueléticos fosilíferos y posiblemente micrita) y procesos de cementación silíceos. Prácticamente no existe transformación del ópalo C-T a cuarzo.

ESTUDIO GEOQUIMICO

El estudio geoquímico se ha llevado a cabo sobre un total de 30 muestras seleccionadas, que representan los niveles y nódulos opalinos, sus rocas encajantes y los sedimentos biosilíceos muestreados en las diversas columnas litológicas. Tanto para el estudio de los elementos mayores como para los elementos traza se utilizaron absorción atómica y fluorescencia de rayos X como técnicas analíticas. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla I.

La sílice presenta unos valores muy variables, en función del carácter de la roca. Los contenidos máximos se presentan en los ópalos (88.80%), a excepción de la silcreta, y los mínimos en las calizas (7.80%). Los sedimentos biosilíceos no poseen contenidos semejantes a los de los ópalos, debido a la existencia de impurezas, básicamente de tipo carbonatado, en la roca. Sus valores oscilan en el rango 61.90%-83.20%. En cuanto al Al₂O₃, al ser éste un óxido condicionado por la presencia de arcillas, alcanza sus máximos valores (13.04%) en este tipo de materiales, mientras que los ópalos y sedimentos biosilíceos no exceden del 3 por 100, si bien algunas muestras alcanzan contenidos superiores debido a la existencia de impurezas arcillosas.

Es interesante señalar el bajo contenido en sílice de la silcreta, hecho éste debido no sólo a la abundante presencia de relictos de caliza existentes, sino también a los altos contenidos en Al₂O₃

y MgO, derivados de la presencia de paligorskita junto con el ópalo.

Otros óxidos que presentan interés, por la variabilidad de sus contenidos, son el MgO y el CaO. El primero de ellos se puede considerar ligado a las arcillas, ya que no se detectó por DRX dolomita ni magnesita en las muestras. Así, sus contenidos máximos (2.54%) se obtienen en este tipo de sedimentos, mientras que los ópalos y sedimentos biosilíceos no superan el 1.5 por 100. Por su parte, el CaO viene definido, como es lógico, por la presencia de calcita, mineral éste relativamente frecuente en forma de impurezas en los sedimentos biosilíceos, por lo que éstos llegan a alcanzar contenidos en CaO del 13.75 por 100.

El resto de óxidos (Fe₂O₃, MnO, Na₂O, TiO₂ y P₂O₅) presentan valores inferiores al 0.5 por 100, salvo el Fe₂O₃, que puede llegar al 4 por 100 en algunas muestras de carácter arcilloso.

Con el conjunto de elementos mayores más significativos, se ha elaborado un índice que hemos denominado «índice de sílice libre» (I_{sl}) y que viene definido por:

$$I_{sl} = \frac{Si}{Si + Al + Fe + Mg + Ca}$$

Dado que en las muestras estudiadas sólo existen variaciones en la proporción de los diferentes minerales presentes y que el ópalo C-T aunque posea Al, Ca, Mg es en cantidades muy pequeñas (FRONDEL, 1962), dicho índice dentro de los ópalos mide el mayor o menor grado de silicificación de la roca, obteniéndose valores comprendidos entre 0.88 y 0.99. Por el contrario, en los sedimentos biosilíceos el I_{sl} es una medida de la contribución biogénica silíceo y por tanto mide, en general, la mayor o menor contaminación de componentes terrígenos y fragmentos fosilíferos calcáreos y/o cemento carbonático. Sus valores, en dichos sedimentos, oscilan entre 0.77 y 0.92.

Los factores de correlación en los ópalos entre el I_{sl} y cada uno de los elementos que constituyen el denominador, exceptuando lógicamente el Si, son altos (Fe = -0.90; Al = -0.86; Mg = -0.92 y Ca = -0.98), pues estos elementos se encuentran constituyendo fases mineralógicas que van desapareciendo homogéneamente según progresa la silicificación.

TABLA 1
Resultados químicos de las muestras estudiadas

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | S-2 | S-5 | S-8 | S-18 | CNS-3 | CNS-4 | CNS-6 | S-10 | S-13 | S-15 | S-17 | S-1 | S-4 | S-9 | CNS-2 | CNS-5 |
| SiO ₂ (%) | 7.80 | 16.10 | 36.00 | 40.00 | 66.10 | 83.20 | 79.00 | 70.50 | 62.50 | 68.00 | 61.90 | 62.50 | 54.50 | 65.20 | 87.00 | 77.40 |
| Al ₂ O ₃ (%) | 1.20 | 2.99 | 3.24 | 4.97 | 2.44 | 2.15 | 2.16 | 8.01 | 3.02 | 1.85 | 2.63 | 13.04 | 7.87 | 7.26 | 0.85 | 1.56 |
| Fe ₂ O ₃ (%) (total) | 0.39 | 0.95 | 1.08 | 1.42 | 0.57 | 0.58 | 0.54 | 2.51 | 1.06 | 0.58 | 0.90 | 4.02 | 2.45 | 2.58 | 0.15 | 0.46 |
| MnO (%) | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 |
| MgO (%) | 1.16 | 2.00 | 1.22 | 0.96 | 1.55 | 0.99 | 1.31 | 2.04 | 0.94 | 1.19 | 1.46 | 2.50 | 2.45 | 2.54 | 0.00 | 0.62 |
| CaO (%) | 49.26 | 42.17 | 33.60 | 29.01 | 11.63 | 3.49 | 4.92 | 2.46 | 13.45 | 11.28 | 13.75 | 1.16 | 8.97 | 3.65 | 2.89 | 7.49 |
| Na ₂ O (%) | 0.10 | 0.14 | 0.18 | 0.28 | 0.27 | 0.25 | 0.12 | 0.45 | 0.18 | 0.16 | 0.12 | 0.25 | 0.31 | 0.33 | 0.06 | 0.12 |
| K ₂ O (%) | 0.03 | 0.09 | 0.08 | 0.29 | 0.17 | 0.12 | 0.10 | 0.37 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 1.61 | 1.32 | 0.47 | 0.00 | 0.09 |
| TiO ₂ (%) | 0.06 | 0.06 | 0.21 | 0.13 | 0.15 | 0.00 | 0.08 | 0.10 | 0.13 | 0.09 | 0.01 | 0.32 | 0.32 | 0.23 | 0.00 | 0.14 |
| P ₂ O ₅ (%) | 0.03 | 0.08 | 0.08 | 0.21 | 0.08 | 0.58 | 0.12 | 0.18 | 0.08 | 0.08 | 0.03 | 0.05 | 0.21 | 0.26 | 0.07 | 0.24 |
| p.i. (%) | 40.86 | 34.67 | 23.73 | 22.54 | 16.78 | 9.34 | 11.55 | 13.11 | 18.18 | 16.13 | 18.67 | 14.48 | 21.20 | 16.86 | 8.64 | 12.05 |
| I _{sl} | 0.13 | 0.25 | 0.48 | 0.52 | 0.80 | 0.92 | 0.90 | 0.82 | 0.77 | 0.82 | 0.77 | 0.75 | 0.71 | 0.80 | 0.96 | 0.88 |
| Rb (ppm) | 41 | <25 | <25 | 56 | 33 | 28 | 39 | 75 | 43 | 36 | <25 | 131 | 86 | 92 | <25 | 29 |
| Ba (ppm) | 70 | 120 | 61 | 387 | 9 | <5 | 45 | 115 | 100 | 44 | 43 | 145 | 65 | <5 | <5 | 10 |
| Pb (ppm) | <10 | <10 | <10 | <10 | 21 | 23 | <10 | 19 | 24 | 17 | 31 | 24 | 17 | 47 | 12 | <10 |
| Sr (ppm) | 570 | 622 | 385 | 180 | 329 | 342 | 365 | 212 | 225 | 267 | 339 | 138 | 484 | 168 | 381 | 381 |
| Y (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 12 | 5 | 9 | <5 | <5 |
| Zn (ppm) | <10 | <10 | <10 | 35 | <10 | <10 | <10 | 47 | <10 | <10 | 10 | 89 | 37 | 47 | <10 | <10 |
| Cu (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | 7 | 25 | 22 | 28 | <5 | 8 | <5 | 36 | 20 | 43 | 18 | 20 |
| Ni (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 8 | 8 | 14 | <5 | <5 | <5 | 19 | 9 | 16 | <5 | <5 |
| Ga (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 13 | 13 | <5 | 8 | 12 | 18 | <5 | <5 | 8 |
| Zr (ppm) | 37 | 28 | 22 | 67 | 51 | 48 | 49 | 61 | 40 | 47 | 49 | 79 | 129 | 91 | 44 | 48 |

p.i.: Pérdida por ignición a 900° C.

I_{sl}: Índice de sílice libre.

Muestras: De 1 a 5, Calizas; de 5 a 11, Sedimentos biosilíceos; de 12 a 14, Lutitas; 15 y 16, Opalos.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | S-11-1 | S-11/2 | S-12 | S-14 | S-16 | S-6/1 | S-6/2 | S-7 | S-19 | S-20 | S-3 | ES-1 | ES-2 | ES-3 | ES-5 |
| SiO ₂ (%) | 86.35 | 85.70 | 85.50 | 88.45 | 87.10 | 66.50 | 81.80 | 76.70 | 88.70 | 60.70 | 70.90 | 81.92 | 77.92 | 78.00 | 79.00 |
| Al ₂ O ₃ (%) | 0.94 | 0.48 | 0.51 | 0.68 | 0.67 | 6.85 | 2.06 | 5.57 | 0.78 | 7.49 | 1.73 | 1.73 | 3.44 | 3.24 | 2.13 |
| Fe ₂ O ₃ (%) total | 0.12 | 0.06 | 0.07 | 0.10 | 0.07 | 2.16 | 0.63 | 1.62 | 0.08 | 2.11 | 0.63 | 0.68 | 1.24 | 1.39 | 0.73 |
| MnO (%) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| MgO (%) | 0.25 | 0.11 | 0.12 | 0.17 | 0.14 | 2.25 | 1.54 | 1.89 | 0.23 | 2.33 | 1.85 | 2.51 | 5.55 | 4.90 | 3.78 |
| CaO (%) | 3.10 | 3.87 | 3.85 | 2.02 | 2.89 | 5.06 | 3.33 | 2.08 | 1.74 | 7.33 | 10.10 | 3.24 | 0.20 | 0.37 | 3.29 |
| Na ₂ O (%) | 0.11 | 0.33 | 0.49 | 0.34 | 0.13 | 0.27 | 0.51 | 0.34 | 0.24 | 0.55 | 0.08 | 0.05 | 0.04 | 0.15 | 0.07 |
| K ₂ O (%) | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.36 | 0.09 | 0.20 | 0.02 | 0.41 | 0.06 | 0.17 | 0.32 | 0.26 | 0.22 |
| TiO ₂ (%) | 0.11 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.10 | 0.01 | 0.14 | 0.00 | 0.13 | 0.09 | 0.00 | 0.05 |
| P ₂ O ₅ (%) | 0.14 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.17 | 0.04 | 0.11 | 0.15 | 0.26 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.04 |
| p.i. (%) | 8.38 | 9.15 | 8.90 | 7.90 | 8.78 | 16.08 | 8.94 | 11.35 | 7.60 | 18.47 | 15.11 | 9.34 | 10.68 | 11.42 | 10.25 |
| I _{sl} | 0.95 | 0.95 | 0.95 | 0.97 | 0.96 | 0.80 | 0.92 | 0.87 | 0.97 | 0.76 | 0.83 | 0.91 | 0.88 | 0.89 | 0.89 |
| Rb (ppm) | <25 | <25 | <25 | <25 | <25 | 88 | 28 | 74 | <25 | 72 | 31 | <25 | 40 | 51 | <25 |
| Ba (ppm) | 26 | <5 | <5 | 5 | <5 | 61 | <5 | 96 | <5 | 44 | <5 | 41 | 91 | 51 | 54 |
| Pb (ppm) | 36 | <10 | 12 | <10 | 12 | 29 | 12 | <10 | 16 | 31 | 24 | 15 | 53 | 71 | 79 |
| Sr (ppm) | 196 | 198 | 192 | 119 | 172 | 206 | 114 | 180 | 107 | 223 | 386 | 39 | 30 | 33 | 19 |
| Y (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 11 | 12 | 10 | 11 |
| Zn (ppm) | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 46 | <10 | 29 | <10 | 36 | <10 | <10 | 26 | 24 | <10 |
| Cu (ppm) | 20 | 19 | 19 | 22 | 20 | 26 | 20 | 33 | 21 | 22 | 10 | 20 | 17 | 18 | 20 |
| Ni (ppm) | 5 | 5 | <5 | 6 | 5 | 11 | 8 | 12 | 7 | 10 | <5 | 9 | 9 | 8 | 8 |
| Ga (ppm) | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 8 | 10 | <5 | 7 | 12 | 13 | 16 | 19 | 20 | 12 |
| Zr (ppm) | 35 | 24 | 26 | 25 | 30 | 80 | 35 | 80 | 27 | 83 | 59 | 55 | 49 | 44 | 44 |

p.i.: Pérdida por ignición a 900° C.

I_{sl}: Índice de sílice libre.

Muestras 1 a 15, Opalos.

Elementos traza

Para el estudio de elementos traza se analizaron los contenidos en Rb, Ba, Pb, Sr, Y, Zn, Cu, Ni, Ga y Zr. Hay que hacer constar que sólo el Rb, Ba, Sr y Zr y, en menor medida, el Pb, Zn y Cu dieron lugar a resultados de interés, mientras que el resto de los elementos, bien por sus bajos contenidos o por sus proximidades a los límites de detección considerados, no ofrecen resultados significativos.

Los contenidos en Rb están claramente condicionados por la presencia de arcillas, siendo la muestra S-1 (la única de carácter exclusivamente arcilloso) la que presenta, con gran diferencia, el contenido más alto en este elemento (131 ppm.). El resto de muestras poseen valores inferiores, en función de la proporción de arcillas en la muestra. Tanto en los ópalos como en los sedimentos biosilíceos o calizas, este elemento se puede considerar ausente, pues aquellas muestras que presentan contenidos ligeramente superiores al límite de detección para este elemento (25 ppm.), poseen cantidades variables de impurezas de tipo arcilloso.

El comportamiento del zirconio es bastante similar al del rubidio, aunque no de forma tan concluyente. Si bien las muestras básicamente arcillosas presentan altos contenidos relativos (70-90 ppm.), también los carbonatos poseen contenidos superiores al límite de detección y sus valores oscilan entre 30 y 40 ppm. Por ello, la geoquímica del zirconio es el resultado de la influencia, en diferente proporción, de estos dos tipos de minerales. En cuanto a las rocas biosilíceas y ópalos, sus contenidos varían en función de las impurezas existentes, en un rango que oscila entre los valores antes citados.

El estroncio presenta sus máximos contenidos en los carbonatos. En este tipo de materiales los valores están comprendidos entre 300 y 600 ppm., excepto la S-18, que presenta un contenido muy inferior (180 ppm.). Las arcillas (100-150 ppm.) y los ópalos y sedimentos biosilíceos (100-300 ppm.) presentan contenidos en estroncio inferiores a los existentes en carbonatos.

Por último, el comportamiento del bario es bastante irregular, pues los valores máximos aparecen tanto en muestras de tipo arcilloso (S-1=145 ppm.) como carbonáticas (S-18=387 ppm.). Si bien parece que existe una cierta tendencia en

este elemento a concentrarse en la fracción carbonática (muestra S-18=387 ppm.), en otros casos no sucede así (muestras S-2 y S-8=79 y 61 ppm., respectivamente). Dado este complejo comportamiento, los ópalos y sedimentos biosilíceos con impurezas variables de arcillas y carbonatos poseen contenidos en bario muy diversos (desde 5 ppm. hasta 115 ppm.).

El último grupo de elementos traza (Pb, Zn y Cu) presenta una cierta variación en función del tipo de muestra, aunque con contenidos no muy superiores a los límites de detección. En general, se puede afirmar que hay una relativa tendencia a acumularse en la fracción arcillosa, especialmente el Zn y Cu, pues sus máximos valores (89 y 43 ppm., respectivamente) se presentan en este tipo de materiales.

Relaciones interelementales

Para el estudio comparativo, tanto en elementos mayores y elementos traza como entre ambos, se han realizado una serie de diagramas ternarios y binarios que permiten establecer diversas consideraciones de cierto interés.

SiO₂ — Al₂O₃ + MgO — CaO

En este diagrama (fig. 4) se establece la influencia relativa de los principales componentes mineralógicos: ópalo A y ópalo C-T (SiO₂), arcillas

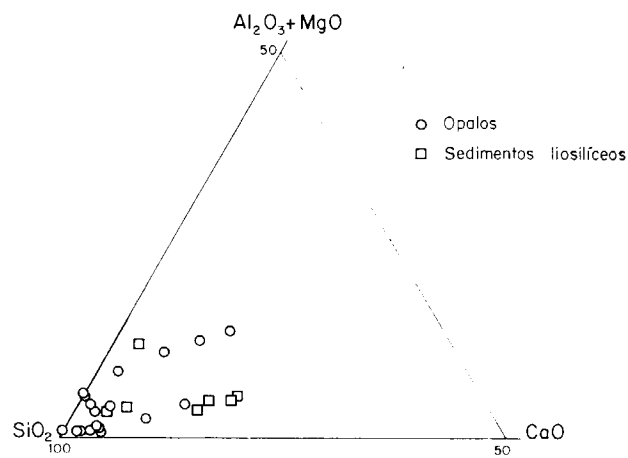


Figura 4.—Representación de ópalos y sedimentos biosilíceos en un diagrama SiO₂ — Al₂O₃ + MgO — CaO.

(Al₂O₃ + MgO) y/o carbonatos (CaO) en las muestras de los niveles opalinos y sedimentos biosilíceos. Aunque ambos tipos de materiales se sitúan en el vértice correspondiente a la sílice, se observa que los sedimentos biosilíceos presentan, en general, una menor riqueza en sílice. Ello implica un aporte o entrada de sílice al sistema en la constitución de los ópalos de ambiente biosilíceo.

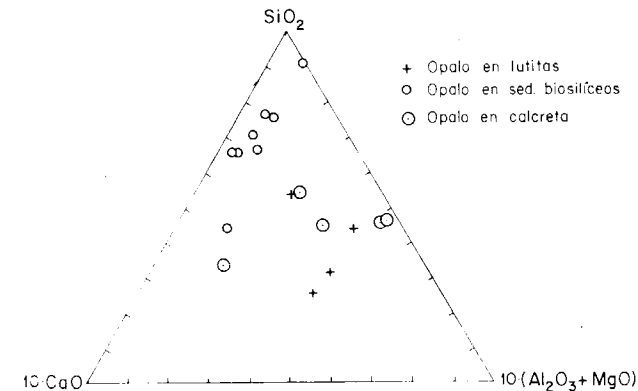


Figura 5.—Representación de ópalos de diferentes ambientes de constitución en un diagrama SiO₂ — 10 (Al₂O₃ + MgO) — 10 · CaO.

Si consideramos un diagrama SiO₂ — (Al₂O₃ + MgO) × 10 — CaO × 10 (fig. 5) en el cual la influencia de las impurezas mineralógicas queda resaltada y representamos los ópalos en función de su ambiente de constitución, se observa que los ópalos más ricos en sílice son los que se constituyen en ámbitos biosilíceos. Esto puede ser debido a diversos factores: a) en el ámbito biosilíceo hay una mayor disponibilidad de sílice en el medio; b) parte de los relictos de roca caja englobados en los niveles opalinos que se constituyen son también de sílice (ópalo A), y c) en estos niveles sólo se silicifican fragmentos fosilíferos y/o cementos carbonáticos que, frecuentemente, presentan una mayor susceptibilidad a silicificarse que cualquiera de las diversas fases mineralógicas encontradas en los otros niveles opalinos.

%CaO/%MgO y %CaO/%Al₂O₃

Estos índices son interesantes, pues miden la relación entre la fracción arcillosa y la fracción carbonatada presentes en las muestras, siempre

que se comparen, lógicamente, materiales con mineralogía semejante. Si consideramos las muestras S-20, S-6/1 y S-7, tomadas lateralmente en un mismo nivel para asegurar una homogeneidad en el sedimento inicial, se observa (tabla II) que a medida que aumenta la proporción de sílice, disminuyen las relaciones CaO/MgO y CaO/Al₂O₃. Esto mismo sucede en los niveles opalinos del ámbito de constitución biosilíceo-calcáreo (muestras S-14, S-16, S-12 y S-11/2). Esta tendencia implica, bien una sustitución preferente de los carbonatos frente a las arcillas durante la silicificación, bien neoforración de minerales de la arcilla junto con los minerales de la sílice, o la coexistencia de ambos procesos. Sin embargo, en el nivel de silcreta (muestras ES-1 a ES-5, con la excepción de la S-3) (tabla II) esta tendencia es contraria, observándose un aumento de las relaciones consideradas a medida que aumenta el I_{sl}. Este hecho indica una disminución relativa de la proporción de paligorskita según progresa el proceso de silicificación.

TABLA II

Valores del I_{sl}, %CaO/%MgO y %CaO/%Al₂O₃ en muestras mineralógicamente comparables (ver texto)

| | I _{sl} | %CaO/%MgO | %CaO/%Al ₂ O ₃ |
|--------|-----------------|-----------|--------------------------------------|
| S-20 | 0.76 | 3.14 | 0.97 |
| S-6/1 | 0.80 | 2.24 | 0.73 |
| S-7 | 0.87 | 1.10 | 0.37 |
| S-11/2 | 0.95 | 35.18 | 8.06 |
| S-12 | 0.95 | 32.08 | 7.54 |
| S-16 | 0.96 | 20.64 | 4.31 |
| S-14 | 0.97 | 11.88 | 2.97 |
| S-3 | 0.83 | 5.46 | 5.83 |
| ES-3 | 0.88 | 0.77 | 0.11 |
| ES-2 | 0.88 | 0.04 | 0.06 |
| ES-5 | 0.89 | 0.87 | 1.54 |
| ES-1 | 0.90 | 1.29 | 1.87 |

I_{sl} — elementos traza

En la tabla III se muestran los valores del I_{sl} y elementos traza (Rb, Ba, Sr, Zr y Pb) para los sedimentos biosilíceos. Se observa que, salvo la muestra S-17, todas las restantes presentan contenidos bastante semejantes en rubidio, sea cual sea el valor del I_{sl}, por lo que ninguno de los com-

ponentes principales de estos sedimentos (organismos biosilíceos y carbonatos) controla la distribución de este elemento. Por otra parte, el bario y el zirconio poseen un comportamiento variable, no pudiéndose establecer su asociación con ninguna de las fases minerales existentes.

TABLA III
Valores del I_{sl} y contenidos en Rb, Ba, Sr, Zr y Pb en sedimentos biosilíceos

| Sedimentos biosilíceos | I_{sl} | Rb | Ba | Sr | Zr | Pb |
|------------------------|----------|----|-----|-----|----|----|
| S-17 | 0,77 | — | 43 | 339 | 49 | 31 |
| S-13 | 0,77 | 43 | 100 | 255 | 40 | 24 |
| CNS-3 | 0,80 | 33 | 9 | 329 | 51 | 21 |
| S-15 | 0,82 | 36 | 44 | 267 | 47 | 17 |
| S-10 | 0,82 | 75 | 115 | 212 | 61 | 19 |
| CNS-6 | 0,90 | 39 | 45 | 365 | 49 | — |
| CNS-4 | 0,92 | 28 | — | 342 | 48 | 23 |

Sin embargo, los valores de estroncio presentan una cierta relación con el I_{sl} , observándose que sus contenidos aumentan al progresar dicho índice. Esto indica que si bien este elemento va asociado a las fases carbonatadas, los sedimentos biosilíceos también pueden influir sobre los contenidos en estroncio, llegando a amortiguar la influencia de los carbonatos e, incluso, cambiar el signo de la pendiente que sería de esperar si este elemento exclusivamente estuviese controlado por la fracción carbonatada (fig. 6). Este hecho contrasta con los datos químicos de HURD y THEYER (1977), en los que no aparece Sr en las frustulas de dia-

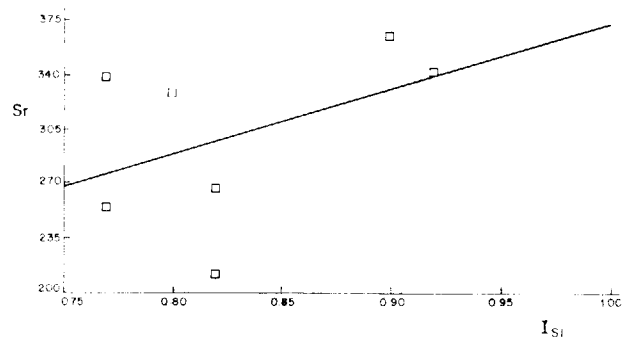


Figura 6.—Relación I_{sl} —Sr en los sedimentos biosilíceos.

tomeas. En general, se puede afirmar que, dados los bajos valores de los coeficientes de correlación entre los elementos traza y el I_{sl} , las comparaciones de los organismos no condicionan la presencia de los elementos estudiados, salvo en el caso del estroncio ya comentado anteriormente. Esta afirmación concuerda con los datos de COLLIER y EDMOND (1984), quienes afirman, en un estudio del plankton, que la mayor parte de los elementos traza están asociados con las fases orgánicas, mientras que el ópalo A no es portador significativo de aquéllos. Este hecho dificulta el posible establecimiento de una diferenciación en función de la fuente de sílice. La única diferencia proviene de las impurezas que encierra la roca silícea, y éstas están muy controladas por la naturaleza de la roca encajante.

La evolución de los elementos traza en los ópalos (tabla IV) debe enfocarse de acuerdo con los tres casos localizados en los materiales estudiados: silicificación en lutitas, calcretas y sedimentos biosilíceos. En los dos primeros casos, dada la escasez o ausencia de organismos silíceos, el cálculo del índice I_{sl} es una medida aproximada de la intensidad de la silicificación. De esta forma, en las lutitas las muestras S-20, S-6/1, S-7, S-6/2 y S-19, cuyos valores del I_{sl} son, respectivamente, 0,76, 0,80, 0,87, 0,92 y 0,97, constituyen una buena secuencia para estudiar el comportamiento de los elementos traza en función del grado de aparición de ópalo C-T.

Por el contrario, en los ópalos en sedimentos biosilíceos, la sílice puede formar parte tanto del ópalo en sí (silicificación) como de los microfósiles silíceos. Por ello, tan sólo es posible realizar un estudio comparando los productos iniciales (muestras S-13, S-15 y S-17) con los finales (S-11, S-12, S-14 y S-16), que son bien diferenciables de campo.

En la tabla IV se observa la evolución del Ba, Pb, Rb, Sr, Zn y Zr en las silicificaciones en lutitas, sedimentos biosilíceos y calcretas de acuerdo con los parámetros establecidos anteriormente. En los ópalos en lutitas se pueden establecer tres tipos de evoluciones:

- El estroncio y el zirconio, sistemáticamente disminuyen sus contenidos al avanzar el proceso de silicificación, aunque en este último las primeras muestras poseen contenidos semejantes.

TABLA IV
Valores del I_{sl} y contenidos en Rb, Ba, Sr, Zr y Pb en ópalos de diferentes ambientes de constitución

| | I_{sl} | Rb | Ba | Sr | Zr | Pb |
|----------------------------------|----------|-----|----|-----|----|-----|
| Opalos en lutitas | | | | | | |
| S-20 | 0,76 | 72 | 44 | 223 | 83 | 31 |
| S-6/1 | 0,80 | 88 | 61 | 206 | 80 | 29 |
| S-7 | 0,87 | 74 | 96 | 180 | 80 | <10 |
| S-6/2 | 0,92 | 28 | <5 | 114 | 35 | 12 |
| S-19 | 0,97 | <25 | <5 | 107 | 27 | 16 |
| Opalos en sedimentos biosilíceos | | | | | | |
| CNS-5 | 0,88 | 29 | 10 | 381 | 48 | <10 |
| S-11/1 | 0,95 | <25 | 26 | 196 | 35 | 36 |
| S-11/2 | 0,95 | <25 | <5 | 198 | 24 | <10 |
| S-12 | 0,95 | <25 | <5 | 192 | 26 | 12 |
| S-16 | 0,96 | <25 | <5 | 172 | 30 | 12 |
| S-14 | 0,97 | <25 | 5 | 119 | 25 | <10 |
| Opalos en calcretas | | | | | | |
| S-3 | 0,83 | 31 | <5 | 386 | 59 | 24 |
| ES-2 | 0,88 | 40 | 91 | 53 | 49 | 30 |
| ES-3 | 0,89 | 51 | 51 | 71 | 44 | 33 |
| ES-5 | 0,89 | 20 | 54 | 79 | 44 | 19 |
| ES-1 | 0,91 | 20 | 41 | 39 | 55 | 15 |

- Los contenidos en rubidio y zinc siguen una pauta más o menos semejante a la anterior, aunque en ambos casos existe una muestra (S-20) que disturba la tendencia general. No obstante, su comportamiento global es característico.
- El bario y el plomo poseen evoluciones erráticas. Para el primero de ellos, las tres primeras muestras aumentan sus contenidos al progresar el I_{sl} , mientras que las dos últimas se encuentran por debajo del límite de detección. En el plomo existe una primera tendencia de disminución progresiva y una posterior de aumento también progresivo, aunque la proximidad de los valores al límite de detección quita significado a este comportamiento.

En relación a los ópalos existentes en los sedimentos biosilíceos, se observa que éstos poseen menores contenidos medios en elementos traza que la roca encajante que los incluye. La tendencia global en las silicificaciones en sedimentos biosilíceos es una disminución en los contenidos en elementos traza a medida que aumenta el I_{sl} (tabla IV).

Según BRUECKNER et al. (1985), durante la diagénesis, la pérdida de porosidad en sedimentos biosilíceos se produciría por introducción de sílice o compactación. El primer proceso, que conlleva un aumento del I_{sl} , ocasiona una disminución relativa de los componentes mineralógicos de la roca inicial (detriticos, carbonatos..., etc.) y, por lo tanto, de los elementos traza asociados a éstos.

En nuestro estudio la disminución resulta muy significativa en el bario y el estroncio. Puesto que este último elemento, como se comentó anteriormente, está controlado en parte por los caparzones de los organismos calcáreos, la similitud de comportamiento induce a pensar que el bario, de asociación compleja, también puede estar controlado, al menos parcialmente, por los carbonatos. En los ópalos en calcretas, el I_{sl} no es una medida rigurosa de la silicificación, dado que se están neofормando minerales de la arcilla (paligorskita). Por ello, el comportamiento de los elementos traza con la silicificación es complejo y difícil de establecer.

CONCLUSIONES

- A pesar de que los niveles opalinos considerados se sitúan próximamente en la columna, las características petrológicas de ellos y de las rocas circundantes definen génesis distintas.
 - El nivel opalino inferior que presenta numerosas impurezas de paligorskita, se forma por silicificación de una calcreta. No presenta fenómenos de envejecimiento y su génesis en ambiente vadoso se produce en áreas de poco drenaje. La fuente de sílice es externa al ámbito de constitución y este episodio se puede relacionar con otros procesos de silicificación de áreas próximas (Villaluenga, BUSTILLO, 1984), donde también además de sílice se producen arcillas magnesianas.
 - La génesis del nivel intermedio es difícil de explicar debido a la mineralogía compleja del ámbito de constitución. Neoformación de ciertas arcillas y/o desestabilización de otras es la fuente de la sílice, junto con una pequeña aportación de componentes biosilíceos. El ópalo está dise-

minado en el sedimento lutítico y se concentra en nódulos o capas, teniendo lugar en estos puntos además la silicificación de los componentes calcáreos de las lutitas. Todos son procesos diagenéticos posiblemente tempranos que no tienen por qué estar relacionados con procesos de subaerismo. El sedimento lutítico en que se constituye este episodio puede considerarse el comienzo de un régimen lacustre que se instaurará claramente con la aparición de una sedimentación biosilíceica predominante.

- c) El nivel superior opalino se produce por envejecimiento de organismos silíceos, por cementaciones opalinas de las porosidades y por silicificación de los componentes calcáreos fosilíferos. Se sitúa en aquellos tramos biosilíceos de la columna que presentan mayor permeabilidad y aunque su ambiente de constitución sea diagenético temprano, puede que las últimas etapas de cementación se desarrollen en ambiente vadoso. La fuente de la sílice es únicamente orgánica.
- 2) El estudio de la relación entre el I_{sl} y los contenidos en elementos traza en los sedimentos biosilíceos, pone de manifiesto que los elementos traza, exceptuando el estroncio, se concentran en las fases arcillosas y/o carbonáticas. En el caso del estroncio, la correlación positiva que presenta con el I_{sl} indica una posible asociación con los microfósiles silíceos.
- 3) La ausencia de elementos traza característicos de microfósiles silíceos o silcretas dificulta el estudio del origen de la sílice. No obstante, el hecho de que los ópalos generados en los sedimentos biosilíceos posean un mayor contenido en estroncio que los ópalos de las arcillas, junto con la posible asociación, antes citada, de este elemento con los organismos silíceos hace pensar que la sílice proviene de la disolución de dichos organismos. Por otra parte, las relaciones $SiO_2-Al_2O_3+MgO-CaO$ ponen de manifiesto una entrada de sílice al sistema en la constitución de los ópalos de ambiente biosilíceo, reafirmando el hecho de que al proceso de envejecimiento se le suma un proceso de cementación.

- 4) La evolución de los elementos traza durante la silicificación es similar en los diferentes tipos de ópalos. En todos ellos se observa una disminución de los contenidos en Sr, Zr, Rb y Zn al aumentar el I_{sl} . Por el contrario, el Ba y el Pb presentan evoluciones erráticas. El estudio de las relaciones $\%CaO/\%MgO$ y $\%CaO/\%Al_2O_3$ revela que o bien la silicificación, como proceso de reemplazamiento, actúa de forma selectiva, sustituyendo preferentemente las fases carbonáticas y posteriormente las arcillas y/o hay una neoformación de minerales de la arcilla junto con las fases silíceas. No obstante, estas tendencias generales no son totalmente controlables en los ópalos provenientes de calcretas, dado que su I_{sl} no es una medida exacta de la silicificación al existir neoformación importante de paligorskita que no se distribuye homogéneamente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a J. L. Casaseca, J. Arroyo, A. Vitoria, M. Castillejo y A. Rodríguez por su asistencia técnica. R. García, M. Vallejo y M. I. Ruiz Pineda realizaron los análisis químicos. Este trabajo fue financiado a través de los proyectos PR84/65 CAICYT y ID200 C. S. I. C.

BIBLIOGRAFIA

- BADAUT, D., y RISACHER, F. (1983): *Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes*. Geochimica et Cosmochimica. Acta., vol. 47, 363-375.
- BRUECKNER, H. K., and SNYDER, W. (1985): *Chemical and Sr. Isotopic variations during Diagenesis of Miocene Siliceous Sediments of the Monterey Formation*. California. J. of Sediment. Petrol., 55, 4, 553-570.
- BUSTILLO, M. A. (1976): *Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 32, 451-497.
- BUSTILLO, M. A. (1984): *Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno Medio al sur de Villaluenga (Toledo)*. Estudios Geol., 40, 137-151.
- BUSTILLO, M. A., y SORIANO, J. (1980): *Texturas «primarias» y diagenéticas en los ópalos miocenos de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 36, 349-360.

- BUSTILLO, M. A., y BUSTILLO, M. (1987): *Estudio geoquímico de sedimentos biosilíceos continentales y niveles de ópalo asociados (Esquivias. Cuenca de Madrid)*. II. Congreso de Geoquímica de España, Abstracts, 182-185.
- CALVO, J. P.; ORDÓÑEZ, S.; HOYOS, M., y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1984): *Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid*. Rev. Mat. Proc. Geol., II:145-176.
- CAPOTE, R., y CARRO, S. (1968): *Existencia de una red fluvial intramioceno en la depresión del Tajo*. Estudios Geol., 24, 91-97.
- COLLIER, R., y EDMOND, J. (1984): *The trace element geochemistry of marine biogenic particulate matter*. Prog. Oceanog., 15, 113-199.
- FREYET, P., y PLAZIAT, J. C. (1982): *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis*. Contributions to Sedimentology, 12, 213 pp.
- FRONDEL, C. (1962): *The Systems of Mineralogy VII. Silica Minerals*. New York. John Wiley & Sons. Inc., 334 pp.
- GALÁN, E., y CASTILLO, A. (1984): *Sepiolite-paligorskite in Spanish Tertiary Basins: genetical patterns in continental environments*. Developments in Sedimentology, 37: 87-124.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J. M.; RAMÍREZ, A., y RUIZ, J. (1985): *El Mioceno de Madrid*. En: *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, t. VIII, 9-16.
- HURD, D. C., y THEYER, F. (1977): *Changes in the physical and chemical properties of biogenic silica from the Central Equatorial Pacific: Part II: Refractive index, density and water content of acid-cleaned samples*. American Journal of Science, 277, 1168-1202.
- IJIMA, A., y TADA, R. (1981): *Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in Northern Japan*. Sedimentology, 28, 185-200.
- ISAACS, C. M. (1982): *Influence of rock composition on kinetics of silica phase changes in the Monterey formation, Santa Barbara area, California*. Geology, 10, 6, 304-308.
- MEYER, R., and R. B. PENA DOS REIS (1985): *Paleosol and alunite silcretas in continental cenozoic of western Portugal*. J. of Sediment. Petrol., 55, 1, 76-86.
- KASTNER, M. (1981): *Authigenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis*. The Sea, 7, 915-980.
- ORDÓÑEZ, S.; MEGÍAS, A. G.; GARCÍA DEL CURA, M. A., y CALVO, J. (1981): *Posibilidades de la Cuenca Terciaria de Madrid como almacén subterráneo*. Simp. sobre uso industrial del subsuelo, Madrid, 1, 3-4, 8.
- POZO, M.; MEDINA, J. A., y LEGUEY, S. (1985): *Mineralogénesis de paligorskitas en la zona Central de la Cuenca de Madrid*. Bol. Soc. Esp. de Mineralogía, 8:271-283.
- RIBA, O. (1957): *Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid*. Inqua, V Congr. Int. Livre-guide, Exc. 5-55.
- ROULIN, F. (1985): *L'eocene continental du synclinal D'api (Vaucluse, Sud-Est de la France)*. Tesis 3.^{er} ciclo (no publicada), 242 pp.
- SMALE, D. (1973): *Silcretas and associated silica diagenesis in Southern Africa and Australia*. J. of Sediment. Petrol., 43, 1077-1089.
- STOSUR, J. J., y DAVID, A. (1976): *Petrophysical evaluation of the diatomite formation of the Lost Hills Field, California*. J. Petroleum tech. 28:1138-1144.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983a): *Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and cape coastal zone Southern Africa*. J. Sediment. Petrol., 53, 3, 895-909.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983b): *Silcrete as a palaeoclimatic indicator: Evidence from southern Africa*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 41, 65-81.
- TADA, R., e IJIMA, A. (1983): *Identification of mixtures of Opaline Silica phases and its implication*. Developments in Sedimentology, 36, 229-247.
- THIRY, M., y MILLOT, G. (1987): *Mineralogical forms of Silica and their sequence of formation in silcretas*. J. Sediment. Petrol., 57, 343-353.
- UPCHURCH, S. B.; STROM, R. N., y NUCKELS, M. G. (1982): *Silicification of Miocene Rocks from Central Florida*. En T. M. SCOTT y S. B. UPCHURCH (eds.): *Miocene of the Southeastern United States*. Florida Bur. Geol. Sp. Pub., 25, 251-248.

Recibido: Enero 1988

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

Como anunciábamos en la biografía anterior de Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1874), las biografías de estos dos destacados ingenieros nacidos durante el siglo XIX, las publicamos ahora, como recordatorio de su magnífica obra «Apuntes para una biblioteca española», editada en Madrid (1871 y 1872).

1. ANTECEDENTES FAMILIARES

Nos fue difícil, como en otras biografías, localizar antecedentes familiares, del que ahora nos ocupa. Nacido en Madrid el martes 13 de febrero de 1827, sólo podemos afirmar que el padre era de origen italiano, de la distinguida familia Maffei.

Como presentación de su gran figura, reproducimos el encabezamiento de la nota necrológica publicada por su compañero Ramón Oriol y Vidal (Barcelona, 1847-Madrid, 1898), en el número 1.396 de la *Revista Minera* (1 de julio de 1892). «El carácter angelical del señor Maffei, cuyas cualidades esenciales eran la bondad extremada y la igualdad nunca alterada; la ilustración excepcional que poseía y difundía con verdadero entusiasmo y rara fortuna; el celo con que desempeñaba cuantas misiones facultativas se le confiaban, tanto oficial como particularmente; la asiduidad con que dedicaba sus energías al fomento de la industria minera, la especie de idolatría que profesaba al prestigio y progreso científico del Cuerpo de Ingenieros de Minas, cualidades son que justificaban el respeto y el cariño que a todos sus compañeros había sabido inspirar.»

2. ESTUDIOS

Después de cursar las primeras enseñanzas en Madrid y las preparatorias para el ingreso en la Escuela de Ingenieros de Minas, ingresa en ésta en la promoción de 1845, figurando en la relación general de ingenieros de minas con el número 340, perteneciendo a una promoción de 33 alumnos. Compañero de promoción fue el coautor del libro mencionado, Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1874). Esta promoción fue una de las mayores de aquella época, atraídos los alumnos por el prestigio de su director, Rafael Cavanilles y Malo (1778-1853), durante su segundo mandato (1844-1849). El cuadro de profesores se integraba por mineros de primera fila, como eran: de laboreo, Ramón Pellico y Paniagua (1809-1876); docimasia, Luis de la Escosura y Morrogh (1821-1904); química analítica, Lorenz Gómez y Pardo (1801-1847); mineralogía, Rafael de Amar de la Torre (1802-1874), quien tenía acumulada la asignatura de Geología y Paleontología; metalurgia general la tenía acumulada Gómez Pardo, y cuando se le declaró cesante (28 de febrero de 1844), mientras duró la cesantía desempeñó ambas cátedras Fernando Cútoli y Lagoaere (1808-1877). La asignatura de construcción la tenía acumulada Pellico.

Dado el aprovechamiento de Maffei y sus buenas cualidades, al finalizar sus estudios (24 de octubre de 1849) se le declara ingresado en el Cuerpo de Ingenieros de Minas y destinado en prácticas al establecimiento de Almadén.

3. LABOR OFICIAL

Finalizadas sus prácticas en Almadén, lo destinan (30

de marzo de 1850) como auxiliar de la Comisión del Mapa Geológico de Asturias, puesto en el que permaneció más de cuatro años.

Le fue encargado a Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1876) la confección del mapa petrográfico del Reino de Galicia (R. O. 1832) en el plazo de dos años, y en el tiempo previsto realizó además del petrográfico el geográfico, por la mala calidad de la cartografía contemporánea, publicado en 1834. Por R. O. (29 de diciembre de 1844) se dispone la continuación de las actividades encomendadas por R. O. (agosto de 1844), para el reconocimiento y descripción geológica del Principado de Asturias y formación del mapa respectivo, conciliándolo con las actividades oficiales propias de la Inspección de Minas de Galicia y Asturias. Esta ocupación oficial le sustruía mucho tiempo para la formación de la carta geognóstica, lo que puso en conocimiento del Inspector General Primero del Real Cuerpo Facultativo de Minas Rafael Cavanilles, quien le destinó un Ingeniero Auxiliar como colaborador. Concedor Cavanilles de la valía de Maffei, propuso al ministro la designación de éste recién terminadas las prácticas en Almadén, siendo destinado por la oportuna R. O. (30 de marzo de 1850) como auxiliar de la Comisión del Mapa Geológico de Asturias, puesto en el que permaneció durante cuatro años. Con todo entusiasmo y deseo de colaboración se puso a disposición de su maestro, y como relata el propio Maffei, «cruzaron toda la provincia, penetraron en todos los rincones y recorrieron las miserables aldeas». Fruto de esta colaboración es el «Mapa geográfico de la provincia de Oviedo formado por orden de S. M. la Reina, por Guillermo Schulz, Inspector General de Minas». En el mismo figura «Dibujado y escrito por E. Maffei; grabado por Gustavo Pfeiffer, 1855»; se trata de una hoja de 1,68 m. por 0,73 m., y la escala es de 1/127.500, publicado en 1855. De este mapa existe otra edición con el nombre de «Mapa topográfico» con los nombres de

las montañas. En ambos están señalados los martinetes, fábricas metalúrgicas, etc. El mapa, con la geología a escala menor, acompaña a la «Descripción geológica de la provincia de Oviedo», publicada en Madrid en 1858.

Asciende Schulz a Inspector General Primero, y como tal es Presidente de la Junta Facultativa de Minas (15 de diciembre de 1853), y cuando Maffei tiene por ascenso la categoría de oficial segundo, lo reclama por la Secretaría de la Junta (4 de septiembre de 1854), por necesitar de su valiosa colaboración. Asciende a Ingeniero Primero y continúa en el mismo destino (20 de octubre de 1854).

Pasa 22 años como profesor de la Escuela de Ingenieros, aunque por necesidad del servicio fue destinado (30 de diciembre de 1864) al Negociado de Minas del Ministerio de Fomento, sin perjuicio de seguir desempeñando su cátedra. Como suponía Maffei, este doble destino frenó su labor docente, cesando a petición propia (18 de septiembre de 1865) en el Negociado de Minas.

Asciende Maffei a Inspector General Segundo (6 de noviembre de 1881), cesando como profesor de la Escuela y pasando a desempeñar su puesto en la Junta Superior Facultativa de Minas. Como tal vocal, fue designado (13 de junio de 1891) vocal de la Comisión Inspectora del Mapa Geológico de España, puestos desempeñados en el momento de su óbito (23 de junio de 1892).

4. LABOR DOCENTE

Dada la actividad de Maffei en la industria minera, y su formación administrativa, por el desempeño de la labor de oficial segundo de la Junta Superior Facultativa, tenía una base fundamental para desempeñar las cátedras de

Acta seguido el Sr. Vice-Prudencia levantó la sesión cuando era este coningo el Secretario.

*P. A.
Eugenio Maffei*

Núm. 482

Acta de la sesión del día 8 de Agosto de 1855.

Laboreo de Minas y la de Derecho Administrativo para las que fue nombrado profesor (10 de octubre de 1859), sustituyendo en la de laboreo de minas al Director de la Escuela, Ricardo Cía Francés (1817-1867) y en la de derecho al ingeniero de minas y licenciado en derecho Pío Jusué y Barreda (1816-1896), quien había logrado con el R. D. (20 de septiembre de 1858), entre otras modificaciones la acumulación a la cátedra de la asignatura de Economía Política.

Incorporado al claustro, inmediatamente comienzan sus actuaciones en todos los temas que pudiesen incrementar el prestigio de la Escuela. Una de las primeras intervenciones tuvo lugar en la sesión del claustro (9 de febrero de 1866), con motivo del envío de una colección de obras del antiguo alumno el madrileño Andrés Manuel del Río y Fernández (1764-1849), descubridor del vanadio (1802), en el Real Seminario de Minería de México, cuyo nombre, al igual que el de su fundador, el riojano Fausto Fermín de Elhuyar y de Súbice (1755-1852), descubridor del volframio en Vergara (1782-1784), están inmortalizados con letras de oro. Desde la mayoría de edad de Nueva España, las relaciones entre ambas escuelas de minas, quedaron interrumpidas. Con la iniciativa del profesor Castillo de México de mandar estas publicaciones (enero de 1866), propuso Maffei el restablecimiento de las relaciones de amistad, deseadas por ambas partes.

En la misma sesión del claustro propuso Maffei de que, al igual que las Reales Escuelas de Minas más prestigiosas, como la Freiberg, publicase la nuestra un Anuario, destacando los adelantos más notables en el campo de la minería y ciencias conexas durante el curso y la crónica de la evolución de la Escuela de Minas. Algunos profesores rogaron concretase más la propuesta e incluso si era necesario se designase una comisión para el estudio de su iniciativa. Comprendió Maffei que esta sugestión era una manera de dar largas a su idea y decidió dejar la propuesta para otra ocasión.

En varias ocasiones insistieron Maffei y Juan Pablo Lasala (1825-1891) sobre la necesidad de introducir en las Escuelas de Capataces enseñanzas subordinadas o de nivel inferior. Esperan un ambiente favorable y proponen (1 de octubre de 1869) la creación de escuelas de fundidores y la inclusión de estas enseñanzas en los reglamentos de las Escuelas de Almadén y de Asturias. La propuesta fue acogida con todo entusiasmo.

En todas las épocas preocupó la necesidad de reducir los gastos y la manera más fácil consistió en bajar los créditos para la enseñanza superior, rumor que venía circulando desde hacía varios meses, convertido en realidad por un R. D. (1 de septiembre de 1871), quedando la plantilla reducida a la mitad y los docentes sobrantes como excedentes con la mitad del sueldo.

Inmediatamente, el mártir de Almadén, José Monasterio y Correa (1819-1874) pone en movimiento sus influencias y logra que los ocho profesores que habían sido declarados excedentes con la mitad del sueldo, entre los que figuraba Maffei, fuese anulada (R. O. de 9 de septiembre de 1871), con la siguiente aclaración: «Por desempeñar el cargo de profesores de la Escuela Especial del ramo, continúen ejerciendo dicho cargo con todo el sueldo que por su clase les corresponda.»

A primeros de mayo de 1877 se plantea la necesidad de conmemorar con actos solemnes el primer centenario de la creación de la Escuela de Minas de Almadén. Nadie se encuentra con fuerza para preparar una publicación conmemorativa. Varios compañeros insisten cerca de Maffei para que tome esta responsabilidad, termina accediendo y redacta una magnífica obra de 300 páginas en el plazo previsto (1 de junio de 1877). En el prólogo indica «lleno de incorrecciones, como escrito en breve plazo». Leída detenidamente, son una minoría las incorrecciones y ha tenido el mérito de reproducir una serie de documentos desaparecidos del Archivo Histórico de Alcalá de Henares con motivo del incendio del verano de 1939. Estos documentos son: Informe de Lorenzo Gómez Pardo (10 de septiembre de 1834) sobre el traslado de la Escuela de Almadén a Madrid; informe de Isidro Sainz de Baranda (3 de septiembre de 1834) sobre el mismo tema; discurso del acto de apertura de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas por Lorenzo Gómez Pardo (7 de enero de 1836); discurso del acto de inauguración de la Escuela de capataces de Minas de Almadén (1 de octubre de 1841), por Casiano del Prado; R. O. (14 de julio de 1777) encargando al director de las minas de Almadén la enseñanza de la geometría subterránea y mineralogía; R. O. (22 de marzo de 1778) nombrando los primeros alumnos de la Academia de Minas y mandando se les disponga alojamiento; Real Título (17 de octubre de 1781) nombrando a don Enrique Storr director de Almadén y maestro de la ciencia de Geometría subterránea y Mineralogía; instrucciones de la Dirección General de Minas de 4 de diciembre de 1829, para los pensionados en la Academia de Minas de Almadén. Esta obra de Maffei la hemos considerado como magnífica cuantos cultivamos la historia de las ciencias de los siglos XVIII y XIX, sólo posible de preparar en dos meses por persona como Maffei, por su magnífica bibliografía.

El libro quedó impreso para el 14 de julio de 1877, celebrándose en el paraninfo de San Bernardo, de la Universidad, el memorable acto, a las tres de la tarde, todos los claustrales vestidos con impecable frac y presididos por el presidente del Consejo de Ministros, Antonio Cánovas del Castillo. En la organización de estos actos desempeñó Maffei un papel destacado.

Insiste Maffei con su anuario, como profesor de derecho administrativo y economía, y encuentra una oportunidad planteada al claustro (16 de agosto de 1878). Figuraba en los presupuestos del Estado (1878. Año 2.º. Cap. IX) una consignación para la instalación de la Escuela de Minas de Cuevas de Vera por importe de 40.000 pesetas y, como ve la imposibilidad de gastarla durante el ejercicio, logra se haga una transferencia por valor de 4.000 pesetas y que la de Madrid aporte 1.125 pesetas para costear el «Anuario de la Escuela Especial de Ingenieros de minas. Primer año 1878». Impreso en la imprenta y fundición de Manuel Tello en Madrid. Desgraciadamente, éste fue el primer año y el último. Estaba el original totalmente preparado por Maffei y en sus 804 páginas se incluyeron la parte legislativa no publicada en el tomo del centenario, por la rapidez de su preparación, mucha de ella procedente de documentos hoy desaparecidos del propio Archivo de la Escuela; una reseña histórica de cada asignatura, desde su creación hasta el momento de publicación del

anuario o hasta su supresión, en los programas; los programas (1877) de todas las asignaturas; información sobre el legado Gómez Pardo; reseñas sobre las escuelas de capataces.

Para la explicación del laboreo de minas disponía Maffei de un buen texto, pero no ocurría lo mismo con el Derecho Administrativo y con la Economía minera, pública y privada. Para salvar esta deficiencia, empezó por escribir los apuntes correspondientes (1866), los primeros con 166 páginas y los segundos con 278, de los que se hizo una impresión reducida y se fueron actualizando en cursos sucesivos. En el curso 1871-1872 los unió con el título de «Lecciones de Derecho Administrativo y Economía minera», con un total de 904 páginas. Su última obra sobre este tema es «Lecciones de legislación minera y de economía industrial con aplicación a la minería», publicadas en Madrid, 1879, con 557 páginas.

Muchas veces he pensado en el artículo 39 de la Ley de Minería, sancionada por Isabel II (11 de abril de 1849). Su párrafo segundo dice: «Habrá Escuelas prácticas en Almadén y en Asturias para los ingenieros, maestros y capataces de minas». Siempre llegó a la conclusión que dada la influencia del Director General de Minas, Rafael Cavanilles, que éste introdujo ese párrafo para que existiese la posibilidad de dos escuelas de ingenieros. La mayor parte de sus contemporáneos, entre ellos Maffei, profesor de Derecho Administrativo, sostiene se trata de un defecto de redacción, y que no se trata de mencionar ingenieros, es «una confusión de las prácticas que hacen los primeros (ingenieros) con las de los segundos (capataces), que eran por su naturaleza muy diferentes». El hecho real es que por ley quedó creada la Escuela de Ingenieros de Minas de Asturias en 1849, siéndolo nuevamente 110 años después (D. de 16 de julio de 1959).

Cavanilles siempre fue partidario de que las enseñanzas de la ingeniería minera estuviesen en las cuencas mineras, y por eso no me extraña que esa redacción fuese intencionada.

Basado en el R. D. (de 30 de mayo de 1879), le fue concedida la categoría de «Catedrático de término», por la oportuna disposición oficial (7 de mayo de 1881). Cesando en la docencia por su ascenso a Inspector General de segunda clase (6 de noviembre de 1881).

Del paso de Maffei por la cátedra el mejor comentario es el de Oriol. «Veintidós años regentó en la Escuela especial de Ingenieros de minas las cátedras de Laboreo y de Legislación, y las veintidós promociones de ingenieros que escucharon su voz elocuente recuerdan, y no olvidan fácilmente la claridad de sus explicaciones, el estímulo que sabía despertar entre sus discípulos, la benevolencia con que acogía a cuantos le demandaban aclaraciones, y el afán cariñoso con que procuraba ilustrar y animar a los jóvenes ingenieros en los primeros difíciles pasos de su profesión.»

5. LABOR PARTICULAR

Muchas empresas acudieron a Maffei, en plan de consulta, tanto de materias técnicas de explotación mineralúr-

gica como administrativa. Entre las actividades en las empresas de las que fue consultor figura: levantamiento del plano de la mina «La Verdad de los Artistas», sita en la cuenca argentífera de Hiendelaencina, publicado en 1855; memoria e informe de la misma mina, presentada a la junta general celebrada el 30 de marzo de 1855, y publicada en Madrid con 16 páginas impresas, propugnando en esta memoria el establecimiento de malacates de vapor, para incrementar el rendimiento, en lugar de accionarlos por caballerías. En un artículo informa sobre el establecimiento de la máquina de vapor de extracción en la mina «Suerte» de Hiendelaencina.

Las actividades en las empresas mineras las podemos resumir en que aportó sus conocimientos en Hiendelaencina cuando sus explotaciones de plata estaban en pleno apogeo; en el Valle de Aller, cuando se precisaba conocer las posibilidades de éxito que ofrecía el laboreo de sus numerosas capas de hulla; en Cáceres cuando empezaba la explotación de los fosfatos del Calerizo.

Una de las empresas donde trabajó más activamente fue la editora de la «Revista Minera metalúrgica y de ingeniería». Esta revista fue órgano del Cuerpo de Minas desde su fundación (1850), contó siempre con la pluma de Maffei, principalmente durante el período 1875-1882, de rotura de los lazos que unían revista y corporación, tomó su dirección en agosto de 1876 hasta enero de 1882, cesando por considerarla incompatible con el puesto de Inspector General de Segunda, apoyando su floreciente tercera serie, inaugurada en 1883. La revista minera tuvo la suerte de publicar muchos trabajos y notas de Maffei, algunos aparecidos como anónimos, pero identificables fácilmente por su estilo.

Una revista donde se publicaron varios artículos de Maffei, unos firmados y otros anónimos, fue en la «Revista minera de la provincia de Almería», semanario aparecido todos los domingos desde el 6 de septiembre de 1863 al 13 de marzo de 1864, un total de 28 números.

Colaboró en el folleto de 14 páginas titulado «Observaciones al proyecto de ley de minas presentado a las Cortes», publicado en Madrid en 1855. Se discuten las cuestiones de los impuestos mineros y proponen ciertas franquicias en armonía con sus ideas librecambistas.

Entre los diversos artículos destacan: Observaciones al proyecto de ley de minas aprobado por el Senado. Fue una sucesión de artículos publicados en el «Boletín Minero» del periódico «Las Novedades», editado en Madrid en 1859. «Datos histórico-estadísticos de la Junta Superior facultativa de minería». Madrid, 1860. Comprende desde la creación de la Junta, en 1849, hasta el año 1859. «Plan general de reforma de la administración pública del ramo de minas». Madrid, 1863. «Los montes y las minas», publicado en la Revista Forest. económ. y agric., en 1866. En él comenta la relación entre las riquezas minera y forestal y de los daños ocasionados en la vegetación por los humos de las industrias metalúrgicas. «Carbones minerales», en Dicc. gen. de polít. y administr. Madrid, 1868. Compara la legislación antigua y moderna sobre carbón, estadística desde la segunda mitad del XVIII hasta 1866, así como una información histórica sobre las diferentes comisiones para el estudio de nuestras cuencas.

Su obra cumbre, la preparada con su compañero de promoción Ramón Rúa Figueroa, sólo admite un calificativo, admirable, y un comentario, se observa una tendencia a incrementar los merecimientos de los liberales y a disminuir los de los conservadores, detalle impropio de Maffei, por lo que se lo atribuyo a Rúa Figueroa, de familia calificada por ellos mismos como avanzada y revolucionaria.

Colaboró con varios artículos en el «Eco de la Mancha» de noviembre de 1866 a marzo de 1867, revista editada en Ciudad Real. Su colaboración más interesante fue «Observaciones sobre la venta de las minas del Estado y de las de azogue de Almadén en particular». En el trabajo, además de la valoración de las minas de Almadén, discute la conveniencia o no para la nación de su venta. Un artículo útil para muchos ingenieros fue «Principios fundamentales para la resolución del problema general de tasación en venta de las minas», publicado en Madrid en 1867.

Estamos en 1890. El Director (1873-1895) de la Comisión del Mapa Geológico, Manuel Fernández de Castro (1825-1895) tiene encargo del Gobierno de preparar la aportación de la Comisión para los actos del cuarto centenario del descubrimiento de América. La labor propia del Cuerpo de Minas es reducida a unos bosquejos geológicos de Cuba, Puerto Rico, Santo Domingo y algunos artículos. Se trata el tema en el Consejo de la Comisión a la que pertenece Maffei y éste, siempre dispuesto a colaborar en cuanto sea realzar la labor del Cuerpo de Minas, ofrece una valiosa participación, consistente en preparar una «Bibliografía minera hispanoamericana» en dos tomos. El primer tomo titularlo «Notas biográficas», y comprendería 700 biografías en dos volúmenes, el primero de las letras A-L y el segundo M-Z. El segundo tomo es el de «Notas bibliográficas», en cuatro volúmenes: El primero años 1492-1600; el segundo, 1601-1700; el tercero, 1701-1800, y el cuarto, 1801-1892. Maffei se encuentra delicado, pero dio su palabra y quiere cumplirla. Pide al Director de la Comisión le designe un colaborador y éste es Manuel Puig y Larrea (Sevilla, 1851-Madrid, 1917), ingeniero afecto a la Comisión.

Inmediatamente inicia Puig su valiosa colaboración, y en 1892 queda terminada la obra, coincidente con el fallecimiento (junio de 1892) de Maffei. Fallecido el autor y pendiente de la última revisión, se archiva la obra en la biblioteca de la Comisión. Desgraciadamente, desapareció el volumen tercero del tomo segundo. El resto se conserva en la biblioteca, necesario de una ordenación de las fichas del trabajo. Es lástima que con motivo del quinto centenario se pierda la oportunidad de publicar esta obra con un siglo de retraso.

Como recompensa a su infatigable labor en beneficio de la minería e industrias conexas, fue propuesto para su ingreso en la Real Orden de Carlos III, pero al enterarse pidió la retirada de la propuesta, a lo que accedió el ministro.

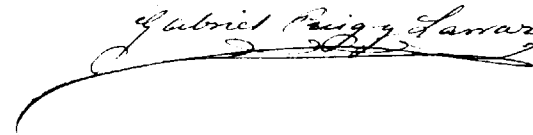
6. GABRIEL PUIG Y LARRAZ (1851-1917)

Nace en Sevilla el viernes 28 de marzo de 1851, siendo bautizado el mismo día en la Iglesia Parroquial de San Lorenzo. Hijo de Francisco de Paula Puig y Cruañas y de María Dolores Larraz y García. Su padre, de familia catalana dedicada al comercio, y la madre, aragonesa y andaluza.

Después de realizar los primeros estudios en Sevilla, ingresa en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas en 1869, figurando en la relación general de ingenieros de minas con el número 570. Terminada brillantemente su carrera.

Ingresa en el Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas (22 de julio de 1873) como ingeniero segundo, pasando destinado a la Comisión del Mapa Geológico. Ascende a ingeniero primero (5 de enero de 1881), continuando

Madrid. 3 de Abril de 1894



en el mismo destino. Cuando falleció en Madrid (10 de febrero de 1917) era vocal del Consejo de Minería.

Entre sus publicaciones destacan «Descripción física y geológica de la provincia de Zamora». Memorias del IGME, 1883, y su «Bosquejo geológico a escala 1:40.000». «Datos para la geología de la provincia de Santander», en colaboración con Rafael Sánchez Lozano, «Bol. Inst. Geol. y Minero», XV, 1888. Publicó varios trabajos de historia, geología y geografía. Fue Comendador de la Orden de Isabel la Católica y Académico Correspondiente de la Real Academia de la Historia.

7. BIBLIOGRAFIA

ANÓNIMO: *Anuario de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas*. Primer año. Madrid, 1878.

ANÓNIMO: *Centenario de la Escuela de Ingenieros de Minas de España (1777-1877)*, 1877, 300 págs. Fue escrito por Maffei.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en el mundo hispánico. Notas históricas*. Madrid, 1979, 200 págs.

MAFFEI Y RAMOS, Eugenio; RÚA FIGUEROA Y FRAGA, Ricardo: *Apuntes para una biblioteca española*. Dos tomos. Madrid, 1871, 530 págs., y 1872, 700 págs.

Noticias

PROXIMA APARICION DEL INVENTARIO NACIONAL DE RECURSOS DE ESTRONCIO

El Instituto Geológico y Minero de España ha ultimado la elaboración del Inventario Nacional de Recursos de Estroncio, que será editado en un plazo breve.

El crecimiento que ha experimentado en los últimos años la demanda de compuestos de estroncio, es consecuencia directa del desarrollo de tecnologías modernas; en efecto, la mayor parte de la producción de dichos derivados se consume en aplicaciones tales como: TV en color, imanes permanentes de ferritas, pirotecnia civil o militar y refinado de zinc electrolítico. Asimismo, un misceláneo grupo de otras aplicaciones ilustra sobre las posibilidades de los productos con estroncio: grasas, aditivos, gomas, manufacturas cerámicas, pigmentos, elementos electrónicos, memorias de ordenador, cintas magnéticas, aleaciones especiales, productos cosméticos y medicinales, vidrio óptico, lámparas fluorescentes, cargas para industria papelera, etc.

Es bien conocido que España figura entre los primeros países productores de Celestina, la principal mena de estroncio aprovechada hoy en día; en la actualidad la producción española proviene de una sola mina, Montevives, situada a unos siete kilómetros al SO de Granada.

El mineral extraído se exporta, en un 95 por 100 aproximadamente, hacia Extremo Oriente, Centroeuropa y Norteamérica, mientras que el porcentaje restante se consume en la única planta química de producción de derivados de estroncio que por el momento existe en nuestro país, ubicada en Motril (Granada).

Gran parte de los yacimientos mundiales de mineral de estroncio se encuentran en cuencas sedimentarias, de litofacies y geocronología similares a las que ocupan amplios sectores del Sur, Levante y Noreste de la Península Ibérica, donde diversos indicios y pequeñas explotaciones hoy abandonadas han animado durante la presente década a empresas privadas a afrontar los riesgos que conlleva la prospección.

En este sentido, son alentadores los hallazgos, en años recientes, de depósitos de mineralización de estroncio en el área de Escúzar (Granada).

Queda patente el interés de la Administración por contribuir al reconocimiento del potencial minero del país, con la presentación de este nuevo Inventario Nacional.

SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF THE PYRENEES AND THE BETICS

Durante los pasados días 11 al 15 de abril ha tenido lugar en Barcelona un Simposio Internacional sobre la Geología de las Cordilleras Pirenaica y Bética. Este Simposio ha sido organizado, como homenaje al Dr. José M.ª Fontboté, por el Servicio Geológico de Cataluña, el Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona y el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea.

Las sesiones científicas se han desarrollado en la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona. En total se han presentado 117 Comunicaciones Científicas, 88 de ellas en sesión oral y el resto en sesión poster, que representan la contribución de 212 investigadores. De estos investigadores, la mitad (106) han sido españoles y el resto se reparten entre países europeos (Francia, Inglaterra, Holanda, Alemania, Italia, Portugal y Suiza), Australia, Esta-

dos Unidos y Canadá. Conviene destacar la amplia participación de investigadores franceses, 74 en total, sin duda debido tanto al gran dinamismo científico del país vecino, como al hecho de que el Simposio versara sobre una cadena común en la que se están desarrollando dos proyectos de cooperación científica entre Francia y España: Síntesis Geológica del Pirineo y Perfil ECORS Pirineos.

Las comunicaciones se han repartido de la siguiente forma: 40 de ellas han versado sobre la Cordillera Bética, 68 sobre el Pirineo y 4 incluyen aspectos relativos a ambas Cadenas. Entre las contribuciones relativas a la Cordillera Pirenaica conviene resaltar por su novedad la presentación de 7 comunicaciones que participan de los resultados obtenidos con el perfil ECORS-Pirineos.

ENCUENTRO SOBRE GEOMORFOLOGIA, CUATERNARIO Y NEOTECTONICA DE SIERRA NEVADA Y DEPRESIONES PERIFERICAS

Durante los días 29 de agosto al 3 de septiembre de 1988 se ha celebrado en la provincia de Granada el «Encuentro sobre Geomorfología, Cuaternario y Neotectónica en Sierra Nevada y depresiones periféricas», organizado y dirigido por Juan José Durán Valsero y Jesús M. Soria Mingorance, de las Divisiones de Geología Ambiental y Geología del IGME, respectivamente, en colaboración con la AEQUA (Grupo Andaluz del Cuaternario).

Dicho encuentro reunió en el campo durante los días de su celebración a dieciséis personas, miembros de diferentes organismos públicos (Museo de Ciencias Naturales de Madrid, Universidad Politécnica de Barcelona, Universidad de Granada, Observatorio de la Cartuja, Museo del Puerto de Santa María e IGME), y entidades privadas.

Las labores realizadas en lo que se refiere a los aspectos concretos materia del encuentro consistieron fundamentalmente en mostrar y establecer diálogos sobre los siguientes aspectos:

* Estratigrafía y Paleontología Neógeno-Cuaternaria de

Como colofón al Simposio se desarrolló una excursión científica que ha tratado de la Estructura de la vertiente suroriental del Pirineo según la transversal de los ríos Freser-Ter. Esta excursión ha sido organizada y dirigida por el Dr. Josep-Antón Muñoz, del Servicio Geológico de Cataluña, con la colaboración de J. M.^a Casas, A. Martínez y J. Vergés. Para esta excursión, y editada por el Dr. J. A. Muñoz, se publicó una Guía de Campo en lengua inglesa titulada: «An Introduction to the Structure of the Southeastern Pyrenees. The Ter-Freaser cross-section», de 85 páginas, bellamente ilustrada y editada que constituye por sí misma una excelente síntesis introductora para el lector interesado en el conocimiento de la estructura y la evolución sedimentaria de la vertiente oriental surpirenaica.

las Cuencas de Granada, Guadix-Baza y Corredor de las Alpujarras.

* Morfodinámica actual y rasgos del relieve en dichas Cuencas y Sierra Nevada, atendiendo especialmente a la geomorfología glacial y periglacial.

* Análisis de los datos publicados sobre la Neotectónica de la región visitada, así como aportación de otros datos novedosos por parte de diferentes investigadores de la región que participaron en el encuentro.

Como conclusiones finales del encuentro merece entresacarse el vivo interés que han despertado los temas tratados en todos los participantes, quienes valoraron de forma muy positiva este tipo de actividades científicas, especialmente encaminadas a la observación y discusión de materias geológicas sobre el terreno.

Tras la clausura del encuentro se anunció la celebración del próximo, a celebrar el año 1989, en la provincia de Málaga, sobre Karst, Neotectónica y Paleoclima Plio-Cuaternario, de cuya organización quedó responsabilizado J. J. Durán Valero.

LIBROS

GEOLOGIA DE LOS GRANITOIDES Y ROCAS ASOCIADAS AL MACIZO HESPERICO

Libro Homenaje al Profesor García de Figuerola

Con motivo de la reciente jubilación del Prof. García de Figuerola, y en recuerdo al mismo, el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de

Salamanca le ha dedicado un libro homenaje que bajo el título «Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico», reúne una selección de treinta y dos

trabajos de diversos especialistas españoles y extranjeros. Son todos ellos trabajos puntuales que sirven de exponente de las líneas de investigación en curso, así como de los niveles alcanzados, y en su conjunto constituyen una síntesis regional y temática de los aspectos más importantes.

Los editores-coordinadores de esta obra, los doctores F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, han tenido el acierto de presentar al final del libro un listado bibliográfico único que resulta de gran utilidad. También figuran índices temático y bibliográfico.

Luis Carlos García de Figuerola, objeto de este libro homenaje, es Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid desde 1953. Trabajó como investigador en la Junta de Energía Nuclear hasta 1960, fecha en la que obtiene la Cátedra de Petrología de la Universidad de Oviedo. Diez años más tarde se traslada a la Universidad de Salamanca, en donde a lo largo de diecisiete años desarrolla una importante labor docente e investigadora que continúa como Profesor Emérito. Son diez tesis doctorales las que ha dirigido y más de 70 los trabajos publicados, gran parte de ellos sobre la geología granítica y metamórfica del Macizo Hespérico. Asimismo, ha sido el promotor de las Reuniones de Geología del Oeste peninsular.

Finalmente, transcribimos la lista de los autores y títulos de los 32 trabajos incluidos:

1. Las rocas graníticas de la Cadena Hercínica en el sector francés.—*J. Lameyre.*
2. Plutonismo y metamorfismo en las zonas Cantábrica y Astur-occidental Leonesa.—*O. Suárez & L. G. Corretgé.*
3. El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español.—*J. M. Fúster & C. Villaseca.*
4. Granitoides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico.—*N. Ferreira; M. Iglesias; F. Noronha; E. Pereira; A. Ribeiro & M. L. Ribeiro.*
5. El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (Centro Oeste de España). Visión de conjunto en el contexto geológico regional.—*M. López Plaza & A. Carnicero.*
6. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico.—*M. Serrano Pinto; C. Casquet; E. Ibarrola; L. G. Corretgé & M. Portugal Ferreira.*
7. Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico.—*F. Bea; J. G. Sánchez González de Herrero & M. Serrano Pinto.*
8. Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico.—*M. López Plaza & J. R. Martínez Catalán.*
9. Magmatismo peralcalino do Maciço Hespérico: sua distribuição e significado geodinâmico.—*M. L. Ribeiro & P. Floor.*
10. Estructura cortical del Macizo Hespérico: La aportación geofísica.—*E. Banda.*
11. Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico.—*A. Arribas; A. Arribas Rosado; P. Gumiel; A. Martín Izard & R. Reguilón.*
12. Conclusiones de la mesa redonda-coloquio sobre tipología de los granitoides del Macizo Hespérico.
13. Typologie des granitoides hercyniens du Nord Portugal. Exemple des complexes de granite a 2 micas du domaine de Montalegre.—*F. Holtz & J. Leterrier.*
14. Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español).—*R. Casillas & M. Peinado.*
15. Características petrológicas en el área de El Mirón (N del valle del Corneja, prov. de Avila).—*P. Franco González & T. Sánchez García.*
16. Asimilación en los granitos hercínicos: aspectos básicos e implicaciones.—*J. M. Ugidos.*
17. Diagramas empíricos y su aplicación al caso de los granitos hercínicos de la Península Ibérica.—*J. M. Ugidos.*
18. Caracterización geoquímica de la subfacies neumatolítica de La Sierrita y su relación con las facies graníticas colindantes (Batolito de Araya, Cáceres).—*L. Pérez del Villar & E. Mingarro.*
19. El plutonismo hercínico en el área de Mérida (Extremadura Central, España).—*J. C. Gonzalo.*
20. Los cuerpos intrusivos pre-hercínicos de la parte norte de la zona de Ossa-Morena en su sector centro-oriental.—*F. Pérez-Lorente.*
21. La alineación o el eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.—*E. Pascual Martínez & F. Pérez-Lorente.*
22. Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).—*E. Ibarrola; C. Villaseca; Y. Vialette; J. M. Fúster; M. Navidad; M. Peinado & C. Casquet.*
23. Geocronología del Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz, España).—*C. Galindo; C. Casquet; M. Portugal Ferreira & C. A. R. Macedo.*
24. Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión.—*A. G. Ubanell & M. Doblas.*
25. Estructurología de los enclaves microgranulares del Sistema Central.—*C. Martín Escorza.*
26. Los granitoides deformados de la banda del Guadamez (La Serena, Badajoz).—*A. Castro.*
27. Estructura de los macizos de Cabo Ortegal y Ordenes a partir de datos sísmicos.—*D. Córdoba & E. Banda.*
28. Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona

- Centro-Ibérica.—A. Carbó; J. F. Bergamín; R. Capote; J. M. González Casado; I. Santa Teresa; G. de Vicente & M. C. Zorita.
29. El lineamiento tectónico Nazaré (W de Portugal)-Luarca (NW de España) y su implicación metalogénica (Macizo Hespérico).—M. Gutiérrez Claverol; C. Luque & V. Suárez.
30. Estudio de la distribución del K, Th y U en el batolito de Cabeza de Araya mediante prospección aeroradiométrica y litogeoquímica: implicaciones petrográficas y metalogénicas.—L. Pérez del Villar & C. Moro.
31. Caracterización de los granitoides del Macizo Hespérico (parte española) en cuanto a su potencialidad como rocas ornamentales.—F. Gonzalo Corral & F. García Carbonero.
32. Proposición de un modelo genético sobre ciertos montes isla graníticos cupuliformes (Bornhardt Inselbergs) del Sistema Central Español.—E. Molina; I. Moreno-Ventas & M. López Plaza.—L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

872045. **La Geología en la Constitución Española.** SUAREZ, L. E.
El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 24, 40-43, esp., bibl. IGME.
* Geología, Legislación, España.

872132. **Estudio previo de puntos de interés geológico e itinerarios geológico-didácticos en la provincia de Burgos.** MELERO, J. M.
3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 625-641, 24 ref., esp., bibl. IGME.
* Divulgación geología, Curiosidad morfológica, Itinerario, Enseñanza, Provincia Burgos.

872134. **Utilización didáctica de «Cornisas singulares» en el término Municipal de Madrid.** GALLEGO, E.
3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 655-664, 6 ref., esp., bibl. IGME.
* Divulgación geología, Curiosidad morfológica, Provincia Madrid.

872361. **Análisis de técnicas para la realización de cartografía automática.** CANDELA, L.
Rev. Geofís. (1987), vol. 43, núm. 1, 3-14, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Cartografía automática, Metodología, Análisis-tendencia, Geoestadística, Método elementos finitos.

GEOLOGIA REGIONAL

872133. **Planificación de un estudio de determinación de puntos de interés geológico e itinerarios geológico-didácticos en una unidad provincial.** MELERO, J.
3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 643-653, 12 ref., esp., bibl. IGME.
* Planificación, Enseñanza, Divulgación geología, Excursión, Itinerario, Provincia Burgos.

872135. **Interés geológico de Peñas Aragonesas-Artana, Castellón.** SANFELIU, T.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 665-676, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Divulgación geología, Excursión, Anticlinal, Trías, Cuaternario, Tectónica encajante, Macizo Ibérico, Provincia Castellón.

872279. **Sobre la geología de la región de Archidona y la pertenencia de la Alta Cadena al Subbético.** PINEDA, A.
Stud. Geol. Salmant. (1987), vol. 24, 67-81, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleogeografía, Secundario, Pliegue, Falla, Escama, Flysch, Autoctonía, Zona Bética, Zona Subbética.

872281. **El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Besós.** VACAS, J. M., y MARTINEZ CATALAN, J. R.

Stud. Geol. Salmant. (1987), vol. 24, 151-175, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pliegue sinforme, Ordovícico, Silúrico, Tectónica superpuesta, Metamorfismo regional, Orogenia hercínica, Provincia Zamora, Hercínico Centro.

872347. **Infraestructura geológica en Andalucía.** INGENMISA.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 25, 19-20, esp., bibl. IGME.
* Cartografía, Mapa geológico, Inventario, Andalucía.

872348. **El Instituto Geológico y Minero de España en Andalucía.** IGME.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 25, 31-34, esp., bibl. IGME.
* IGME, Informe actividades, Geología, Recurso mineral, Agua subterránea, Andalucía.

872350. **La geología en los nuevos accesos ferroviarios a Andalucía.** SUAREZ, L. E., y PEREZ DEL CAMPO, P.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 25, 46-50, esp., bibl. IGME.
* Vía férrea, Proyecto, Papel geólogo, Andalucía.

ESTRATIGRAFIA

872059. **La flora de los paquetes Sotón y Entrerregueras**

en Braña del Río, Cuenca Carbonífera Central de Asturias, NO de España. ALVAREZ-VAZQUEZ, C.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 79-85, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bioestratigrafía, Westfaliense, Flora, Capa carbón, Asturias.

872060. **La edad de la Formación Murcia en el Dominio Paleotino (Cordillera Cantábrica, NO de España).** ARBIZU, M.; GARCIA-ALCALDE, J. L., y MONTESINOS, R.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 87-91, 8 ref., esp., res. ing., cat., bibl. IGME.

* Bivalvia, Cheiloceras, Fauna braquiópodos, Fauna ammonites, Nuevo dato, Famenense, Provincia Palencia.

872062. **Cycloseris barcelonensis (Oppenheim, 1911) del Eoceno de Igualada: Precisiones estratigráficas, paleoambientales y paleontológicas.** BUSQUETS, P.; VILLAPLANA, M.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 99-106, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hexacoralla, Foraminífera, Discocyclina, Cycloseris, Eoceno sup., Medio deltáico, Proporción material sedimentado, Modelo, Cuenca Ebro.

872068. **Nanoflora y bioestratigrafía del paso Coniaciense-Santoniense en Alava noroccidental.** FLORES, J. A.; GOROSTIDI, A., y LAMOLDA, M. A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 151-163, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Coniaciense, Santoniense, Flora, Nanofósil, Corte geológico, Bioestratigrafía, Biofacies, Formación Alava.

872075. **Fauna y flora de los yacimientos Neocomienses del Montsec, provincia de Lérida.** LACASA RUIZ, A., y MARTINEZ DELCLOS, X.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 215-223, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Neocomiense, Roca carbonatada, Mudstone, Estructura sedimentaria, Fauna insecto, Fauna artrópodo, Fauna pájaro, Flora, Provincia Lérida.

872076. **Biostratigrafía del Coniaciense y Santoniense en el Norte de Burgos-Oeste de Alava.** MARTINEZ, R., y LAMOLDA, M. A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 225-234, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Coniaciense, Santoniense, Corte geológico, Fauna, Bioestratigrafía, Límite estratigráfico, Estratotipo.

872077. **Distribución de Inocerámidos, Bivalvia, en la zona subpirenaica central.** LOPEZ, G.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 235-239, 9 ref. esp., res. ing., bibl. IGME.

* Biostratigrafía, Inoceramis, Cretácico sup., Pirineos españoles, Provincia Lérida.

872078. **Relación cronoestratigráfica de los yacimientos**

plio-pleistocenos del Oeste de Europa a través de las variaciones de Equus Stenonis, Cochl. MARIN, M.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 241-245, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Plioceno sup., Pleistoceno inf., Hipomorfa, Equus, Osa-menta, Biostratigrafía, Italia, España.

GEOMORFOLOGIA

872079. **Actividad bioerosiva en el Plioceno marino del Empordá, Catalunya.** MARTINELL, J., y DOMENECH, R.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 247-251, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Erosión, Acción biógena, Traza mecánica, Fauna invertebrado, Acantilado, Valva, Medio marino, Variación nivel, Plioceno, Cataluña.

872084. **Cuestiones a considerar para la interpretación de la Biogeografía de las Faunas Europeas de roedores durante el Pleistoceno Medio y Superior.** RUIZ BUSTOS, A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 309-310, 1 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Biogeografía, Fauna roedores, Glaciación, Pleistoceno medio, Pleistoceno sup., Europa.

872087. **Contribución al estudio de la génesis de suelos del «Monte Perdido».** HERNANDO COSTA, J.; MORENO, GARCIA, A. M.; ENCINAS, B., y ROSADO, M. J.

Pirineos, vol. 36, núm. 127, 5-25, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Gley, Granulometría, Textura, Mineralogía arcilla, Capacidad cambio catión, Carbono orgánico, Materia orgánica, Nitrógeno, Pedogénesis, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

872149. **Cálculo y distribución del factor torrencialidad (R) en la provincia de Valencia.** PONS, V., y BORDAS, V.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 949-963, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Cartografía, Precipitación atmosférica, Agua lluvia, Erosión suelo, Provincia Valencia.

872164. **Ejemplo de clasificación y representación gráfica del territorio por unidades geomorfológicas.** FERNANDEZ GARCIA, P.; GARZON, G.; CABRA, P., y MEDINA, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1209-1225, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Geomorfología cuantitativa, Formación superficial, Superficie erosión, Ladera, Dolina, Terraza, Coluvión, Abanico fluvial, Planificación regional, Provincia Madrid.

872165. **Clasificación de unidades de paisaje en la Sierra del Negrete y Utiel: aproximación utilizando el sensor thematic Mapper del Satélite Landsat 5.** BOLUDA, R.; MOLINA, M. J.; LOPEZ GARCIA, M. J., y MELIA, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1227-1240, 19 ref., esp., bibl. IGME.

* Clasificación, Paisaje, Teledetección multispectral, LANDSAT, Espectro, Provincia Valencia.

872174. **Relaciones entre las unidades geomorfológicas cuaternarias del litoral y de la plataforma intermedia de Valencia (España). Implicaciones paleogeográficas.** GOY, J. L.; REY, J.; DIAZ DEL RIO, V., y ZAZO, C.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 2, 1369-1381, 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Medio litoral, Morfología costa, Plataforma continental, Abanicos fluviales, Delta, Terraza, Cordón litoral, Beach rock, Neotectónica, Mapa geomorfológico, Provincia Valencia.

872234. **Características espeleológicas del Karst de Mallorca.** GINES, A., y GINES, J.

Endins (1987), núm. 13, 3-19, 58 ref., esp., res. cat., ing., bibl. IGME.

* Karst, Morfología disolución, Cavidad subterránea, Caverna, Dolina, Mapa cavernas, Histograma, Distribución espacial, Isla Mallorca, Baleares.

872235. **Apunts sobre els avencs del Puig Major, Escorla, Mallorca.** TRIAS, M.

Endins (1987), núm. 13, 21-26, 7 ref., cat., res. ing., bibl. IGME.

* Caverna, Mapa cavernas, Cavidad disolución, Baleares, Isla Mallorca.

CUATERNARIO

872274. **Análisis morfológico y sedimentológico de la llanura aluvial entre Oropesa y la Ribera de Cabanes.** SANJAUME, E., y SEGURA, F.

Saitabi (1986), vol. 36, 365-296, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Llanura aluvial, Sedimentación litoral, Medio litoral, Abanico fluvial, Playa, Composición mineralógica, Histograma, Pleistoceno sup., Holoceno, Provincia Castellón.

872276. **Terrazas y glaciares del Palencia medio.** ESTRELLA, M. J.

Saitabi (1986), vol. 36, 429-443, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Terraza, Glaciares, Erosión fluvial, Río, Pleistoceno, Holoceno, Provincia Castellón.

872351. **La evolución morfológica del alto Valle del Duje durante el Cuaternario, Picos de Europa, NO de España.** FROCHOSO, M., y CASTAÑON, J. C.

Eria (1986), núm. 11, 193-209, 11 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

* Mapa geomorfológico, Valle, Morfología erosión, Pleistoceno, Holoceno, Glaciación, Acción climática, Montes Cantábricos, Región Cantábrica.

GEOCRONOLOGIA

872324. **Primeras edades radimétricas en el área Estanno-Wolframífera de Morille-Martinamor, Centro-Oeste de España.** LINARES, E.; PELLITERO, E., y SAAVEDRA, J.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 5, 640-646, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Datación, Rb-Sr, K-Ar, Sr 87-Sr 86, Isocrona, Micasquisito, Granito, Ortoneis, Provincia Salamanca.

872328. **Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: granito tipo Padrón y granito tipo Porriño.** GARCIA GARZON, J.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 5, 695-698, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Datación, Rb-Sr, Granito, Roca total, Isocrona, Provincias La Coruña, Pontevedra.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

872047. **Planetología (3): Venus, la Tierra y Marte: una planetología comparada.** JIMENEZ ONTIVEROS, P.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 24, 47-50, esp., bibl. IGME.

* Planeta Tierra, Planeta Marte, Planeta Venus, Atmósfera, Método satélite, Comparación planeta.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

871592. **Problemas de Geología para el ingeniero en las cimentaciones sobre suelos.** JIMENEZ SALAS, J. A.

Ing. civ. (1987), núm. 62, 29-49, 230 ref., esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Mecánica suelo, Cimentación, Hundimiento, Infiltración, Licuefacción, Límite Atterberg, Compresión edométrica.

871593. **Cimentación de una chimenea de 200 m. de altura en roca floja colapsable.** URIEL, S.; AZCUE, F., y VALENTI, J. M.

Ing. civ. (1987), núm. 62, 51-55, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Cimentación, Central eléctrica, Mecánica suelo, Arenisca, Propiedad geotécnica, Capacidad de carga, Hundimiento, Asiento, Ensayo laboratorio, Ensayo in situ, Mioceno sup., Provincia Almería.

871594. **Perfil en voladizo de la parte superior del talud de una excavación y su evolución.** HACAR, M. A.

Ing. civ. (1987), núm. 62, 57-61, esp., bibl. IGME.

* Estabilidad ladera, Excavación, Pendiente ladera, Mecánica suelo, Ecuación matemática.

871595. **El proyecto de enlace fijo Europa-Africa a través del Estrecho de Gibraltar.** ESTERAS MARTIN, M. *Ing. civ.* (1987), núm. 62, 63-68, esp., bibl. IGME.

* Informe actividad, Proyecto, Estudio factibilidad, Elección sitio, Instalación marina, España, Marruecos, Estrecho Gibraltar.

871596. **1965-1986, más de dos décadas de desolación en las Islas Canarias.** TORRES, M.; VERA, J. A., y FERNANDEZ LUQUE, F.

Ing. civ. (1987), núm. 62, 91-97, esp., bibl. IGME.
* Gestión recursos agua, Desalación, Aprovisionamiento agua, Demanda, Balance agua, Canarias.

871609. **El agua en el medio ambiente, problemática, contaminación y potabilización.** SANCHEZ BALLESTEROS, J., y HERNANDEZ HERNANDEZ, M. D.

Quím. ind. Madrid (1987), vol. 33, núm. 6, 489-495, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Agua subterránea, Ciclo agua, Contaminación, Contaminante, Aguas residuales, Depuración.

871614. **Pantallas de impermeabilización en cimiento de presas de estratos permeables.** QUILES, E.

Rev. Obras Públicas (1987), núm. 3258, 317-324, esp., bibl. IGME.

* Cimentación, Presa, Permeabilidad, Inyección, Aluvión, Karst, España.

871636. **Mapa predictor de riesgos por expansividad de arcillas en España, a escala 1:1.000.000.** IGME.

IGME (1986), 64 pp., 100 ref., esp., S.P., IGME.
* Memoria explicativa, Mapa geotécnico, Arcilla, Material expansivo, Previsión, Catástrofe natural, España.

871754. **Recopilación de los criterios establecidos en EE. UU. para los estudios de emplazamientos de centrales nucleares.** RAMIREZ OYANGUREN, P.; VELASCO, M., y SANTIAGO ALBARRAN, J. L.

Esc. Téc. Sup. Ing. Minas, Madrid, 348 pp., esp., bibl. IGME.

* Central nuclear, Elección sitio, Metodología, Sismicidad, Hidrogeología, Tectónica, Instrumentación, Ensayo in situ, Ensayo laboratorio, Levantamiento geofísico, Estados Unidos.

871797. **La Geografía y la ordenación del territorio: Algunas cuestiones teóricas y prácticas.** GOMEZ PIÑEIRO, J.

Lurralde (1987), núm. 10, 33-47, 24 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Planificación regional, Programa, Utilización terreno, Estudio impacto medio, Teoría.

871799. **Aspectos limnológicos del embalse de Añarbe en relación con la calidad del agua de abastecimiento a San Sebastián.** IRIBAR, X., y ALZATE, J.

Lurralde (1987), núm. 10, 65-74, 10 ref., esp., res. ing., baq., bibl. IGME.

* Lago artificial, Aprovisionamiento agua, Limnología, Hierro, Manganeso, Contaminación, Provincia Guipúzcoa.

871822. **Balnearios y manantiales de aguas minerales de la provincia de Teruel. Estudio histórico-científico y**

proyección social y turística. SAN MARTIN, J., y ARMILLO, F.

Teruel (1986), núm. 75, 49-94, 69 ref., esp., bibl. IGME.
* Agua mineral, Génesis, Histórico, Manantial, Inventario, Calidad agua, Hidroquímica, Análisis cuantitativo, Temperatura, Bibliografía, Provincia Teruel.

871823. **Estudios sobre espacios urbanos. Coloquio hispano-francés sobre «Espacios urbanos», Madrid, marzo-abril 1985.**

Casa de Velázquez, Madrid, 973 pp., esp., bibl. IGME.
* Reunión, Planificación urbana, Zona urbana, Política Estado.

871930. **El accidente de la central de Chernobyl.** MARTIN ALVAREZ, L.

Ind. min. (1987), núm. 267, 19-23, 4 ref., esp., bibl. IGME.
* Central nuclear, Explosión nuclear, URSS.

872046. **Almacenar residuos radioactivos: Una tarea difícil y costosa.** ORDOÑEZ, J. L.

El Geólogo (1987), vol. 5, núm. 24, 44-46, esp., bibl. IGME.
* Residuo radioactivo, Almacenaje, Almacenaje subterráneo, Elección lugar, Metodología.

872095. **3.ª Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Valencia, febrero 1987.**

Univ. de Valencia, serv. publ., 3 vols., esp., bibl. IGME.
* Reunión, Geología ambiental, Planificación regional.

872098. **Espacio externo y espacio interno: Geología y habitat.** CENTENO, J. D.; FERNANDEZ GARCIA, P.; GARZON, G., y ORTEGA, L. I.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 17-36, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Zona urbana, Zona rural, Zona industrial, Acción humana.

872099. **La imagen del medio en el acto de planificar.** VILLOTA, I., y LUXAN, M.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 37-47, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación, Estudio medio, Planificación regional, Planificación urbana, Legislación, España.

872100. **Los problemas de la integración de las áreas metropolitanas en los análisis y cartografía geoambientales.** CENDRERO, A.; ELIZAGA, E., y GALLEGO, E.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 49-56, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Zona urbana, Geología ambiental, Clasificación, Metodología, Estudio caso, España.

872101. **Un ensayo de coherencia: el medio natural y la ordenación del territorio.** GARCIA HEREDIA, A.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 57-75, 12 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Estudio medio, Paisaje, Acción humana.

872102. **Aproximación a una sistemática de metodologías para la ordenación territorial de base ecológica.** GARCIA HEREDIA, A.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 77-94, 18 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación regional, Geología ambiental, Mapa, Mapa utilización terreno, Metodología.

872103. **La ordenación territorial en el área del Gran Valencia.** GARCIA HEREDIA, A.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 95-126, 17 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación urbana, Estudio medio, Provincia Valencia.

872104. **Infraestructuras: Transformación del medio físico en el marco del área metropolitana de Valencia.** MIRALLES, J. L., y TRENOR, M.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 127-150, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Suelo, Propiedad geotécnica, Arena, Arcilla, Dato, Capacidad de carga, Asiento, Zona urbana, Clasificación, Planificación regional, Provincia Valencia.

872105. **Contribución al conocimiento geológico del área urbana de Sevilla.** GALAN, E.; GONZALEZ DIEZ, I., y RODRIGUEZ VIDAL, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 151-168, 20 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Estudio medio, Planificación urbana, Terraza, Arcilla mineral, Cuaternario, Provincia Sevilla, Cuenca Guadalquivir.

872106. **Una aplicación de metodología analítica para «Planteamiento ecológico de estructura de usos del suelo. La ribera sur del Maestrazgo.** GARCIA HEREDIA, A.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 169-188, 18 ref., esp., bibl. IGME.

* Utilización terreno, Metodología, Mapa utilización terreno, Estudio caso, Provincia Castellón.

872107. **Limitaciones geoambientales en el uso urbanístico de la Costa Dorada, provincia de Tarragona.** VALLS, M. L.; TRILLA, J., y ESTALRICH, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 189-200, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Estudio medio, Planificación urbana, Medio litoral, Provincia Tarragona.

872108. **Condiciones geoambientales para un modelo de ordenación territorial de zonas de alta montaña (Ripollés, Gerona).** FLETA, J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 201-218, 18 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Cámbrico, Ordovícico, Carbonífero, Secundario, Terciario, Orogenia alpina, Pliegue, Cabalgamiento, Geomorfología, Karst, Movimiento masa, Ladera, Caudal río, Deslizamiento terreno, Previsión, Provincia Gerona.

872109. **Las riadas del Júcar y su relación con la evolución urbana de Alcira.** ALONSO, J. J.; CORTES, M. A.; GOMEZ LOPERAS, F., y CURRAS, R.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 219-238, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación urbana, Estudio medio, Río, Crecida, Zona urbana, Histórico, Provincia Valencia.

872110. **Ordenación y usos del parque periurbano de San Marcos-Txorito-Kietí.** ARRIOLA, F.; AGUIRRE, I., et al.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 239-258, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología ambiental, Utilización terreno, Provincia Guipúzcoa.

872111. **Tratamiento urbanístico del antiguo yacimiento paleontológico de San Isidro, Madrid.** GALLEGO, E., y ESTERAS, E.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 259-278, 16 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación urbana, Yacimiento fosilífero, Zona urbana, Estudio medio, Provincia Madrid.

872112. **Acerca de la ubicación del puerto de Valencia.** BLANCA JIMENEZ, V., y ALONSO PASCUAL, J. J.

3.ª Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia (1987), vol. 1, 279-290, esp., bibl. IGME.

* Puerto, Elección lugar, Estudio crítico, Histórico, Sedimentación litoral, Línea costa, Provincia Valencia.

PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

872050. **Comunicaciones II Jornadas de Paleontología. Sabadell, 27-29 noviembre 1986.**

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 325 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Paleontología, España.

872051. **Miquel Crusafont y la paleontología española.** AGUSTI, J.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 3-5, esp., cat., bibl. IGME.

* Bibliografía, Paleontología, España.

872052. **Sucesión y evolución: Su proyección biogeográfica.** MARGALEF, R.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 7-26, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ecosistema, Evolución biológica, Biogeografía, Teoría.

872058. **Hallazgo de hiracoides en el área de Teruel. Nuevos datos sobre el tránsito Vallesense-Turolense.** ALCALA, L.; SESE, C., y MORALES, J.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 69-78, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mioceno superior, Límite estratigráfico, Vallesense, Turolense, Nuevo dato, Biometría, Insectívora, Lagomorfa, Rodentia, Carnívora, Perisodactila, Provincia Teruel.

872067. **Relaciones entre sistemática y ciencia de la forma.** DE RENCI, M.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 135-149, 54 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Taxinomía, Morfología, Ontogenia.

872069. **Paleoecología de Venta Micena.** GIBERT, J., y CAPORICCI, R.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).
Paleontol. evol., núm. 20, 165-168, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Traza mecánica, Osamenta, Carnívoro, Acción hombre, Pleistoceno inferior, Provincia Granada.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

871827. **Los micromamíferos, Insectívora, Rodentia y Lagomorpha de la Cueva de las Graderas, Molinos, Teruel. Nota preliminar.** GIL BAZAN, E.

Inst. estud. turolenses, Teruel (1986), 11-20, 8 ref., bibl. IGME.

* Insectívora, Myomorpha, Lagomorpha, Diente, Paleocología, Wurm, Pleistoceno sup., Provincia Teruel.

871828. **Estudio preliminar de la fauna de macromamíferos del relleno kárstico de la Cueva de las Graderas, Molinos, Teruel.** ARANZA, B., y SOTO, E.

Inst. estud. turolenses, Teruel (1986), 21-28, 6 ref., esp., bibl. IGME.

* Ursidae, Ursus spelaeus, Bovidae, Ruminantia, Fissipedia, Diente, Paleocología, Pleistoceno sup., Wurm, Provincia Teruel.

871830. **Antropología del hombre de la Cueva de las Graderas.** LORENZO LIZALDE, J. I.

Inst. estud. turolenses, Teruel (1986), 39-81, 120 ref., esp., bibl. IGME.

* Antropología, Homo sapiens, Fisiología, Mandíbula, Diente, Wurm, Pleistoceno sup., Provincia Teruel.

871833. **Nuevas faunas de roedores en el Mio-Plioceno continental de la región de Teruel, España. Interés bioestratigráfico y paleoecológico.** ADROVER, R.

Inst. estud. turolenses, Teruel (1986), 423 pp., 126 ref., esp., bibl. IGME.

* Tesis doctoral, Cricetidae, Muridae, Gliridae, Myomorpha, Scinromorpha, Hystricomorpha, Diente, Biometría, Paleocología, Biostratigrafía, Mioceno, Plioceno, Provincia Teruel.

872055. **¿Biogeografía de organismos o de áreas? Nuevas perspectivas en biogeografía histórica.** LOPEZ MARTINEZ, N.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 45-56, 52 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Biogeografía, Múridos, Miomorfa, Anatomía esqueleto, Población endémica, Filogenia, Mioceno, Plioceno, Canarias.

872056. **La sucesión de micromamíferos en el complejo kárstico de Casablanca (Almenara, Castellón): Problemática biogeográfica.** AGUSTI, J., y GALOBART, A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 57-62, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Microfósil, Fauna mamíferos, Paleokarst, Mioceno, Plioceno, Holoceno, Pleistoceno inf., Provincia Castellón.

872057. **Primeros datos sobre la estratigrafía del yacimiento Plioceno de Moreda, Granada.** AGUSTI, J.; CASTILLO, C.; MARTIN SUAREZ, E., y RIVAS, P.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 63-67, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Miomorfa, Diente, Biometría, Plioceno, Provincia Granada.

872061. **Los cocodrilos fósiles del registro español.** BUSCALIONI, A. D.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 93-98, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Inventario, Yacimiento fosilífero, Crocodilia, Jurásico, Cretácico, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, España.

872065. **Los tapires del Mioceno Inferior de España.** CERDEÑO, E., y MORALES, J.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 125-128, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ceratomorfa, Diente, Biometría, Mioceno inferior, Provincias Zaragoza, Cuenca.

872070. **Naturaleza humana del cráneo de Orce.** GIBERT, J.; RUZ, C., y RIBOT, F.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 169-178, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Homo sapiens, Cráneo, Biometría, Provincia Granada.

872071. **Nuevas ideas sobre la colonización homínida de Eurasia.** GIBERT, J.; CHECA, L.; ROCA, A.; MARTINEZ, B.; RUZ, C., y RIBOT, F.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 179-190, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Biogeografía, Homínido, Filogenia, Pleistoceno sup., Eurasia.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

872053. **Problemática paleobiogeográfica de los ammonoides del Jurásico.** SEQUEIROS, L.; MELENDEZ, G., y SANDOVAL, J.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 27-34, 48 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Biogeografía, Fauna ammonites, Paleocología, Tectónica placa, Evolución biológica, Jurásico.

872054. **Algunos problemas paleobiogeográficos en el estudio de los foraminíferos planctónicos.** GONZALEZ DONOSO, J. M.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 35-43, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Foraminíferos, Medio agua poco profunda, Distribución espacial, Biogeografía, Enrollamiento concha, Paleogeografía, Paleoclima.

872063. **Una asociación de fósiles del Maestrichtiense, Prepirineo de Lérida.** CALZADA, S.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 107-113, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pectinacea, Nautiloidea, Maestrichtiense, Provincia Lérida, Pirineos españoles.

872064. **Particularidades de la fauna (macroforaminíferos) del Cretácico Superior pirenaico.** CAUS, E., y HOTTINGER, L.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 115-123, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fauna foraminíferos, Población endémica, Filogenia, Morfología, Provincia faunística, Santoniense, Pirineos.

872066. **Los procesos tafonómicos de los silicoflagelados y sus implicaciones paleogeográficas.** CURTO, J. A.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 129-134, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Silicoflagelata, Tafonomía, Tanatocenosis, Paleogeografía, Distribución espacial.

872072. **Notas sobre el desarrollo y estructura proximal del Rhabdosoma en algunos graptolitos ordovícicos del SO de Europa.** GUTIERREZ MARCO, J. C.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 191-201, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Graptoloidea, Didymograptus, Ordovícico, Anatomía esqueleto, Morfología, Taxón nuevo, España, Portugal.

872073. **Morfología funcional del exoesqueleto del género Selenopeli; Hawle and Gorda, 1847. Trilobita, Odontopleurida, Ordovícico.** HAMMANN, W.; RABANO, I., y GUTIERREZ MARCO, J. C.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 203-211, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Trilobites, Morfología funcional, Anatomía esqueleto, Paleocología, Ordovícico.

872083. **Los corales rugosos y el uso de índices de semejanza faunística en estudios paleobiogeográficos.** RODRIGUEZ, S.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 297-307, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Rugosa, Biogeografía, Muscoviense, Taxinómia, Metodología, Tratamiento dato, Distribución espacial.

872085. **Índices de semejanza faunística en Paleogeografía: Aplicación al Calloviense Inferior de España.** SEQUEIROS, L.

II Jornadas de Paleontología, Sabadell (1986).

Paleontol. evol., núm. 20, 311-315, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleogeografía, Fauna ammonites, Calloviense, Método estadístico, Coeficiente correlación, España.

PALEOBOTANICA

872216. **Estudio paleobotánico del Cenozoico de la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut.** ALVA-

REZ RAMIS, C.; RAMOS, E., y FERNANDEZ MARRON, T. *Bol. Geol. Min. IGME* (1987), vol. 98, núm. 3, 349-356, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Yacimiento fosilífero, Marga, Arena, Medio continental, Flora, Palinomorfía, Paleocología, Oligoceno sup., Isla Mallorca, Baleares.

872278. **Estudio sistemático de los asterolitos de algunas series del sector NO de la Cuenca del Guadalquivir, SO de España, y sondeos oceánicos D. S. D. P. próximos. II.** FLORES VILLAREJO, J. A.

Stud. Geol. Salmant. (1987), vol. 24, 25-65, 76 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Discaster, Coccolitoforales, Neógeno, Cuenca Guadalquivir, DSDP.

HIDROGEOLOGIA

872088. **La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica.** GARCIA RUIZ, J. M.; PUIGDEFABREGAS, J., y CREUS, J.

Pirineos, vol. 36, núm. 127, 27-72, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Divisoria de aguas, Precipitación atmosférica, Nieve, Balance agua suelo, Escorrentía, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

872114. **Las aguas subterráneas en la ordenación del territorio: Su relación con la ubicación de los asentamientos humanos en el área de Madrid.** VILLARROYA, F. I., y REBOLLO, L. F.

3.ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 307-323, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Estudio impacto medio, Planificación regional, Histórico, Agua superficie, Gestión recurso agua, Provincia Madrid.

872115. **Las aguas superficiales en Extremadura.** BUSTAMANTE, I.; GOMEZ ARTOLA, C.; ANDRES, A.; MUÑOZ BARCO, P., y NOVO, A.

3.ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 325-343, 12 ref., esp., bibl. IGME.

* Recursos agua, Agua superficie, Hidrología superficie, Río, Divisoria de aguas, Calidad agua, Demanda, Provincia Cáceres, Badajoz.

872116. **Hidroquímica de las manifestaciones termales en la provincia de Zaragoza. Consideraciones genéticas.** SANCHEZ NAVARRO, J. A.; DE LEIVA, A., y MARTINEZ GIL, F. J.

3.ª *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 345-356, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua termal, Hidroquímica, Sondeo, Gradiente geotérmico, Control tectónico, Provincia Zaragoza.

872117. **Situación actual y perspectivas futuras del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel en relación con la explotación de las aguas subterráneas en la Mancha Oc-**

cidental. Sistema acuífero 23. RUIZ CELAA, C., y FABREGAT, V.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 357-374, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Descenso nivel de agua, Acuífero, Balance agua, Recarga acuífero, Piezometría, Perspectiva, Provincia Ciudad Real.

872118. **Simulación de alternativas para la recuperación de niveles en el sistema acuífero núm. 23 (Mancha Occidental) con el modelo matemático de la llanura manchega.** LOPEZ BRAVO, J., y MERA MERINO, A.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 375-388, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua subterránea, Descenso nivel agua, Superficie piezométrica, Modelo matemático, Simulación, Balance agua, Provincia Ciudad Real.

872119. **Planificación hidrológica del Ampurdán. Gerona. España.** BATLLE, A., y SANZ PEREZ, E.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 389-408, 12 ref., esp., bibl. IGME.

* Planificación cuenca hidrológica, Recursos agua, Agua superficie, Agua subterránea, Gestión recursos agua, Demanda, Provincia Gerona.

872120. **Interacciones hidrogeoquímicas entre aguas superficiales y subterráneas en el aluvial del Bajo Guadalhorce.** CASTAÑO, S.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 409-420, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Agua subterránea, Hidroquímica, Calidad agua, Variación temporal, Variación espacial, Provincia Málaga.

872121. **Calidad química de las aguas del río Alfambra y su influencia en las aguas de regadío.** CASTANEDA, M. C.; GASCON, B.; MARTINEZ GIL, F. J., y SANCHEZ NAVARRO, J. A.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 421-440, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Hidroquímica, Calidad agua, Río, Conductividad eléctrica, Potabilidad, Irrigación, Provincia Teruel.

872122. **Estudio hidrogeológico de las lagunas de Villafáfila (Zamora).** FERNANDEZ PEREZ, L., y CABRERA, M. P.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 441-459, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Medio húmedo, Ecosistema, Lago, Neógeno, Roca clásica, Abanicos fluviales, Transmisividad, Acuífero, Descenso nivel agua, Calidad agua, Propiedad física, Hidroquímica, Balance agua, Provincia Zamora.

SANCHEZ DIAZ, J.; HERNANDEZ MUÑOZ, J. A., y RUBIO, J. L.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 925-947, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Erosión fluvial, Proporción material erosionado, Metodología, Ecuación matemática, Erosión, Provincia Valencia.

872150. **Contribución al estudio de la erosión hídrica: Análisis comparado mediante la aplicación del método U.S.L.E. y un método cualitativo ponderado en la zona de San Antonio y Villar de Tejas (Valencia).** ANDREU, V.; BOLUDA, F.; MORALEDA, M., y SANCHEZ DIAZ, J.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 695-982, 24 ref., esp., bibl. IGME.

* Erosión fluvial, Proporción material erosionado, Metodología, Ecuación matemática, Mapa, Provincia Valencia.

872151. **Desertificación, ¿un concepto aplicable al territorio valenciano?** ALMENAR, R.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 983-1002, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Desertificación, Biomasa, Acción hombre, Medio árido, Región Valencia.

872158. **Análisis metodológico de la sedimentación en la Albufera de Valencia.** MINTEGUI, J. A., y LOPEZ CADENAS, F., et al.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1103-1113, 1 ref., esp., bibl. IGME.

* Erosión fluvial, Transporte, Proporción material erosionado, Sedimentación lagunar, Simulación, Proporción material sedimentación, Provincia Valencia.

872168. **El estado de alteración de la piedra de la Catedral de Cádiz.** VAZQUEZ, M. A., y GALAN, E.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1267-1286, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Piedra tallada, Roca carbonatada, Alteración química, Alteración meteórica, Cloruro, Halita, Cristalización, Análisis mayores, Difracción RX, Lámina delgada, Composición mineralógica, Provincia Cádiz.

872188. **Contribución a la caracterización de los materiales recientes de la Albufera de Valencia.** MESA, J. M.; PERIS, E., y GALAN, E.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 2, 1609-1624, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Laguna, Sedimento, Actual, Materia orgánica, Carbonato, Arcilla, Mineralogía arcilla, Metal pesado, Contaminación, Provincia Valencia.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

872136. **Caracterización geoelectrica del afloramiento basáltico de la Pedra Negra (Picassent, Valencia).** MORELL, I.

3.^a *Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ., Valencia* (1987), vol. 1, 677-695, 8 ref., esp., bibl. IGME.

* Basalto, Basalto-olivino, Geometría, Levantamiento eléctrico, Sondeo eléctrico, Mapa geofísico, Provincia Valencia.

872217.—**Las mineralizaciones de Cr-Zn de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las facies de las rocas encajantes.** GERVILLA, F.; TORRES, J., y FENOLL, P.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 3, 357-375, 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cromita, Níquel, Yacimiento estratoide, Roca encajante, Peridotita, Lertzolita, Harzburgita, Fusión parcial, Cristalización fraccionada, Condición presión-temperatura, Asociación mineral, Análisis mayores, Informe químico, Provincia Málaga.

872333. **Pegmatitas españolas con berilo y otras similares de Minas Gerais, Brasil.** MOURA, O. J. M., y GARCIA GUINEA, J.

Bol. Inst. Gemol. Esp., núm. 25, 9-28, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Inventario, Pegmatita, Roca encajante, Berilo, España, Minas Gerais, Brasil.

GEOQUIMICA

872204.—**Materia orgánica y elementos traza en las intercalaciones pizarrosas de la «Cuarcita del Criadero». Yacimiento de Almadén (Ciudad Real).** ALVAREZ MARTIN, J. B.; MONSEUR, J.; GUIJARRO, J., y SANZ, F.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núms. 11-12, 1483-1496, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pizarra, Roca encajante, Cuarcita, Análisis elemento traza, Materia orgánica, Provincia Ciudad Real.

872320. **Determinación de ultratrazas de cinc en muestras naturales por polarografía de impulso diferencial.** SANZ PEDRERO, P., y RODRIGUEZ VILARINO, M.

An. R. Acad. Farm. (1987), vol. 53, núm. 3, 503-511, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Método análisis elemento traza, Polarografía, Cinc, Ion, Agua superficie.

872329. **Caracterización de la materia orgánica contenida en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén por pirólisis**

Rock-Eval. MORENO, A.; LLAMAS, J. F.; ALCANTARA, R.; MONSEUR, G., y MAZADIEGO, L. F.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 5, 699-704, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Análisis químico, Materia orgánica, Pirólisis, Cuarcita, Volcano sedimentario, Almadén, Provincia Ciudad Real.

GEOFISICA

872219. **Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT). Aspectos más significativos y primeras experiencias en España.** PLATA, J. L.; GRANDA, A., y PEREZ TEREÑES, A.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 3, 392-403, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Método electromagnético, Sondeo geofísico, Metodología, Estudio caso.

872230. **Las curvas de Dar Zarrouk para medios polarizantes.** SEARA, J. L.

Bol. Geol. Min. IGME (1987), vol. 98, núm. 4, 544-554, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Programa ordenador, Sondeo eléctrico, Resistividad eléctrica, Polarización provocada, Espesor, Medio estratificado.

ECONOMIA MINERA

872198. **La minería no energética en España.** MULAS, C. IGME. Dir. Planif. y Gest.

Ediciones Orbis (1985), 16 pp., 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Recursos minerales, Reserva, Producción, Mercado, Demanda, Valor producción, Productividad, España, Mundo.

872377. **CERCHAR: 40 años de investigación y desarrollo para la minería.**

Rocas miner. (1987), núm. 190, 48-64, esp., bibl. IGME.

* Informe actividades, Institución, Sociedad estatal, Carbón, Investigación científica, Investigación en curso, Francia.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

872148. **Cartografía de la erosión hídrica en los suelos del tercio septentrional del valle de Ayora (Valencia).**

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

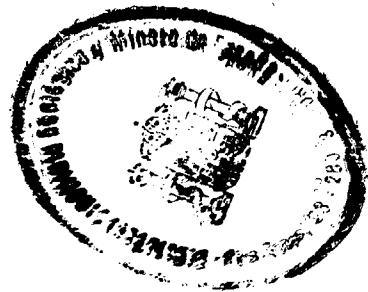
Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176