

En este número:

- El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza).
- Late Devonian basin-fill history of the southern Cantabrian Mountains, Spain.
- Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).
- Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne).
- Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán.
- Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama).
- Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma.
- Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCVII, Sexto Fascículo, Noviembre-Diciembre 1986

boletín geológico y minero

11 MAR. 1987

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



Tomo 97

Fascículo VI

Noviembre - Diciembre 1986

Boletín Geológico y Minero

11 MAR. 1987



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

SUMARIO

Geología	F. G. GRACIA PRIETO y J. L. SIMÓN GÓMEZ: El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza).	3
	G. B. S. VAN LOEVEZIJN: Late Devonian basin-fill history of the southern Cantabrian Mountains, Spain	14
	J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida) ...	27
	G. COURRIOUX, C. GAGNY y Y. GOUANVIC: Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)	47
Minería	J. GUIJARRO GALIANO, A. MORENO GUTIÉRREZ y A. GUTIÉRREZ MAROTO: Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán	67
	S. MONTERRUBIO PÉREZ, R. LUNAR HERNÁNDEZ y E. VINDEL CATENA: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)	82
Aguas subterráneas	J. J. CRUZ-SANJULIÁN, F. GARCÍA-LATORRE y V. IBARRA-LOZANO: Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma	92
Geotecnia	F. GASCÓN y M. BALBÁS: Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles	103
Información	M. ALÍA MEDINA: Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico	113
	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872)	122
	L. M. RÍOS ARAGÜES, J. M. GALERA FERNÁNDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»	127
	Noticias y Notas bibliográficas	129
	Índice de materias	143
	Índice de autores	147

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid

Teléfono 250 02 03

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

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

Los derechos de propiedad de los trabajos
publicados en esta obra fueron cedidos por
los autores al Instituto Geológico y Minero de
España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Orden: ISOPTERA

Género: Cf. *Valditermes*

La inclusión en esta familia
ha sido determinada por Mr. Bacchus

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

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

El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza)

F. J. GRACIA PRIETO (*) y J. L. SIMON GOMEZ (*)

RESUMEN

En la Bardena Negra se ha reconocido y cartografiado un campo de fallas normales de dirección N a NNE. Poblaciones de microfallas asociadas a ellas permiten interpretarlas como resultado de un estado de esfuerzos de distensión triaxial con σ_3 según E a ESE. Previo a él actuó otro estado compresivo con σ_1 según N a NNE, sólo reflejado a escala de microestructuras. Ambas etapas funcionaron probablemente durante el período Ageniense-Vallesiense.

ABSTRACT

A N to NNE normal fault fields has been recognized and mapped in the Bardena Negra. The stress tensor interpreted from some microfault populations associated to them is a triaxial extension with σ_3 around E to ESE. Previously, another compressive stress tensor with σ_1 around N to NNE took place; it has been only registered by microfaults. Both stages occurred during the Agenian-Vallesian period.

1. INTRODUCCION

El área que nos ocupa se localiza en el sector central de la Depresión del Ebro, en su vertiente pirenaica. Aunque se encuentra principalmente en el extremo suroriental de la provincia de Navarra, incluye también una pequeña parte de la provincia de Zaragoza (fig. 1). Geográficamente corresponde a la comarca de las Bardenas Reales en su sector meridional, denominado «Bardena Negra».

Los materiales aflorantes corresponden a la serie continental miocena típica de la Depresión, compuesta por alternancias de calizas y margas lacustres y areniscas fluviales, en disposición subhorizontal. CASTIELLA et al. (1977) y BEROIZ et al. (1977) consideran la existencia de dos formaciones distintas. La inferior (Fm. Alfaro) está constituida por arcillas, margas y limos rojizos y grises, con intercalaciones de yeso fibroso; la edad estimada es Aquitaniense-Vindoboniense. La superior (Fm.

Tudela s.s.) es arcillo-limosa, con intercalaciones de calizas arcillosas en bancos pequeños; la edad sería Aquitaniense-Pontiense; su mitad inferior constituye el paso lateral de la Fm. Alfaro.

Siguiendo la nomenclatura de QUIRANTES (1978), modificada por RIBA et al. (1984), estos materiales deben corresponder a la Fm. Zaragoza, yesífera, de edad Vindoboniense s.l. en la Depresión central. Los materiales calcáreos superiores pertenecerían a la Fm. Alcubierre, de edad Vindoboniense Superior-Pontiense. SOLÉ (1954) y ALASTRUE (1958) facilitan varias columnas estratigráficas parciales de la Bardena Negra.

A pesar de la relativa tranquilidad tectónica reinante en el área durante el Neógeno, son varios los autores que han señalado la existencia de estructuras de diversa escala afectando a estos materiales.

En primer lugar, toda la serie miocena se encuentra ligeramente basculada hacia el Sur unos pocos grados (5°-10°), hecho ya señalado por CAS-

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica.
Facultad de Ciencias. Univ. de Zaragoza.

TIELLA et al. (1977). QUIRANTES (1978) e IBARRA (1984) hablan de amplios anticlinales domáticos coincidentes con las plataformas calcáreas mayores, mientras que los principales valles fluviales se situarían en los ejes de grandes sinclinales muy laxos. Esta última autora, basándose en la linealidad y paralelismo de los escarpes de las cercanas plataformas calcáreas superiores en los montes de Castejón (prov. de Zaragoza), supone la existencia de fallas E-O. La génesis de todas estas estructuras no se conoce, y no es abordada por los autores citados más que de una forma muy difusa.

Por otra parte, SOLÉ (1953), RIBA (1964), BOMER y RIBA (1965), CRUSAFONT et al. (1966) y RIBA et al. (1973) indican la existencia de pliegues de dirección ONO-ESE, que afecta a los materiales de la Bardena Septentrional («Bardena Blanca»), de edad Oligoceno-Mioceno. Para todos estos autores es evidente el origen diapírico de estas deformaciones, que llegan a afectar incluso a terrazas cuaternarias del río Aragón.

Sin embargo, existe una serie de fracturas mayores en todo el ámbito de la Bardena Negra que no ha sido señalada por ningún autor, y que condiciona en buena medida la morfología de detalle de las plataformas calcáreas que en ella se encuentran. Se trata de fallas normales de dirección N-S, muy numerosas, y que afectan a la serie Miocena, incluidos los materiales de la Fm. Tudela s.l. (CASTIELLA et al., 1977). La gran constancia de sus direcciones y el carácter sistemático de su distribución, que permiten considerar a la zona como un verdadero «campo de fallas», son factores que nos hacen pensar en un origen tectónico s.s. para estas estructuras, descartando cualquier posible influencia de procesos diapíricos. Estos últimos, por otra parte, están ausentes, como tales, en toda la Bardena Negra.

Nos proponemos, pues, en este trabajo, estudiar el carácter y geometría de estas estructuras y el régimen o regímenes tectónicos a los que responden. Tras la obtención de los estados de esfuerzo y la edad de los mismos, así como de la relación entre macro y microestructuras, pasaremos a establecer la sucesión de etapas tectónicas neógenas en el área, y su inserción en el marco tectónico regional.

2. EL CAMPO DE FALLAS DE LA BARDENA NEGRA. REGIMENES DE ESFUERZO RESPONSABLES DE SU GENESIS

2.1. Las fallas cartográficas

A partir del análisis fotogeológico se ha confeccionado el mapa de la figura 1. En él se han representado todas las fallas cartográficas con su sentido de movimiento, sobre una base geológica simple. Se observa cómo la dirección predominante es N-S, que varía a NNE-SSO conforme nos desplazamos hacia el Oeste. La dirección media de todas estas fallas es 010, como se aprecia en la rosa de la figura 2A; para su elaboración se ha tenido en cuenta la longitud de cada falla, medida sobre la fotografía aérea. Existen, sin embargo, algunas fracturas de dirección E-O, pero son escasas y con un pobre desarrollo. Todas son normales, a excepción de dos fallas aparentemente direccionales de pequeña longitud al norte de Cabanillas. A lo largo de todo el escarpe de Cabanillas-Fustiñana, las fallas normales se distribuyen formando pequeños horsts y grabens paralelos. Esta disposición apenas aparece en el resto del área.

La densidad de estructuras es máxima al E de Fustiñana, para decrecer bruscamente en las cercanías de la Plana de la Negra, donde ya no aparecen. Por el O y por el N las fallas están restringidas a los afloramientos calcáreos miocenos, siendo ya escasas al noreste del Bco. de Tudela.

La longitud de estas fracturas es variable, desde unas pocas decenas de metros (como sucede al SE de Fustiñana, donde afectan a materiales margosíferos, hasta más de 2 km. El salto de las fallas también varía mucho, desde menos de 2 m. hasta más de 200 m. La media se sitúa entre 10 y 100 m. No hemos encontrado ningún tipo de relación entre el salto de las fallas y otros parámetros como son la dirección y el buzamiento de los planos correspondientes.

Finalmente, en cuanto a la distribución «estratigráfica» de la fracturación, hemos dividido los materiales del área en tres conjuntos: unidad inferior (equivalente a la Fm. Alfaro antes citada, de carácter margo-calcáreo aquí, margo yesífero hacia el SE), unidad media (parte superior de la Fm. Alfaro; constituye un tramo calcáreo

potente que hemos utilizado a modo de nivel guía) y unidad superior (Fm. Tudela, ya citada). Las fallas cartográficas afectan casi exclusivamente a la unidad inferior; la unidad media también ha sido fracturada, aunque apenas se desarrollan en ella fallas cartográficas de cierta entidad, dominando las microestructuras. La unidad superior es sólo afectada por alguna microfractura muy local.

2.2. Análisis microestructural

El análisis de las fallas a escala microestructural se ha realizado mediante métodos estadísticos de carácter dinámico, con el objeto de determinar los estados de esfuerzo bajo los cuales se ha producido la fracturación. Los métodos empleados han sido, fundamentalmente, el de ETCHECOPAR et al. (1981), de carácter analítico, y el diagrama y-R (SIMÓN GÓMEZ, 1984, 1986), de tipo analítico-gráfico. Ambos han sido ejecutados automáticamente en el ordenador VAX-11 del Centro de Cálculo de la Universidad de Zaragoza.

Los datos de microfallas proceden de un total de cinco estaciones, cuya denominación y ubicación exacta constan en la figura 1. En la figura 2 se recogen gráficamente dichos datos. Para las estaciones 1 a 4, se representan en sendos estereogramas los planos y estrías de falla medidos. La mayor parte de ellos corresponden a fallas normales, aunque en las estaciones 3 y 4 (sobre todo en esta última) existen asimismo fallas direccionales casi puras. Las fallas normales se agrupan claramente en la dirección NNE, en tanto que las direccionales comprenden una familia de componente dextral NNO y otra sinistral NE. La rosa de direcciones que engloba todas las microfallas medidas (fig. 2B) presenta, así, una dispersión algo mayor que la correspondiente a las fallas cartográficas, si bien el máximo, determinado esencialmente por las fallas de componente normal, es casi paralelo en ambos casos (000 y 010, respectivamente).

La estación 5 presenta unas características especiales que obligan a tratarla por separado. Aparte de algún plano de falla normal muy aislado, el principal rasgo deformacional de las calizas de este afloramiento (pertenecientes ya a los tramos finales de la serie neógena: Fm. Tudela) son dos familias de fracturas sin signos de movimiento

y con direcciones mutuamente perpendiculares (ENE y SSE) (fig. 2.5). Tanto su orientación como su densidad son extraordinariamente sistemáticas, cortan generalmente paquetes de varias capas y sus dimensiones son métricas a decamétricas.

Los datos procedentes de las estaciones 1 a 4 han sido los analizados mediante los métodos dinámicos de ETCHECOPAR y diagrama y-R (no así los de la estación 5, por no encontrarse signos de movimiento en las discontinuidades). Los resultados obtenidos aparecen compendiados en la figura 3. Los estereogramas muestran esquemáticamente la orientación de los ejes de esfuerzos principales correspondientes a los distintos tensores-resolución obtenidos tras la aplicación combinada de ambos métodos. Junto a cada uno de ellos figura el valor de la relación de esfuerzos $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ que caracteriza el tipo de elipsoide o régimen tectónico (σ_z es el eje subvertical, $\sigma_y > \sigma_x$ son los ejes subhorizontales). Los valores de $R < 0$ corresponden a la compresión triaxial; $1 > R > 0$, al régimen de *décrochement*, y $R > 1$ a la distensión triaxial. Los límites de estos intervalos representan los distintos tipos de elipsoides de esfuerzo uniaxiales.

En las estaciones 1 y 2, en las que sólo aparecen fallas normales, un único estado tensional es capaz de explicar perfectamente en cada caso la totalidad de movimientos observados. En ambas la solución es muy similar, correspondiendo a un estado de distensión triaxial con σ_3 en torno a 100. Las poblaciones de fallas en las estaciones 3 y 4 son, por el contrario, polifásicas. Es necesario definir en cada una dos tensores de esfuerzos para explicarlas de forma completa. Uno es, en ambos casos, un tensor distensivo muy similar a los de Fustiñana 1 y 2, aunque en la estación 4 deba caracterizarse prácticamente como distensión uniaxial ($R=1.2$; $\sigma_1 \cong \sigma_2$). El otro es un tensor compresivo: *décrochement* (σ_2 vertical y σ_1 según 002) en la estación 3, y compresión prácticamente uniaxial ($R=0.05$; $\sigma_2 \cong \sigma_3$) con σ_1 032 en la estación 4.

Todo el conjunto de soluciones expuesto es de una calidad muy aceptable, y en él convergen de forma clara los dos métodos utilizados. Las soluciones de ETCHECOPAR aparecen con errores de pequeña cuantía, los histogramas de dispersión entre estrías teóricas y reales muestran una buena adecuación de casi todas las fallas al tensor resul-

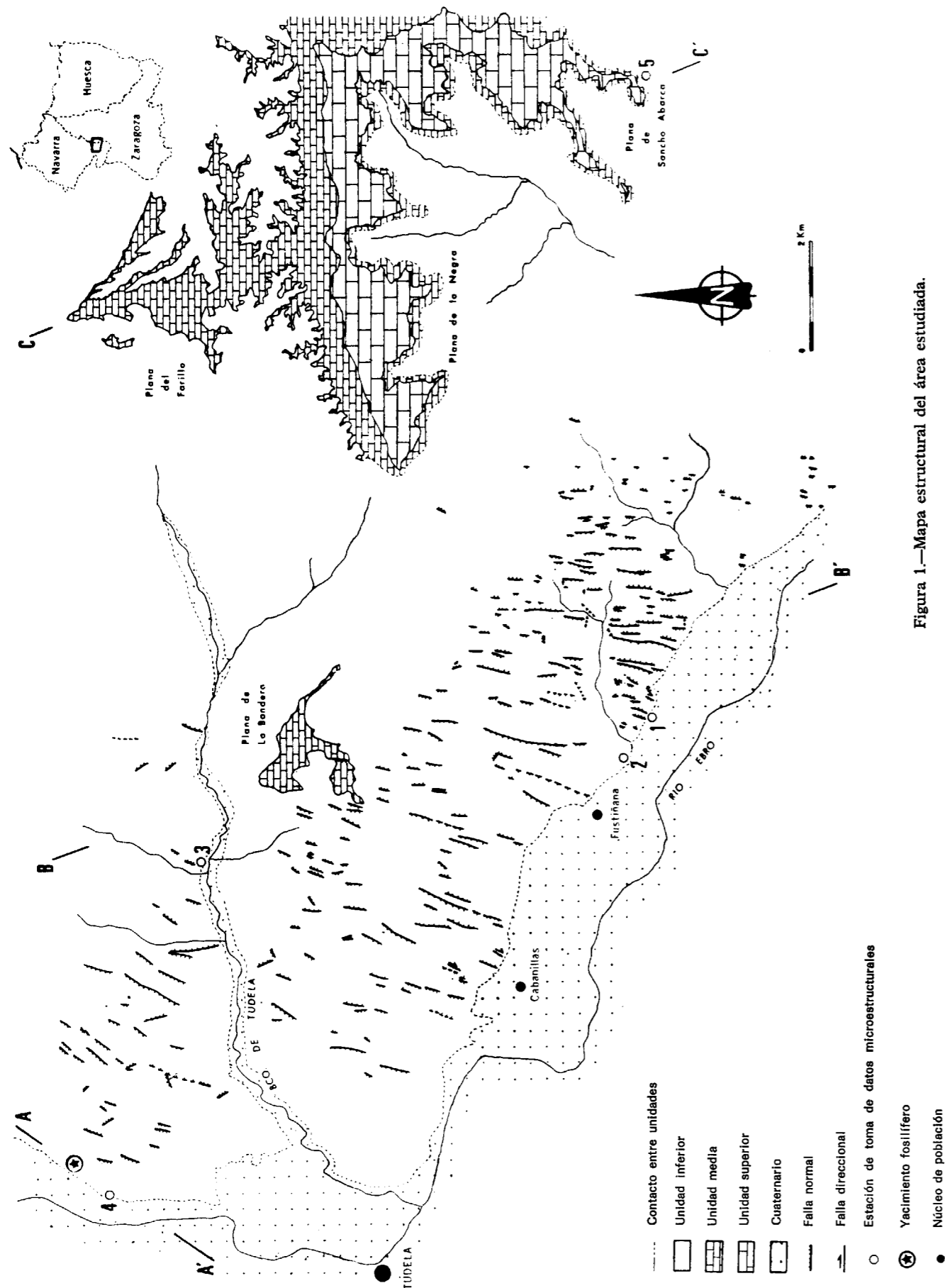


Figura 1.—Mapa estructural del área estudiada.

tante, y las representaciones en círculo de Mohr indican generalmente una orientación óptima de los planos para justificar mecánicamente su movimiento de acuerdo con el criterio de Coulomb. A título de ejemplo, en la figura 3.4 aparecen representados el histograma y el círculo de Mohr correspondientes al tensor distensivo en la estación de Tudela, que dan fe de la coherencia existente entre la deformación discontinua analizada y el estado de esfuerzos interpretado.

Los diagramas y-R ofrecen asimismo resultados bastante precisos. Se han construido inicialmente con referencia a un plano XY hipotéticamente horizontal; posteriormente, sin embargo, a la vista de las leves inclinaciones que ofrecen los ejes en las soluciones de ETCHECOPAR y del ligero buzamiento de las capas en los afloramientos, han sido reelaborados con respecto a nuevos planos de referencia XY no horizontales. Los diagramas suelen ganar calidad con esta modificación. Dos ejemplos de tales diagramas aparecen en las figuras 3B (estación 2, caso monofásico: $\sigma_y = \sigma_2$ según 015) y 3C (estación 4, caso polifásico: $\sigma_y = \sigma_2$ según 022 para el tensor compresivo; $\sigma_y = \sigma_1$ según 032 para el distensivo).

La figura 3A resume de forma esquemática los estados de extensión y compresión interpretados en cada una de las estaciones 1 a 4.

2.3. Relaciones entre macro y microfallas. Cronología relativa de las deformaciones

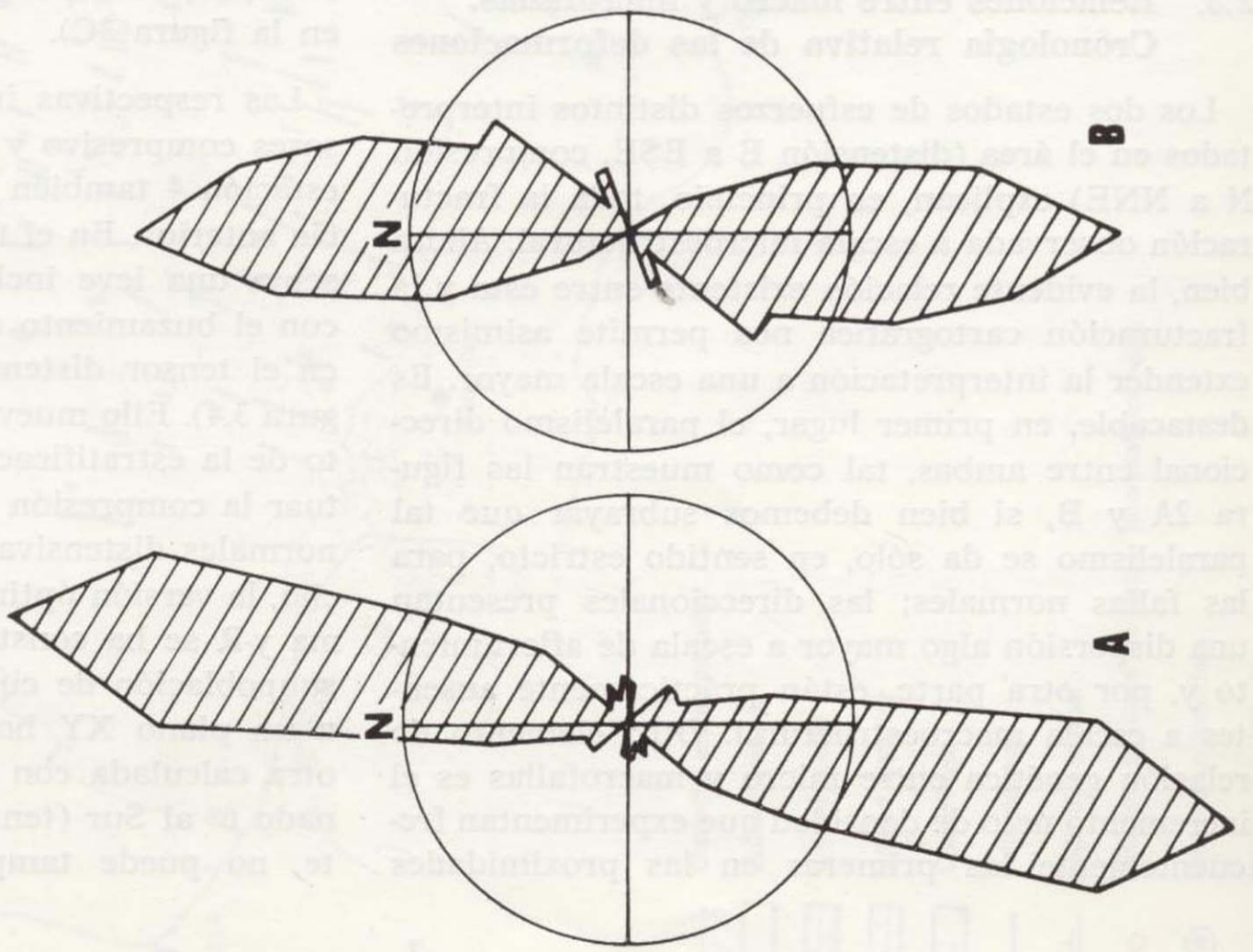
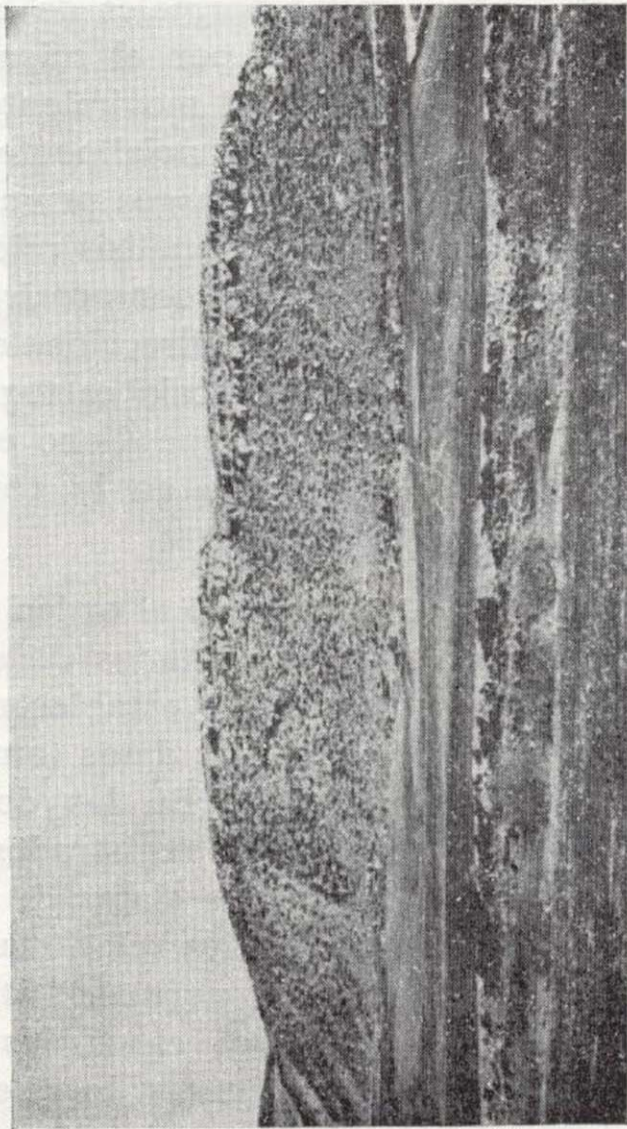
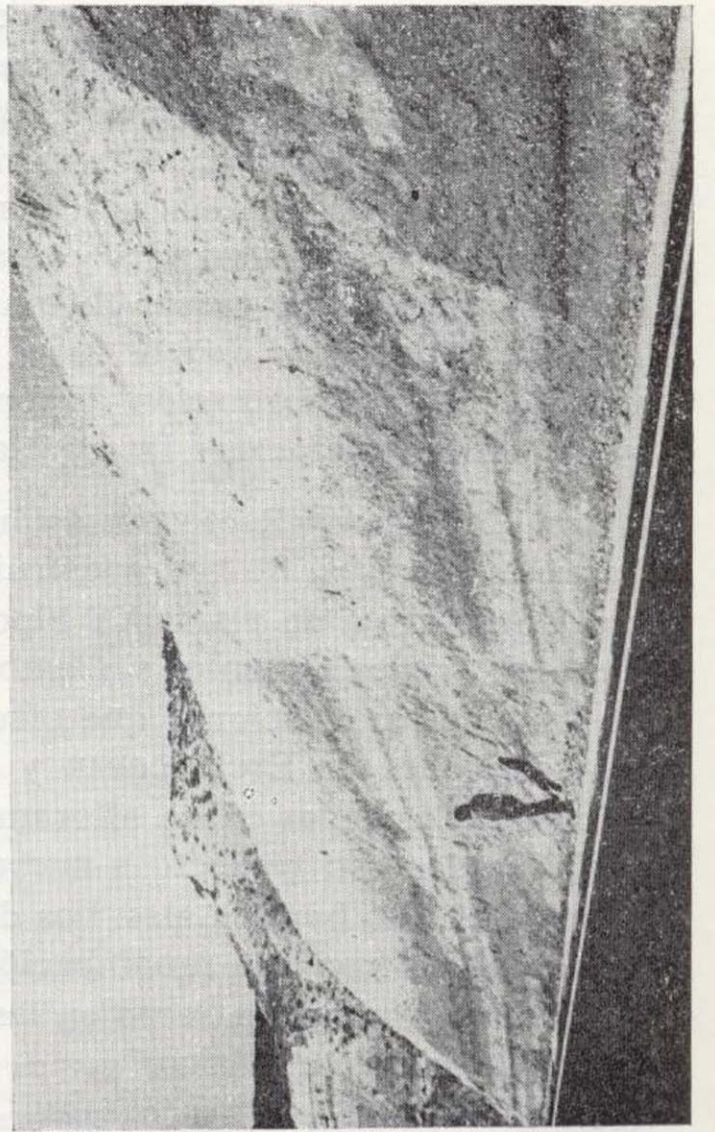
Los dos estados de esfuerzos distintos interpretados en el área (distensión E a ESE, compresión N a NNE) explican, en principio, toda la fracturación observada a escala microestructural. Ahora bien, la evidente relación existente entre ésta y la fracturación cartográfica nos permite asimismo extender la interpretación a una escala mayor. Es destacable, en primer lugar, el paralelismo direccional entre ambas, tal como muestran las figuras 2A y B, si bien debemos subrayar que tal paralelismo se da sólo, en sentido estricto, para las fallas normales; las direccionales presentan una dispersión algo mayor a escala de afloramiento y, por otra parte, están prácticamente ausentes a escala macroestructural. Otro elemento de relación genética entre micro y macrofallas es el incremento neto de densidad que experimentan frecuentemente las primeras en las proximidades

de algunas de las fallas mayores, determinando así una inhomogeneidad mucho mayor en la deformación a escala microestructural de lo que la figura 1 refleja para la escala cartográfica.

Puede inferirse, por tanto, que el campo de fallas normales de la Bardena Negra ha sido generado por el mismo tensor distensivo responsable del movimiento de una parte de las microfallas (esencialmente las de componente normal), y cuyos rasgos principales han sido definidos mediante el análisis microtectónico. Por el contrario, el tensor compresivo es sólo capaz de explicar las fallas direccionales, cuya presencia resulta casi nula a escala cartográfica. No parece, por consiguiente, que dicho estado de compresión tuviera incidencia en la configuración macroestructural del área.

Respecto al orden temporal en que han actuado los dos estados de esfuerzos definidos, éste sólo ha podido establecerse a partir de un número limitado de datos (aunque, a nuestro entender, suficiente). En las dos estaciones en que ambos aparecen registrados (4 y 5) se han observado relaciones claras de corte entre algunas fallas direccionales relacionadas con el tensor compresivo y otras normales atribuibles a la distensión. En todos los casos, las segundas son posteriores a las primeras, lo que permitiría establecer, en líneas generales, la secuencia cronológica de los dos regímenes tectónicos: (1) compresión N a NNE; (2) distensión E a ESE (ver curvas f_1 , f_2 y f_3 en la figura 3C).

Las respectivas inclinaciones de σ_y en los tensores compresivo y distensivo interpretados en la estación 4 también parecen corroborar la secuencia anterior. En el tensor compresivo $\sigma_y (= \sigma_1)$ presenta una leve inclinación (unos 6°) coincidente con el buzamiento de las capas; por el contrario, en el tensor distensivo $\sigma_y (= \sigma_2)$ es horizontal (figura 3.4). Ello mueve a pensar que el basculamiento de la estratificación tuvo lugar después de actuar la compresión y antes de formarse las fallas normales distensivas en este afloramiento. De hecho, la versión óptima del correspondiente diagrama y-R se ha construido (fig. 3C) mezclando una subpoblación de curvas calculadas con referencia a un plano XY horizontal (tensor distensivo) y otra calculada con relación a un plano XY inclinado 6° al Sur (tensor compresivo). Por otra parte, no puede tampoco decirse que el bascula-



La figura 3A resume de forma esquemática los estados de extensión y compresión en cada una de las estaciones 1, 2, 4 y 5.

El tensor compresivo σ_1 es el mayor de los dos.

EL CAMPO DE FALLAS MUY CERCA DE LA ESTACION 1

Figura 1 resume de forma esquemática los estados de extensión y compresión en cada una de las estaciones 1, 2, 4 y 5.

El tensor compresivo σ_1 es el mayor de los dos.

Figura 3 resume de forma esquemática los estados de extensión y compresión en cada una de las estaciones 1, 2, 4 y 5.

El tensor compresivo σ_1 es el mayor de los dos.

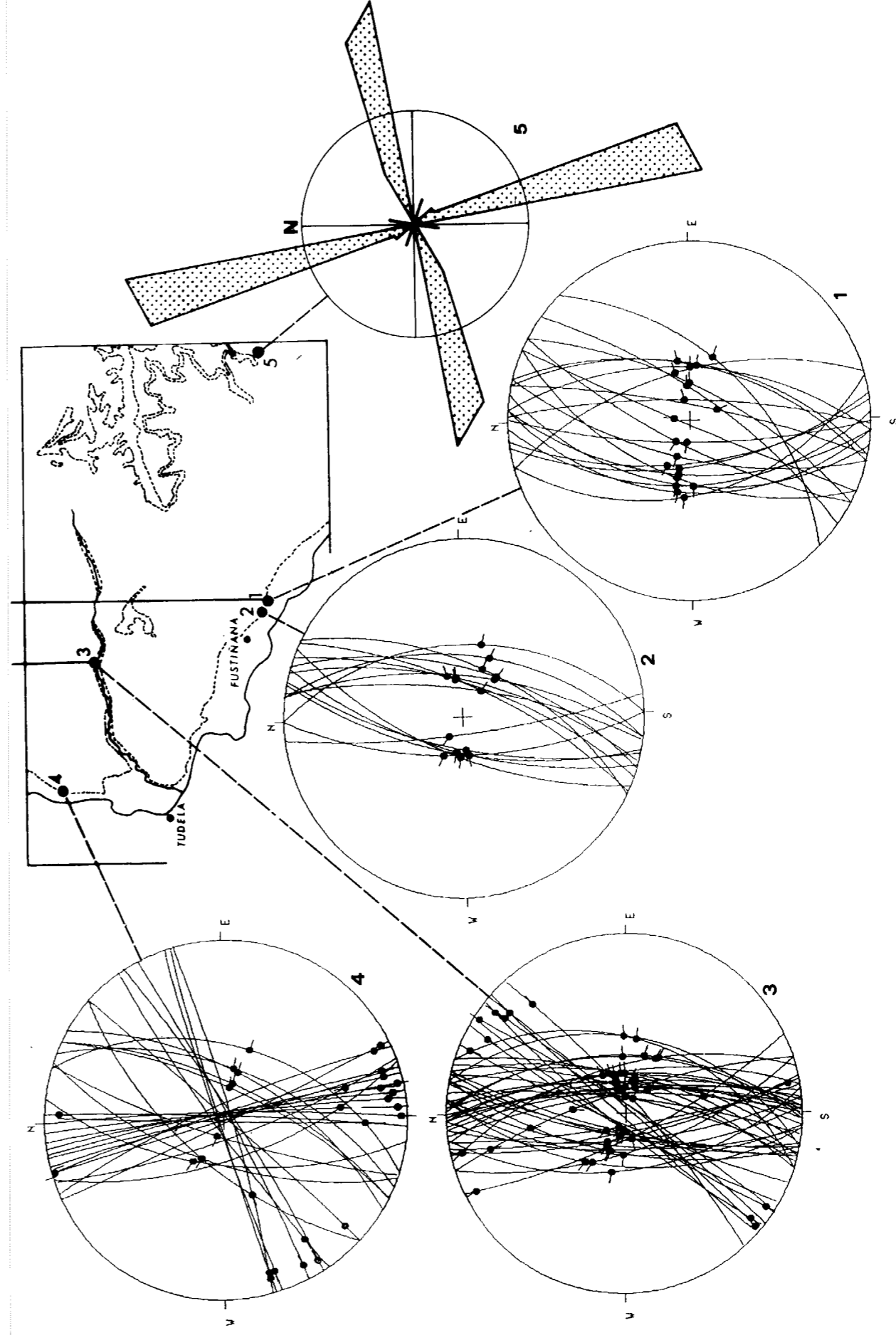
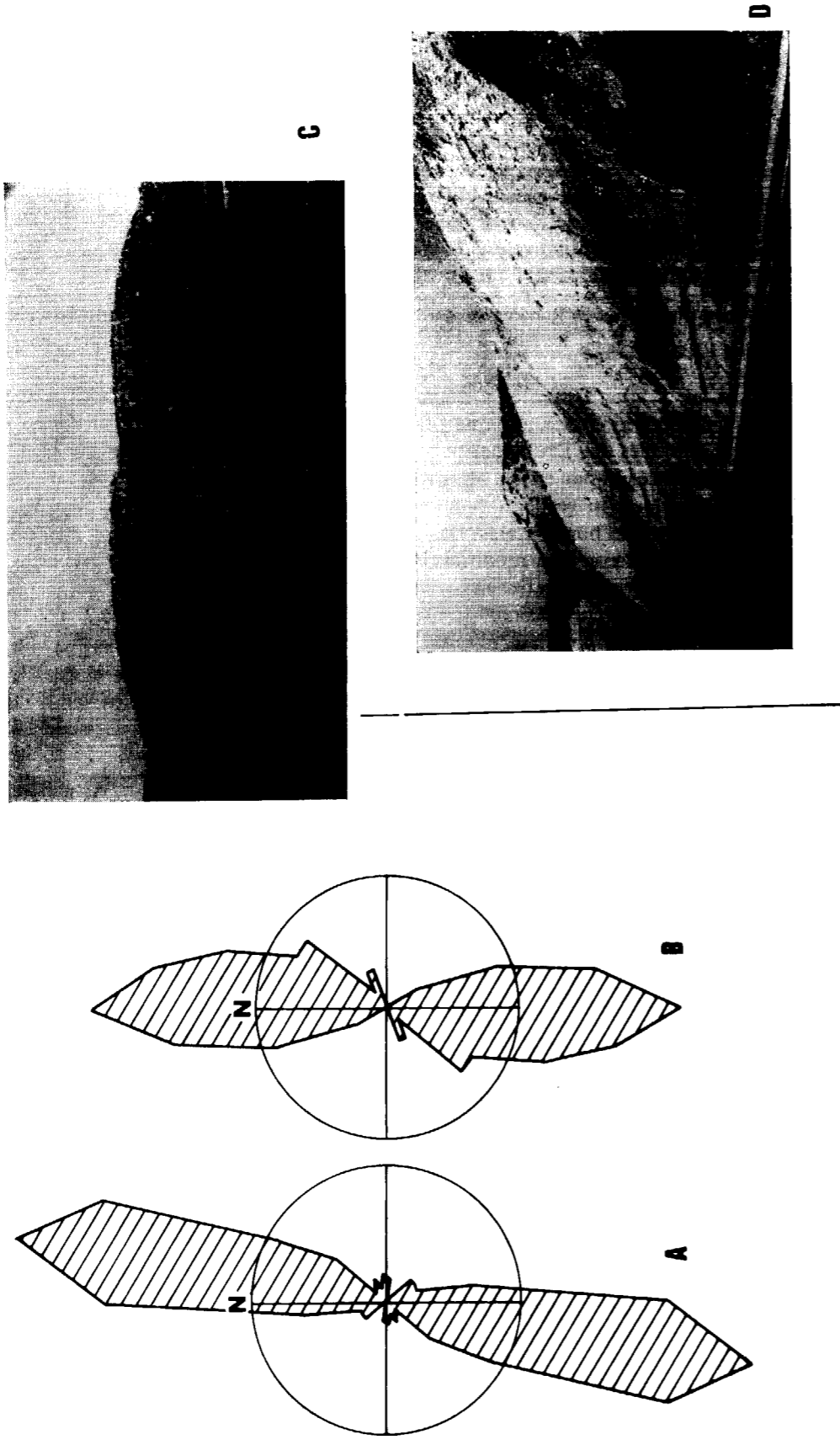


Figura 2.—A: Rosa de frecuencias de las fallas cartográficas. B: Idem de microfallas. C y D: Ejemplos de fallas en las proximidades del Barranco de Tudela y de Fustiñana. 1, 2, 3 y 4: Representación

estereográfica de los planos y estrías de falla medidos, respectivamente, en las estaciones de Fustiñana I (situación según cuadrícula U. T. M.: 627,7; 4661,9), Fustiñana II (630,6; 4650,7), Barranco de Tu-

dela (624,5; 4661,6) y Tudela (617,2; 4661,9). 5: Rosa de diaclasas de la estación de Santo Abarca (639,2; 4653,6). En los diagramas A, B y 5 el radio de la circunferencia equivale al 10 por 100 de datos.

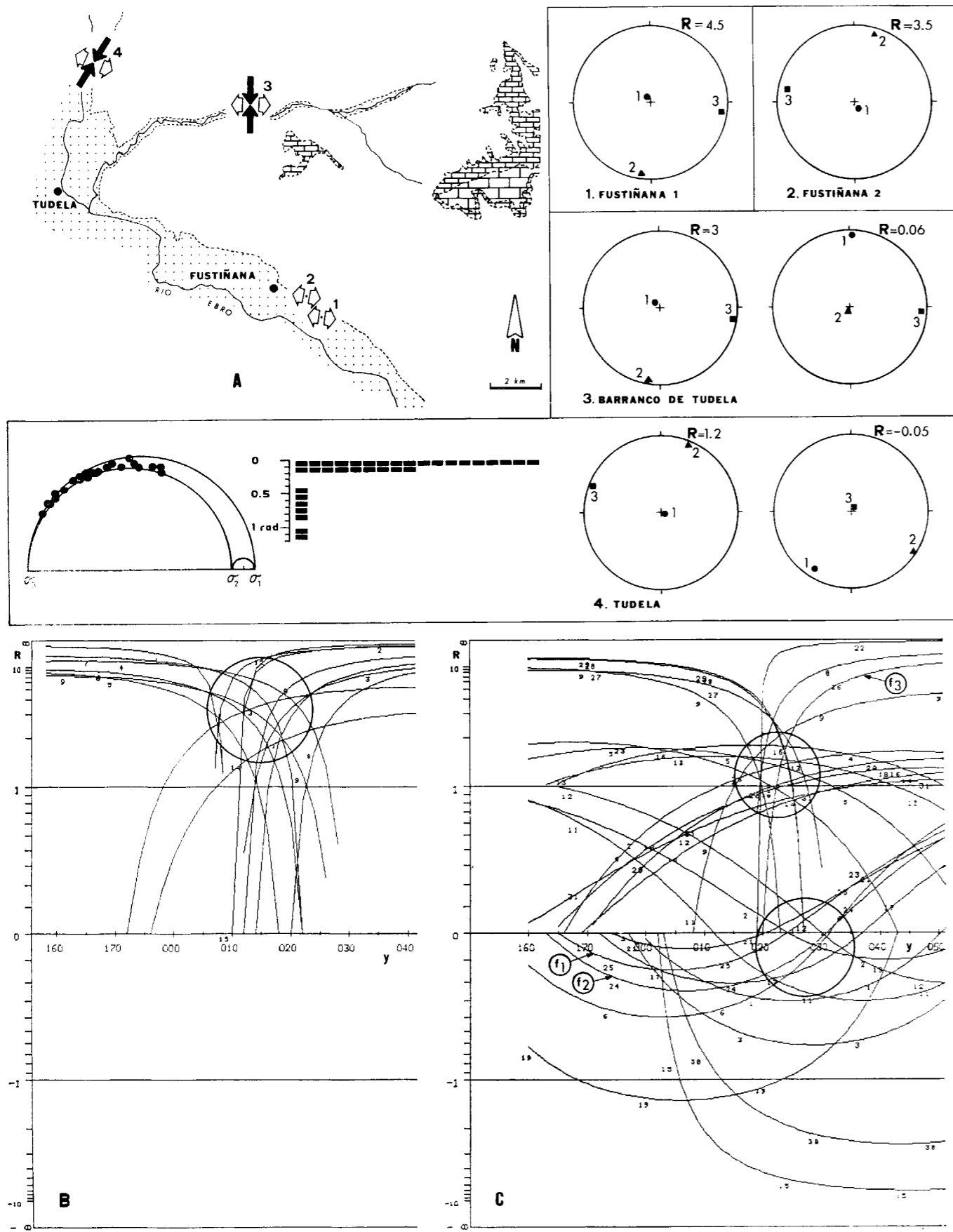


Figura 3.—A: Estados de esfuerzo interpretados en las estaciones 1 a 4; flechas blancas: extensión; flechas negras: compresión. 1, 2, 3 y 4: Tensores de esfuerzos interpretados; los números en los estereogramas indican las orientaciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 ; el valor de R corresponde a la relación $(\sigma_2 - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$; para la estación de 4 se adjunta el diagrama de Mohr y el histograma de dispersión estrías reales-estrías teóricas obtenidas por el método de ETCHECOPAR et al. (1981). B: Diagrama y-R para las fallas de la estación 2 (Fustiñana II). C: Idem estación 4 (Tudela); los círculos representan las soluciones óptimas para cada población; las curvas f_1 y f_2 corresponden a sendas fallas direccionales anteriores a la falla normal f_3 (relación de corte observada en campo).

miento sea estrictamente anterior al estado distensivo, puesto que en las estaciones 1 y 2, según ya se ha señalado, las fallas correspondientes parecen hallarse también basculadas. Habrá que concluir, por tanto, que el basculamiento de la serie miocena hacia el Sur ha debido de ser un proceso sincrónico con la actuación del régimen de distensión.

3. DISCUSION: EVOLUCION DEL REGIMEN TECTONICO NEOGENO EN LA BARDENA NEGRA

Numerosos autores han asignado desde hace tiempo la serie calcárea de la Bardena Negra al Mioceno (SOLÉ, 1954; ALASTRUE, 1958; RIBA, 1964...), pero ninguno de ellos aporta datos bioestratigráficos. Unicamente CRUSAFONT et al. (1966) han dado un yacimiento de vertebrados ubicado en nuestra zona de estudio, constituyendo éste la única referencia cronológica de que disponemos. Se trata del yacimiento denominado «TUDELA I», que proporcionó un ejemplar de *Palaeochoerus meisneri* MEYER, de edad Aquitaniense (Ageniense). La localización del mismo se muestra en las figuras 1 y 4. Todos los autores citados más arriba, así como BEROIZ et al. (1977), CASTIELLA et al. (1977) y CASTIELLA et al. (1978), consideran que la serie calcárea de la Bardena Negra culmina en las «Calizas de Sancho Abarca», de edad, según ellos, Pontiense (Vallesiense-Turolense). De esta forma, el rango temporal que cubre la serie iría desde el Ageniense hasta el Turolense.

A la vista de la figura 4, se observa que todas las estaciones microestructurales, se encuentran en niveles estratigráficos equivalentes o posteriores al del yacimiento «TUDELA I», con lo cual todas las deformaciones estudiadas tendrían una edad postageniense. El régimen tectónico bajo el cual éstas se producen experimenta, sin embargo, una serie de variaciones temporales, tal y como se desprende de dos hechos ya expuestos anteriormente.

- a) El desigual reparto «estratigráfico» de la fracturación.
- b) La interpretación de dos estados de esfuerzo distintos responsables de la misma.

Estos dos estados de esfuerzo actúan aparentemente según una secuencia cronológica: primero compresión N-NNE y luego distensión E-ESE. Las fallas resultantes de ellos parecen afectar de forma especialmente intensa a la que nosotros hemos denominado Unidad Inferior (ver fig. 1 y apartado 2.1). La Unidad Media apenas se encuentra fracturada. Todo ello sugiere que las dos etapas tectónicas citadas se desarrollaron esencialmente durante el depósito de la Unidad Inferior.

Sin embargo, el esquema trazado hasta aquí es sólo una simplificación de la realidad. Existen algunos datos contradictorios con él. Por ejemplo, hemos encontrado todavía a techo de la Unidad Media algunas microfallas direccionales. Estas son muy escasas, y algunas se encuentran en bloques removidos, por lo que no ha sido posible tratarlas por métodos estadísticos. Parece probable que se deban a un estado compresivo (tipo

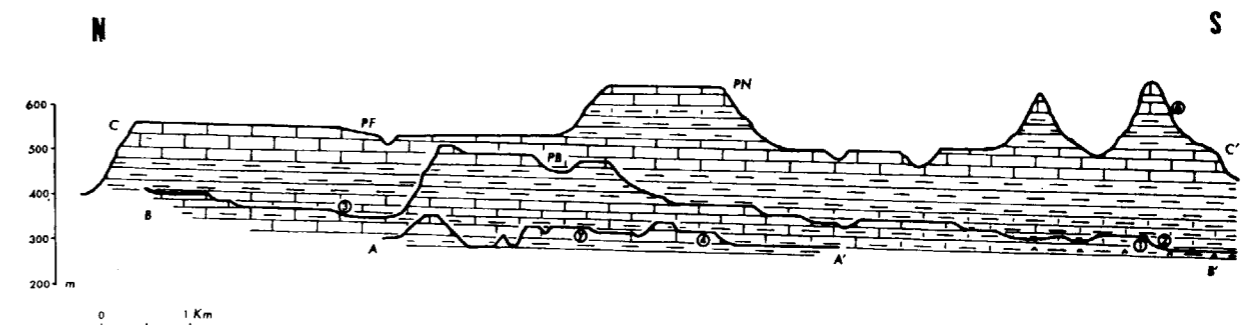


Figura 4.—Cortes geológicos esquemáticos de la Bardena Negra; su ubicación se observa en la figura 1. 1, 2, 3, 4 y 5: estaciones microestructurales. Y: yacimiento de vertebrados Tudela I (CRUSAFONT et al., 1966). PB: Plana de la Bandera. PF: Plana del Farillo PN: Plana de la Negra.

décrochement), aunque también podrían encajar en un estado distensivo como el interpretado en la estación 4, con un valor de R muy próximo a 1 (ver fig. 3C). En cualquiera de los dos casos, este hecho sugiere que hacia el final de la etapa distensiva, mientras se deposita la Unidad Media, pudo producirse aún algún incremento episódico de σ_y (máxima compresión horizontal), capaz de transformar en algún momento el régimen tectónico de distensivo a compresivo o, al menos, de rebajar R hasta alcanzar un valor próximo a 1 (distensión uniaxial). Estas modificaciones transitorias del estado de esfuerzos, dentro de un régimen general distensivo, pudieron producirse por un simple intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 . El propio paso entre las etapas principales compresiva y distensiva, pudo tener lugar por este mismo mecanismo, a la vista del estrecho paralelismo existente entre los ejes principales de los dos tensores: ambos tienen en común la orientación de σ_3 y un plano que contiene a σ_1 y σ_2 ; la diferencia entre ambos tensores estriba sólo en que estos dos últimos ejes intercambian en uno y otro caso sus posiciones.

Finalmente, en lo que respecta a la Unidad Superior (estación 5), el esquema estructural resulta sensiblemente distinto. Por una parte, hemos encontrado algunas fallas normales de dirección SSE que no encajan en el tensor distensivo interpretado en las estaciones 1 a 4. Por otra, las discontinuidades más relevantes son aquí dos familias de diaclasas muy bien definidas y de direcciones mutuamente perpendiculares (ver figura 2.5). Este sistema de diaclasas se mantiene constante en todo el ámbito de las Bardenas orientales-Cinco Villas (GRACIA, 1985). Su origen podría corresponder a un régimen distensivo de carácter radial ($\sigma_2 \cong \sigma_3$), a tenor de las interpretaciones realizadas en otros puntos de la Depresión del Ebro y Cordillera Ibérica donde aparecen asociaciones similares (SIMÓN, 1983; SIMÓN y SORIANO, 1985).

Las Unidades Inferior, Media y Superior, utilizadas por nosotros en este trabajo pueden situarse de una forma aproximada en la escala cronológica continental neógena: la Unidad Inferior correspondería al Ageniense-Aragoniense; la U. Media al Aragoniense-Vallesiense, y la U. Superior al Vallesiense-Turoliense (-Rusciniense?). En consecuencia, el modelo de evolución temporal del régimen tectónico sería el siguiente:

- Ageniense-Aragoniense: etapa de compresión N a NNE, seguida de distensión E a ESE.
- Aragoniense-Vallesiense: distensión E a ESE debilitada, con posibles intercambios de σ_1 y σ_2 que establecen episódicos estados compresivos NNE.
- Post-Turoliense-Rusciniense (?): distensión radial.

4. CONCLUSIONES

En la Bardena Negra se ha reconocido y cartografiado un campo de fallas esencialmente normales, de dirección predominante N a NNE. Asociadas a ellas existen microfallas, cuyo análisis estadístico permite relacionarlas con un estado de esfuerzos de distensión triaxial con σ_3 entre E y ESE. Previo a él actuó en el área otro estado compresivo (compresión uniaxial) con σ_1 según N a NNE, que generó fallas direccionales sólo a escala de afloramiento. Ambos estados de esfuerzos actuaron durante el espacio de tiempo comprendido, aproximadamente, entre el Ageniense y el Vallesiense, debilitándose hacia el final de este período y pudiendo producirse cambios episódicos de uno a otro por intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 .

La evolución tectónica de este sector de la Depresión del Ebro durante el Mioceno es muy similar a la registrada en las áreas centro-orientales de la Cordillera Ibérica. Las direcciones, edades y relaciones mutuas de las dos etapas principales descritas se corresponden perfectamente con las señaladas por SIMÓN (1984) para las fases C₃ y D₁ en el sector del Maestrazgo. La compresión miocena se registra, asimismo, en otros puntos de la cadena, y parece relacionada con las etapas compresivas béticas de esa misma edad (PARICIO y SIMÓN, 1986). Llama la atención el hecho de que aparezca en nuestra zona una dirección de extensión E a ESE, coherente con la que domina en el margen mediterráneo de la Península, aún hallándose ya considerablemente alejados de su zona de influencia. En otras zonas de la Depresión del Ebro y borde N de la Cordillera Ibérica la distensión de esta edad lleva dirección NE-SO (CASAS, 1985; GUTIÉRREZ et al., 1986). Por otra parte, es de destacar que la dirección de compresión registrada en la Bardena Negra está ligeramente

girada con respecto a la SSE, que es característica en las Béticas y la Ibérica y coincide asimismo con las trayectorias generales de esfuerzo a escala peninsular propuestas en trabajos recientes para todo el Neógeno y Cuaternario (PHILIP, 1983). Esta variación puede estar motivada por la proximidad de la cadena pirenaica, a cuya traza tiende a hacerse perpendicular la dirección del eje horizontal σ_y de todos los tensores (σ_1 en los compresivos, σ_2 en los extensivos).

BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E.: *Nota sobre la estratigrafía de las Bardenas en su extremo meridional*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 50, pp. 220-240 (1958).
- BEROIZ, C.; RAMÍREZ, J.; SOLE, J., y VALLE, J. DEL: *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 282, Tudela*. Inst. Geol. y Min. Esp., Madrid (1977).
- BOMER, B., y RIBA, O.: *Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra*. I Coloquio Int. sobre las obras públicas en terrenos yesíferos, t. V, com. c. 6-3 (1965).
- CASAS, A. M.: *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcañe (Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias, Univ. de Zaragoza, 162 pp. (1985).
- CASTIELLA, J.; VALLE, J. DEL, y RAMÍREZ, J.: *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 321, Tauste*. Inst. Geol. y Min. España, Madrid (1977).
- CASTIELLA, J.; SOLE, L., y VALLE, J. DEL: *Mapa geológico de Navarra, E. 1:200.000*. Diputación Foral de Navarra. Dirección O. P. Servicio Geológico (1978).
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O.: *Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja*. Not. y Com. del IGME, núm. 90, pp. 53-76, Madrid (1966).
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G., y DAIGNIERES, M.: *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis*. Journal of Structural Geology, 3 (1), 51-65 (1981).
- GRACIA, J.: *Geomorfología de las Bardenas orientales*. Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias. Univ. de Zaragoza, pp. 172 (1985).
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector*

central de la Depresión del Ebro. Bol. Geol. y Min., t. XCVII-I, pp. 9-21 (1986).

IBARRA, P.: *Depresión del Arba de Biel; evolución geomorfológica*. Tesis Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. Sección Geografía. Universidad de Zaragoza (1984).

PARICIO, J., y SIMÓN, J. L.: *Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: La cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón)*. Estudios Geol. (en prensa) (1986).

PHILIP, H.: *La Tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures. Ses relations avec la sismicité*. Thèse. U. S. T. L. Montpellier, 147 pp. (1983).

QUIRANTES, J.: *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario continental de los Monegros*. Inst. Fernando el Católico, C. S. I. C., Zaragoza, 200 pp. (1978).

RIBA, O.: *Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra*. Aportación española al XX Congreso Geográfico Internacional, Reino Unido, pp. 127-138 (1964).

RIBA, O.; PUIGDEFÁBREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J., y MARTÍ BONO, C.: *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, Hoja núm. 22, Tudela*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid (1973).

RIBA, O.; REGUANT, S., y VILLENNA, J.: *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro*. Libro jubilar de J. M. Ríos: Geología de España, IGME (en prensa) (1984).

SIMÓN, J. L.: *Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel*. Teruel, núm. 69, pp. 21-97 (1983).

SIMÓN, J. L.: *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Inst. Estudios Turolenses, Teruel, 265 pp. (1984).

SIMÓN, J. L.: *Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian chain, Spain)*. Tectonophysics, 124, 37-53 (1986).

SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza*. I Reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa, vol. II, pp. 329-343 (1985).

SOLÉ SABARIS, L.: *Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro*. Mem. R. Acad. Ciencias y Artes, Barcelona (3.º), 31 (7), pp. 239-259, Barcelona (1953).

SOLÉ SABARIS, L.: *Sobre la estratigrafía de las Bardenas y los límites del Oligoceno y Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo homenaje al Prof. Hernández Pacheco, pp. 637-657, Madrid (1954).

Late Devonian basin-fill history of the southern Cantabrian Mountains, Spain

Por G. B. S. VAN LOEVEZIJN (*)

ABSTRACT

Biostratigraphic and lithostratigraphic correlations of the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits in the southern part of the Cantabrian Mountains are made over a distance of more than 100 km. Based on the correlations the studied area can be divided into three zones, parallel to the E-W strike of the mountain chain, which from S to N are the External, Intermediate and the Internal zones, each characterised by a different sedimentary succession. During the Frasnian a western Alba subbasin and an eastern Peña Corada subbasin can be distinguished, separated by the Pardomino High. The distinction disappeared in the early Famennian when the two subbasins became united. During the Frasnian and Famennian the depositional and bathymetrical centres of the basin were always situated in the southernmost part of the Bernesga area in the External zone.

RESUMEN

Sobre una distancia de más de 100 km. se han hecho correlaciones bio- y litoestratigráficas de depósitos del Devónico Superior hasta el Carbonífero Inferior en el parte sur de la Cordillera Cantábrica. Basándose en estas correlaciones se puede subdividir el área estudiada en tres zonas paralelas a la dirección de la cordillera: la zona Externa, la Intermedia y la Interna, cada una caracterizada por una distinta sucesión de sedimentos. Durante el Frasnense se puede distinguir la subcuenca del Alba en el oeste y la subcuenca de Peña Corada en el este, separadas por el alto del Pardomino. La distinción desaparece en el Famenense al unirse las dos subcuenas. Durante el Frasnense y Famenense los centros depositarios y batimétricos de la cuenca estaban siempre situados en el extremo sur del área del Bernesga, en la zona Externa.

INTRODUCTION

The Upper Devonian and lowermost Carboniferous deposits in the southern part of the Cantabrian Mountains are part of the un-metamorphic to slightly metamorphic Palaeozoic succession of the Asturo-Leonese basin (VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967) (fig. 1). The Lower and Middle Devonian consist of shallow marine deposits, which reflect stable conditions; carbonate masses extended over extensive platforms, interrupted by a few siliciclastic intervals (DE COO, 1974; REIJERS, 1980). During the Upper Devonian a more pronounced differentiation into positive and negative areas becomes apparent as a result of epeirogenic movements of specific blocks, reflected in impressive lateral changes in thickness and facies

perpendicular to the strike of the mountain chain. One of the most important synsedimentary

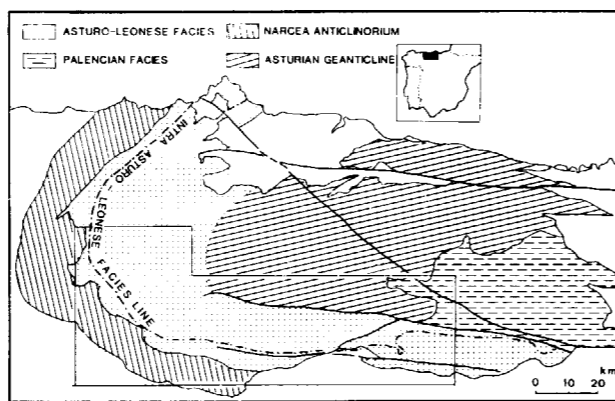


Figure 1.—Map of the major Devonian palaeogeographic units, showing also the outline of the studied area.

(*) Obrechtstraat 47, 2324 UL Leiden, Nederland/Holanda.

fault zones is the Sabero-Gordón line, which is closely related to the Intra-Asturo-Leonese facies line (RAVEN, 1983). The León line acted as a boundary between the Asturo-Leonese basin in the south and the Asturian geanticline in the north, which is characterized by the absence of the pre-Ermita Devonian. The Porma fault divided the Asturo-Leonese basin into an eastern and a western subbasin.

Four areas with Upper Devonian outcrops are distinguished: the Somiedo, Caldas, Bernesga and Esla areas (fig. 2). The Upper Devonian to lowermost Carboniferous sedimentary succession varies slightly from area to area owing to the different positions with respect to fundamental lines and palaeogeographical elements. In this paper the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits of the areas are compared and lithostratigraphic and biostratigraphic correlations are made. Finally the palaeogeographic history is constructed.

A few palinspastic corrections are made in order to avoid that deformation structures dominate the palaeogeographic picture of the Esla area

(fig. 2). The area south of the Sabero-Gordón line is shifted 20 Km to the west according to BASTIDA et al. (1976). After the palinspastic strike-slip correction the Esla nappe is shifted to its original position south of the Sabero-Gordón line as is advocated by RAVEN (1983), and which correction is confirmed by the striking similarity between the Upper Devonian deposits south of the Sabero-Gordón line in the Bernesga area and the Upper Devonian deposits of the Esla nappe.

LITHOSTRATIGRAPHY

COMTE (1959) divided the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits between the Portilla Formation and the Alba or Vegamián formations into three lithostratigraphic units: from base to top the Nocedo, Fueyo and Ermita, which were later formalised as formations. The Nocedo Formation is divided into a lower Gordón Member and an upper Millar Member (VAN LOEVEZIJN, 1983). The sediments of the formations, which were studied in 45 sections (fig. 2), can be arranged

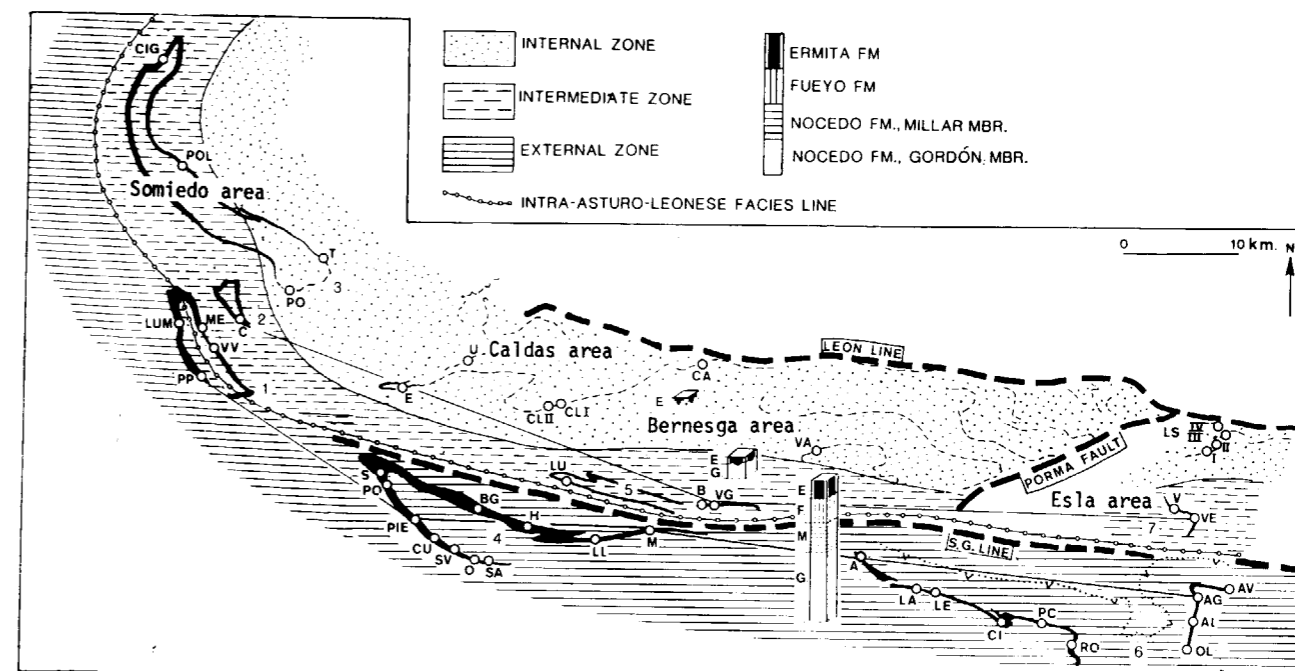


Figure 2.—The distribution of the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits in N León, with the three distinguished zones, the positions of the sections and the section lines. The Esla nappe is shifted to its original position south of the Sabero-Gordón line. (1) Palomas syncline, (2) Quejo syncline, (3) Saliencia syncline, (4) Alba syncline, (5) Pedroso syncline, (6) Esla nappe, (7) Parautochthonous of Valdoré.

into seven facies groups, covering environments of deposition ranging from offshore to fluvial (table 1). Based on the occurrence of the lithostratigraphic units, the studied areas have been arranged into three zones: the External, Intermediate and Internal zones (fig. 2).

External zone

The External zone includes the western limb of the Palomas syncline (Somiedo area), the Alba

syncline (Bernesga area) and the Esla nappe (Esla area). It contains a thick and fairly complete Upper Devonian to lowermost Carboniferous succession ranging from 200 to 700 m with a high shale percentage (fig. 3a). Only in the easternmost part of the Bernesga area (sections LL, M) and the western part of the Esla area (sections A, LA, LE, CI) erosional contacts between the lithostratigraphic units occur, and there locally the entire Millar Member is absent (sections A, LE, CI). The principal Upper Devonian to lowermost

TABLE I

Facies and depositional environments of the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits

	LITHOFACIES	BIOFACIES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
Facies a	bioturbated calcareous siltstones and silty bioclastic wackestones	brachiopods, crinoids, bryozoans, stromatoporoids, corals	back-bar
Facies b	reddish cross-bedded bioclastic packstones and grainstones	fossil debris of crinoids, brachiopods, stromatoporoids, corals, bryozoans; trace fossil assemblage of the <i>Skolithos</i> facies	bioclastic shoal in agitated water
Facies c:	c1 quartz sandstones, pebbly sandstones, true conglomerates; erosional beds with normal and inverse graded structures	in some cobbles moulds of gastropods and crinoids	fan-delta with mass-flow transport
	c2 cross-bedded very fine to medium grained quartz sandstones, locally with ferruginous soils	moulds of brachiopods, crinoids, solitary corals	littoral
	c3 cross-bedded pebbly quartz sandstones; erosional beds	no fossils	fluvio-marine channels
Facies d	bioturbated nodular sandy siltstones and silty sandstones; sporadic channel-sandstone intercalations	brachiopods, bryozoans, crinoids, trilobites, solitary corals	transitional
Facies e:	e1 alternation of even-laminated and cross-laminated thin-bedded sheet sandstones and laminated shales; channel sandstone intercal.	rarely brachiopod and gastropod fragments; trace fossil assemblage of the <i>Cruziana</i> facies	subtidal, where occasionally sand was introduced during storm events
	e2 laminated shales striped with siltstone and sandstone laminae	rarely goniatites, small bivalves, tentaculites	offshore
Facies f	pyrite-bearing dark shales with silty limestone lenticles	trace fossil assemblage of the <i>Zoophycus</i> facies	offshore; oxygen depleted
Facies cr	boundstones, grainstones, packstones, wackestones, mudstones	stromatoporoids, corals, crinoids, brachiopods, bryozoans, tentaculitids, trilobites, gastropods, receptaculitids, ostracods	reef

Carboniferous subdivision in the External zone is:

Ermita Fm.: siltst. - sandst. - limest.

Fueyo Fm.: shale - sandy shale.

Nocedo Fm.; Millar Mbr.: shale - sandy shale - sandst. - congl. - limst.

Nocedo Fm.; Gordón Mbr.: shale - siltst. - sandst. - limest.

The Gordón Member, the Millar Member as well as the Fueyo Formation together with the Ermita Formation contain a coarsening upward sequence.

Nocedo Formation; Gordón Member

The coarsening upward sequence of the Gordón Member is very well demonstrated in the sections of the Somiedo area and the western part of the Bernesga area. In the eastern part of the latter area and in the western part of the Esla area the basal shale and siltstone units are absent (sections LL, M, A.). Eastward of section A again the siltstone unit occurs in the base of the member. The limestone unit in the upper part of the member in the Somiedo and Bernesga areas consists of lenticular shaped discontinuous grainsupported limestone bodies, whereas in the Esla area a continuous unit of mudsupported and grainsupported limestones is present.

Nocedo Formation; Millar Member

The basal shale unit of the Millar Member is very well developed in the southern limb of the Alba syncline. There almost the entire member consists of shales and the coarsening upward sequence is incomplete because of the absence of the sandy shale and the sandstone units in the upper part of the member (sections PIE, SV, O). In the Somiedo area and in the western part of the Bernesga area a polymict conglomerate is intercalated in the Upper Devonian deposits. Most of the pebbles consist of quartzite. Some of them have a dark-green or even black colour owing to the presence of light-brown to green poikiloblastic tourmalins. FRANKENFELD (1982) supposes a high metamorphic source area in northern Portugal for these pebbles. However the tourmalin appears to be a hydrothermal alteration product (pers. comm. Dr. ARPS), whereas the pebble-size and the thickness distribution of the conglom-

merate in the Alba syncline suggest a northern source area. The thickest conglomerate unit occurs in the northern limb near the Sabero-Gordón line in section BG with cobbles up to 0.2 m. Southward and westward the thickness and the maximal clast-size decrease rapidly, and in the southern limb the conglomerate interfingers with a thin succession of pebbly sandstones and fine-grained sandstones (sections S, PO, PIE). Therefore a northern source area must be assumed, which is also the source of the other clastic Devonian deposits of the Asturo-Leonese basin. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985) include the conglomerate and a part of the underlying shales in the Fueyo Formation. This is in contradiction with the nature of the Fueyo Formation, which is introduced as a shale unit (COMTE, 1959). RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985) suppose there are important lithological differences between the shales of the Millar Member (with calcareous sandstone intercalations) and the overlying shales just below the conglomerate unit (with silt nodules). However in the southern limb of the Alba syncline the shales of the Millar Member are as pure as the basal shales of the Fueyo Formation (fig. 3a; section PIE). Consequently, RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985) base the boundary between the Nocedo and Fueyo formations on the occurrence of the silt nodules which, according to them, would only occur in the Fueyo Formation. However, the author found such nodules in the entire Millar Member, and even in the basal shales of the Gordón Member locally silt nodules were found. To avoid a problematic boundary, and taking account of the lithologic characteristics of the Fueyo Formation as originally defined, the conglomerate unit has been included in the Millar Member (VAN LOEVEZIJN and RAVEN, 1983).

In the Esla area the coarsening upward sequence of the Millar Member is covered by a 15 m thick stromatoporoid-coral limestone unit (Crémenes Limestone).

Fueyo Formation

The basal shale unit occurs only in the western part of the Alba syncline in the Bernesga area. Upwards gradually more sandstone and siltstone is intercalated in the shales, and in the top of the formation thin channel sandstones and slumped sandstone beds occur (sandy shale unit). Remarkable in the shales are the septaria nodules,

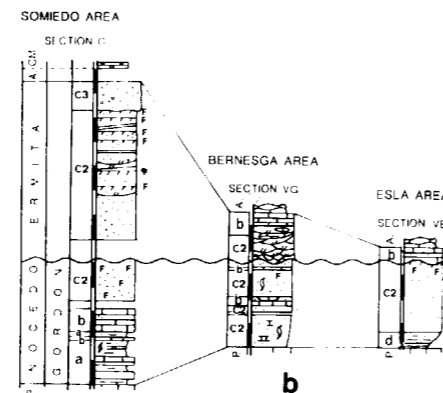
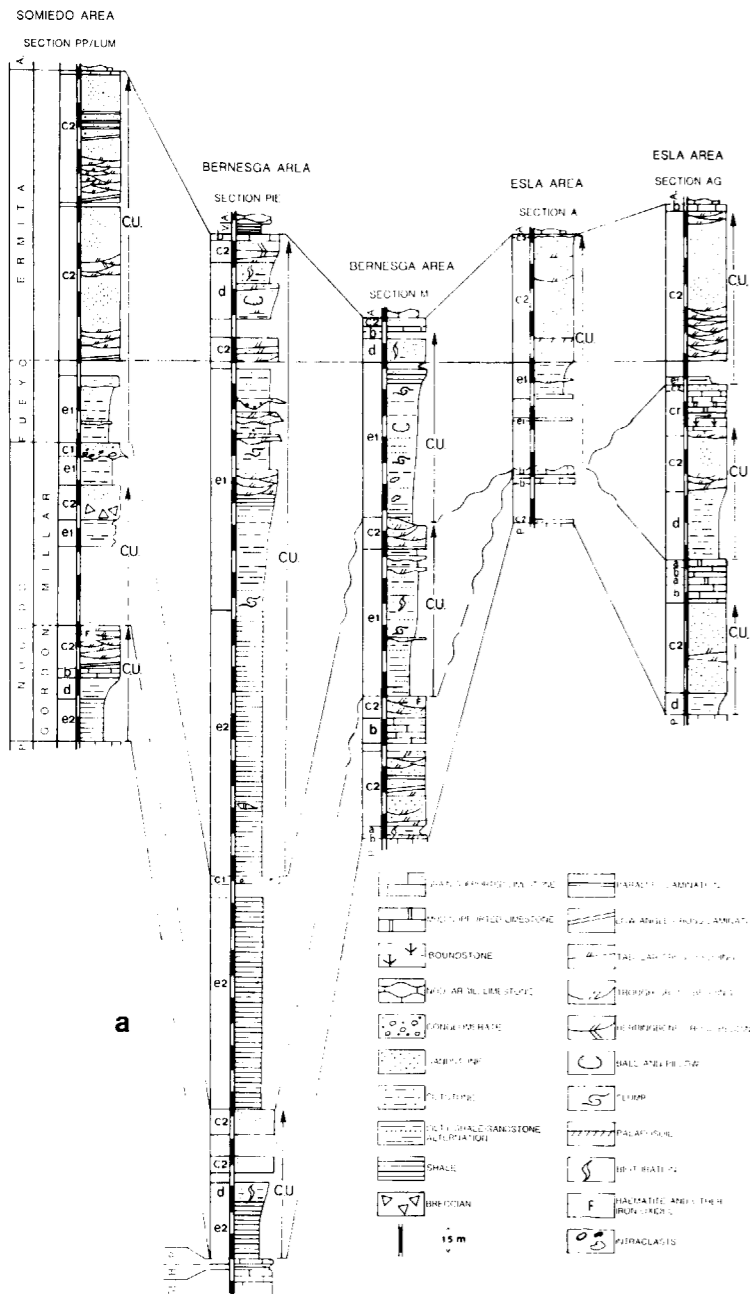


Figure 3.—Columnar sections of the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits of the Asturo-Leonese basin arranged parallel to the strike direction of the mountainchain. (a) Sections of the External zone. (b) Sections of the Intermediate zone. C.M.: Caliza de Montaña Formation, A.: Alba Formation, V.: Vegamián Formation, P.: Portilla Formation, H.: Huergas Formation, S. L.: Santa Lucía Formation, C.U.: coarsening upward sequence.

which were found 50 m above the base of the formation of section PIE. In the eastern sections of the Alba syncline and in the sections of the Somiedo and Esla areas only the upper sandy shale unit occurs.

Ermita Formation

In the Somiedo and Esla areas the Ermita For-

mation mainly consists of a thick sandstone unit, whereas in the Bernesga area a bioturbated siltstone unit occurs in the base of the formation. Locally a haematite-horizon is intercalated in the siltstone unit or in the lower part of the overlying sandstone unit. In the upper part of the sandstone unit microconglomerate intercalations occur. Locally the upper-most centimetres of the formation contain black mud pebbles, which pro-

bably are reworked sediments of the Vegamián Formation.

In the southernmost part of the Bernesga area the Ermita Formation is very thin or even absent. There the siltstones, sandstones and limestones are replaced by dark shales with argillaceous lensing limestones, with in the lower part a late Famennian conodont fauna. RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985) include these shales in the Carboniferous Vegamián Formation. However the black cherty shales of the latter formation differ lithological from the underlying calcareous shales, and in this paper the calcareous shales are included in the Fueyo Formation.

Intermediate zone

The Intermediate zone includes the northwestern part of the Saliencia syncline, the Palomas and Quejo synclines (Somiedo area), the Pedroso syncline (Bernesga area), and the parautochthonous of Valdoré (Esla area). The zone contains an incomplete Upper Devonian to lowermost Carboniferous succession of mainly siltstones, sandstones and limestones with a thickness ranging from 15 to 300 m (fig. 3b). The Millar and the Fueyo Formation are absent, and the Ermita Formation overlies the Gordón Member with a sharp paraconformable contact. The principal subdivision is:

Ermita Fm.: sandst. - limest.

Nocedo Formation; Gordón Mbr.: silty sandst. - limest. - ferruginous sandst.

Nocedo Formation; Gordón Member

Everywhere the base of the member consist of bioturbated calcareous siltstones and sandstones. In section B near the village Beberino (Bernesga area) up to 12 m deep and approximately 30 m wide channels incising the top of the underlying Portilla Formation already mentioned by VAN STAALDUINEN (1973) and many others. In the Somiedo and Bernesga areas the silty sandstones are overlain by reddish sandy packstones and grainstones, but in the Esla area the limestones unit is absent. In all sections the upper part of the member consists of a mottled ferruginous sandstone unit.

Ermita Formation:

In the Intermediate zone of the Somiedo area an exceptional thick sandstone unit up to 255 m with ferruginous soils and conglomerate intercalations occur. Locally a thin limestone bed (Packstones and grainstones) occur in the uppermost part of the formation. In the thin sandstone unit of the Bernesga area Frasnian corals occur (SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1977; RAVEN, 1983; GARCÍA ALCALDE et al., 1985; *Hexagonaria hexagona*). The author do not agree with the opinión of GARCÍA ALCALDE et al. (1985) about the mode of preservation of the corals. They advocated an autochthonous nature for the corals. However the purple corals are broken and the clasts are intercalated in channel-fill sandstones and microconglomerates. Obviously these clasts were eroded from the underlying limestone unit of the Gordón Member, which locally contains compound corals (VAN LOEVEZIJN and RAVEN, 1984), or from older Devonian deposits. The sandstone unit is overlain by an approximately 8 m thick limestone unit (mainly packstones and grainstones), which is included in the Ermita Formation sensu RAVEN (1983, p. 279). In the Esla area the entire formation consists of limestone; the basal sandstone unit is absent.

Internal zone

The Internal zone includes the southwestern part of the Saliencia syncline (Somiedo area), the Caldas area and the northern part of the Bernesga and Esla areas. There the Nocedo and Fueyo formations are absent. The Ermita Formation consists of a thin up to 50 m thick, patchy succession of sandstones with microconglomerates and sandy limestone intercalations. The deposits rest with an irregular disconformable contact on older Palaeozoic deposits. The subdivision is:

Ermita Formation: sandst. — limest.

In those areas where the Ermita Formation lies on top of limestones it fills up a karst topography. Where the formation overlies siliciclastic deposits it is distributed in broad lenticular bodies.

BIOSTRATIGRAPHY

In order to make a biostratigraphical framework the limestones in the sections were sampled for conodonts and 94 conodont assemblages were studied by Dr. RAVEN (Leiden) and Dr. VAN DE BOOGAERT (Leiden). Conodont assemblages which are hardly or not known from the Cantabrian Mountains will be discussed in more detail.

Nocedo Formation; Gordón and Millar members

Due to fault and nappe movements locally the Huergas and Portilla formations, which are underlying the Nocedo Formation, are very thin or absent in the southern limb of the Alba syncline (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985). In section PIE the top of the Santa Lucía Formation is overlain by a 1 m thick shale layer with an abundant bryozoan fauna. According the stratigraphic position these shales are probably the equivalent of the goniatite shales of the Huergas Formation described by BUGGISCH (1982) and VAN LOEVEZIJN & RAVEN (1983) from the southwestern part of the Alba syncline. The shales are overlain by 5 m sandy packstones, which are correlated with the lower part of the Portilla Formation on account of the conodont assemblage of the Middle *varcus* Zone. The limestone is overlain by the shales of the Gordón Member, which contain the tentaculite *Striatostiliolina striata*, indicating a late Givetian to Frasnian age. Elsewhere the top of the Portilla Formation contains a conodont assemblage of the Lowermost *asymmetricus* Zone. The base of the Gordón Member in most sections is in the Lowermost to Lower *asymmetricus* Zone. Only in the easternmost sections of the Bernesga area (LL, M) younger faunas were found at the base (Middle to Upper *asymmetricus* Zone) (RAVEN, 1983). The sedimentation of the Gordón Member continued up to the *Ancyrognathus triangularis* biochron as is proven in section LA, where in the top of the member a conodont assemblage was sampled containing *Polygnathus webbi*, *Palmatolepis subrecta* and *Icriodus* sp. In section H GARCÍA ALCALDE et al. (1979) also mentioned conodont assemblages of the Upper *asymmetricus* Zone and *Ancyrognathus triangularis* Zone. Sedimentation of the overlying Millar Member continued into the latest Frasnian, as is proved by the occurrence of the brachiopod *Cyrtiopsis senceliae*

and the tentaculite *Homoctenus ultimus ultimus* in the Crémenes Limestone (VAN LOEVEZIJN et al., 1986).

Fueyo Formation

In the basal shale unit of section PIE septaria nodules occur, which contain a conodont assemblage of the *crepida*—*marginifera* Zone with *Polygnathus brevilaminus* and *Palmatolepis* sp. In the upper half of the formation in section CU calcareous channel-fill deposits contain a conodont assemblage with *Palmatolepis glabra glabra* and *Polygnathus fallax*, indicating the Lower *marginifera* Zone, and in the bioturbated calcareous siltstones in the upper half of the Fueyo Formation of section SV the conodonts *Polygnathus semicostatus*, *Pandorinella insita* and *Palmatolepis pectinata* indicate the Upper *crepida*—Upper *marginifera* Zone. In the dark calcareous shales of the uppermost part of the Fueyo Formation of section O a conodont assemblage of the Upper *costatus* Zone occurs. Thus the lower Famennian is present with assemblages of the *crepida*—*marginifera* Zones and the uppermost Famennian is present with an assemblage of the *costatus* Zone. The absence in the Cantabrian Mountains of the *velifer* and *styriacus* Zones is not certain; only four out of seven Fueyo samples contained conodonts and more research is necessary.

Ermita Formation

The lower and middle part of the Ermita Formation contain conodont assemblages of the Famennian *costatus* Zone. Consequently the uppermost part of the Fueyo Formation might have been deposited contemporaneously with the Ermita Formation. The uppermost part of the Ermita interfingers with the black shales of the Vegamián Formation. Sedimentation of the latter formation started in the *cooperi-communis* Zone and continued into the *pseudosemiglaber* Zone—*anchoralis-latus* Zone (RAVEN, 1983). Only beyond the area of the Vegamián shales conodont assemblages of the *cooperi-communis* Zone and *pseudosemiglaber* Zone occur in the Ermita Formation. In fig. 4 the relation between the Fueyo, Ermita and Vegamián formations is illustrated.

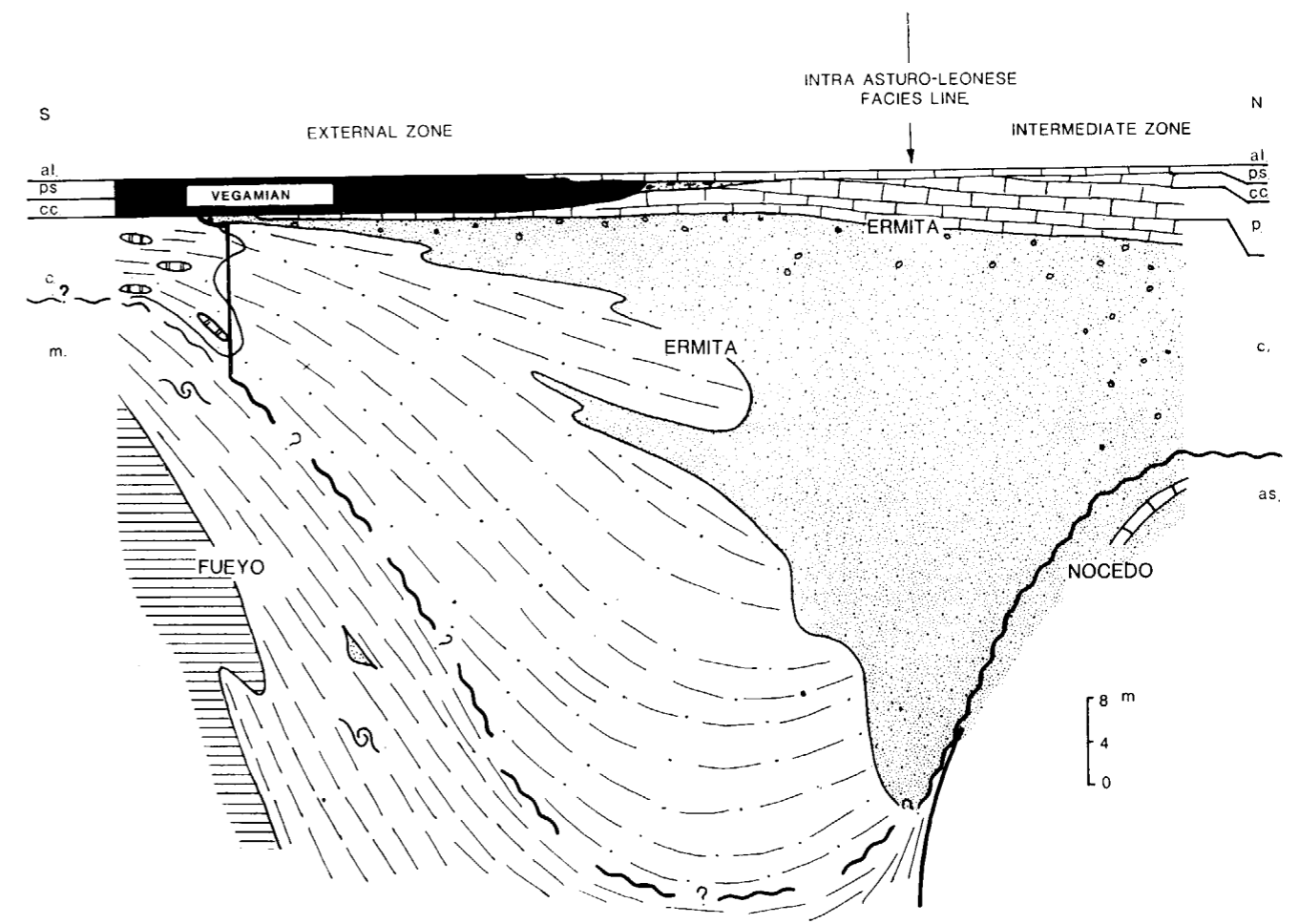


Figure 4.—General north-south cross-section through the southern part of the Bernesga area, showing the relations between the Fueyo, Ermita and Vegamián formations; the heavy lines are formation boundaries. as.: *asymmetricus* Zone, m.: *marginifera* Zone, c.: *costatus* Zone, P.: *Polygnathus* fauna, c.c.: *cooperi-communis* Zone, ps.: *pseudosemiglaber* Zone, al.: *anchoralis-latus* Zone.

In fig. 5 a correlation of the Upper Devonian to lowermost Carboniferous deposits of the studied areas is given, which is based on the correlation presented by RAVEN (1983, fig. 25). However there are some noteworthy differences between the two:

The Givetian—Frasnian boundary is drawn between the Lowermost and Lower *asymmetricus* Zone according to the proposal of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy (ZIEGLER and KLAPPER, 1982).

In the External zone of the Esla area the Millar Member is locally absent, and northward, in the

Intermediate zone the limestone unit in the top of the Gordón Member is absent. Obviously erosion removed a much larger part of the Nocedo Formation in the Esla area than in the Bernesga and Somiedo areas, which relations do not appear in the correlation chart of RAVEN (1983).

In the Esla area the upper boundary of the Nocedo Formation is not situated in the *gigas* Zone as is supposed by RAVEN (1983), but in the *Palmatolepis triangularis* Zone as is proven by the fauna of the Crémenes Limestone.

The Fueyo Formation, restricted to the *costatus* Zone according to RAVEN (1983), has an early Fa-

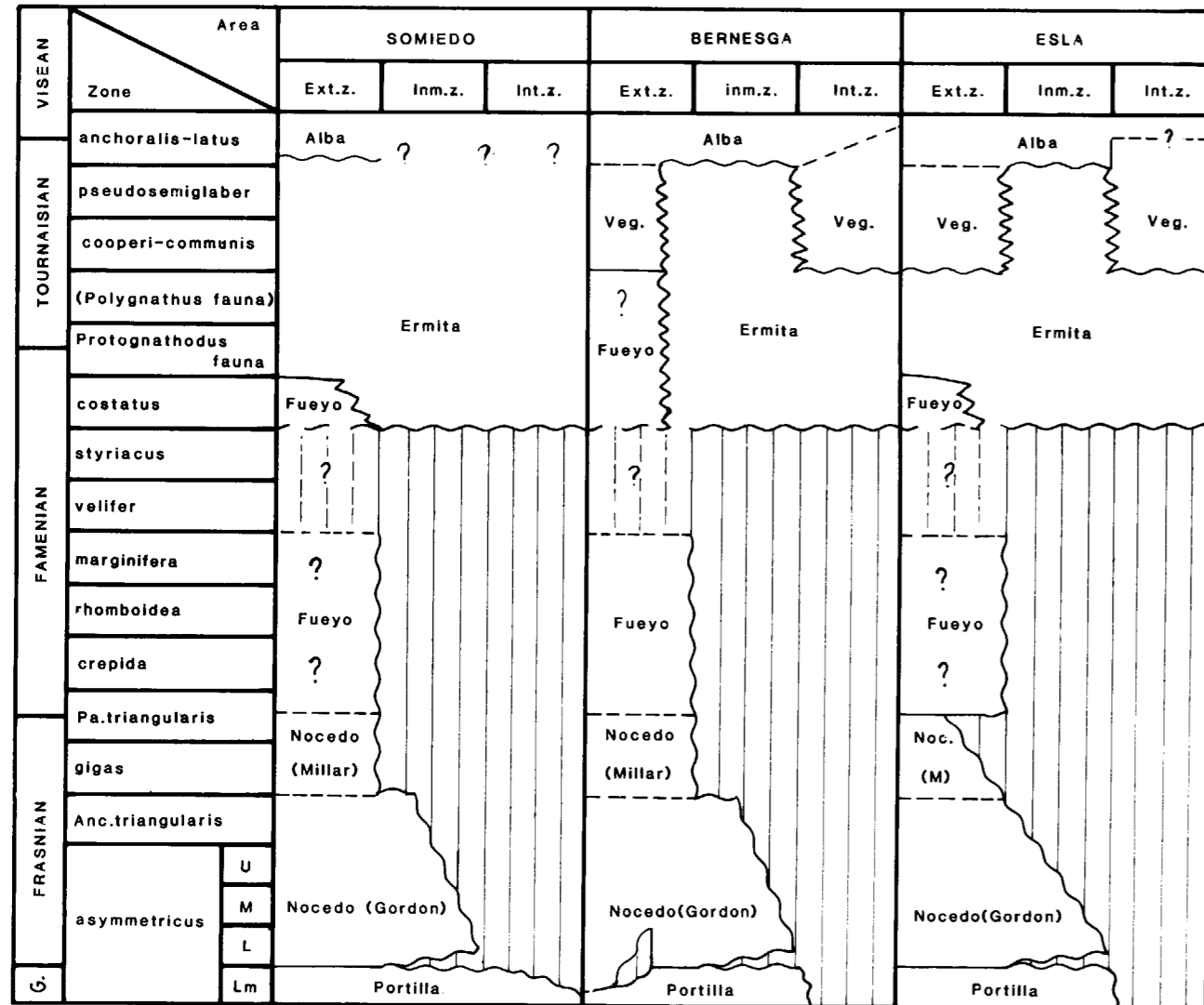


Figure 5.—Biostratigraphic correlation chart for the Upper Devonian to Lower Carboniferous deposits in N León (the Caldas area, where only a thin Upper Devonian succession of the Ermita Formation is present, is not included).

mennian (*crepida*—*marginifera* Zone) basal part in the southern limb of the Alba syncline (Bernesga area). There the Fueyo Formation is overlain by the Vegamián Formation because of the absence of the Ermita Formation. No erosional contact is observed, and a continuation of the Fueyo Formation into the early Tournaisian is supposed.

BASIN EVOLUTION

Frasnian

During the Frasnian the Asturian geanticline,

and probably also the adjacent area of the Internal zone, emerged, and the erosion products were deposited in the subsiding marginal seas (fig. 6). In the Intermediate zone a thin succession occurs of mainly back-bar deposits and littoral deposits with erosion surfaces. Most of the deposits were coloured by ferric oxide pigment, probably originating from ferruginous soils of the Asturian geanticline and adjacent positive areas. South of the Intra-Asturo-Leonese facies line near the Pardomino high a littoral environment existed, where sands were deposited by strong currents. On both sides of the Pardomino high the depth of deposition gradually increased

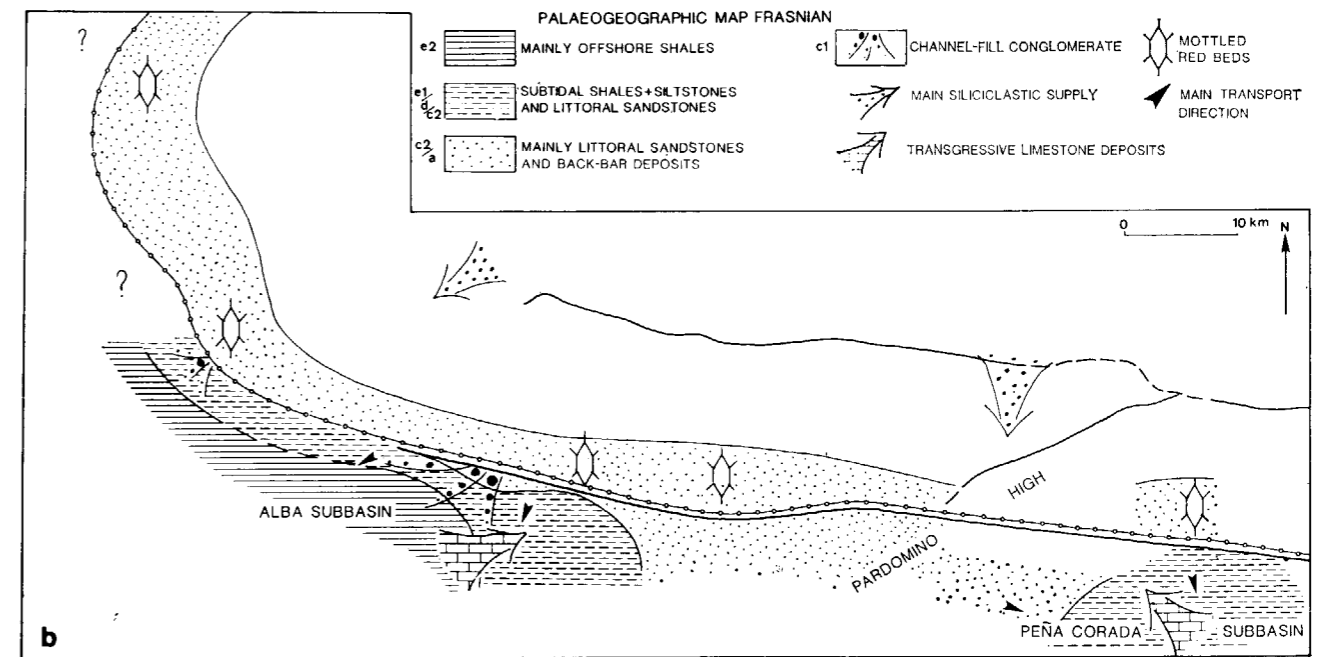
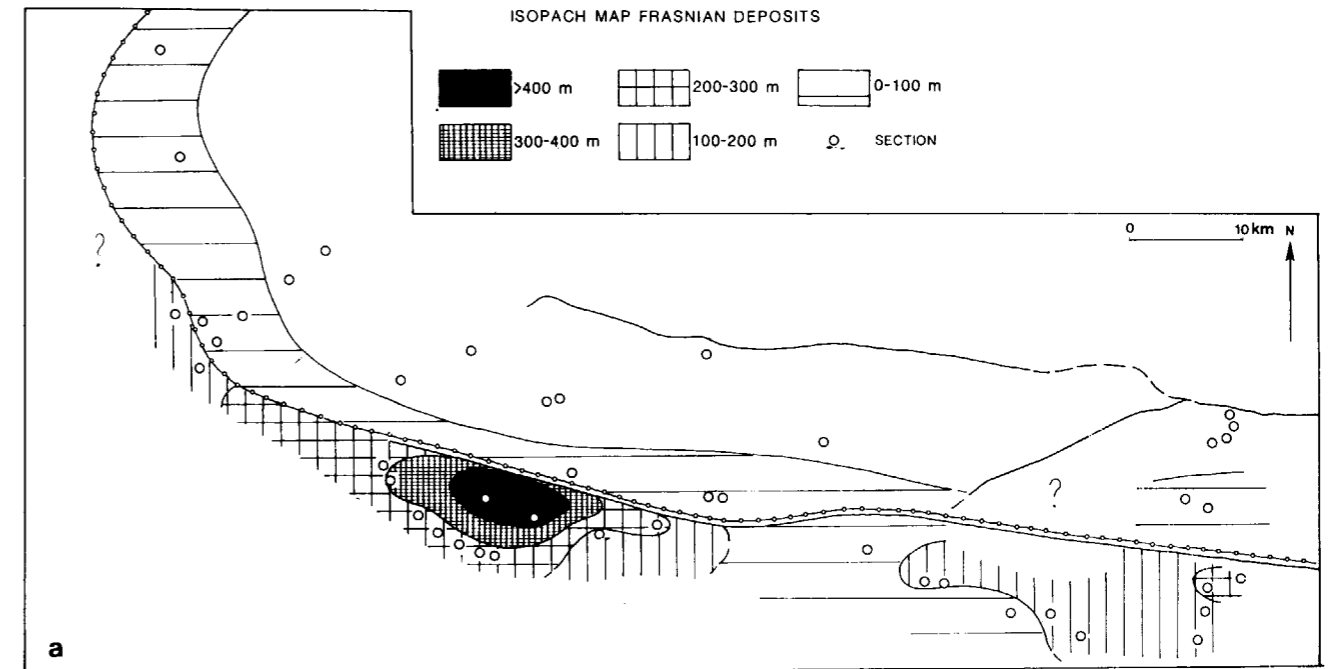


Figure 6.—Frasnian facies maps of the Asturo-Leonese basin. (a) Isopach map. (b) Palaeogeographic map.

and the littoral deposits interfinger to the west with a thick sediment pile up to 400 m of mainly subtidal and offshore deposits (Alba subbasin). To the east the littoral deposits interfinger with a sediment pile up to 300 m of mainly subtidal deposits (Peña Corada subbasin). Owing to the high supply of detrital material the coast prograded basinward, causing a shallowing upward sequence. When the detrital supply decreased, crinoidal shoals developed with back-bar deposits. First these shoals occur in the outermost parts of the subbasins (sections O, OL: Lowermost *asymmetricus* Zone), and with decreasing detrital supply they gradually extended towards the Pardomino high and Asturian geanticline (sections LL, M: Lower and Middle *asymmetricus* Zone). A mobilisation of the Asturian geanticline caused an increase of detrital supply in the marginal seas during the late Frasnian, causing the end of the crinoidal limestone platform, and fan-delta's developed south of the Intra-Asturo-Leonese facies line. When the siliciclastic supply decreased again a carbonate platform developed, but now the carbonates were restricted to the Peña Corada subbasin, where a stromatoporal-coral reef belt developed (Crémenes Limestone: lowerpart of the *Palmatolepis triangularis* Zone).

Famennian

Near the Frasnian-Famennian transition a new sedimentary sequence started, when large quantities of siliciclastic erosion products were transported to the External zone, and the reef-building organisms disappeared. The Pardomino high, which until then was an important palaeogeographic feature in the Devonian palaeogeography disappeared and the Alba and Peña Corada subbasins were united (fig. 7). Again the depositional

and bathymetrical centres of the basin were situated in the southernmost part of the Bernesga area. Basinward shifting of the facies areas again caused a regressive coarsening upward sequence. During the late Famennian, when the relief was low, the sedimentation area extended over the northern part of the Asturo-Leonese basin and the Asturian geanticline. Locally a karst landscape with a marked relief was filled with reworked sediments of the pre-Ermita formations. Elsewhere a thin succession of littoral sands was deposited under the constant agitation of sorting and winnowing currents. Locally crinoidal shoals were formed in the shallow agitated water.

CONCLUSIONS

The general outline of the late Devonian depositional history is characterised by intermittent uplift and erosion of the Asturian geanticline, and deposition of regressive clastic wedges in a subsiding marginal sea south of the Intra-Asturo-Leonese facies line. This facies line was formed by a synsedimentary normal fault (RAVEN, 1983), which lead to great differences in thickness and in facies at both sides of it. Similar tectonic control of sedimentation can be inferred for other Upper Devonian deposits in Europe: in Moravia (DVORAK, 1986) and also in the Ardenno-Rhenish Massif (THOREZ & DRESEN, 1986) sedimentation was largely controlled by movements along deep-seated block-faults. The tectonic conditions in the Upper Devonian of Central and southern Europe indicate an increased instability of the crust after a period of stable shelf conditions during the Early and Middle Devonian, signifying the initial phase of the tectonic activities of the Hercynian orogeny.

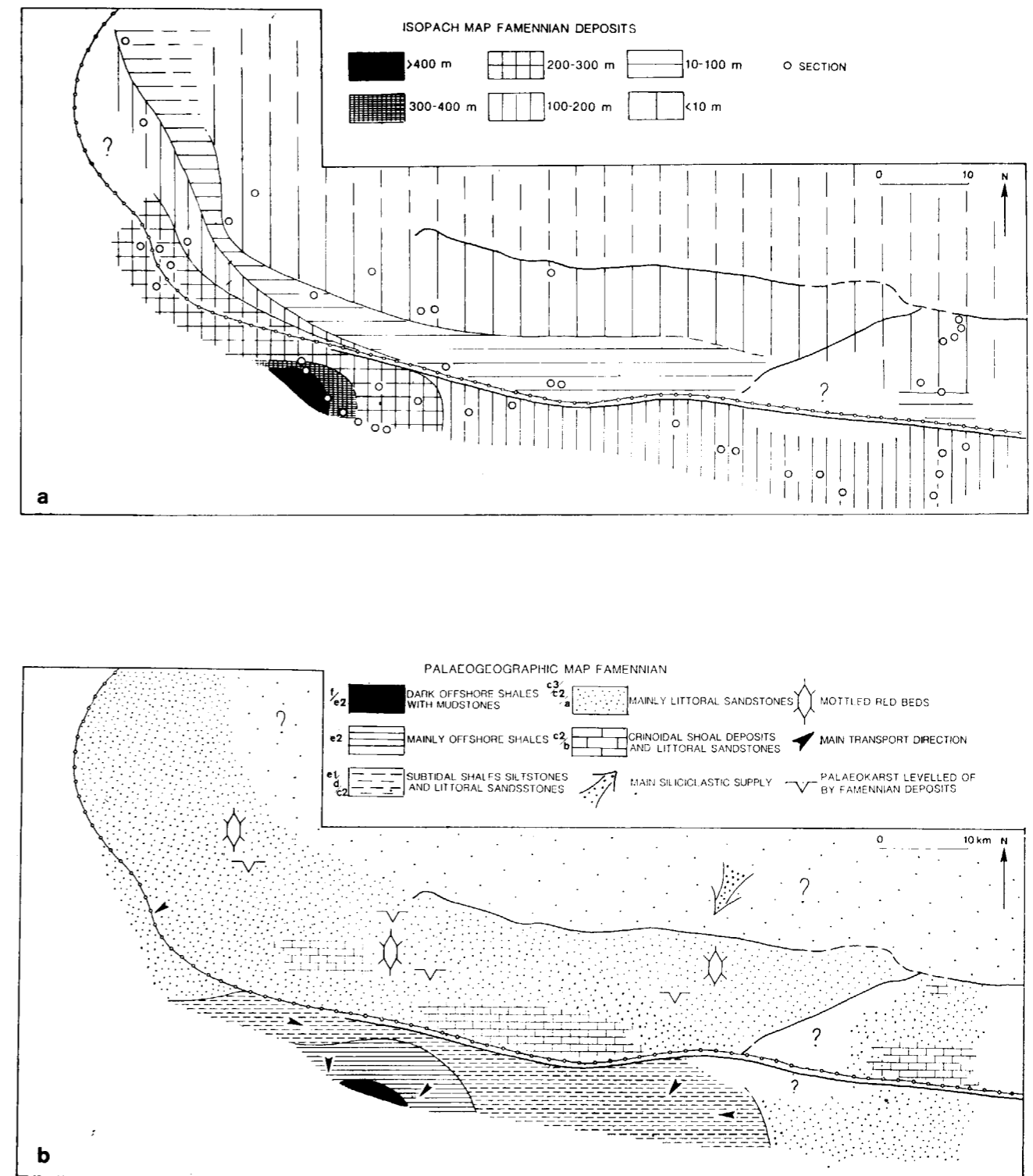


Figure 7.—Famennian facies maps of the Asturo-Leonese basin. (a) Isopach map. (b) Palaeogeographic map.

REFERENCES

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN: *Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application*. Leidse Geol. Meded., 39:129-192 (1967).
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. L., and MÉNDEZ, I.: *La unidad de Peña Corada y su relación con el manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Brev. Geol. Astúrica, 20:49-55 (1976).
- BUGGISCH, W.; MEIBURG, P., and SCHUMANN, D.: *Facies, Paleogeography and Intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-Leonese basin (Cantabrian Mts./Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163:212-230 (1982).
- COO, J. C. M. DE: *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía Limestones in León, Spain*. Ph. D. Thesis Univ. Leiden, 87 pp. (1974).
- COMTE, P.: *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 60: 440 pp. (1959).
- DVORAK, J.: *The Famennian of Moravia (CSSR): the relation between tectonics and sedimentary facies*. An. Soc. géol. Bel. 109:131-136 (1986).
- EVERS, H. J.: *Geology of the Leonides between the rivers Bernesga and Porma (Cantabrian Mountains, NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., 41:83-151 (1976).
- FRANKENFELD, H.: *Das ende der devonische Riff-Facies im nord-spanischen Variszikum*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163:238-241 (1982).
- GARCÍA ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA LÓPEZ, S., and MÉNDEZ BEDÍA, J.: *Guidebook of the fieldstrip*. Meeting of the international subcommission on Devonian stratigraphy, Oviedo, 41 pp. (1979).
- GARCÍA ALCALDE, J. L.; MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R.; GARCÍA LÓPEZ, S., and SOTO, F.: *El Devónico Superior y el Carbonífero Inferior del sinclinal de Beberino (Pola de Gordón, León, NO de España)*. Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Compte Rendu, vol. 2:375-386 (1985).
- LOEVEZIJN, G. B. S. VAN: *Upper Devonian block movements and sedimentation in the Asturo-Leonese basin (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 52, 2:185-192 (1983).
- LOEVEZIJN, G. B. S. VAN, and RAVEN, J. G. M.: *The Upper Devonian deposits in the northern part of León (Cantabrian Mountains, northwestern Spain)*. Leidse Geol. Meded., 52, 2:179-183 (1983).
- LOEVEZIJN, G. B. S. VAN, and RAVEN, J. G. M.: *The Upper Devonian of the Somiedo area (Cantabrian Mountains, northwestern Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 5:279-290 (1984).
- LOEVEZIJN, G. B. S. VAN; RAVEN, J. G. M., and POL, W. VAN DER: *The Crémenes Limestone, a late Frasnian biostrome in the Cantabrian Mountains (northwestern Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. (in press).
- RAVEN, J. G. M.: *Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian zone (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 52:265-339 (1983).
- REIJERS, T. J. A.: *Sedimentary mechanisms in Spanish Devonian carbonates*. Geol. Mijnb., 59:87-96 (1980).
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA ALCALDE, J. L., and MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R.: *La sucesión del Devónico Superior y Carbonífero Inferior en el sinclinal de Alba (León, NO de España)*. Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Compte Rendu, vol. 1:133-144 (1985).
- RUPKE, J.: *The Esla nappe, Cantabrian Mountains (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 32:1-74 (1965).
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.: *Guía de las sesiones de campo. Formaciones detríticas y carbonatadas del Devónico medio y superior de la Cordillera Cantábrica*. VIII Congreso Nacional de Sedimentología, Oviedo-León (1977).
- STAALDUINEN, C. J. VAN: *Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., 49:167-205 (1973).
- THOREZ, J. & DREESEN, R.: *A model of a regressive depositional system around the old red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian «Psammites du Condroz» in Belgium*. Ann. Soc. géol. Belg. 109:285-323 (1986).
- ZIEGLER, W., and KLAPPER, G.: *Devonian series boundaries: decisions of the I. U. G. S. subcommission*. Episodes, 4:18-21 (1982).

Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)

Por J. E. GOMEZ PALLEROLA

RESUMEN

Se describen once órdenes de insectos de las calizas litográficas del Montsec: Ephemeroptera, Blattodea, Odonata, Hemiptera, Coleoptera, Diptera, Hymenoptera, Isoptera, Orthoptera, Raphidioptera y Trichoptera. Los cuatro últimos órdenes se citan por primera vez en la cantera.

ABSTRACT

Eleven orders of insects from the lithographic limestone or Lower Cretaceous in the Sierra del Montsec are described: Ephemeroptera, Blattodea (cockroaches), Odonata (dragonflies), Hemiptera (bugs), Coleoptera (beetles), Diptera (true flies), Hymenoptera (wasps), Raphidioptera (Snakeflies), Isoptera (Termites), Orthoptera (saltatoria) y Trichoptera (Caddisflies).

The last four are described for the first time at the quarry.

INTRODUCCION

Los insectos fósiles motivo de este trabajo pertenecen a la colección particular del autor. Dichos insectos fueron enviados al Departamento de Entomología del British Museum (Natural History), en donde se han realizado excelentes fotografías algunas de ellas con luz ordinaria y otras lo fueron con luz ultravioleta. Las fotografías 2, 14, 27, 28 y 35 fueron realizadas por el autor.

Tengo que agradecer aquí el interés mostrado por los doctores P. E. S. WHALLEY y E. A. JARZEMBOWSKI, del Departamento antes citado, clasificando de forma provisional los diversos órdenes, y en algunos casos familias, agradezco igualmente a este último el envío de dos dibujos realizados por él.

Debido a que en las fotografías, se ha encuadrado al máximo los insectos, la escala situada en el borde de las mismas, no aparece en ellas. Las dimensiones son no obstante similares a las de los insectos actuales.

La fauna paleoentomológica del Montsec es muy similar a la que aparece en el sur de Inglaterra,

donde algunos yacimientos datados del Berriasense-Barremiense de una serie de formaciones margosas, tales como: Weald, Wadhurst y Fairlight Clays y Durlston Formation, han suministrado los siguientes órdenes: Odonata, Blattodea, Orthoptera, Hemiptera, Neuroptera, Coleoptera, Mecoptera, Diptera, Trichoptera, Hymenoptera, Isoptera y Raphidioptera. Como se ve, únicamente el orden Mecoptera no está representado hasta la fecha en el Montsec.

En esta nota aportamos por vez primera en el yacimiento de la Pedrera de Meià representantes de los órdenes Isoptera, Trichoptera, Orthoptera y Raphidioptera.

La lista de insectos recogidos hasta el presente es la siguiente:

Ephemeroptera:

Mesopalingea lerida WHALLEY y JARZEMBOWSKI

Blattodea:

Artitocoblatta colominasi MEUNIER
A. hispanica W y J.

Odonata:

Condalia woottoni W y J.
Palaeaeschna vidali MEUNIER

Hemiptera:

Ilerdocossus villaltai GOMEZ (1).
Montsecocossus sirerae GOMEZ.
Palaeontina vidali MEUNIER (2).
Acocephalites breddini MEUNIER.
Aleyrodoidea gen. indet.
Geocorisae gen. indet.

Coleoptera:

Chrysobotris (?) *ballae* W. y J.
Buprestidae gen. y sp. indet.
Eobelus solutus W. y J.
Curculionidea, incertae sedis

Diptera:

Stratiomyidae gen. indet. (dos especies)
Sciomyzidae gen. indet.
Uncertain affinities (dos especies)

Hymenoptera:

Ephialtites jurassicus MEUNIER
Ichneumonidae gen. indet.
Apocrita familia indet.

(1) Este insecto fue clasificado por el autor en 1984; en 1985, WHALLEY y JARZEMBOWSKI, clasificaron un ala suelta de este insecto con el nombre de *Wonnacotella pulcherrima*. Así pues este último es un sinónimo junior de aquél.

(2) *Palaeontina vidali* MEUNIER, posee una nerviación alar muy mal conservada, por lo que no se puede establecer comparaciones con él. Es probable que pertenezca a la misma especie que *Ilerdocossus villaltai*.

Todos los insectos proceden de la Pedrera de Meià, no existiendo ninguno del otro yacimiento de La Cabrúa.

Vamos a comenzar pues con una somera descripción del nuevo material fósil.

Orden: EPHEMEROPTERA

Superfamilia: EPHEMEROIDEA

Familia: PALINGENIIDAE KLAPALEK, 1909

Género: MESOPALINGEA

Mesopalingea lérída WHALLEY y
JARZEMBOWSKI, 1985

Se trata de una ninfa de efemeróptero (foto 1) que es muy abundante en el yacimiento, no habiéndose encontrado hasta la fecha ningún ejemplar adulto.

Dada su inconsistencia, este fósil aparece casi siempre mal conservado, siendo el que presentamos uno de los mejores conservados de los que tengamos noticia.

Se distinguen de forma clara en el ejemplar los ojos salientes, compuestos con dos probables ojos simples u ocelos. Me parece ver un tercero cerca del ocelo derecho, que por simetría quizás fueran cuatro (hay que considerar estos datos como una mera hipótesis a confirmar o refutar en posteriores estudios).

Las mandíbulas poseen una especie de colmillos terminales, lo que contrasta con el aparato masticador atrofiado de las ninfas actuales. El protórax es corto y el mesotórax largo. El abdomen tiene en el holotipo diez segmentos. También se ven con nitidez los tres cercos plumosos característicos del final del abdomen.

La primera noticia que conocemos del ejemplar en cuestión, proviene del trabajo del doctor FERRER CONDAL (1951), en donde este autor lo considera como una probable larva de ditísido.

En 1979 LACASA RUIZ publica en su trabajo: «Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubies, "La Pedrera de Meià"», un dibujo en el que se hace la descripción de este ejemplar, concluyendo al finalizar que seguramente se trate dicho fósil de un nuevo género, opinión que queda ratificada en el trabajo de WHALLEY y JARZEMBOWSKI, 1985.

Larva

Exponemos aquí una larva que es forma nueva en el yacimiento de la Pedrera de Meià. No se aprecia en ella ninguna pata (foto 2). Son muy visibles los muñones de las alas incipientes. Posee nueve anillos visibles y tres cercos plumosos en su parte terminal, que recuerdan a las larvas de efemeróptero, pero en un estado larvario distinto del de ninfa (este insecto hace varias mudas antes de convertirse en adulto). De momento nos

limitamos a considerar este nuevo fósil como un estado larvario, sin ninguna atribución específica a nivel de Orden.

Ninfa?

Incluimos también un ejemplar perteneciente a una probable ninfa de asignación específica indeterminada (foto 3).

Orden BLATTODEA (cockroaches)

Este orden al que pertenecen las cucarachas, es conocido desde el Carbonífero Superior. La profusión de venas es muy característica de estos insectos. En el yacimiento de la Pedrera, se habían encontrado hasta el presente dos blátidos clasificados a nivel de género y especie: el *Artitocoblatta colominasi* MEUNIER, 1914, y el *A. hispanica* WHALLEY y JARZEMBOWSKI, 1985. Este último, muestra claramente su ovopositor prominente. Nosotros presentamos aquí cinco ejemplares nuevos, dos de ellos pertenecen al orden Blattodea, sin especificar familia (fotos 4 y 5), y los otros tres a la extinguida familia Mesoblattinidae creada por HANDLIRSH en 1908 (fotos 6, 7 y 8).

Orden ODONATA (dragonflies)

Este orden incluye los subórdenes Anisoptera (dragonflies) y Zygoptera (damsselflies). Son escasos como fósiles, principalmente los representantes del último suborden.

***Palaeaeschna vidali* MEUNIER, 1914**

Las ninfas de odonatos son bastante abundantes en el yacimiento, la primera de ellas fue descrita por MEUNIER, 1914, creando el nuevo género *Palaeaeschna* perteneciente a la familia actual Aeschnidae. En opinión del profesor F. M. CARPENTER y de los doctores WHALLEY y JARZEMBOWSKI, dicha ninfa puede pertenecer a otras familias de Anisópteros. Exponemos aquí dos ninfas de odonato fotos 9 y 10), que consideramos pertenecientes al género *Palaeaeschna*.

En 1979, en un trabajo publicado por el IGME, describía un odonato Anisóptero adulto (el primero hallado en el yacimiento) al que denominé *Palaeaeschna pallerolae*. Este insecto, posee la impresión de las alas muy tenue e incompleta

(foto 11), por lo que su comparación con los anisópteros actuales no es posible.

Es preferible, pues, colocar este ejemplar como un Anisóptero, sin precisar género ni especie.

Se conoce otro odonato adulto del yacimiento: *Condalia woottoni* W. y J., 1985, se trata de un ala suelta de la familia Libellulidae.

Orden HEMIPTERA (bugs)

Existen en este orden alrededor de 70.000 especies vivientes, comprende los subórdenes Homoptera y Heteroptera; presentamos en este trabajo ejemplares pertenecientes a ambos subórdenes.

Orden: HEMIPTERA
Suborden: HOMOPTERA
Familia: FULGORIDAE

Esta familia, actual, se cita por primera vez en el yacimiento. Algunos fulgoridae, poseen unas protuberancias cefálicas muy características, detalle que no podemos confirmar en el ejemplar que presentamos por faltar en él la cabeza. En cuanto a las alas, se distingue perfectamente la fuerte coloración que debió poseer este insecto (fotos 12 y 13).

En el suborden Homoptera colocamos también un ala suelta (foto 14) con coloración en la parte anterior de la misma. En su parte posterior presenta un reborde membranoso (fig. 1).

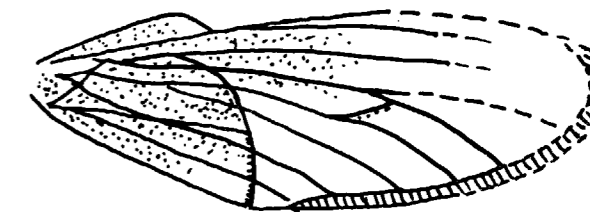


Figura 1

En este mismo suborden, superfamilia CICAIDOIDEA, familia PALAEONTINIDAE, pertenece *Ilerdocossus villaltai*, que posee un parecido prácticamente total con *Wonnacottella pulcherrima*. Dado que el primero de los ejemplares citados

está publicado con anterioridad respecto al segundo, cabe considerar al mismo como patrón u holotipo, siendo, como ya he indicado anteriormente, el otro, un sinónimo junior. *Wonnacottella pulcherrima* fue creada a partir de un ejemplar conservado en el British Museum (N. H.), procedente del yacimiento de la Pedrera de Meia y recogido por el doctor H. W. BALL y mister F. M. WONNACOTT en 1955-1960. Puesto en contacto con los doctores WHALLEY y JARZEMBOWSKI, creadores del nuevo género, me confirmaron que el ejemplar que yo describí debía considerarse el holotipo, por mostrar además muchas otras estructuras que el suyo, que consta de un ala suelta con un esclerito costal en el extremo.

Respecto al suborden Heteroptera, mostramos un ejemplar de pequeño tamaño que por sus características podría tratarse de un ligeido (foto 15). También incluimos un Cresmódido, este fósil es muy similar a los Gerris (Zapateros) actuales, tiene tres pares de patas muy largas (foto 16). En el trabajo de BARALE et al., 1984, se incluye una fotografía de un cresmódido que este autor coloca como perteneciente al probable género *Chresmoda*, que, como indica BARALE, es un insecto de superficie, siendo su habitat las aguas tranquilas.

Finalmente, también podemos colocar provisionalmente entre los Hemípteros un pequeño ejemplar (foto 17) y dos alas sueltas (fotos 18 y 19).

Orden COLEOPTERA (beetles)

Está representado dicho orden en el Montsec por varios ejemplares, lo que indica que en aquella época ya eran muy numerosos.

Se trata, principalmente, de coleópteros de pequeño tamaño.

En un trabajo realizado por mí y publicado por el IGME en 1979, se incluían dos coleópteros a los que denominé *Antemnacrasa monreali* y *Brevispinnatus paludis*. Estos coleópteros carecen de una diagnosis completa por lo que es mejor considerarlos tan sólo como coleópteros. El término Muñoz, que aparece al final del último ejemplar citado, fue un error de transcripción, ya que este fósil estaba dedicado por mí a mi amigo J. A. Muñoz, y no había sido éste el que había creado dicho nombre.

Incluyo dos nuevas fotografías de aquellos ejem-

plares (fotos 20 y 21), que corresponden al mismo orden de los fósiles antes citados.

Existen en la actualidad alrededor de 350.000 especies distintas de coleópteros. Así pues su comparación con ejemplares vivientes resulta una tarea ímprobable, que no está a nuestro alcance.

El principal elemento distintivo de estos insectos son los élitros. Un grupo característico en el Wealdense británico son los cupedoides archostemata con los élitros formados por hoyos y tubérculos, con un ancho margen posterior. Presentamos aquí también un élitro suelto con hoyos y tubérculos (foto 22), similar a los cupedoides, aunque no necesariamente tenga que pertenecer a este grupo.

Orden: COLEOPTERA

Superfamilia: CURCULIONOIDEA

Exponemos a continuación un gorgojo de pequeñas dimensiones (foto 23) (el tamaño medio de los curculionidos es de 10 mm.), cuyo rostro (prolongación en forma de trompa de la cabeza) es típico de este grupo. Los élitros aparecen sin decoración alguna. Los gorgojos son insectos dañinos; algunos están relacionados con diversas gimnospermas. Las características del ejemplar recuerdan a los coleópteros de la familia Eobelidae.

Otro de los coleópteros que mostramos, y ya fuera del grupo de los gorgojos, es muy similar a los pertenecientes a la familia Buprestidae (foto 24).

Otro posee dos franjas coloreadas en cada uno de sus élitros (foto 25), finalmente incluimos ocho coleópteros más (fotos 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 y 33).

Orden DIPTERA (true flies)

Exponemos a continuación una larva estrecha y alargada que pertenece a este orden (foto 34). WHALLEY y JARZEMBOWSKI describen, en su trabajo sobre los insectos del Montsec, varias larvas de dípteros. En la nuestra no se aprecian bien los escleritos mandibulares, ni los anillos, como tampoco la presencia de tubérculos sobre la superficie del cuerpo. Queremos reseñar aquí que las larvas de insectos son abundantísimas en el yacimiento de la Pedrera.

Para finalizar, incluimos otro ejemplar de venación muy sencilla que parece tratarse de un díptero (foto 35). Al menos sólo distinguimos dos alas en el fósil. Este es el primer díptero hallado en la cantera (fig. 2).

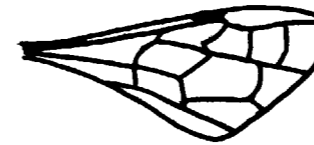


Figura 2

BERTRAN SALIETI, en un trabajo publicado en 1977, atribuye un ejemplar como probable díptero, pero la venación de las alas parece no corresponder a este orden.

Orden HYMENOPTERA (wasps)

Tan sólo podemos incluir dentro de dicho orden un ejemplar (foto 36), que por tener la nerviación incompleta, no podemos dar más detalles sobre el mismo.

Orden ISOPTERA (termites)

He recogido cuatro ejemplares pertenecientes a este orden.

Los insectos incluidos dentro del mismo son alrededor de 2.000 en la actualidad, y se encuentran en regiones cálidas o tropicales. Pocos son los ejemplares fósiles hallados y constan principalmente de alas sueltas.

EMERSON, 1967, describe la primera termita anterior al Cenozoico (Cenomanense del Labrador), consistente en un ala suelta, creando el género *Cretatermes*, y la subfamilia Cretatermitinae de la familia actual de los Hodotermitidae. SCHEELLE, en 1972, indica este orden en el ámbar del Líbano (Aptense). ACRA et al., 1972, o Neocomiense; SCHEELLE y DIETRICH, 1970.

En el ámbar del Senoniense de Siberia, ZHERIKHIN y SUKACHEVA (1973), recogen una termita. SCHLÜTER (1978) señala seis formas del Cenomanense francés, pero sin hacer ninguna clasificación taxonómica. En 1975 E. A. JARZEMBOWSKI recoge en la formación Weald Clay de Surrey, da-

tada como probable Neocomiense, alas sueltas de termitas, y crea en un trabajo posterior (1981), el nuevo género *Valditermes* y la nueva especie *bre-nanae*. *Valditermes* podría ser, según este autor, un antepasado de *Cretatermes*.

Vamos a continuación a describir las cuatro nuevas termitas halladas en las calizas litográficas de Lérida.

Orden: ISOPTERA

Familia: HODOTERMITIDAE (1)

Subfamilia: CRETATERMITINAE

Género: Cf. VALDITERMES

Este ejemplar está completo (foto 37), en él se distingue perfectamente la cabeza, el tórax y el abdomen. De la cabeza salen dos antenas filiformes que han quedado plasmadas con gran claridad gracias a la luz ultravioleta. En la antena izquierda se cuentan 20 ó 21 artejos. La venación de las alas es confusa debido a la superposición de las mismas. Incluyo aquí un dibujo realizado por el doctor JARZEMBOWSKI (efectuado con anterioridad a la fotografía) (fig. 3). No se observa

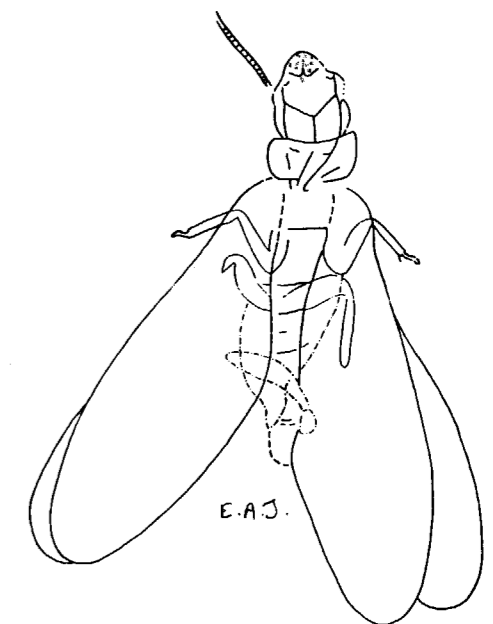


Figura 3

(1) La inclusión en esta familia ha sido determinada por Mr. BACCHUS.

la sutura humeral (vena transversa que ofrece una línea de mínima resistencia por donde se rompen las alas, cuando el insecto ya no las necesita).

En los tres ejemplares siguientes, si bien el cuerpo no ofrece tanta calidad de conservación, sí son muy interesantes porque en ellas se manifiestan de forma bastante clara el recorrido de las venas. Nos limitaremos en el presente trabajo a dar algunos detalles sobre estas alas.

Ejemplar número 2

El ala anterior tiene como principal característica la presencia de al menos seis nervaduras transversales entre la zona radial y la mediana (foto 38). Las venas que van a parar a la parte posterior del ala no se ramifican en su parte distal (fig. 4).

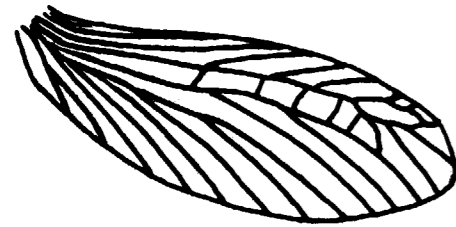


Figura 4

Ejemplar número 3

En este fósil (foto 39) vemos que casi todas las venas que van a parar al campo cubital y anal se ramifican en su parte distal (fig. 5). No se aprecia con claridad la sutura humeral.

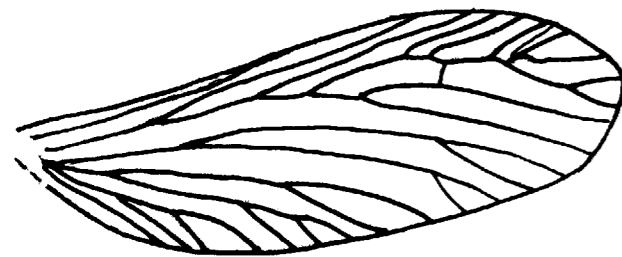


Figura 5

Ejemplar número 4

En este insecto, apreciamos en el ala anterior que las venas del campo anal no se ramifican

en su parte distal, pero sí lo hacen las del campo cubital (fig. 6). Se aprecian dos lóbulos alojados en la mitad de la parte posterior del ala (foto 40), que dan lugar a dos hipótesis diferentes: 1. Que estos lóbulos no tengan nada que ver con el fósil, habiéndose superpuesto el ala anterior casualmente a ellas. 2. Que se trate de dos lóbulos anales.

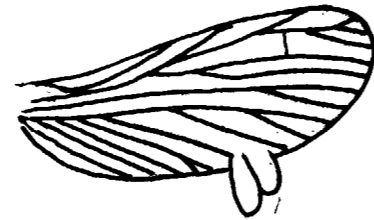


Figura 6

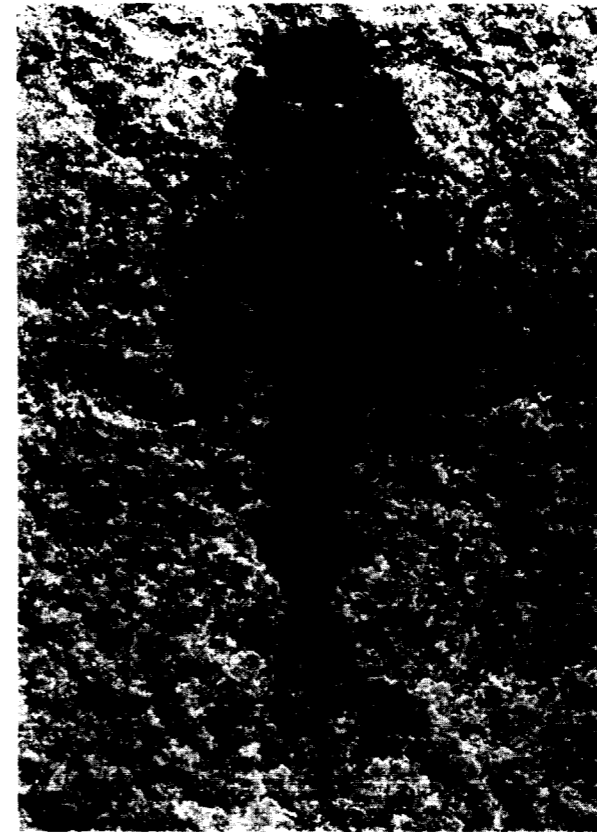
En *Valditermes brenanae*, existe un lóbulo anal que servía para sujetar las alas cuando éstas no se utilizaban. De los aproximadamente 2.000 especies conocidas de termitas, sólo una, el *Mastotermes darwiniensis* FROGGATT (HENNIG, 1981), posee este lóbulo, lo que podríamos interpretar como un carácter primitivo.

Como vemos, pues, los tres ejemplares que presentamos, son géneros nuevos respecto al material fósil conocido. Se tendría que hacer ahora un estudio completo de las 2.000 termitas actuales conocidas. En un próximo trabajo intentaremos dar una clasificación a nivel de género y especie.

Orden ORTHOPTERA (saltatoria)

Este orden es muy raro en el Wealdense. Se divide en Ensífera y Caelífera, esta última está representada por Acridoideos, pero Ensífera está representada por Elcanidae (familia mesozoica extinguida) y Grillidae. El Wealdense Ensífera incluye algunos escasos ejemplares de Prophalangopsidae. Esta familia es muy rara en la actualidad. *Prophalangopsis* WALKER es conocido por una sola especie de la India.

Damos a conocer en esta nota un ejemplar que, hasta la fecha, es el insecto más grande aparecido en el yacimiento de la Pedrera, mide alrededor de 150 mm. de envergadura. En él podemos observar las diferencias de coloración (foto 41).



1



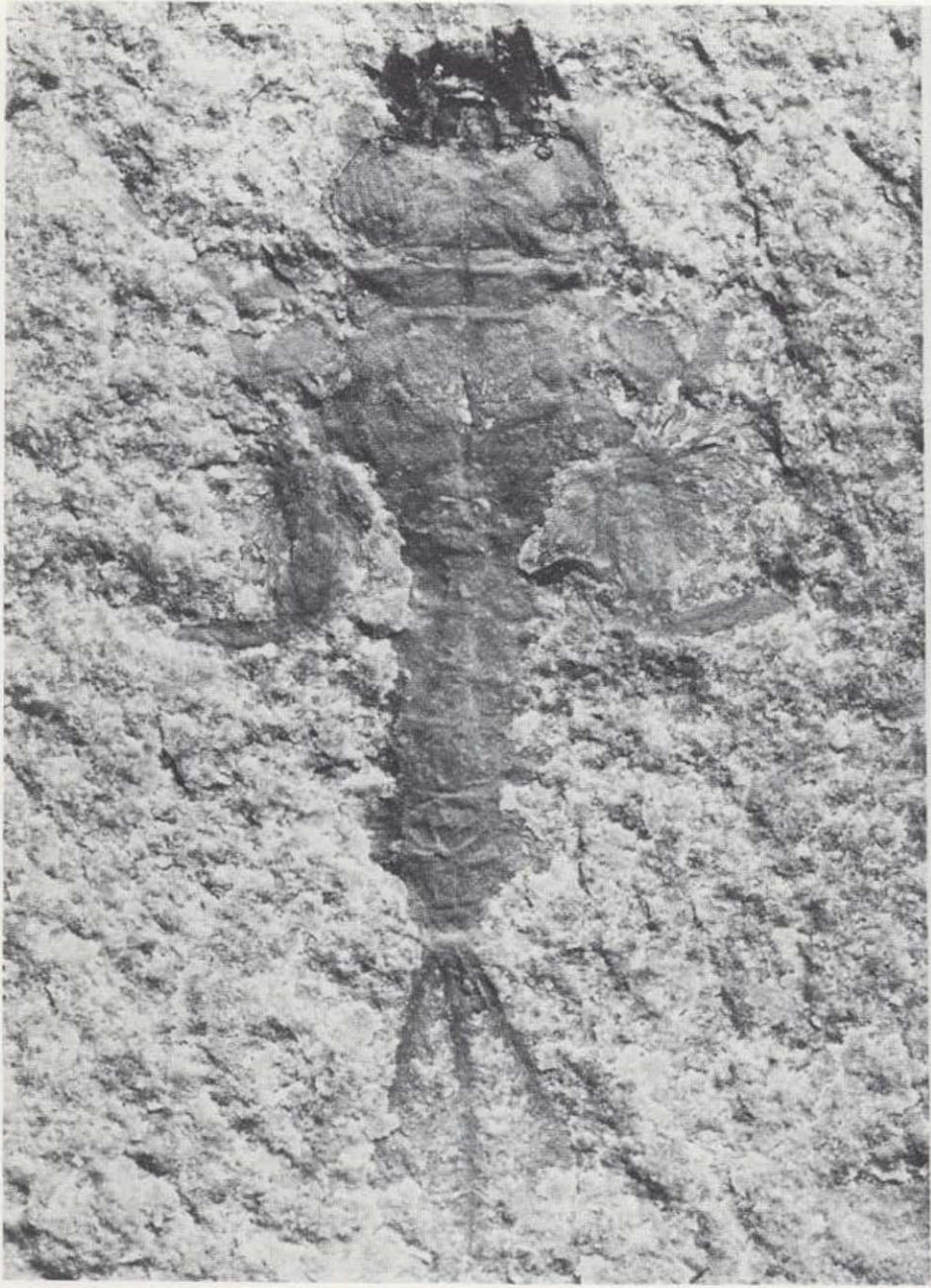
2



3



4



1



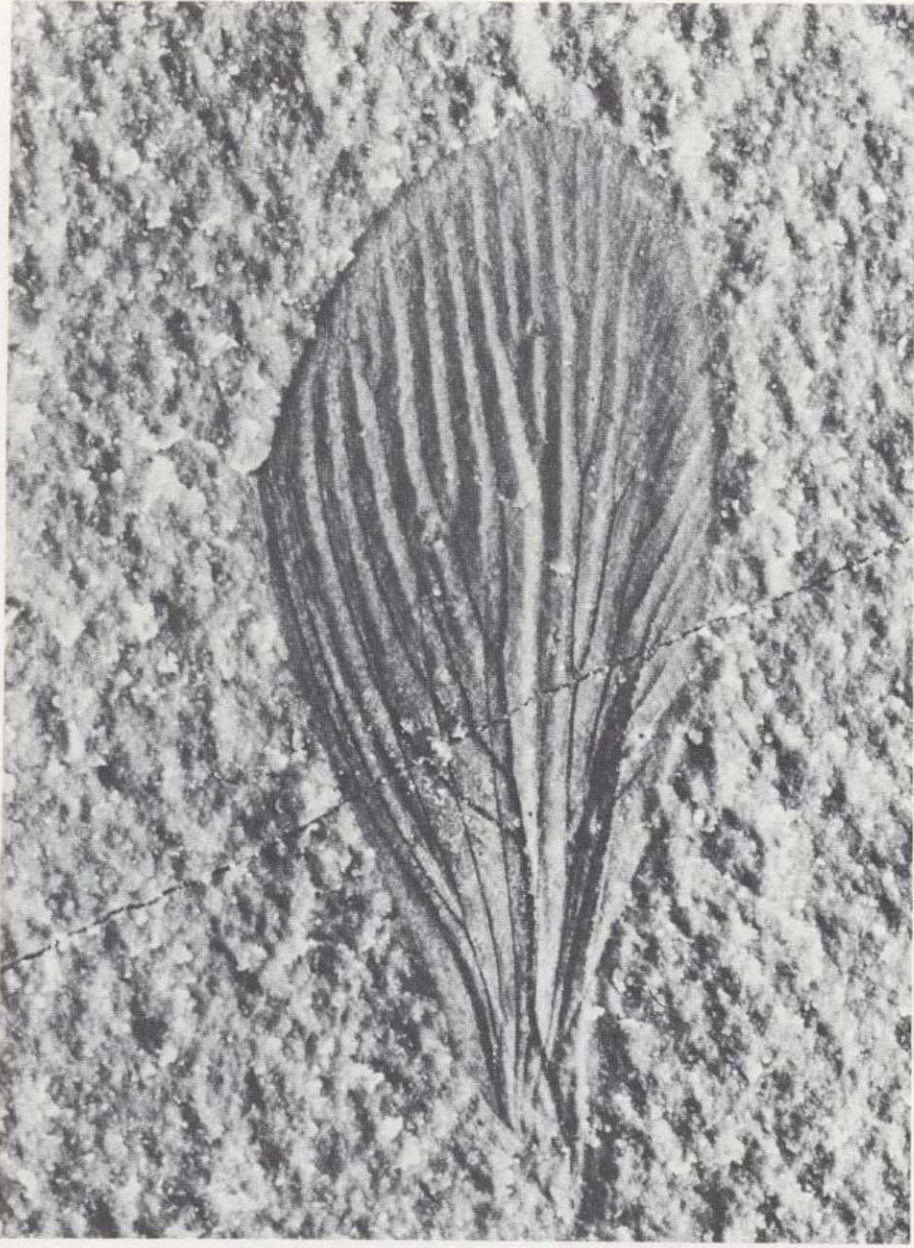
2



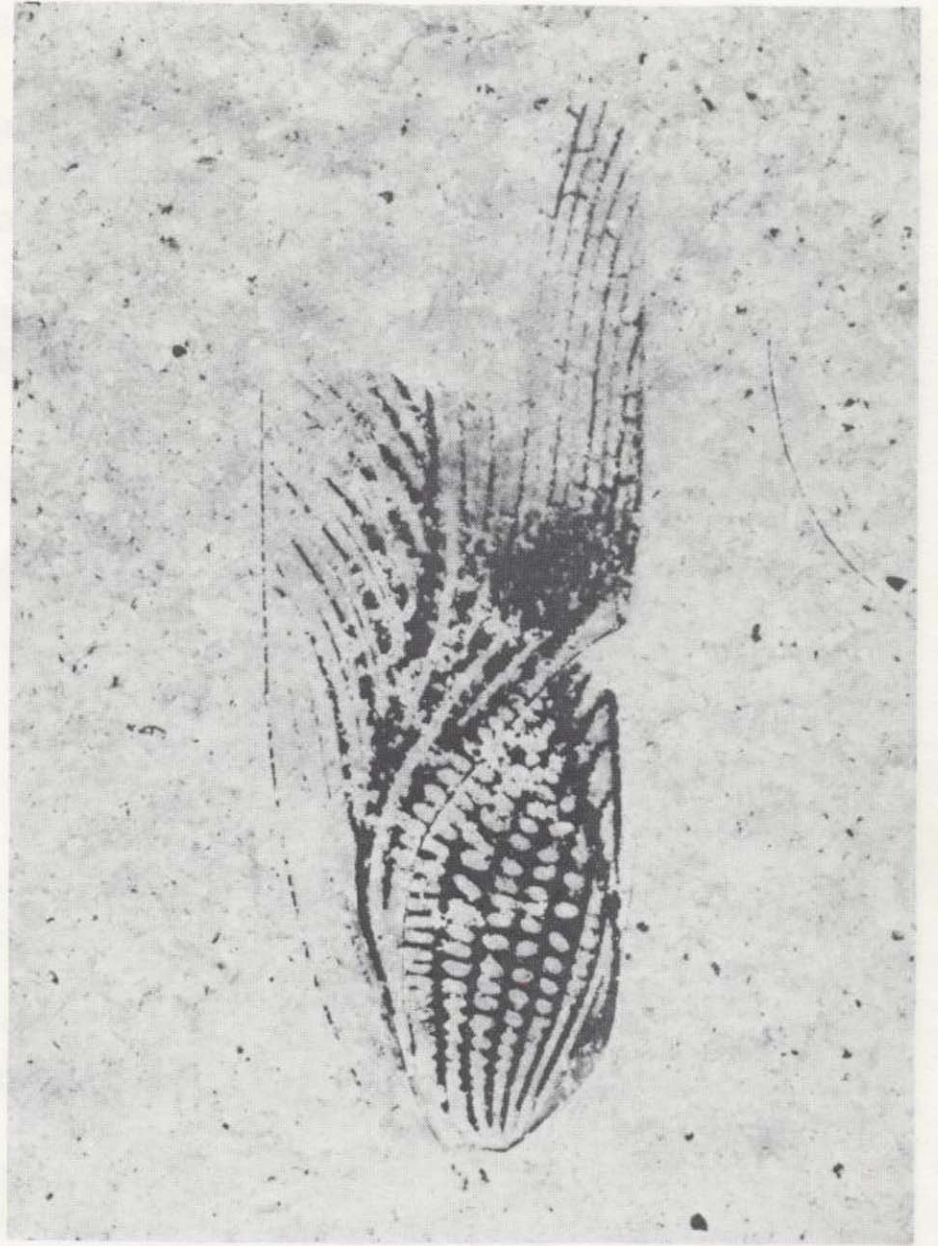
3



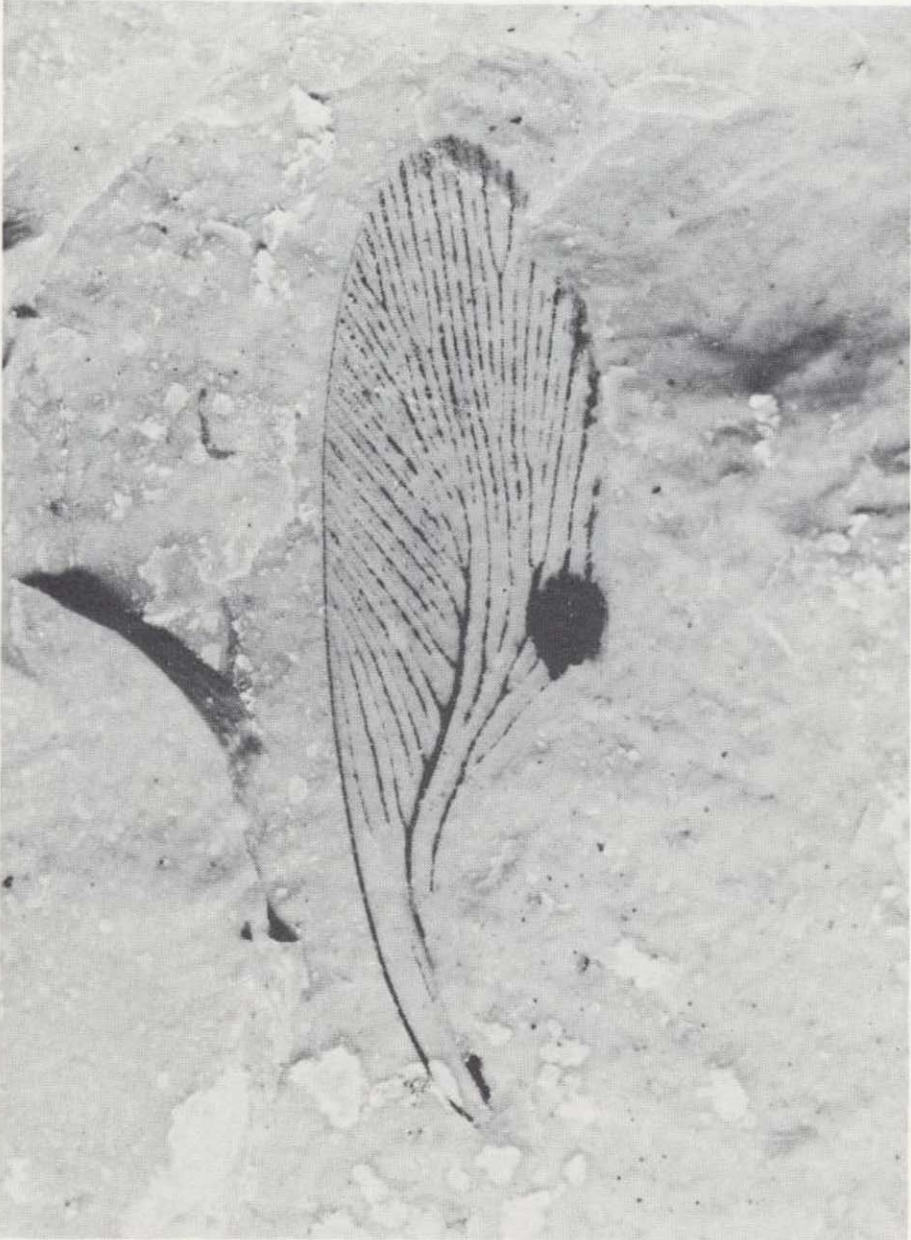
4



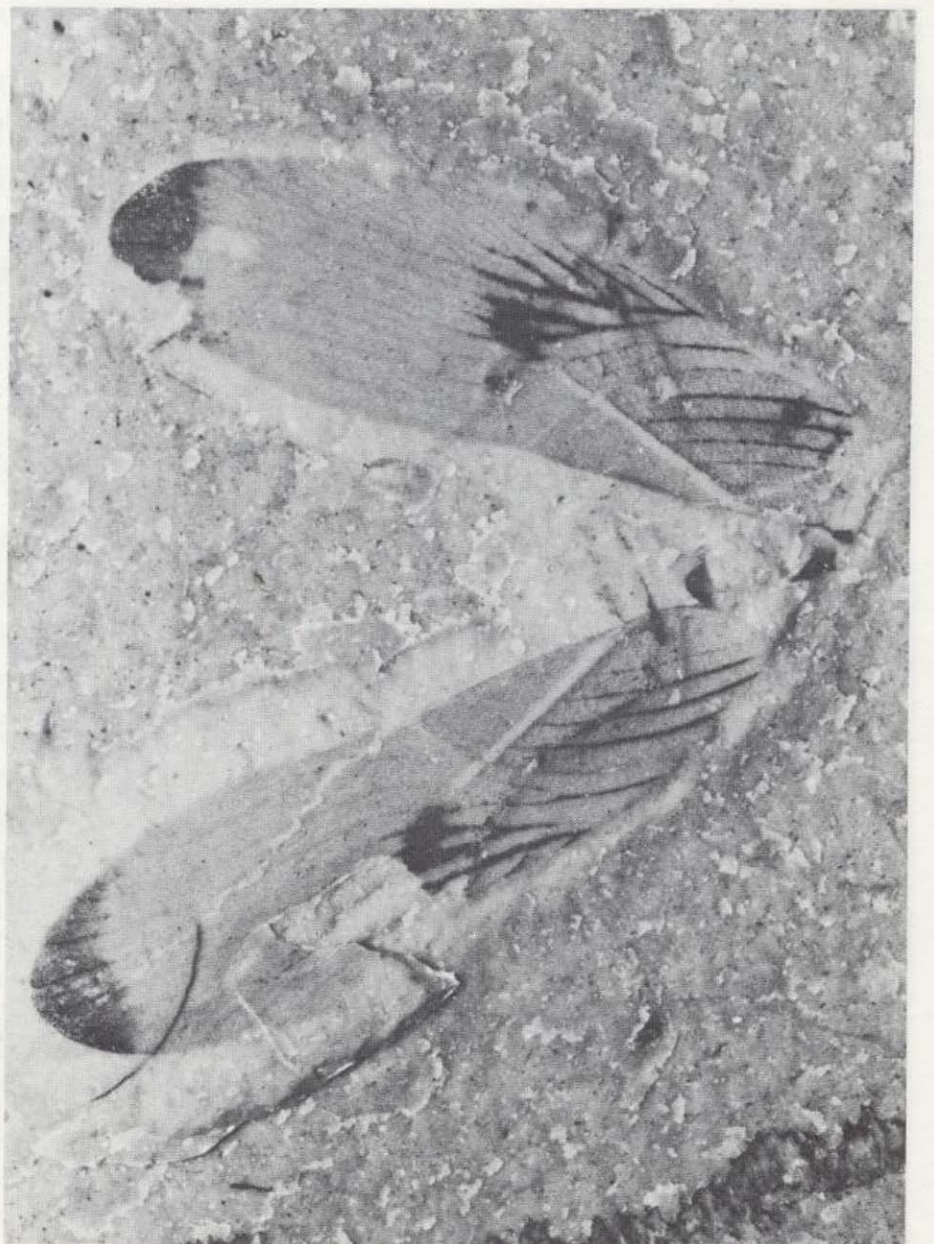
5



6



7



8



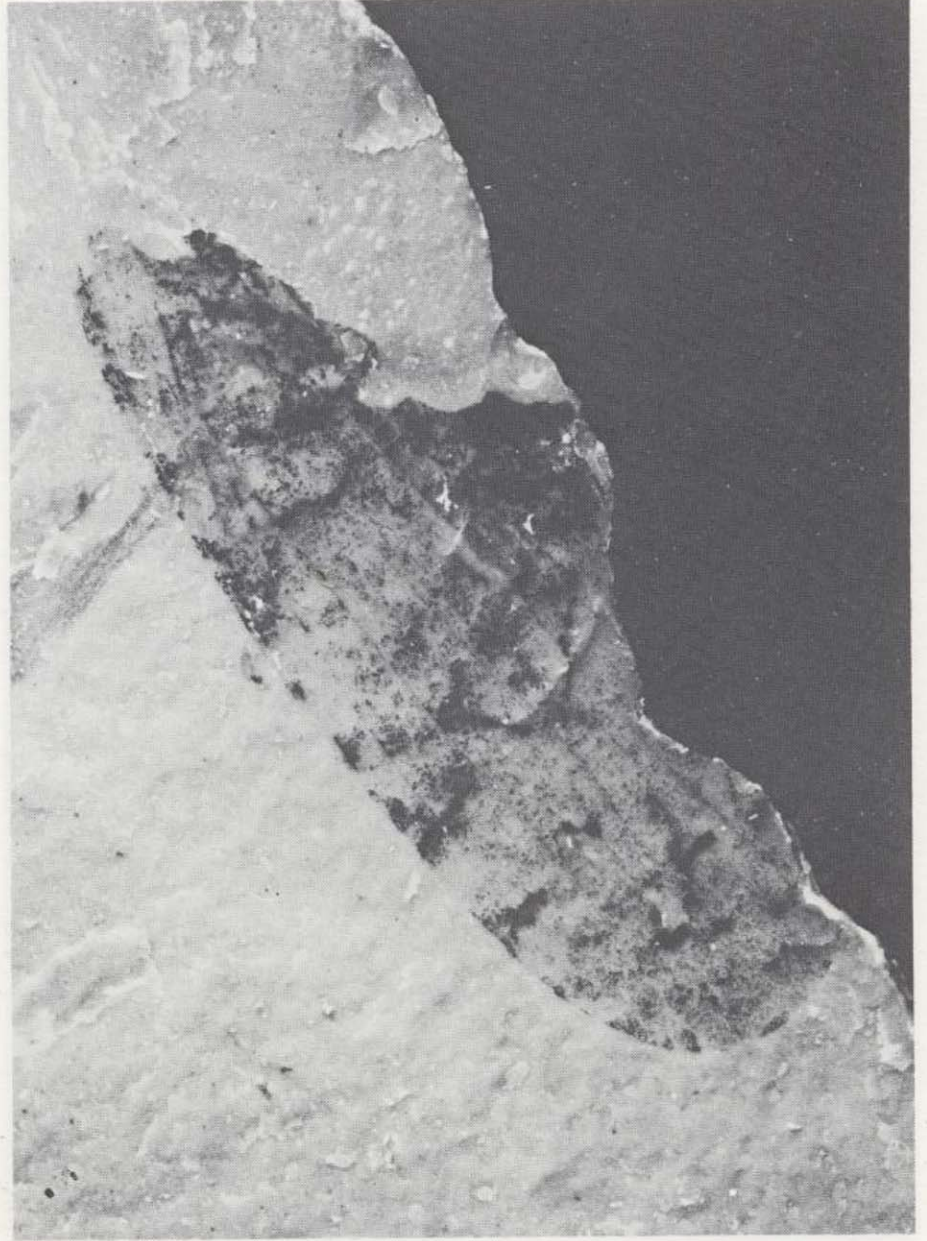
9



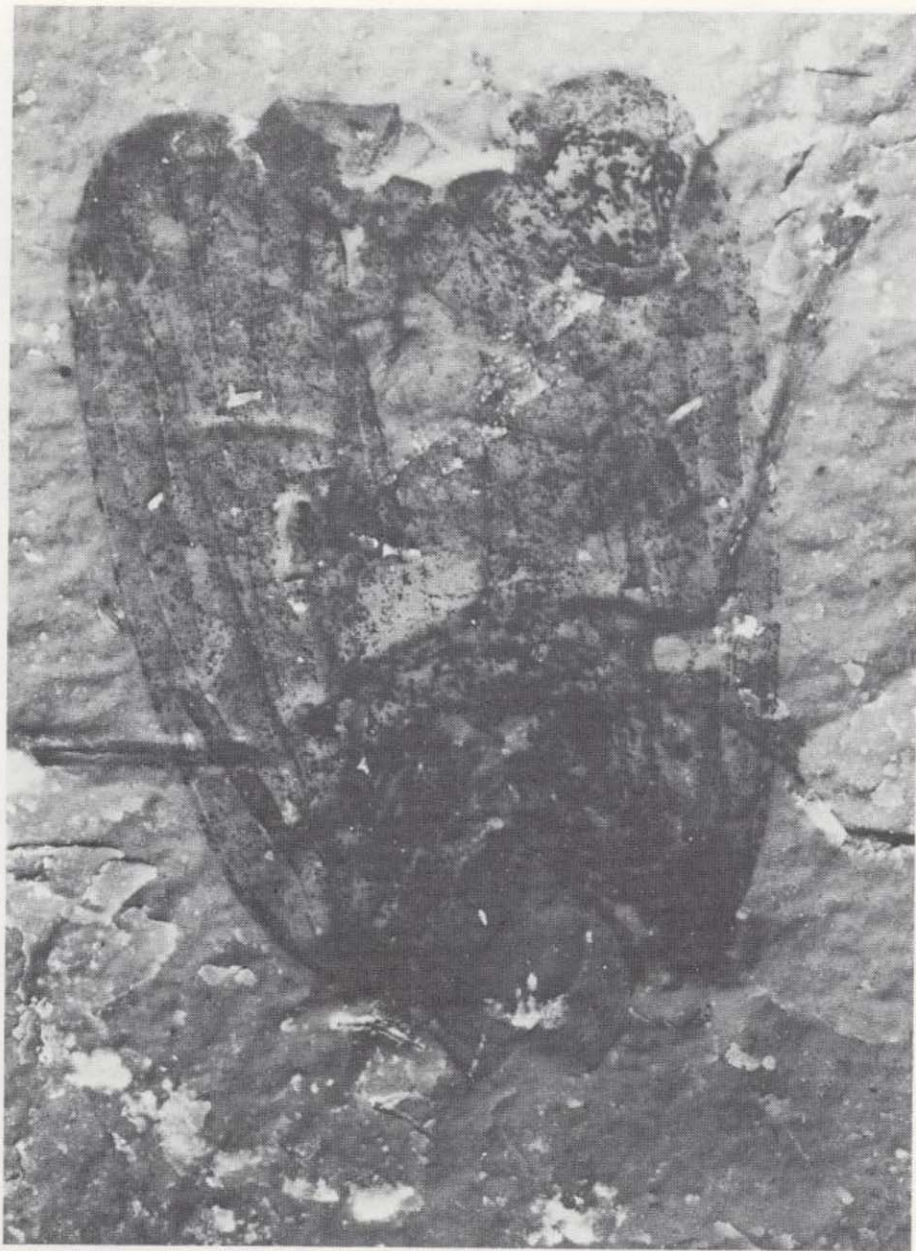
10



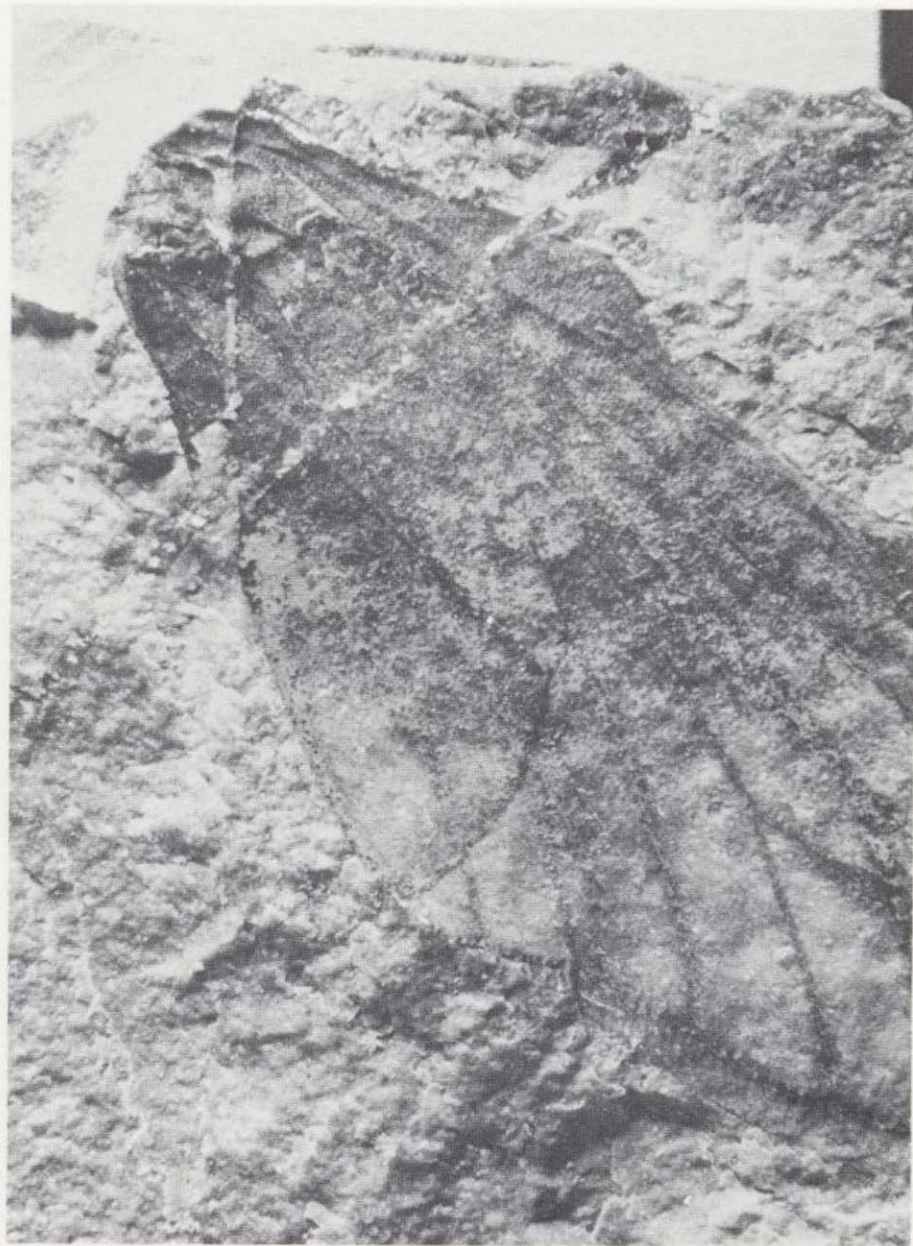
11



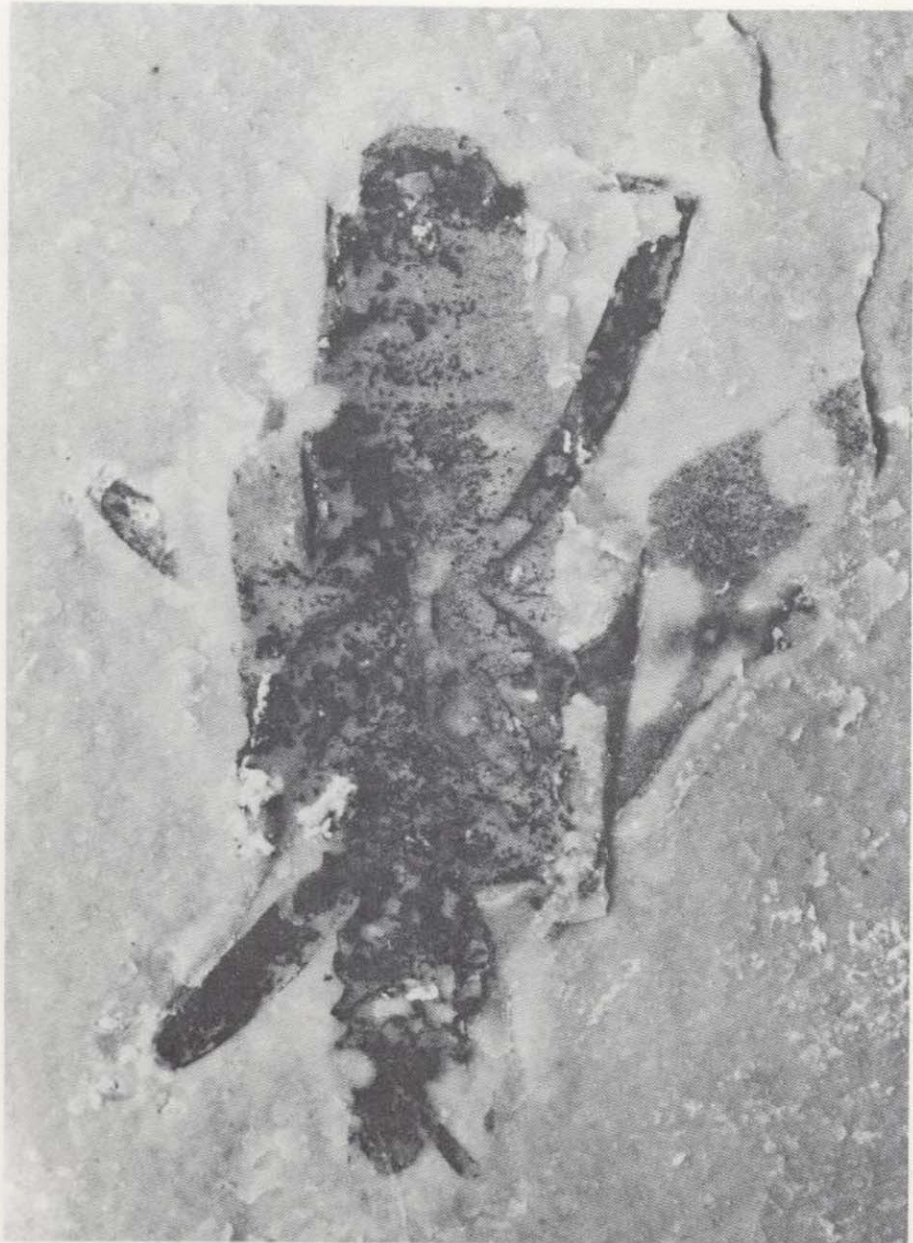
12



13



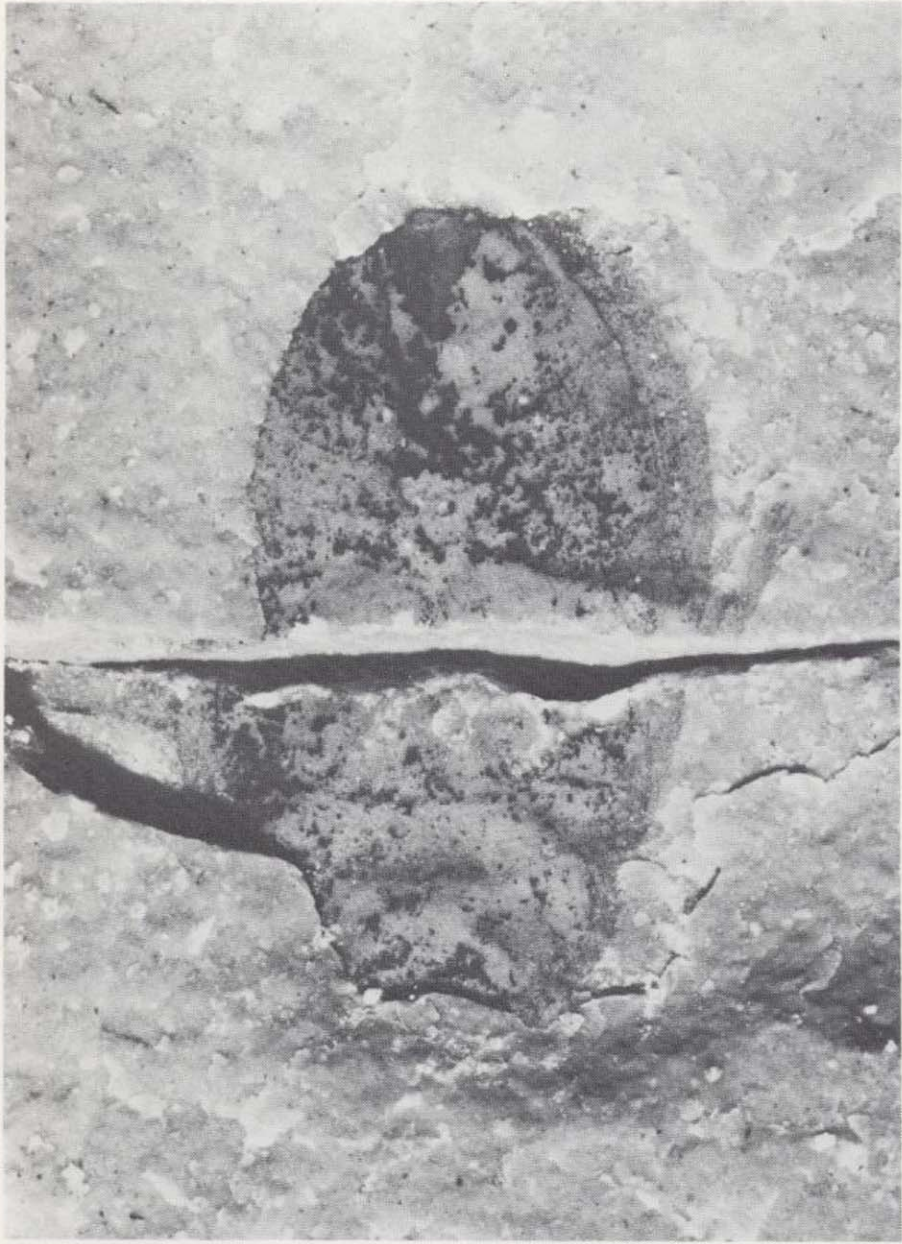
14



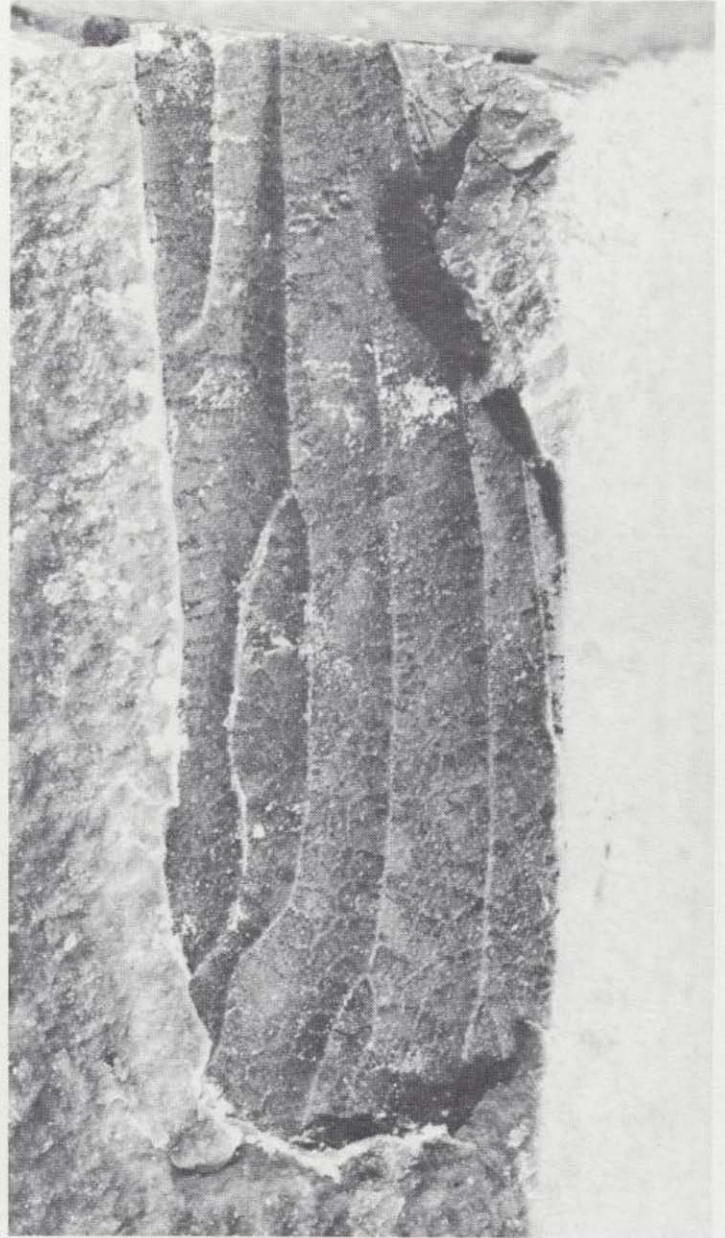
15



16



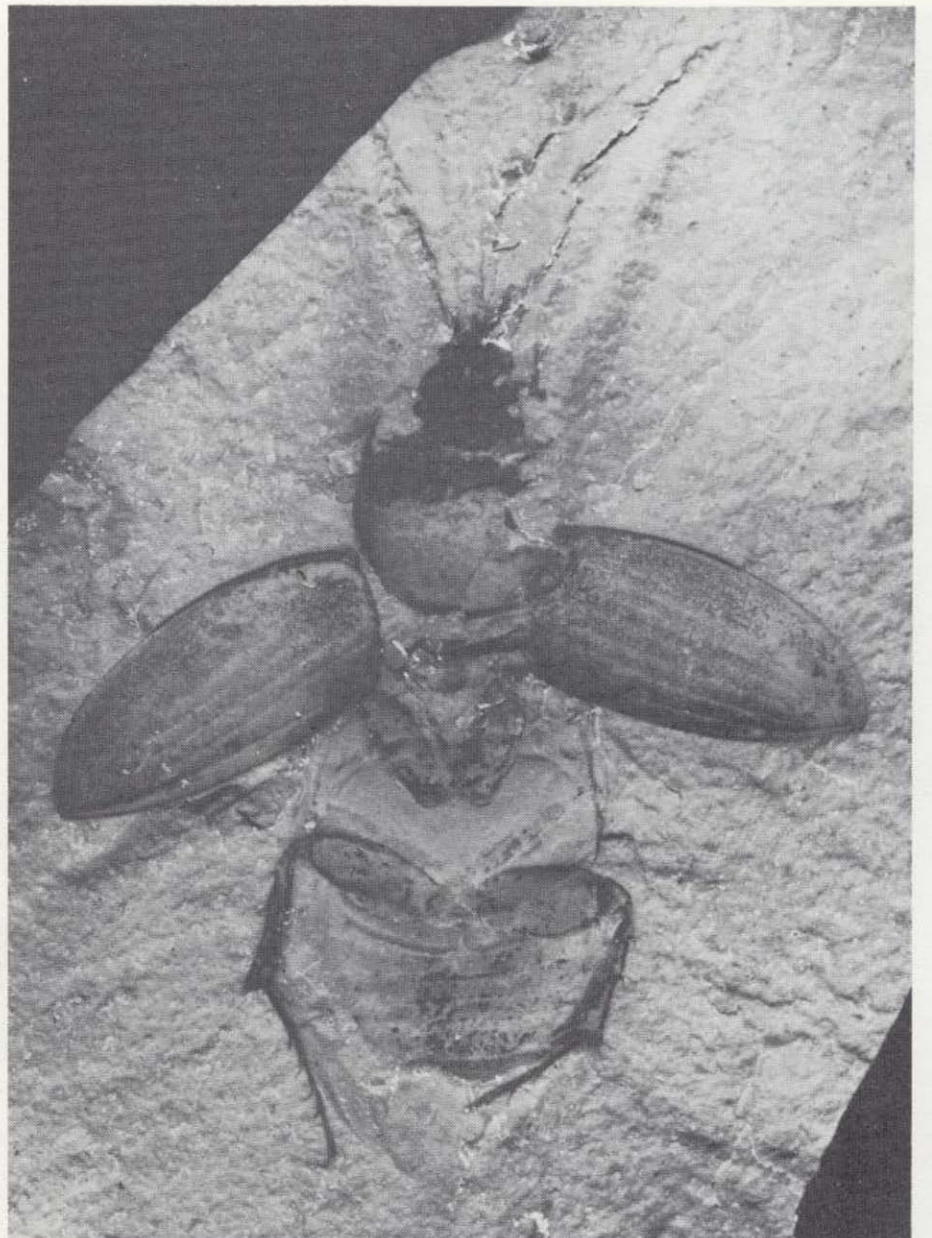
17



18



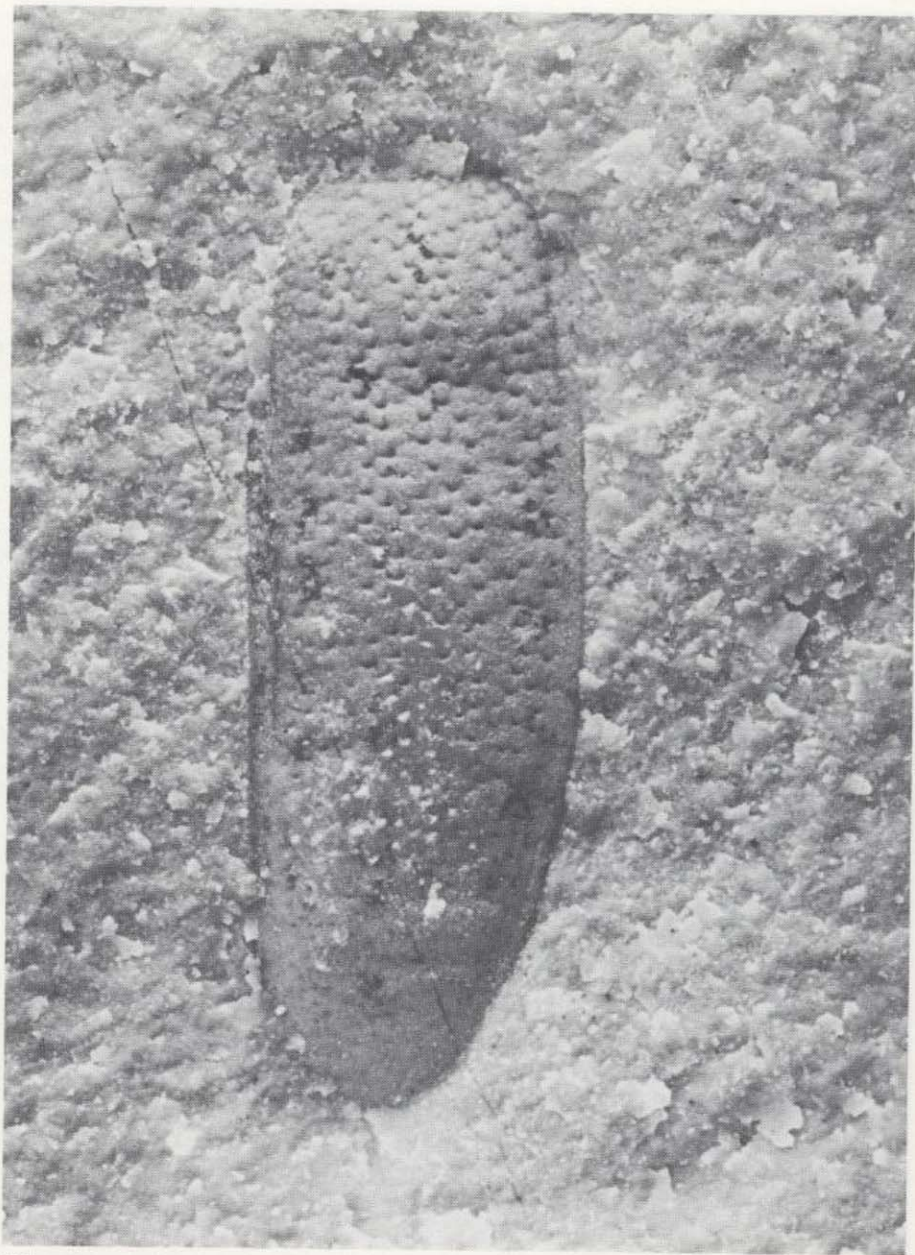
19



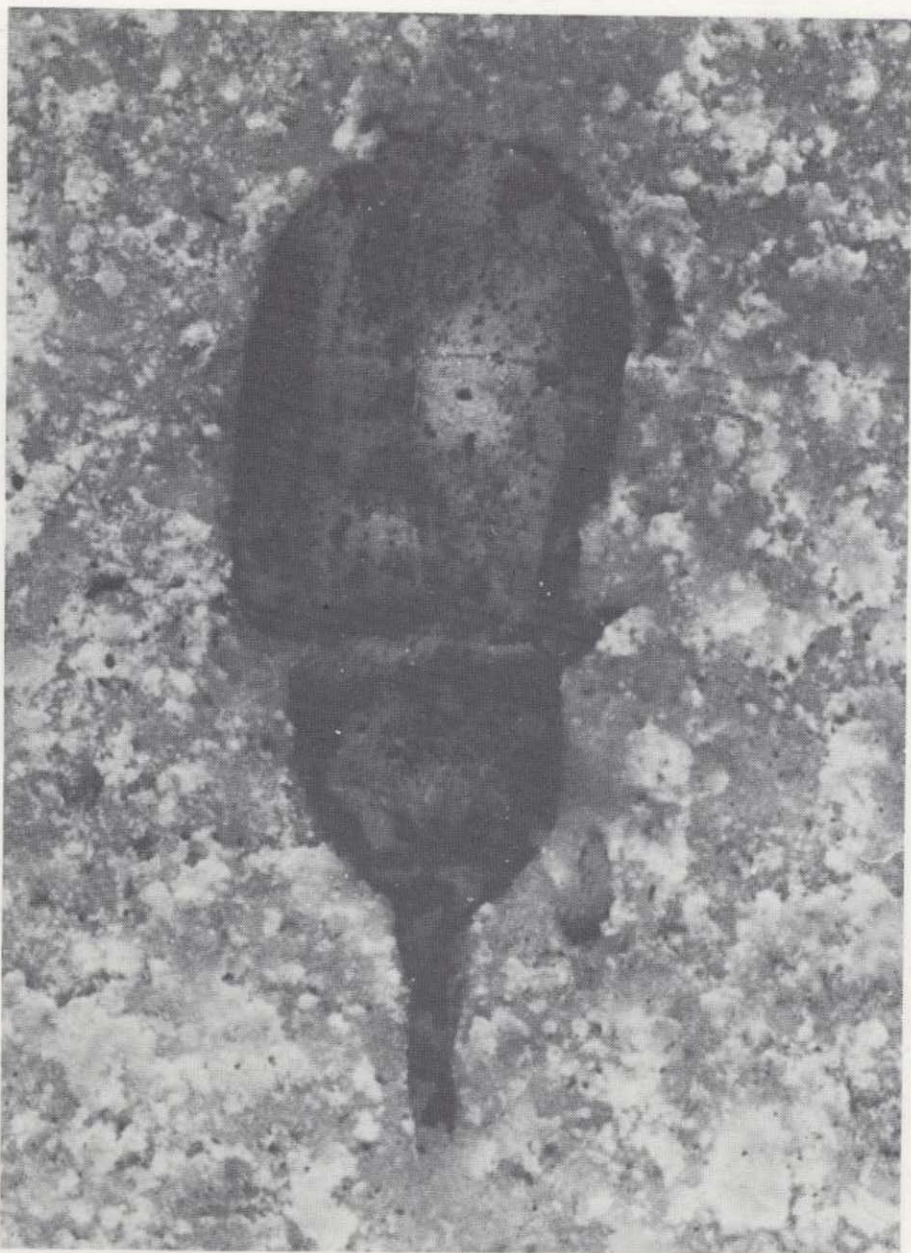
20



21



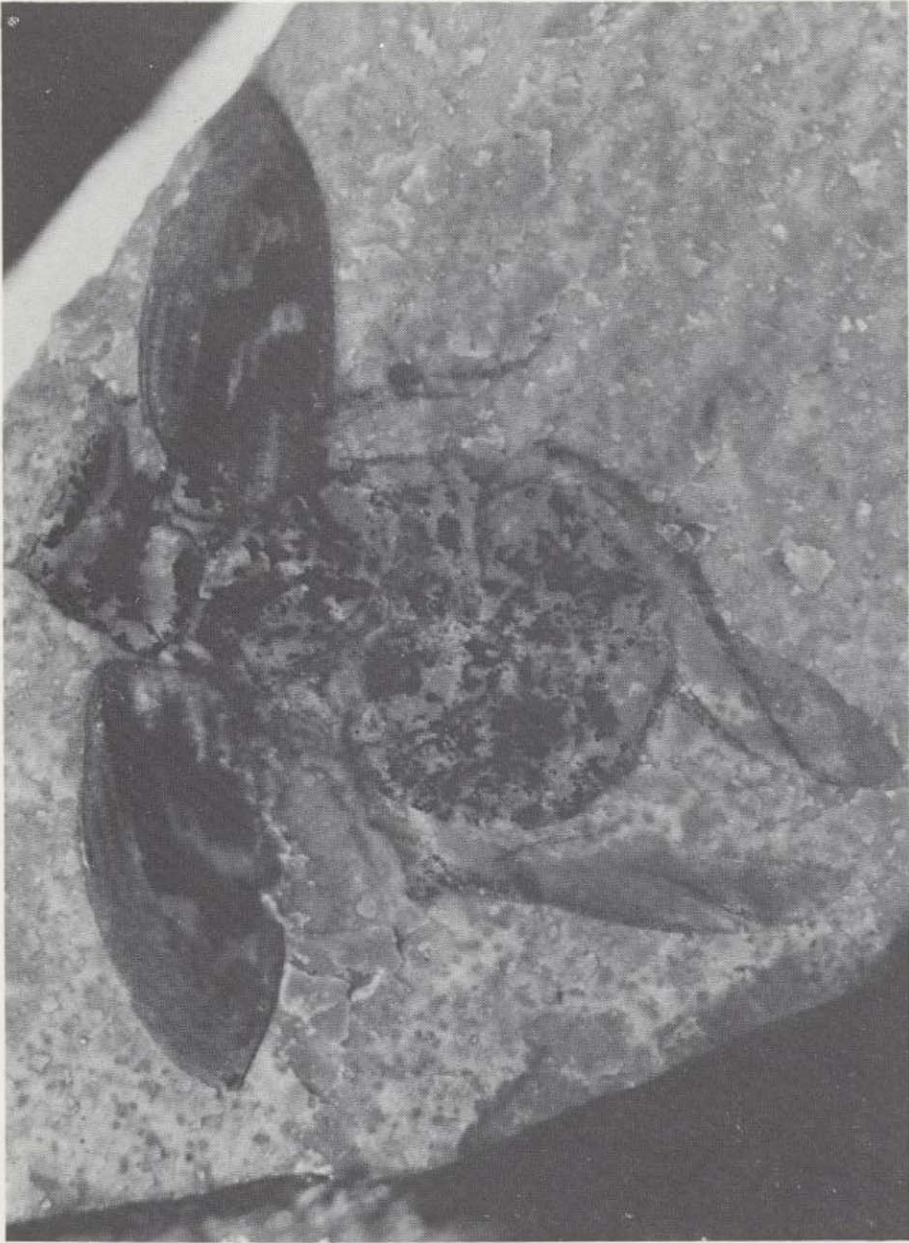
22



23



24



25



26



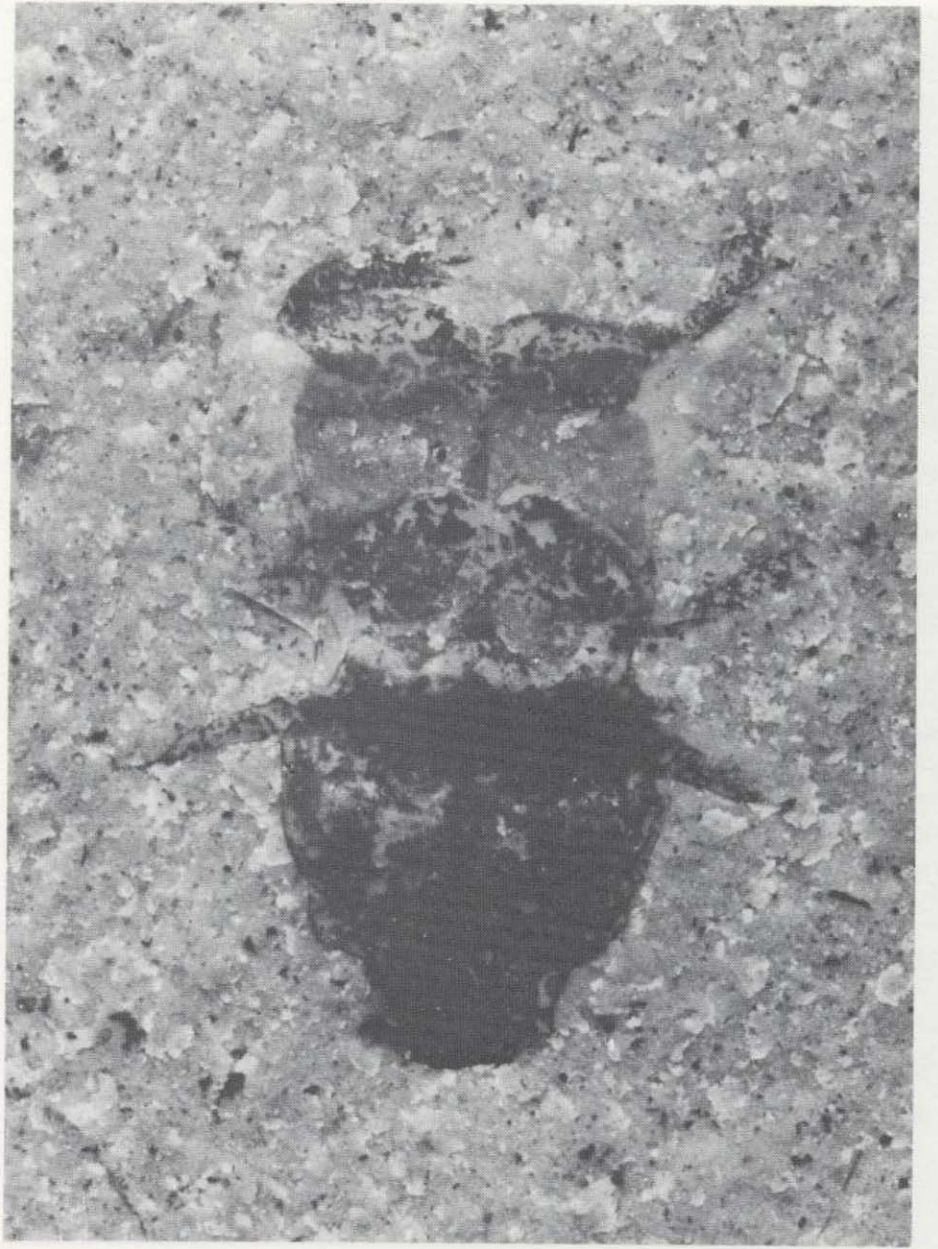
27



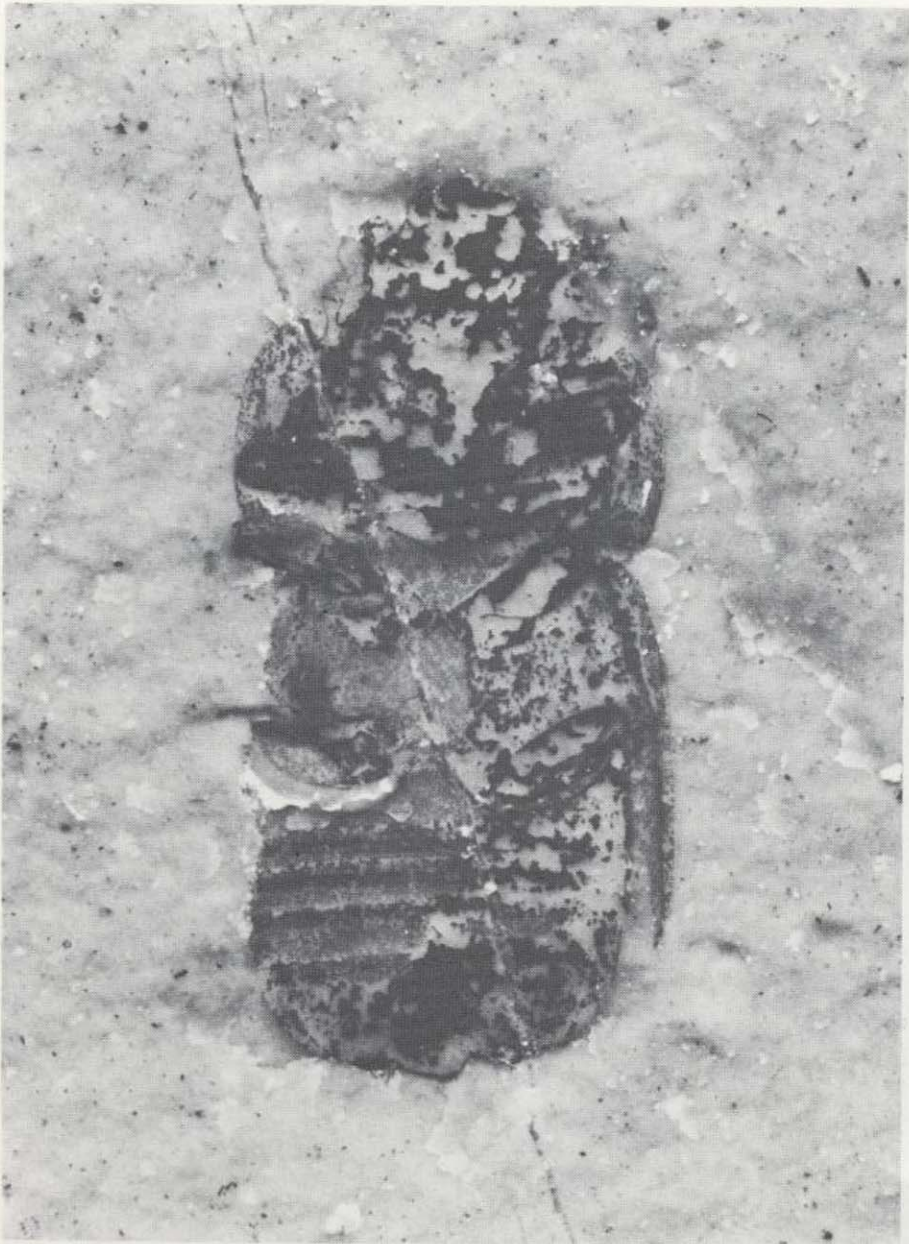
28



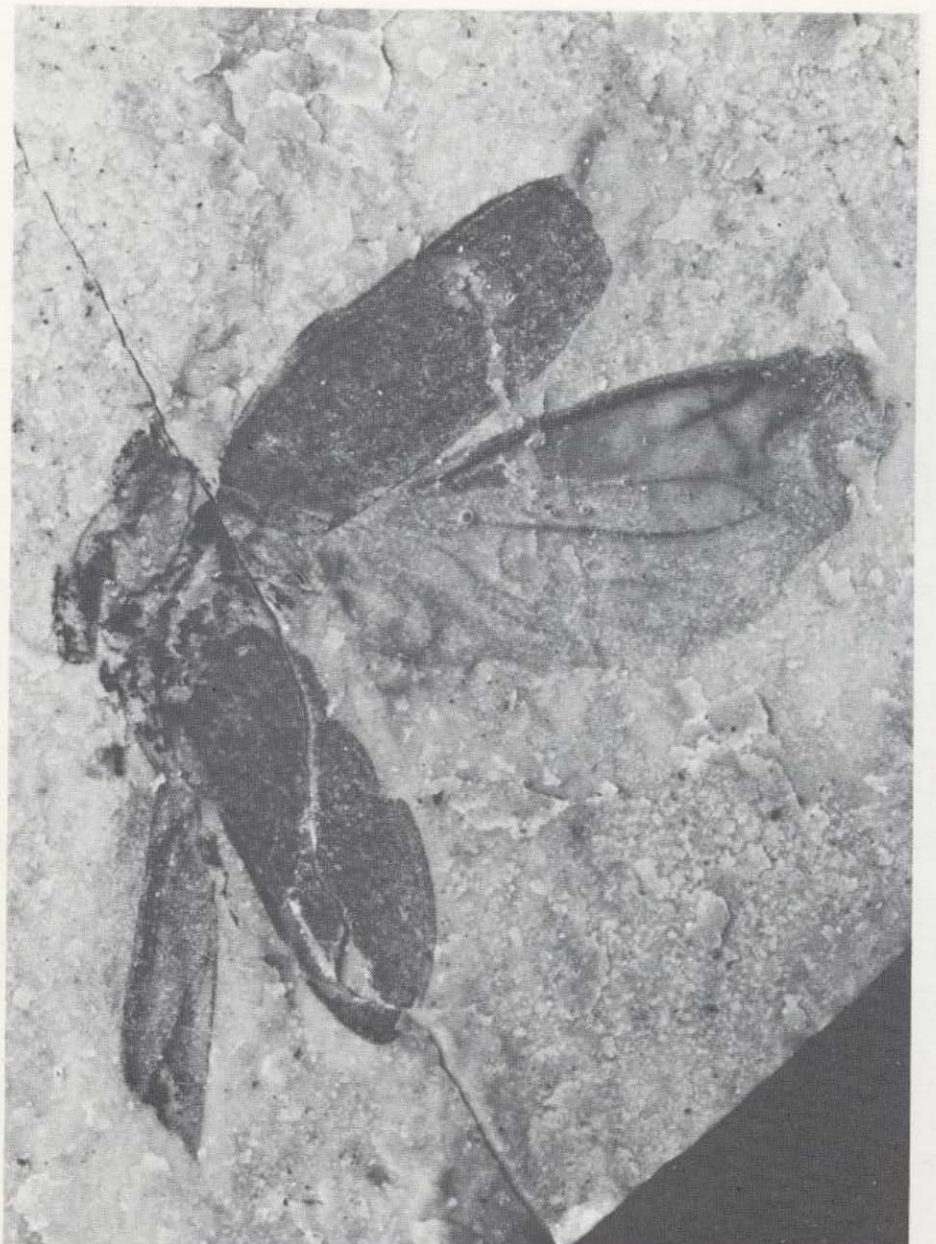
29



30



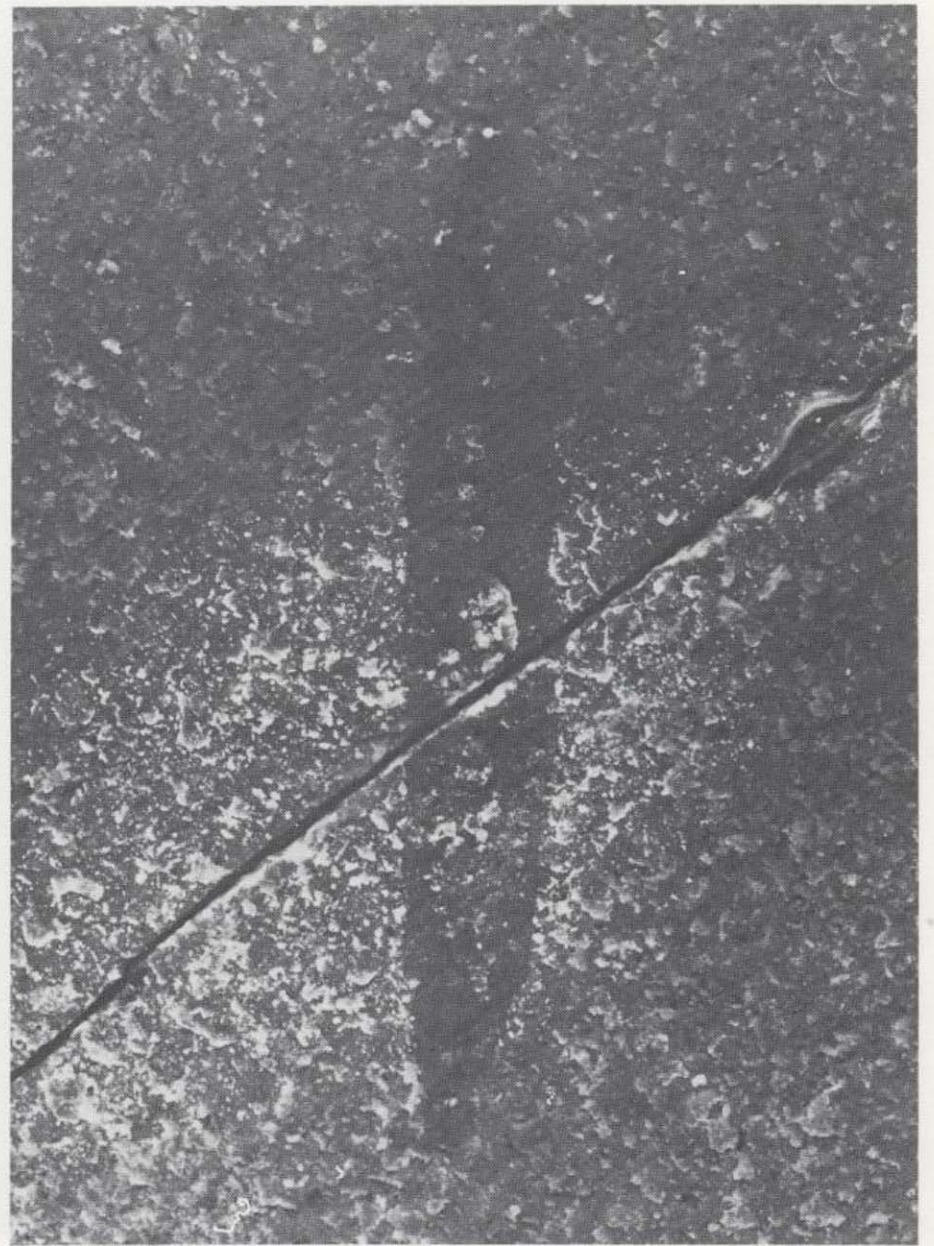
31



32



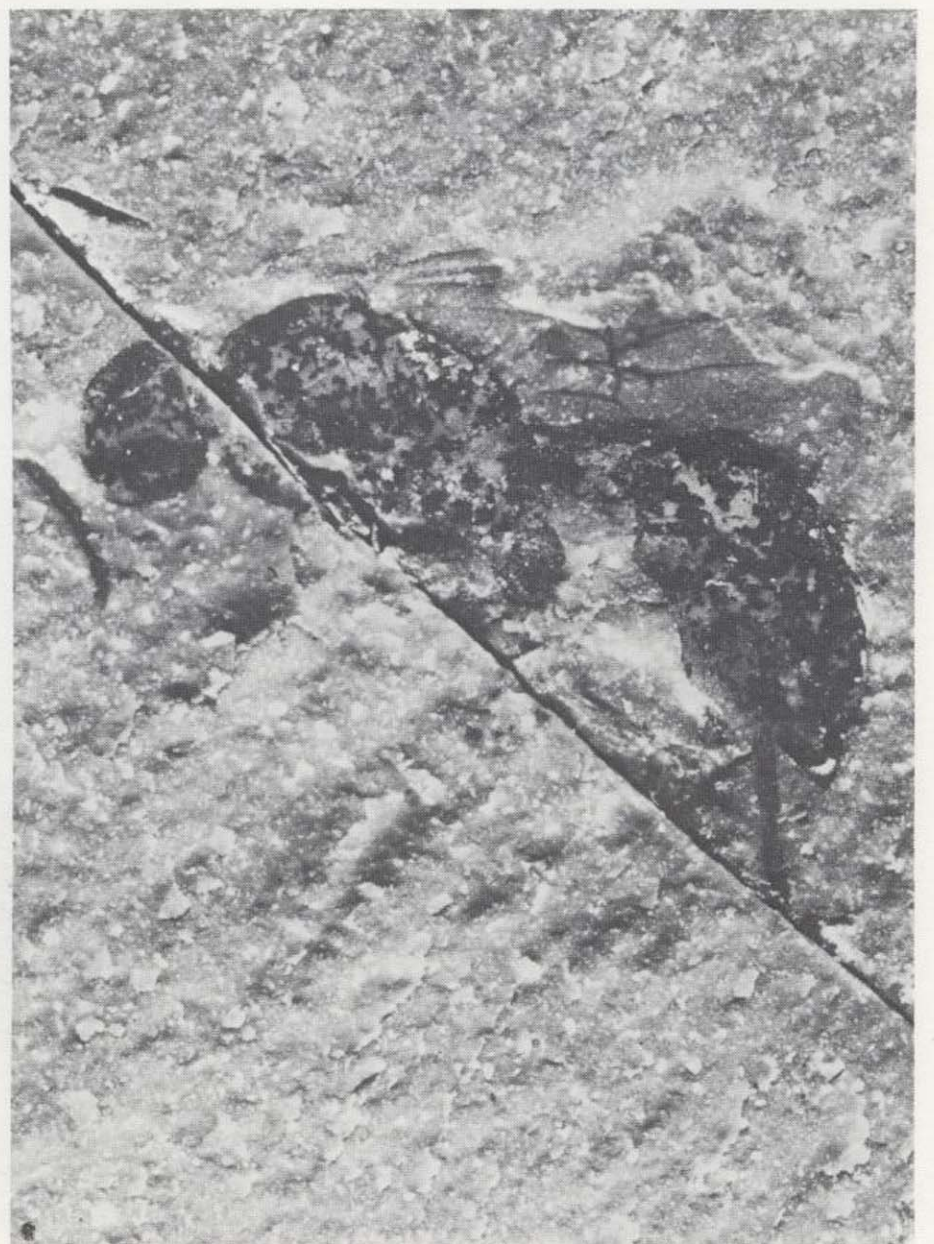
33



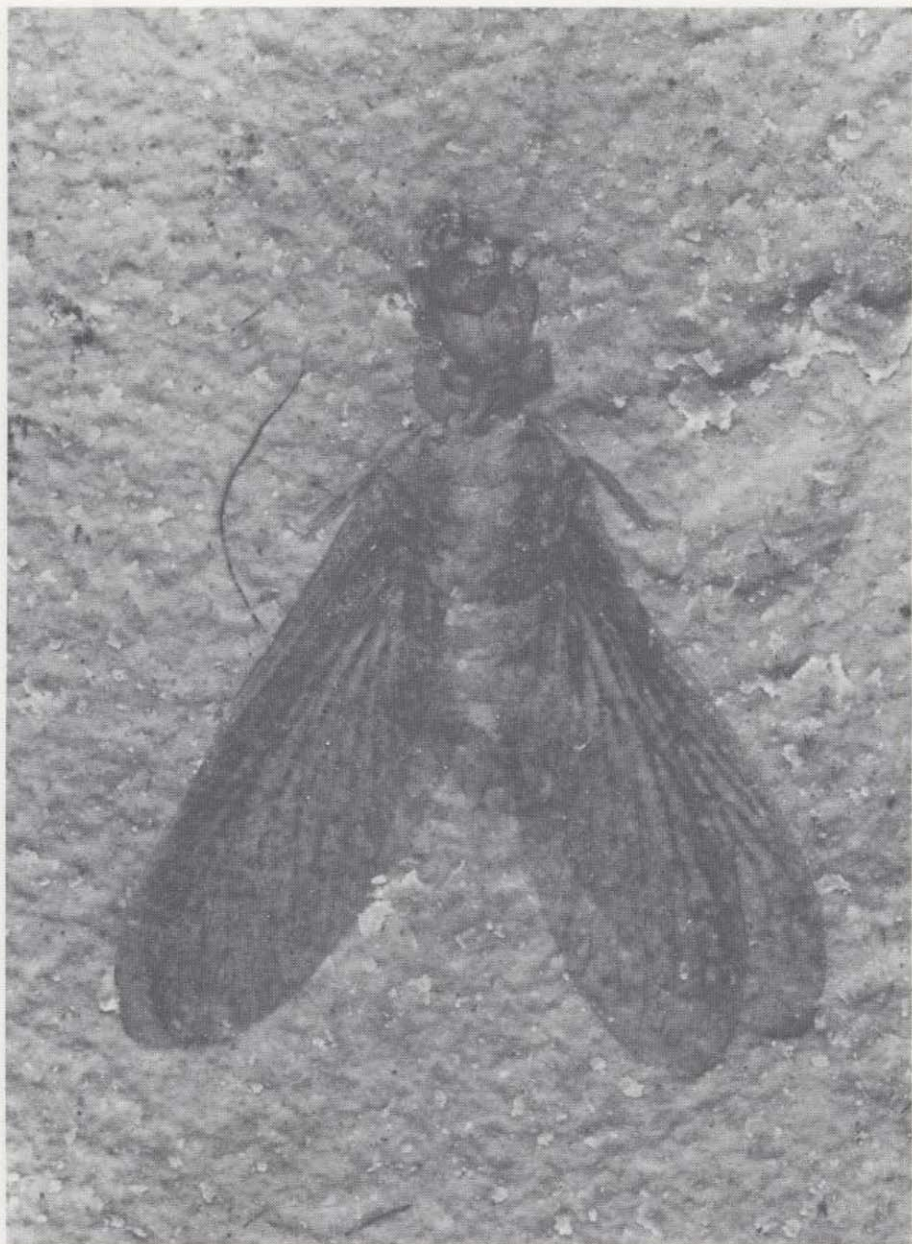
34



35



36



37



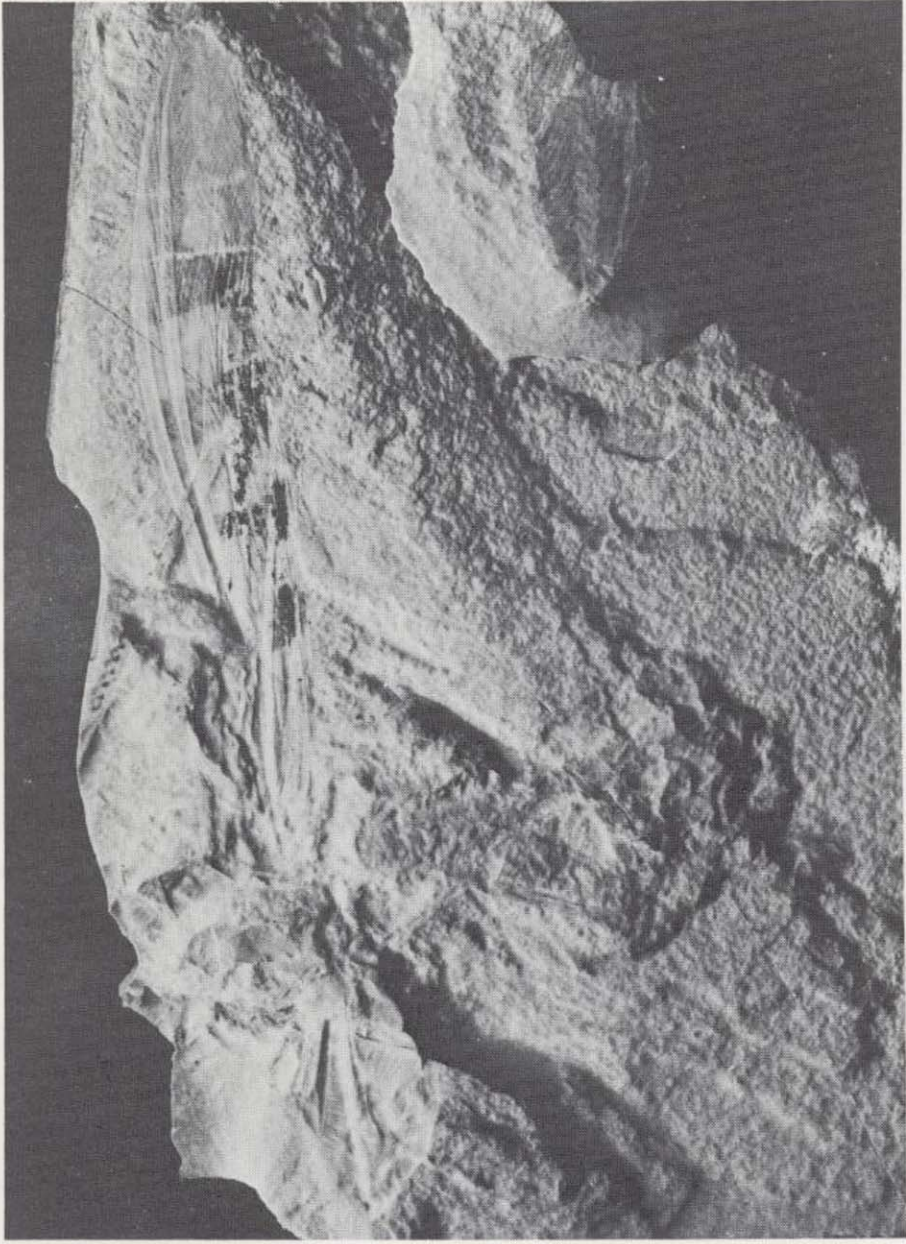
38



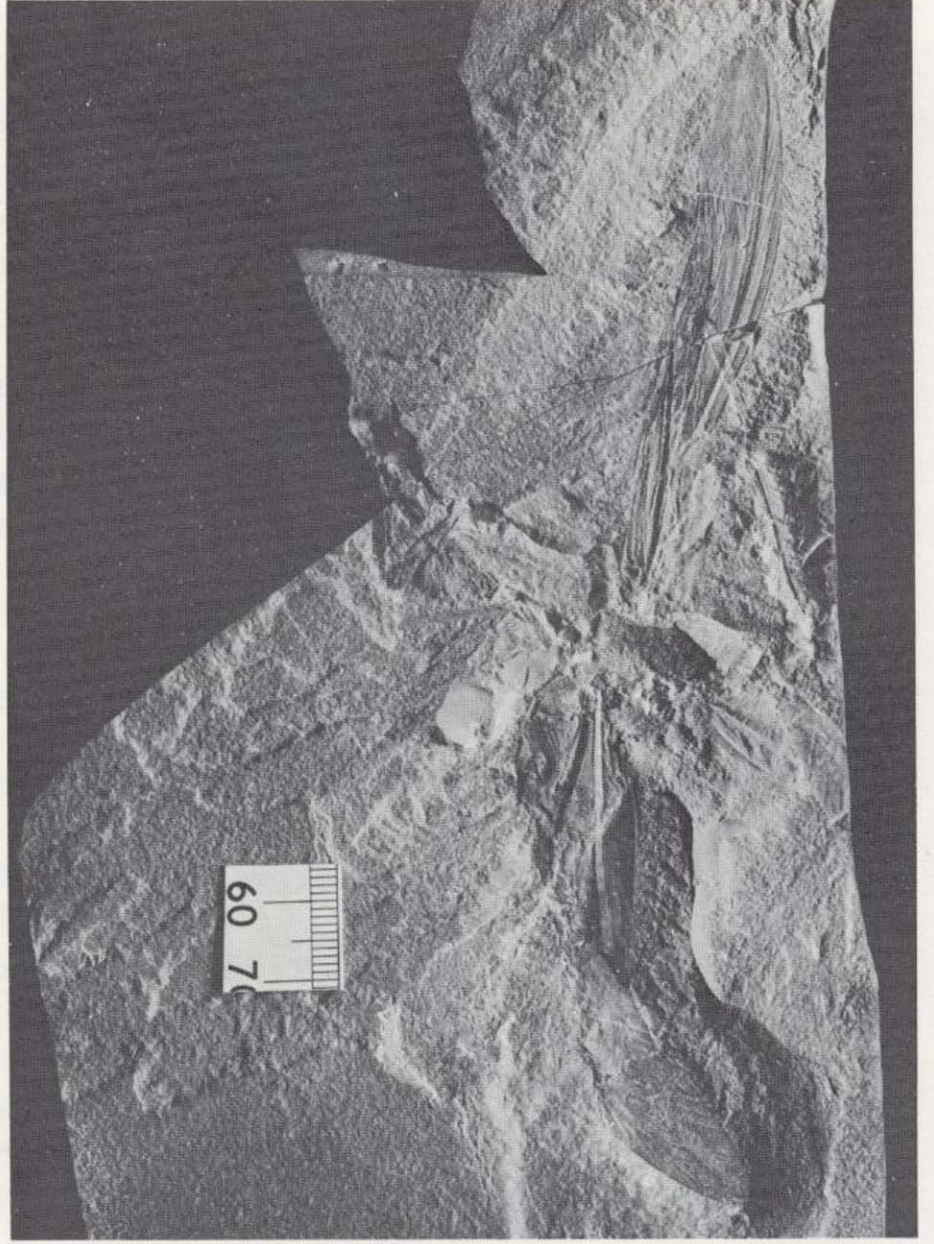
39



40



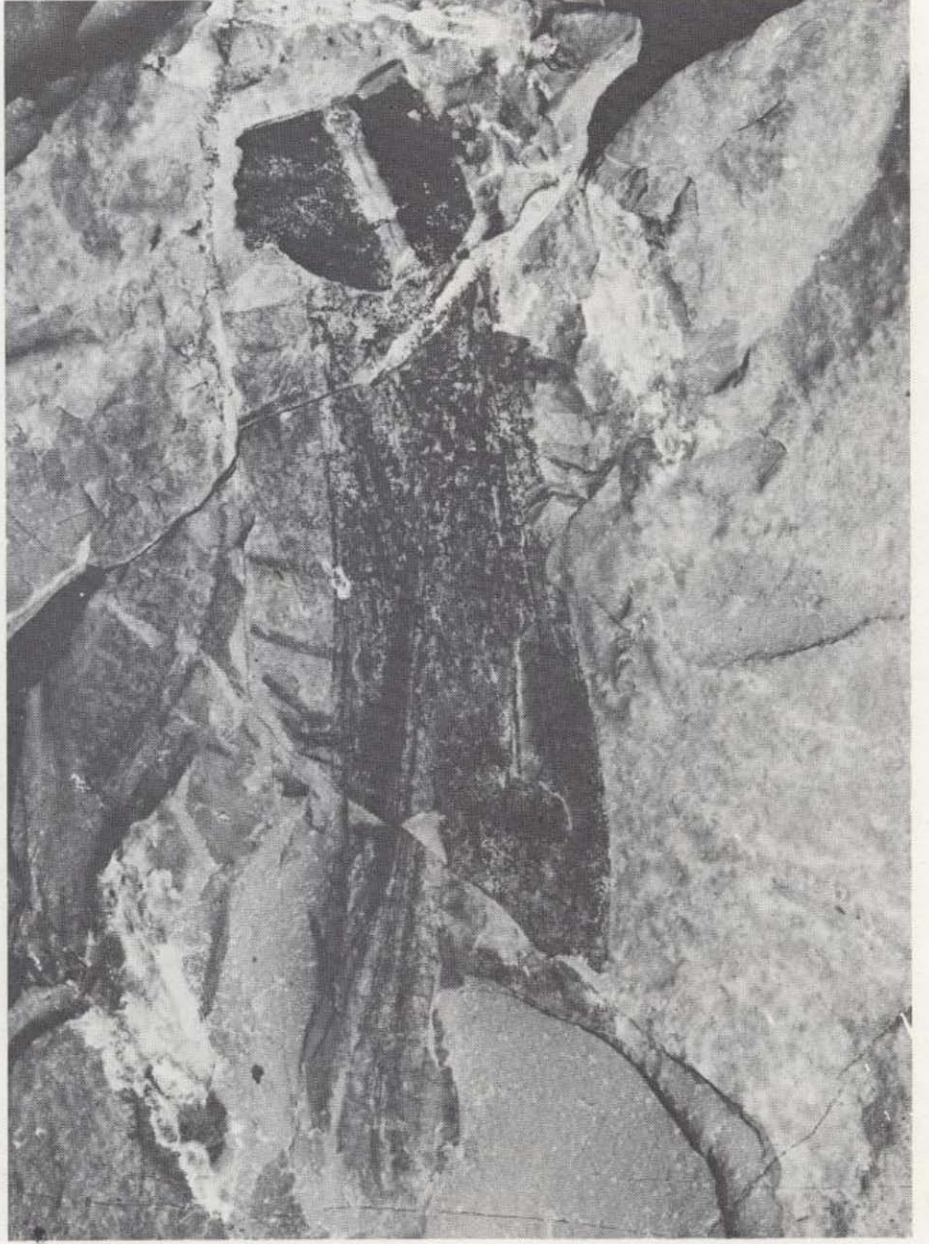
41



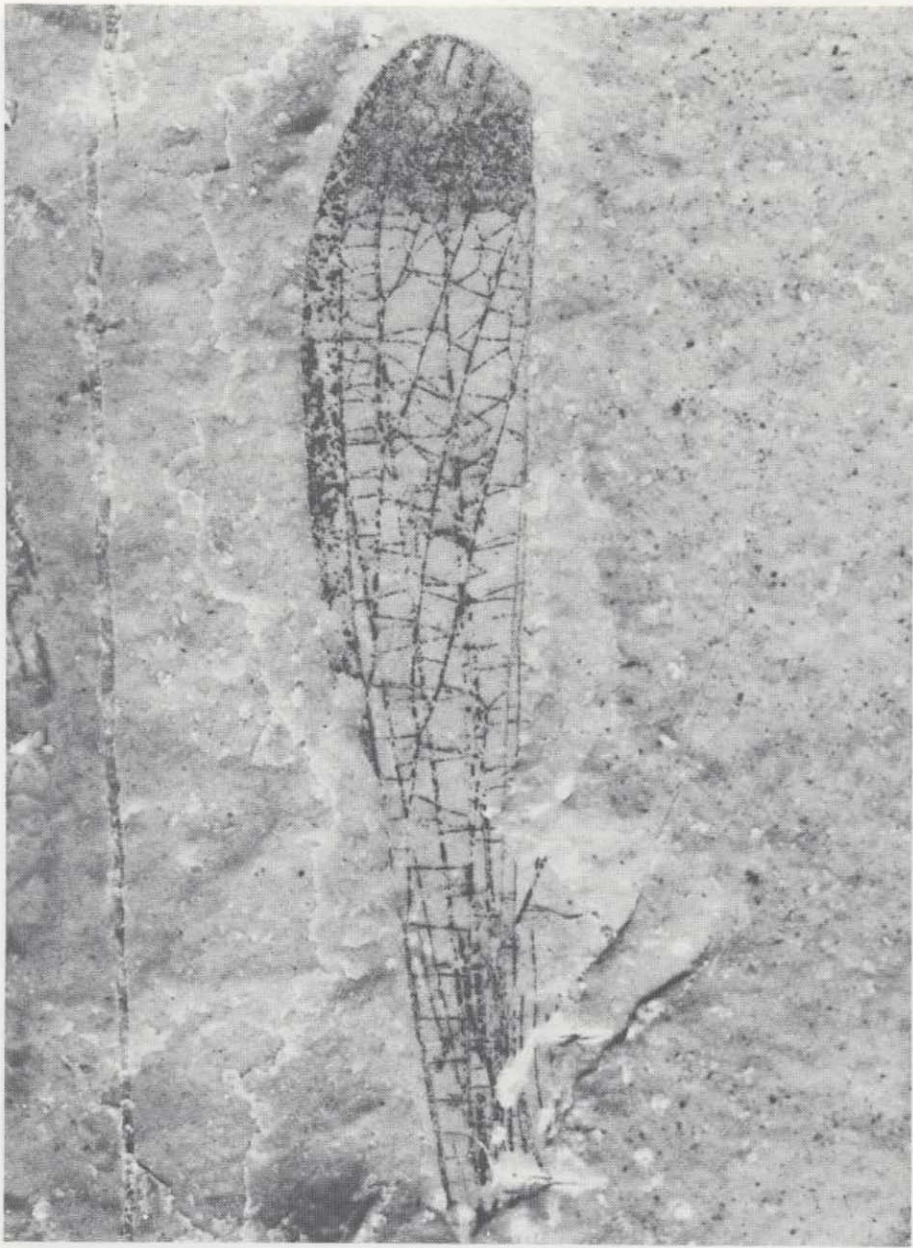
42



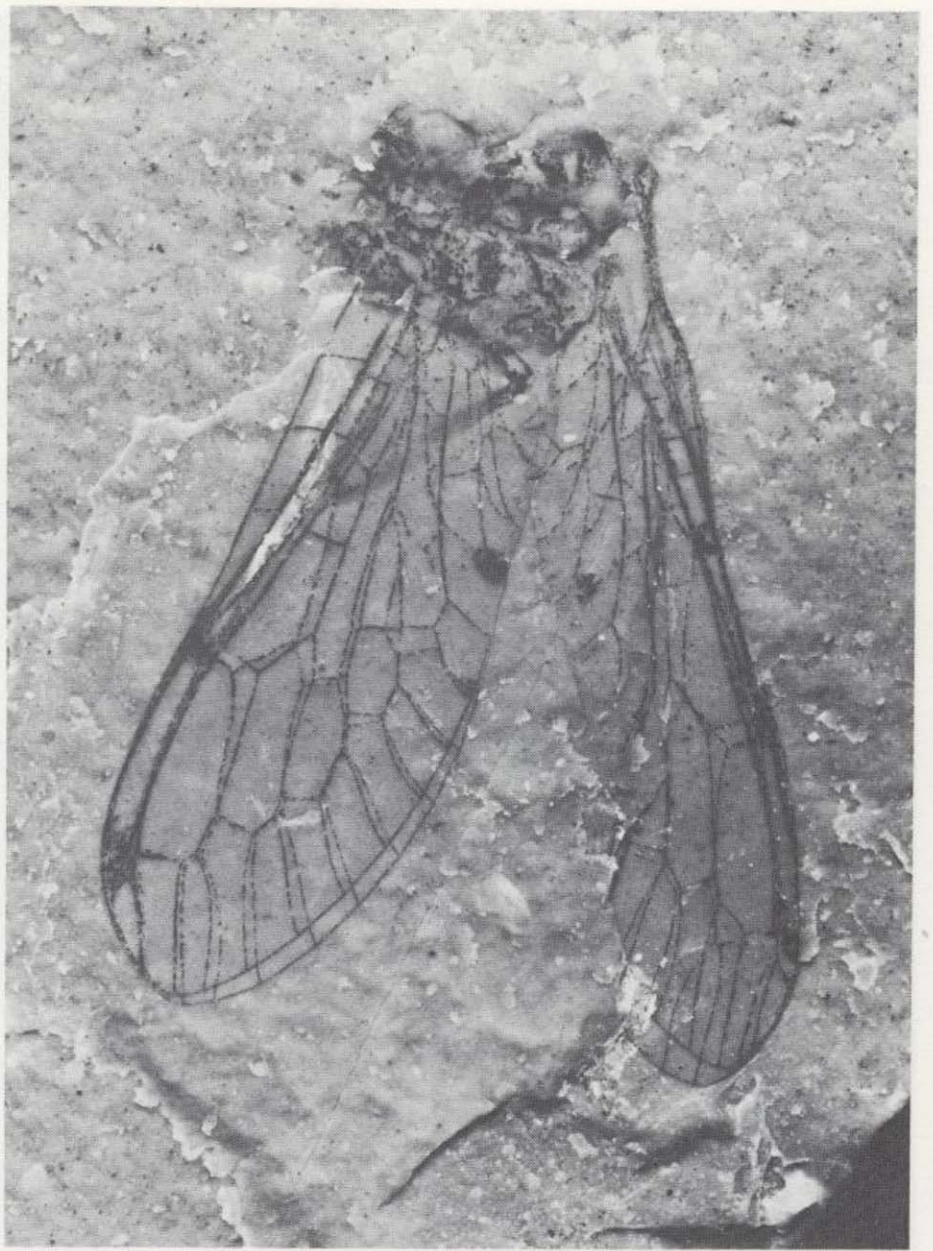
43



44



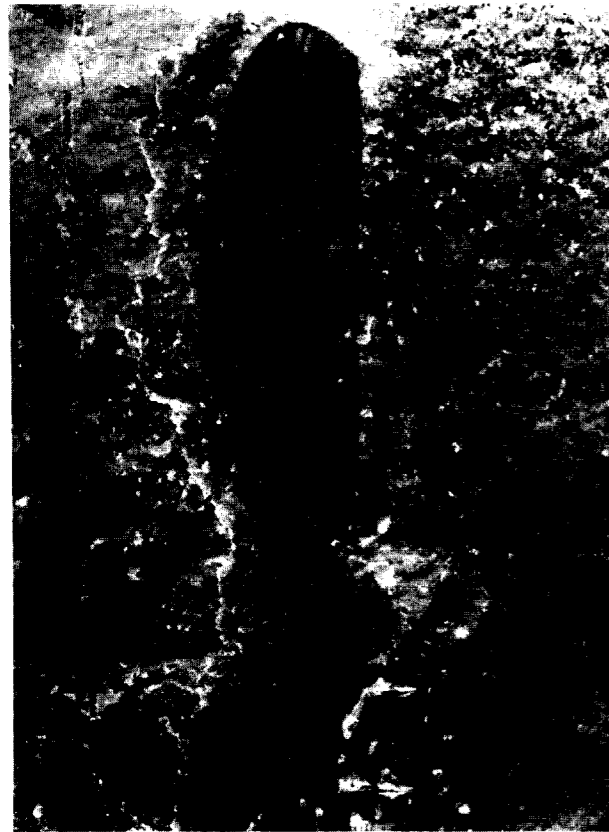
45



46



47



45



46



47

En la otra fotografía (foto 42) aparece el mismo ejemplar más completo, aunque no se distinguen bien sus cuatro alas debido al aplastamiento del mismo. Por las características alares podemos incluir este fósil dentro de la familia Prophanalagopsidae.

Exponemos también otros dos ortópteros, uno de ellos, presenta un ala completa y se distingue perfectamente en la cabeza una antena bastante larga formada por numerosos artejos (foto 43).

Al otro ejemplar (foto 41) le falta la cabeza y tiene las alas plegadas.

Para finalizar, queda por citar un ala suelta con varios pigmentos de coloración en la parte posterior (foto 45).

Esta ala, atribuida en el trabajo mío de 1979 a un Neuroptero, queda integrada dentro de los ortópteros, de manera provisional.

Orden RAPHIDOPTERA (Snakeflies)

Insectos llamados moscas serpientes por los autores británicos.

Poseen el protórax alargado. Se encuentran fósiles desde el Pérmico. Son raros en el Cretácico. El fósil que mostramos conserva inmejorablemente la delicadeza de sus nerviaciones (foto 46). Podemos incluirla por sus características alares dentro de los Proraphidia (fig. 7) (este dibujo ha sido realizado por el doctor JARZEMBOWSKI, a quien agradezco profundamente su colaboración).

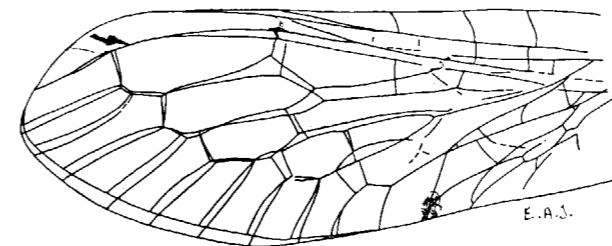


Figura 7

Orden cf. TRICHOPTERA (Caddisflies)

Los fósiles de este orden, no son muy abundantes. En la actualidad existen unas 3.000 especies.

Tienen una notable semejanza con los lepidópteros, pero en éstos las alas están recubiertas de pelos. Incluimos aquí un ala suelta que probablemente pertenece a este orden (foto 47).

Y hasta aquí esta breve descripción de los ejemplares nuevos hallados, algunos de ellos tienen gran interés científico, por lo que necesitan ser estudiados en profundidad, sirva pues este trabajo como un avance preliminar.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente la ayuda prestada por los doctores P. E. S. Whalley y E. A. Jarzembowski, del Departamento de Paleontología del British Museum (Natural History); a este último le agradezco igualmente el envío de dos dibujos, correspondientes a dos fósiles presentados en este trabajo. Finalmente doy las gracias al estudio fotográfico del mencionado museo por realizar las magníficas fotografías incluidas en la presente nota.

BIBLIOGRAFIA

- BARALE, G., et al.: *Les gisements de calcaires lithographiques du Crétacé inférieur du Montsec (Province de Lérida, Espagne). Considerations paléocologiques.* Geobios, Mém. Spécial núm. 8, Lyon, pp. 275-283, 2 figs., 2 tabls., 1 pl. (1984).
- BECKER-MIGDISOVA, E. E.: *Homópteros mesozoicos del Asia Central.* Leningrado-Moscú (en ruso), pp. 1-68, 1 pl. (1949).
- BERTRÁN SALIETI, J.: *Descubrimiento de un Protortóptero del Cretácico de Santa María de Meià (Lérida).* Rev. Ibér., núm. 178 (1977).
- FERRER CONDAL, L.: *Nuevos hallazgos en el Jurásico Superior del Montsec.* Not. y Com. del IGME, núm. 23, Madrid, pp. 45-62 (1951).
- FERRER CONDAL, L.: *Nota sobre la fauna y flora de las calizas litográficas de Rubies (Lérida).* Inst. Est. Iler., 5 láms., Lérida (1956).
- GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Un ave y otras especies nuevas de la biofacies de Santa María de Meyá (Lérida).* Bol. IGME, t. XC-IV, Madrid (1979).
- GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Nuevos paleontinidos del yacimiento Infracretácico de la «Pedrera de Meià» (Lérida).* Bol. IGME, t. XCV-IV, Madrid (1984).
- HANDLIRSCH, A.: *Die fossilen insekten und die phylogenie*

- der rezenten formen. Leipzig S. I., VI, 1-1430 (1906-1908).
- JARZEMBOWSKI, E. A.: *An early Cretaceous termite from southern England (Isoptera: Hodotermitidae)*. Systematic Entomology, 6, 91-96, Blackwell Scientific Publications (1981).
- JARZEMBOWSKI, E. A.: *Early Cretaceous insects from southern England*. Modern Geology, vol. 9, pp. 71-93 (1984).
- KRISHNA, K.: *A generic revision and phylogenetic study of the family Kalotermitidae (Isoptera)*. Bull. Am. Mus. (N. H.), New York (1961).
- LACASA RUIZ, A.: *Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubies, «La Pedrera de Meià»*. Rev. Ilerda, núm. XLII, I. E. I., Lleida (1981).
- LAURENTIAUX, D.: *Insectes*, in *Traité de Paleontologie*, t. 3, pp. 397-527.
- MEUNIER, F.: *Un nuevo cicádido del kimmeridgense de la Sierra del Montsec, prov. de Lérida (Cataluña)*. Mem. R. A. C. y A., Barcelona (1902).
- MEUNIER, F.: *Nuevas contribuciones a la fauna de los himenópteros fósiles*. Mem. R. A. C. y A., Barcelona (1903).
- MEUNIER, F.: *Sur une cicadine du Kiméridgien de la Sierra del Montsec (Catalogne)*. Feuille jeun. Nat. Rennes y Paris (1904).
- MEUNIER, F.: *Un blátido y una larva de Odonato del Kimmeridgense de la Sierra del Montsec (Lérida)*. Mem. R. A. C. y A., Barcelona (1914).
- TEIXEIRA, C.: *La flore fossile des calcaires lithographiques de Santa Maria de Meyá (Lérida, Espagne)*. Bol. Soc. Geol. Port., Lisboa (1954).
- RODENDORF, B. B.: *Osnovy Paleontologii*. 560 pp. (en ruso), Moscú (1962).
- WHALLEY, P. E. S.: *A survey of recent and fossil Cicadas (Insecta, Hemiptera-Homoptera) in Britain*. Bull. Br. Mus. Nat. His., London (1983).
- WHALLEY, P. E. S., y JARZEMBOWSKI, E. A.: *Fossil insects from the lithographic Limestone of Montsec (late Jurassic-early Cretaceous), Lerida province, Spain*. Bull. Br. Mus. Nat. His., pp. 381-412, London (1985).
- ZEUNER, F. E.: *Fossil Orthoptera Ensifera*. B. M. N. H., London (1939).

Recibido: Julio 1986

Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)

Por G. COURRIOUX, C. GAGNY y Y. GOUANVIC (*)

R E S U M E

On présente les structures de trois linéaments granitiques de Galice associés à des zones de cisaillement ductile hercyniennes. Les plans de cisaillement C ont des obliquités variables mais systématiques par rapport à la direction régionale du cisaillement suggérant une analogie avec les cisaillements de Riedel. Dans les trois linéaments, on montre que la déformation progressive est caractérisée par une déformation à l'état non entièrement cristallisé, puis par une déformation à l'état solide (structures S seules), relayée par des structures de type C-S dont l'évolution est associée au processus de mylonitisation. Cette déformation progressive contrôle le développement des orientations préférentielles d'axes <c> et <a> du quartz. Cette analyse permet d'interpréter l'évolution de la déformation de ces granites en fonction de leur niveau de mise en place, de l'intensité et de la répartition des gradients de déformation.

R E S U M E N

Se presenta estructuras de tres lineamientos graníticos de Galicia, asociados a zonas de cizalla dúctil hercínica. La aparición y la evolución, tras la deformación progresiva, de las estructuras de tipo C-S —punto común a los tres lineamientos— son responsables de las fábricas de ejes <c> y <a> del cuarzo, de las que se presenta las características. Se demuestra que en estos granitos, las estructuras C-S aparecen después de una etapa de deformación magmática y otra de deformación al estado sólido, hasta el grado milonítico.

Este análisis, completado con el estudio de la oblicuidad de los planos C sobre la orientación regional del cizallamiento, nos permite de interpretar la evolución de la deformación de los granitos, con arreglo a la intensidad y la repartición de los gradientes de deformación.

A B S T R A C T

The structures of three linear granitic bodies from Galicia, associated with hercynian ductile shear zones are presented. Shear bands (C) have various but systematic obliquities with respect to the regional shear direction. This suggests an analogy with the Riedel shears. In these three granites, the progressive deformation is characterized by a partially consolidated state deformation, then by a solid state deformation (structures S only), relayed by C-S type structures the evolution of which is associated with the mylonitisation process. This progressive deformation controls the development of quartz <c> and <a> fabric axis. This analysis allows to interpret the deformation evolution of these granites in relation with the emplacement level, the intensity and the repartition of strain gradients.

I. INTRODUCTION

De nombreux granites syncinématiques du Nord-Ouest de la péninsule Ibérique sont associés à des zones de cisaillement ductile d'importance régionale. Pour trois linéaments granitiques de Galice (fig. 1), les structures liées à ces déformations ci-

(*) Laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie, Université de Nancy 1, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France.

E. R. A. (C. N. R. S.) 1011: Pétrologie des granitoïdes.

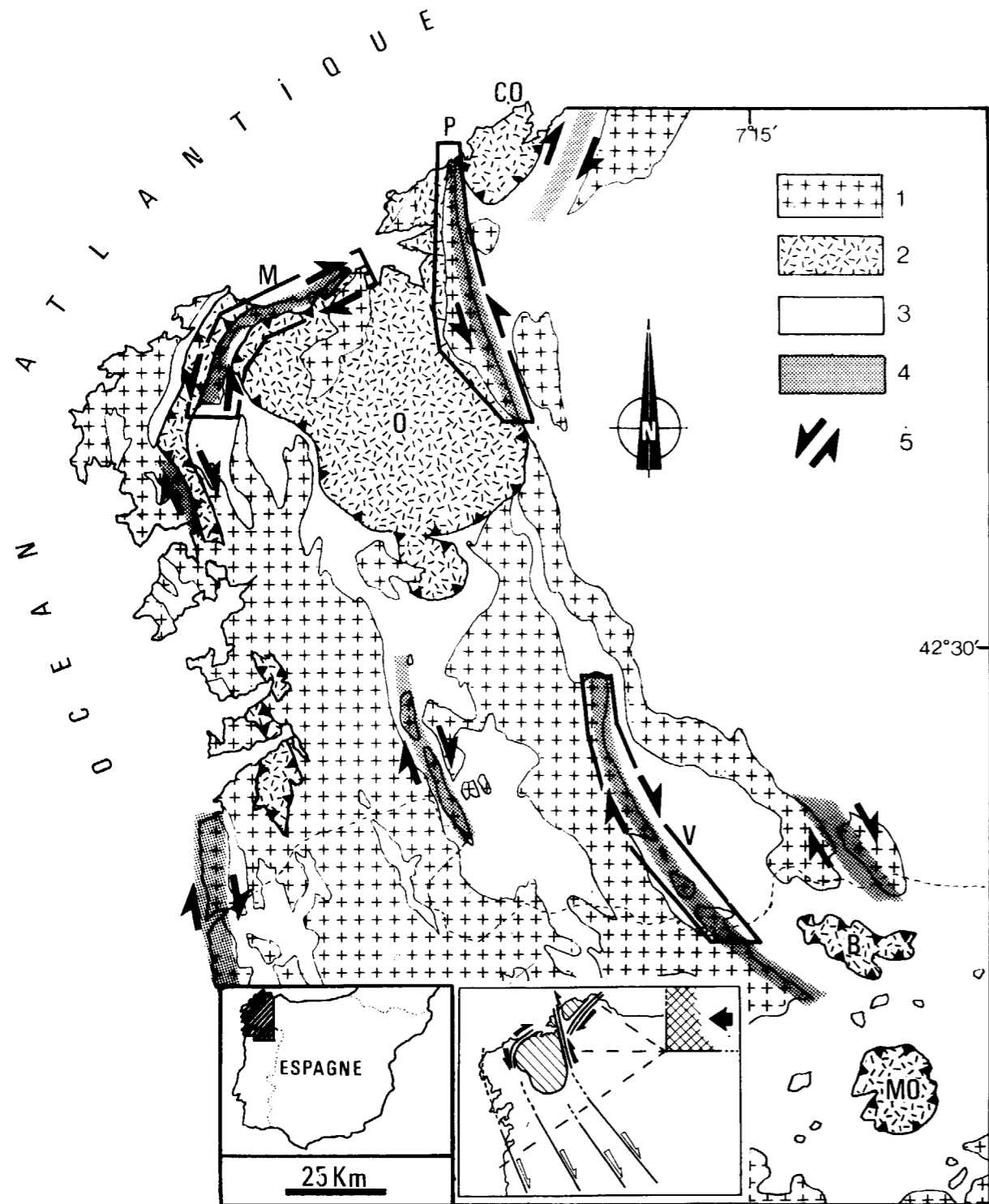


Figure 1.—Granites linéamentaires et zones de cisaillement ductile en Galice (Espagne) - Localisation des zones étudiées: M - Montaneme. P - Puente deume. V.- Verín.

1: Granitoïdes hercyniens; 2: Complexes basiques (CO=Cabo Ortegal, O=Ordenes, B=Bragença, MO=Morais); 3: métasédiments précambriens et paléozoïques; 4: zones de cisaillement ductile; 5: sens de cisaillement.

En cartouche: modèle de poinçonnement rigide plastique expliquant les directions et sens de cisaillement en Galice et au Nord Portugal (tiré de COURRIOUX et GOUANVIC, 1982).

saillantes ont été étudiées. Il s'agit, par l'analyse de la géométrie des structures, des microstructures et des orientations préférentielles de réseau du quartz, de caractériser l'évolution de la déformation des granites. Les données permettront de discuter différents types de relation entre mise en place des granites, zone de cisaillement et déformation.

Les structures de type C-S (BERTHÉ et al., 1979 a et b), observées dans les trois linéaments ont été utilisées comme critère de cisaillement. D'après ces auteurs, la déformation progressive des granites dans les zones de cisaillement s'accompagne de l'apparition de deux familles de plans d'anisotropie (fig. 2):

- Les plans C, d'espacement moyen centimétrique, constituent des plans le long desquels on observe un mouvement relatif.
- Les plans S sont marqués par la disposition planaire préférentielle des minéraux, ou plan

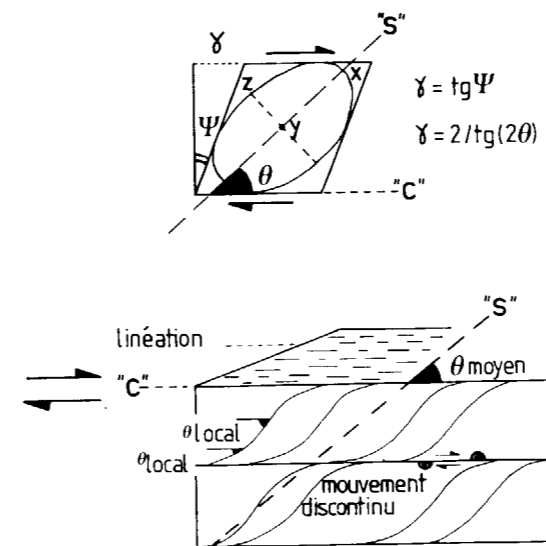


Figure 2.—Représentation schématique des structures de type C-S.

- Le plan C est un plan de mouvement discontinu.
- Le plan S est défini comme le plan moyen de disposition planaire des minéraux, on l'assimile au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

D'après le modèle du cisaillement simple,
 $\gamma_{local} = 2/tg(2\theta_{local})$.
 Déplacement continu = $\int_a^b \gamma_{local} dx \approx 2/tg(2\theta_{moyen})$.
 Déplacement total = Déplacement continu + Déplacement discontinu.

de foliation de la roche assimilé au plan principal XY de la déformation finie.

Conformément à BERTHÉ et al. (1979a), la diminution de l'angle entre C et S est attribuée à l'augmentation de la déformation en régime cisailant. Dans les schistes encaissants affectés par le cisaillement régional, on observe des structures similaires aux plans C des granites: ce sont les plans C' appelés plans de cisaillement secondaires également décrits par BERTHÉ et al. (1979b) ou «extension crenulation cleavage» (PLATT et VISSERS, 1980). Ces plans apparaissent quand le matériel présente déjà une importante anisotropie (fig. 3).

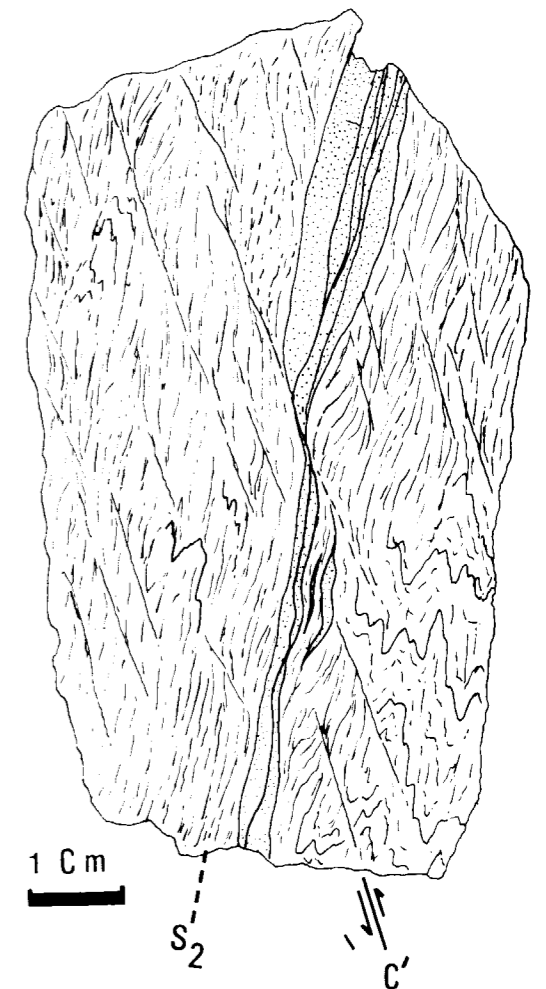


Figure 3.—Section XZ d'un schiste situé dans la zone de cisaillement de Puente deume.

S₂: schistosité rapportée à la phase 2.
 «C'»: plans de cisaillement secondaire.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La Galice moyenne constitue la zone axiale de la chaîne hercynienne; D'Est en Ouest, on observe un accroissement du degré de métamorphisme, du magmatisme et de la déformation (PARGA PONDAL, 1963; CAPDEVILA, 1969; DEN TEX, 1977). Deux phases tectoniques majeures ont été reconnues (MATTE, 1968). La première (370-335 MA) est responsable de grands plis couchés à vergence Est, la deuxième, homoaxiale de la première, développe des plis redressés et une schistosité de plan axial subverticale (APALATEGUI, 1979; MARQUINES, 1982; QUIROGA DE LA VEGA, 1982). Les massifs étudiés ici peuvent être classés parmi les granodiorites précoces et les granites alcalins à deux micas typiquement syncinématiques (CAPDEVILA et FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al., 1973; DE PABLO MACÍA, 1982; CARNECERO GÓMEZ RODULFO, 1982). Les linéaments granitiques associés à la deuxième phase tectonique fournissent des critères de cisaillement ductile transcurent (IGLESIAS et CHOUKROUNE, 1979). Parmi eux-ci, nous avons étudié les linéaments de:

- Monteneme (GOUANVIC, 1983), placé dans un environnement méso à catazonal,
- Puente deume (COURRIOUX, 1984), placé dans des conditions mésozonales, profondes (parties centrale et méridionale) à épizonale (extrémité Nord),
- Verin (GOUANVIC, 1980) dont le contexte métamorphique varie du Nord au Sud, de termes catazonaux à épizonaux (FERRAGNE, 1972).

Les granites de ces trois linéaments présentent les caractéristiques communes suivantes:

- Les faciès vont de granodiorites à biotite à des granites alcalins à deux micas avec des termes intermédiaires monzogranitiques. Seul le linéament de Verin présente uniquement des granites alcalins.
- Dans ces trois linéaments, on observe la transition entre une déformation à l'état non entièrement cristallisé et une déformation à l'état solide: une fluidalité planolinéaire présentant une linéation subhorizontale progressivement mieux exprimée est relayée par une foliation pénétrative homogène S, à caractère fortement linéaire, puis par l'apparition de plans C obliques sur S. La diminution

de l'angle Θ entre C et S s'accompagne de la mylonitisation des granites.

Les principales différences structurales se situent au niveau des sens de cisaillement et de la distribution des gradients de déformation.

- Le linéament de Puente deume, dont le cisaillement est senestre montre d'Ouest en Est un gradient positif de la déformation, celle-ci étant maximale le long de la limite orientale du linéament où les granites et granodiorites sont mylonitisés (fig. 4c). Ce gradient est également démontré dans les schistes encaissants (RATHORE et al., 1983).
- Dans le linéament de Monteneme, il n'existe que des gradients de déformation locaux, marqués par des couloirs de mylonites répartis sur l'ensemble du linéament. Le cisaillement est dextre dans la partie Nord et senestre dans la partie sud du linéament (fig. 4b).
- Enfin, dans le linéament de Verin, la déformation est intense dans la partie nord et s'estompe vers le Sud (fig. 4d). Le sens du cisaillement est dextre. Le massif de Laza, situé dans la partie médiane du linéament de Verin montre un gradient positif de la déformation du centre vers la périphérie, atteignant le stade mylonitique sur quelques mètres en bordure.

Les directions de cisaillement observées dans la chaîne ont été interprétées par BLANCHARD et COTTARD (1979) dans un modèle de déformation du socle par poinçonnement de type rigide-plastique (TAPPONNIER et MOLNAR, 1976; TAPPONNIER, 1977). Les sens senestres, ont été expliqués par la position qu'occupent ces zones par rapport aux complexes basiques jouant le rôle d'objets résistants (COURRIOUX et GOUANVIC, 1982).

III. ANALYSE DES DEFORMATIONS DANS LES TROIS LINEAMENTS

1) Géométrie des structures cisailantes (fig. 4)

Dans ce qui suit, on fait l'hypothèse que les zones de cisaillement sont parallèles aux contacts entre les corps granitiques et leur encaissant. On admet en effet que les zones de cisaillement ont guidé sur plusieurs dizaines de kilomètres la

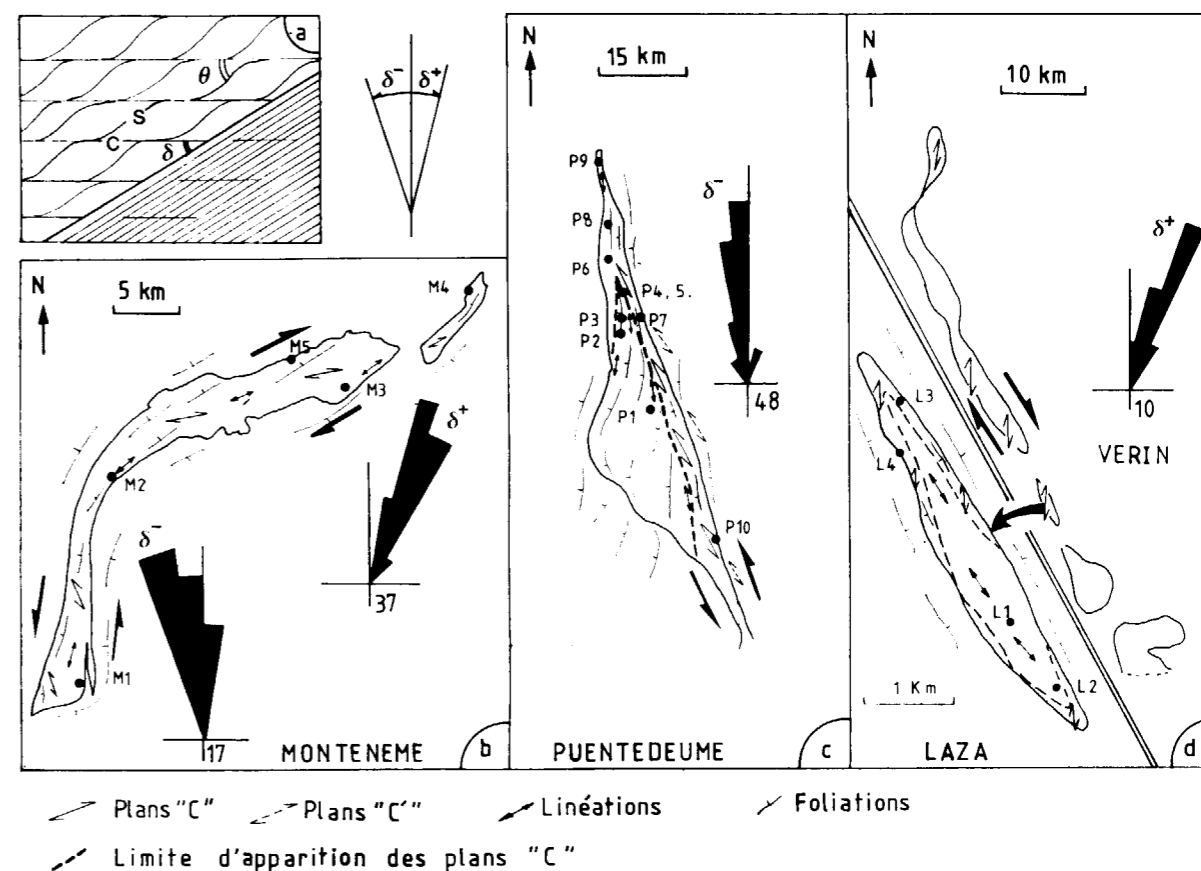


Figure 4.—Cartes structurales schématiques des trois linéaments étudiés.

a) schéma montrant les relations entre plans C, S et l'épente du granite. L'obliquité δ définie par l'angle entre le plan «C» et l'épente est positive (δ^+ , sens horaire) dans le cas d'un cisaillement dextre et négative (δ^- , sens anti-horaire) dans le cas d'un cisaillement senestre.

Θ : angle entre C et S.

b, c, d: rosaces des obliquités.

pour les linéaments de Monteneme, Puente deume, Verin.

mise en place des granites; par ailleurs, l'étude zonéographique de la déformation montre que les zones à structure C-S et à fort taux de déformation sont parallèles aux contacts granite-encaissant (COURRIOUX, 1983, 1984). Enfin le plan de foliation des mylonites est, lui aussi, parallèle au plan de contact granite-encaissant.

1.1. Obliquités des plans C sur la direction régionale du cisaillement

En figure 4, on définit les angles δ^+ (cas d'un cisaillement dextre) et δ^- (cas d'un cisaillement senestre) donnant l'obliquité du plan C sur la direction régionale du cisaillement.

— Dans le linéament de Monteneme (fig. 4b), au Nord du massif en zone dextre, les plans C font avec l'orientation moyenne des contacts un angle δ^+ de 15 à 25°, tandis qu'au Sud, en zone senestre, les plans C font un angle δ^- de 10 à 20°. La moyenne des obliquités est de 15°3 avec un écart-type de 8°4 pour 54 mesures. La moyenne de l'angle Θ entre C et S est $\Theta = 21^\circ$ (écart-type = 6° pour 54 mesures).

— Dans le linéament de Puente deume (fig. 4c), les plans C, senestres, font un angle $\delta^+ = 4^\circ$ (écart-type = 8° pour 66 mesures) avec la di-

rection du contact granite-encaissant. L'angle moyen entre les plans C et S est $\Theta = 16^\circ$, écart-type = 4° pour 66 mesures).

— Dans le linéament de Verin (fig. 4d), les plans C dextres, font un angle $\delta^+ = 16^\circ$ (écart-type = 7° pour 10 mesures). L'angle moyen entre les plans C et S est $\Theta = 23^\circ$ (écart-type = 12° pour 10 mesures). Dans les mylonites de contact entre le granite et l'encaissant du massif de Laza, les plans C et S sont confondus et parallèles au contact. δ et Θ sont donc nuls.

1.2. Estimation du taux de cisaillement

En supposant les variations de volume négligeables, on peut estimer le taux de cisaillement γ à partir de l'angle Θ entre C et S par la relation $\gamma = 2/\text{tg}2\Theta$ (RAMSAY et GRAHAM, 1970) (fig. 2).

Dans les couloirs mylonitiques, les plans C et S étant confondus, il est impossible d'attribuer une valeur précise à γ . On peut néanmoins estimer un angle C-S maximum de 5° , équivalent à un taux de cisaillement minimum γ de 10 environ. Le long des plans C, on peut estimer un mouvement discontinu équivalent à un cisaillement $\gamma = 1$ (COURRIOUX, 1984).

Compte tenu des proportions des zones mylonitiques dans les trois linéaments, 5% à Monteneme,

20% à Puente deume, 1% à Verin), on calcule un taux de cisaillement global $\gamma = 3.5$ pour Monteneme, $\gamma = 5.5$ pour Puente deume, et $\gamma = 3$ pour Verin.

1.3. Discussion

Observant:

- que les plans C font toujours un angle faible (5 à 20°) avec l'éponte du linéament que l'on considère parallèle au plan du cisaillement simple régional,
- que les cisaillements le long des plans C et l'obliquité de ces plans sur l'éponte ont même sens,

on fait l'analogie entre les plans C et les plans de Riedel RI (RIEDEL, 1929) (fig. 5). Dans le cas du linéament de Puente deume, certains plans C senestres mais d'obliquité inverse sont assimilés à des plans P. On peut pousser l'analogie plus loin: en effet, les observations de terrain montrent dans les trois linéaments l'existence de zones ou microzones de cisaillement, d'apparition plus tardive, dont la géométrie est comparable aux structures de type RII (fig. 6). Ces structures doivent être considérées comme des structures de compensation qui minimisent la rotation des blocs. On voit en effet en fig. 7 que sans l'intervention de ces structures, la somme des déplacements élé-

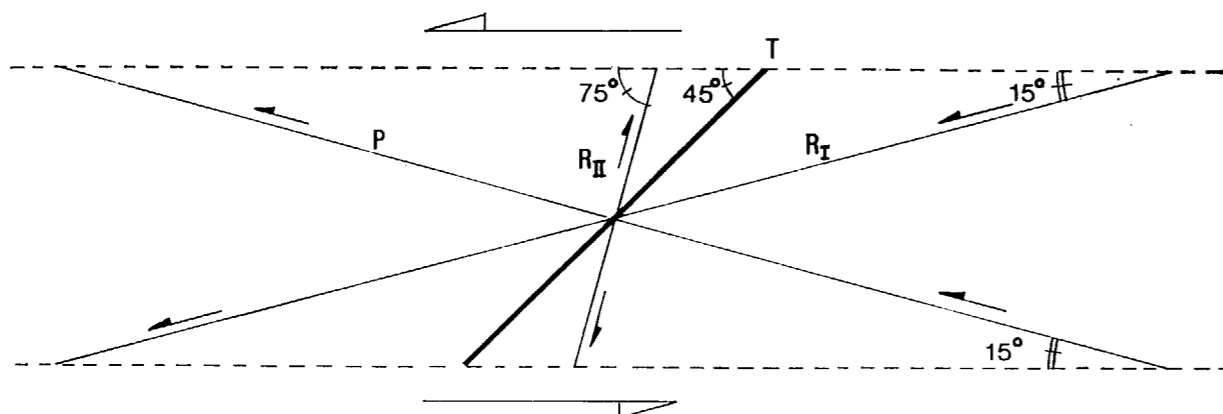


Figure 5.—Disposition des fractures de type Riedel dans une zone de cisaillement; d'après Vialon (1976).

RI: cisaillements de Riedel synthétiques.

RII: cisaillement de Riedel antithétiques.

T: fente de tension.

p: cisaillements synthétiques symétriques des RI.

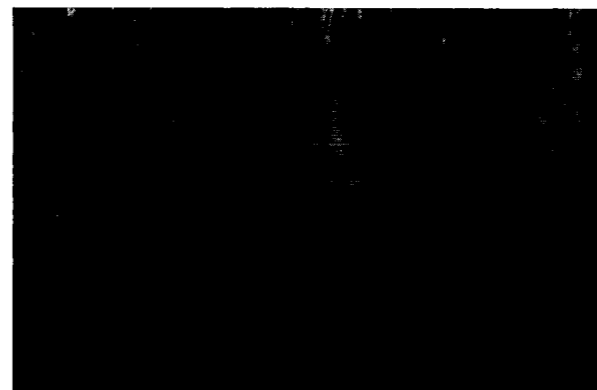


Figure 6.—Photographie d'une microzone de cisaillement tardive, déformant les plans C et S parallèles. La barre représente 1 mm.

mentaires selon les plans C serait incompatible avec la direction régionale du cisaillement.

On remarquera enfin que plus le taux de cisaillement est élevé, plus l'obliquité moyenne des plans C est réduite, atténuant ainsi l'incompatibilité. Ceci est en accord avec les expériences de TCHALENKO en domaine de transition ductile fragile (1970) ou le plan de Riedel I fait avec la direction du cisaillement un angle d'autant plus faible que le taux de cisaillement croît; par relais et anastomoses des structures RI et p, l'angle moyen entre les plans et la direction du cisaillement finit par s'annuler.

D'après TCHALENKO (1970), l'ordre d'apparition des plans RI ou RII est conditionné par la rhéologie du matériel déformé: les plans RII apparaissent les premiers dans les matériaux les moins ductiles. Dans les granites de cette étude, l'apparition des structures de compensation témoigneraient d'une diminution de leur ductilité, liée par exemple à leur refroidissement au cours de la déformation.

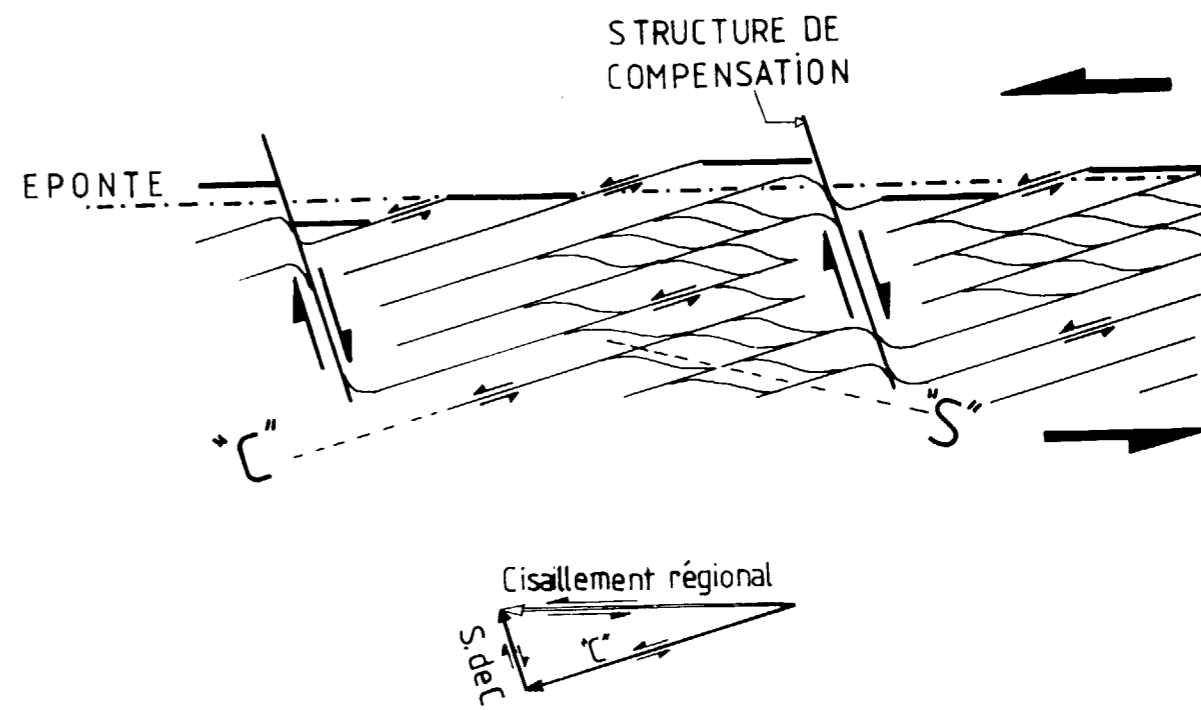


Figure 7.—Relations entre plan C, direction du cisaillement et structures de compensation.

Dans chaque compartiment, la somme des mouvements long des plans c est incompatible avec la direction régionale du cisaillement.

Les zones de cisaillement dextres compensent le mouvement différentiel.

La somme de tous les déplacements est alors compatible avec le cisaillement régional.

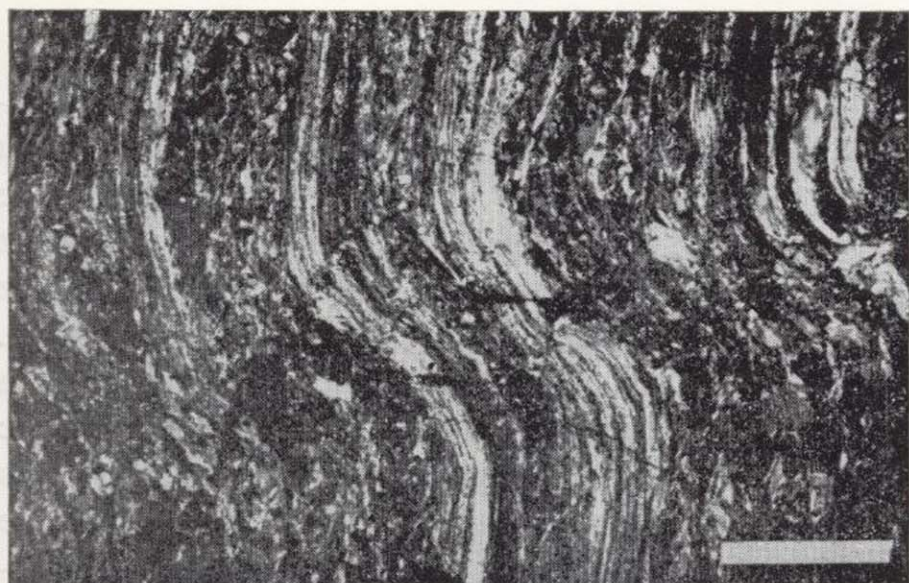


Figure 6.—Photographie d'une microzone de cisaillement tardive, déformant les plans C et S parallèles. La barre représente 1 mm.

mentaires selon les plans C serait incompatible avec la direction régionale du cisaillement.

On remarquera enfin que plus le taux de cisaillement est élevé, plus l'obliquité moyenne des plans C est réduite, atténuant ainsi l'incompatibilité. Ceci est en accord avec les expériences de TCHALENKO en domaine de transition ductile fragile (1970) ou le plan de Riedel I fait avec la direction du cisaillement un angle d'autant plus faible que le taux de cisaillement croît; par relais et anastomoses des structures RI et p, l'angle moyen entre les plans et la direction du cisaillement finit par s'annuler.

D'après TCHALENKO (1970), l'ordre d'apparition des plans RI ou RII est conditionné par la rhéologie du matériel déformé: les plans RII apparaissent les premiers dans les matériaux les moins ductiles. Dans les granites de cette étude, l'apparition des structures de compensation témoigneraient d'une diminution de leur ductilité, liée par exemple à leur refroidissement au cours de la déformation.

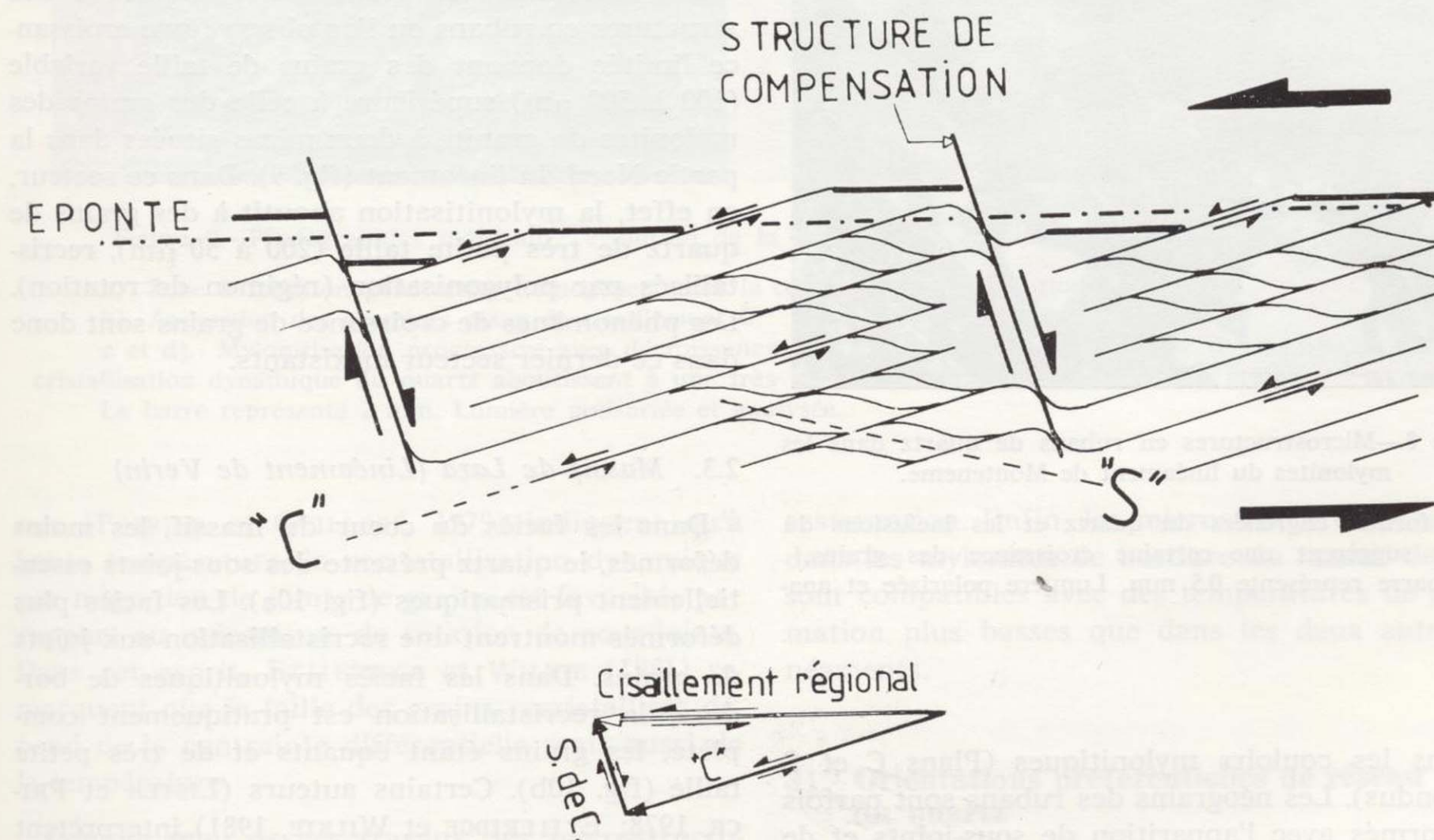


Figure 7.—Relations entre plan C, direction du cisaillement et structures de compensation.

Dans chaque compartiment, la somme des mouvements long des plans c est incompatible avec la direction régionale du cisaillement.

Les zones de cisaillement dextres compensent le mouvement différentiel.

La somme de tous les déplacements est alors compatible avec le cisaillement régional.

2) Les microstructures du quartz dans le granite

2.1. Linéament de Monteneme

Les faciès à grain fin (ech. M4, M6, M7, fig. 4b), moyennement déformés présentent des microstructures du quartz typiquement en mosaïque allongée. Ces microstructures sont généralement interprétées comme étant liées à des processus de migration des joints de grains lors de la recristallisation dynamique (BOUCHEZ, 1977; PÉCHER, 1978).

Les monzogranites porphyroïdes déformés montrent des microstructures en rubans (fig. 8), où une importante croissance de grains est observée (BOULLIER et BOUCHEZ, 1978).

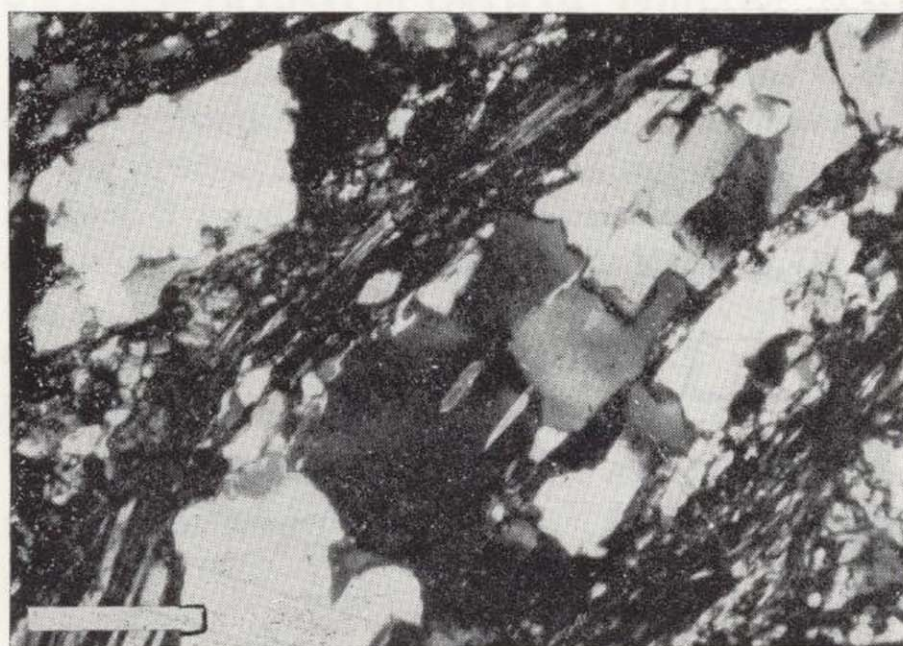


Figure 8.—Microstructures en rubans de quartz dans les mylonites du linéament de Monteneme.

Les formes engrenées du quartz et les inclusions du quartz suggèrent une certaine croissance des grains.

La barre représente 0.5 mm. Lumière polarisée et analysée.

Dans les couloirs mylonitiques (Plans C et S confondus). Les néograins des rubans sont parfois redéformés avec l'apparition de sous-joints et de bandes de pliage. La recristallisation dynamique ne s'accompagne pas de la diminution de la taille des grains de quartz habituellement observée dans les zones de cisaillement, suggérant qu'il y a eu une restauration active pendant et/ou après la déformation.

2.2. Linéament de Puente deume

Dans les zones les moins déformées, aucune microstructure typique de déformation plastique du quartz n'est observée. Plus proche de la zone de cisaillement, les feldspaths et les micas montrent l'amorce d'une recristallisation sans que le quartz ne montre d'évidences de déformation plastique. La migration des joints de grains commence à partir de ce stade et marque la transition avec la zone à foliation pénétrative homogène. Dans cette dernière zone (plans S seuls), les grains de quartz présentent des microstructures de type mosaïque allongée avec une recristallisation dynamique plus ou moins complète des grains dont la taille varie de 200 à 500 μm .

Les faciès à plans C-S montrent des grains de taille légèrement inférieure (100 à 300 μm). Les microstructures sont typiques d'une concurrence entre recristallisation dynamique par migration de joints de grain et rotation de sous grains (polygonisation).

Les mylonites de granodiorite montrent des structures en rubans où l'on observe une croissance limitée donnant des grains de taille variable (100 à 500 μm) supérieure à celle des grains des mylonites de granite à deux micas situées dans la partie Nord du linéament (fig. 9). Dans ce secteur, en effet, la mylonitisation aboutit à des grains de quartz de très petite taille (200 à 50 μm), recristallisés par polygonisation (régimen de rotation). Les phénomènes de croissance de grains sont donc dans ce dernier secteur inexistant.

2.3. Massif de Laza (Linéament de Verin)

Dans les faciès du coeur du massif, les moins déformés, le quartz présente des sous-joints essentiellement prismatiques (fig. 10a). Les faciès plus déformés montrent une recristallisation aux joints de grains. Dans les faciès mylonitiques de bordure, la recristallisation est pratiquement complète, les grains étant équants et de très petite taille (fig. 10b). Certains auteurs (LISTER et PRICE, 1978; ETHERIDGE et WILKIE, 1981) interprètent ces microstructures comme résultant de recristallisation par rotation des sous-joints.

2.4. Discussion

Certains travaux sur la déformation expérimentale

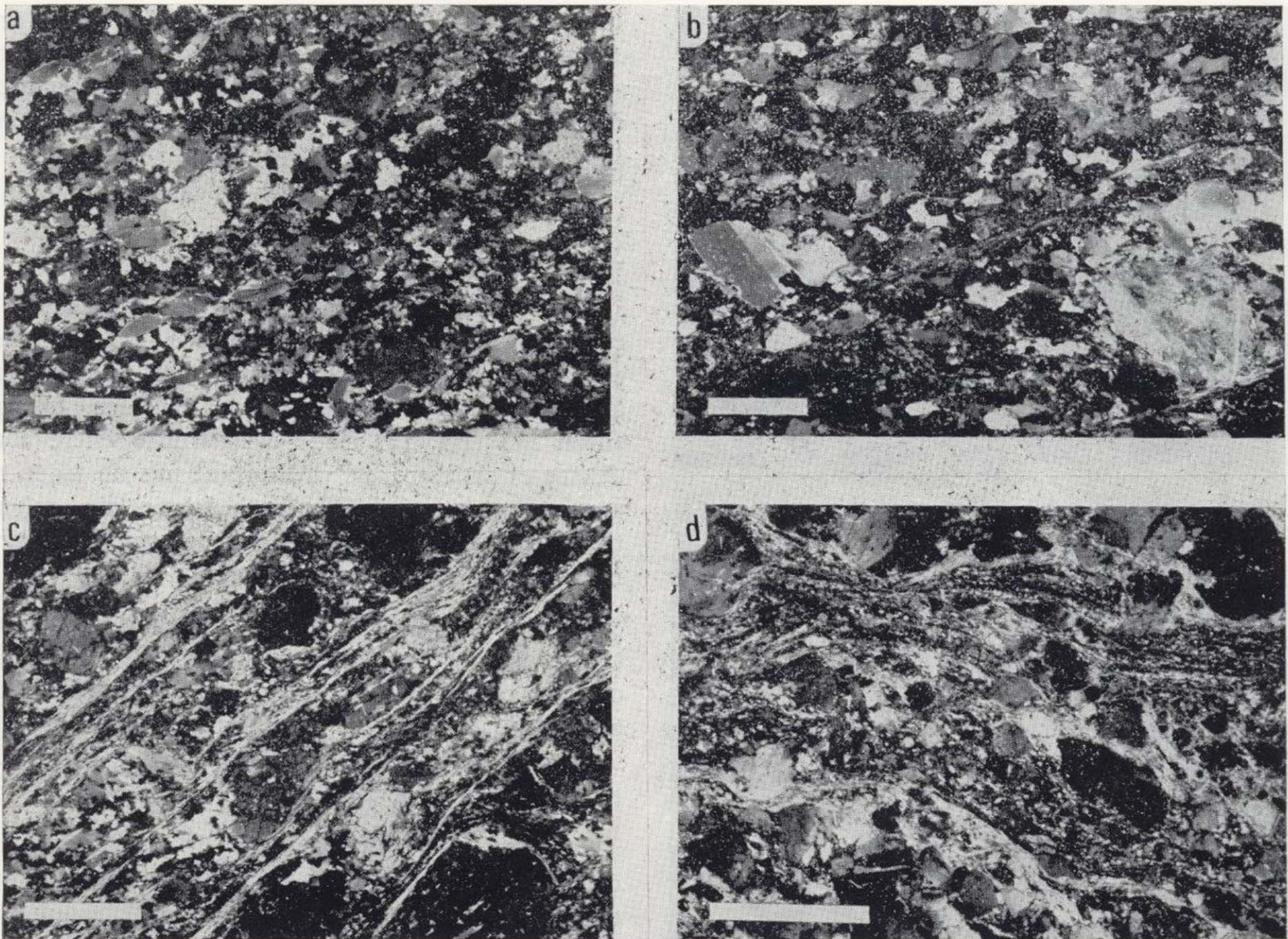


Figure 9.—Photographies montrant l'évolution de la déformation sur le linéament de Puente deume.

a) Zone à foliation pénétrative homogène; noter la complète recristallisation du quartz.

b) Apparition des premiers plans de cisaillement C.

c et d). Mylonitisation progressive avec décroissance de l'angle Θ (C S). La cataclase des feldspaths et la recristallisation dynamique du quartz aboutissent à une très nette réduction de la taille des grains.

La barre représente 2 mm. Lumière polarisée et analysée.

tale (POIRIER et GUILLOPÉ, 1979) indiquent qu'à haute température, la recristallisation dynamique par migration de joints de grains est favorisée par rapport au mécanisme de rotation de sous-joints. Dans cet esprit, ETHERIDGE et WILKIE (1981) remarquent que la taille des grains recristallisés dépend de la contrainte différentielle mais aussi de la température.

Compte tenu de ces travaux, les microstructures observées à Monteneme sont compatibles avec des températures qui sont restées élevées ($> 450^\circ$) pendant la déformation. C'est le cas aussi mais de façon moins nette à Puente deume où la déformation s'est poursuivie en certains endroits à basse température, empêchant les processus de

restauration. Enfin, les microstructures observées dans les mylonites de bordure du massif de Laza sont compatibles avec des températures de déformation plus basses que dans les deux autres linéaments.

3) Orientations préférentielles de réseau du quartz

Les mesures ont été effectuées au goniomètre de texture RX en système réflexion pour les axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ et les axes $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ($\langle a \rangle$). Les orientations des axes $\langle c \rangle$ ont été mesurées à la platine universelle. Les diagrammes d'orientation (Schmidt hémisphère inférieure) sont parallèles

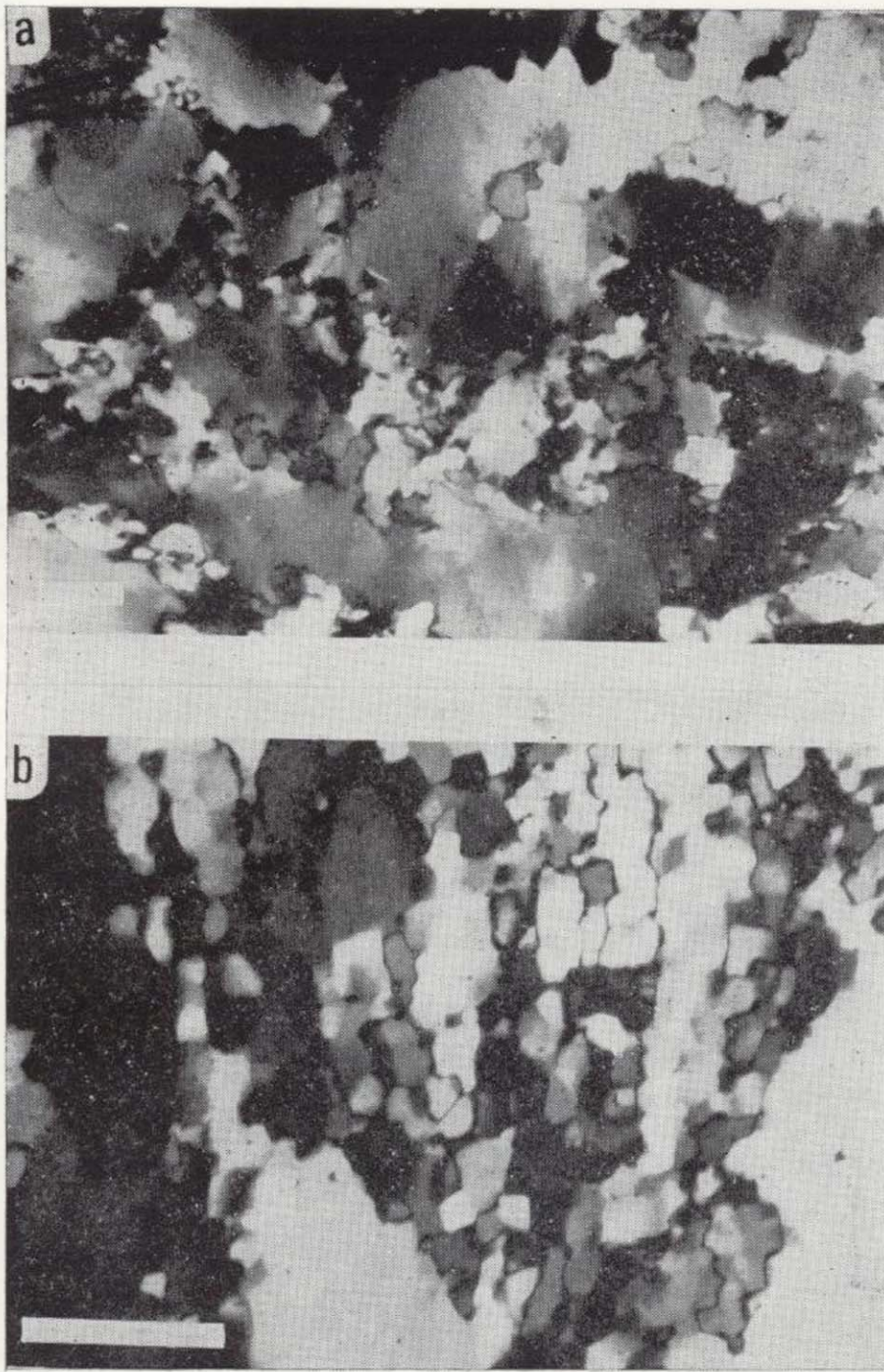


Figure 10.—Microstructures du quartz dans le massif de Laza.

a) Faciès peu déformés: recristallisation aux joints de grains.

b) Faciès déformé: la recristallisation est pratiquement complète.

On peut encore observer un ancien grain en voie de polygonisation.

La barre représente 0.5 mm. Lumière polarisée et analysée.

au plan XZ de la déformation finie ($X > Y > Z$) défini comme étant le plan moyen de disposition planaire des minéraux.

Les axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ de l'échantillon M1 (fig. 11) mesurés au goniomètre de texture et les axes $\langle c \rangle$ du même échantillon mesurés à la platine universelle donnent sensiblement le même résultat. Les concentrations d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ donnent une bonne image des concentrations d'axes $\langle c \rangle$ (GAPAIS,

1979). On voit en effet sur la fig. 11 que les principaux maxima ainsi que la position des couronnes sont conservés. Dans la discussion, nous parlerons donc indifféremment des orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$.

3.1. Les granites de Monteneme

Dans les faciès à grains fins, les axes $\langle c \rangle$ se concentrent nettement autour de Y. Cette concentration, parfois dédoublée traduit une tendance à la disposition en couronnes croisées. L'échantillon M5 (fig. 11) situé à la limite entre zones dextre et senestre, ne présentant pas de trace macroscopique de cisaillement, donne des orientations d'axes $\langle c \rangle$ plus diffuses, centrées sur Y mais sans dissymétrie apparente.

Ces orientations d'axes $\langle c \rangle$ avec un maximum très prononcé sur Y sont généralement interprétées comme dues, au cours de la déformation intracristalline, à l'activité des plans prismatiques glissant dans la direction $\langle a \rangle$ (BOUCHEZ, 1977; BURG et LAURENT, 1978; LISTER et HOBBS, 1980).

On remarque que les sens de cisaillement déduits des dissymétries des couronnes sont toujours cohérents avec les sens donnés par l'obliquité des plans C sur les plans S, c'est à dire dextre au Nord, senestre au Sud du linéament.

3.2. Les granites de Puente deume

Les axes $\langle c \rangle$

Dans la zone où la déformation à l'état solide est peu marquée, les axes $\langle c \rangle$ ne montrent pas d'orientations préférentielles (P1, fig. 12).

Dans la zone à foliation pénétrative homogène, les orientations d'axes $\langle c \rangle$ se caractérisent par une faible concentration autour de Y (P2 et P3 en figure 12). La dispersion observée des axes $\langle c \rangle$ en couronne autour de X serait en rapport avec le caractère souvent linéaire de la déformation. Avant que n'apparaissent les plans C, les orientations sont très prononcées et l'obliquité de la couronne est nette (P4 en fig. 12).

L'apparition des plans C n'est pas marquée par un changement du type d'orientations préférentielles (P5, fig. 13), mais par une accentuation du type préfiguré dans la zone précédente.

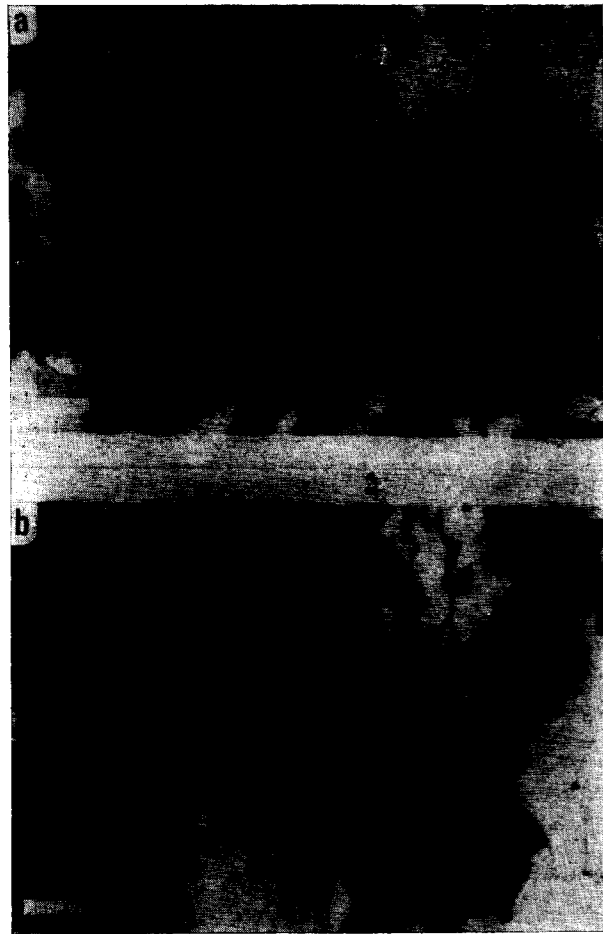


Figure 10.—Microstructures du quartz dans le massif de Laza.

a) Faciès peu déformés: recrystallisation aux joints de grains.

b) Faciès déformé: la recrystallisation est pratiquement complète.

On peut encore observer un ancien grain en voie de polygonisation.

La barre représente 0.5 mm. Lumière polarisée et analysée.

au plan XZ de la déformation finie ($X > Y > Z$) défini comme étant le plan moyen de disposition planaire des minéraux.

Les axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ de l'échantillon M1 (fig. 11) mesurés au goniomètre de texture et les axes $\langle c \rangle$ du même échantillon mesurés à la platine universelle donnent sensiblement le même résultat. Les concentrations d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ donnent une bonne image des concentrations d'axes $\langle c \rangle$ (GAPAIS,

1979). On voit en effet sur la fig. 11 que les principaux maxima ainsi que la position des couronnes sont conservés. Dans la discussion, nous parlerons donc indifféremment des orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$.

3.1. Les granites de Monteneme

Dans les faciès à grains fins, les axes $\langle c \rangle$ se concentrent nettement autour de Y. Cette concentration, parfois dédoublée traduit une tendance à la disposition en couronnes croisées. L'échantillon M5 (fig. 11) situé à la limite entre zones dextre et senestre, ne présentant pas de trace macroscopique de cisaillement, donne des orientations d'axes $\langle c \rangle$ plus diffuses, centrées sur Y mais sans dissymétrie apparente.

Ces orientations d'axes $\langle c \rangle$ avec un maximum très prononcé sur Y sont généralement interprétées comme dues, au cours de la déformation intracristalline, à l'activité des plans prismatiques glissant dans la direction $\langle a \rangle$ (BOUCHEZ, 1977; BURG et LAURENT, 1978; LISTER et HOBBS, 1980).

On remarque que les sens de cisaillement déduits des dissymétries des couronnes sont toujours cohérents avec les sens donnés par l'obliquité des plans C sur les plans S, c'est à dire dextre au Nord, senestre au Sud du linéament.

3.2. Les granites de Puente deume

Les axes $\langle c \rangle$

Dans la zone où la déformation à l'état solide est peu marquée, les axes $\langle c \rangle$ ne montrent pas d'orientations préférentielles (P1, fig. 12).

Dans la zone à foliation pénétrative homogène, les orientations d'axes $\langle c \rangle$ se caractérisent par une faible concentration autour de Y (P2 et P3 en figure 12). La dispersion observée des axes $\langle c \rangle$ en couronne autour de X serait en rapport avec le caractère souvent linéaire de la déformation. Avant que n'apparaissent les plans C, les orientations sont très prononcées et l'obliquité de la couronne est nette (P4 en fig. 12).

L'apparition des plans C n'est pas marquée par un changement du type d'orientations préférentielles (P5, fig. 13), mais par une accentuation du type préfiguré dans la zone précédente.

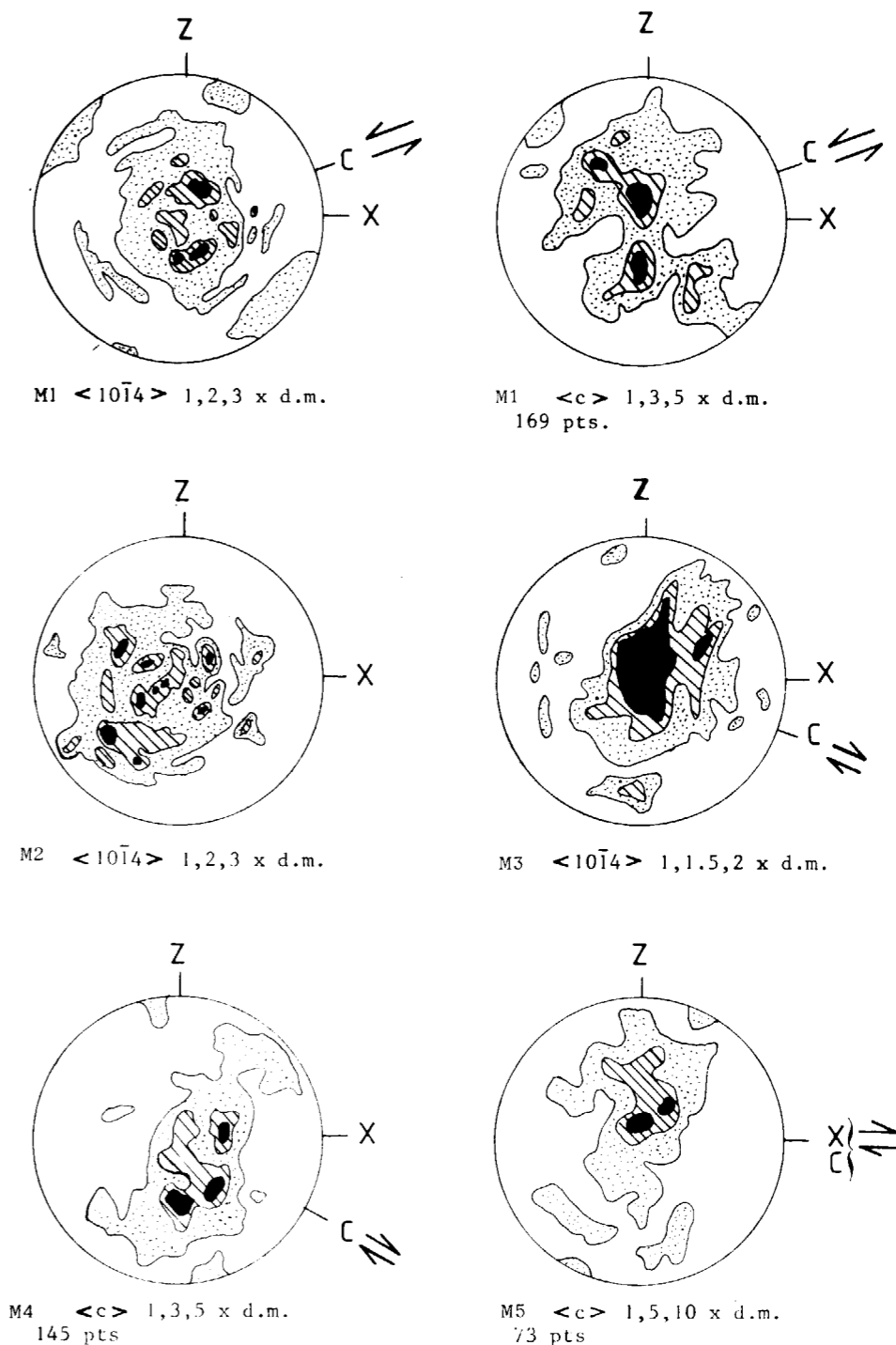


Figure 11.—Orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ du quartz dans les granites de Monteneme.

M1: Zone Sud senestre.

M2: Zone centrale, sans critère de cisaillement.

M3: Zone Nord, dextre.

M4: Filon de granite fin, Zone Nord, dextre.

M5: Rubans de quartz dans un monzogranite, zone Nord, dextre.

Les pourcentages sont exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.).

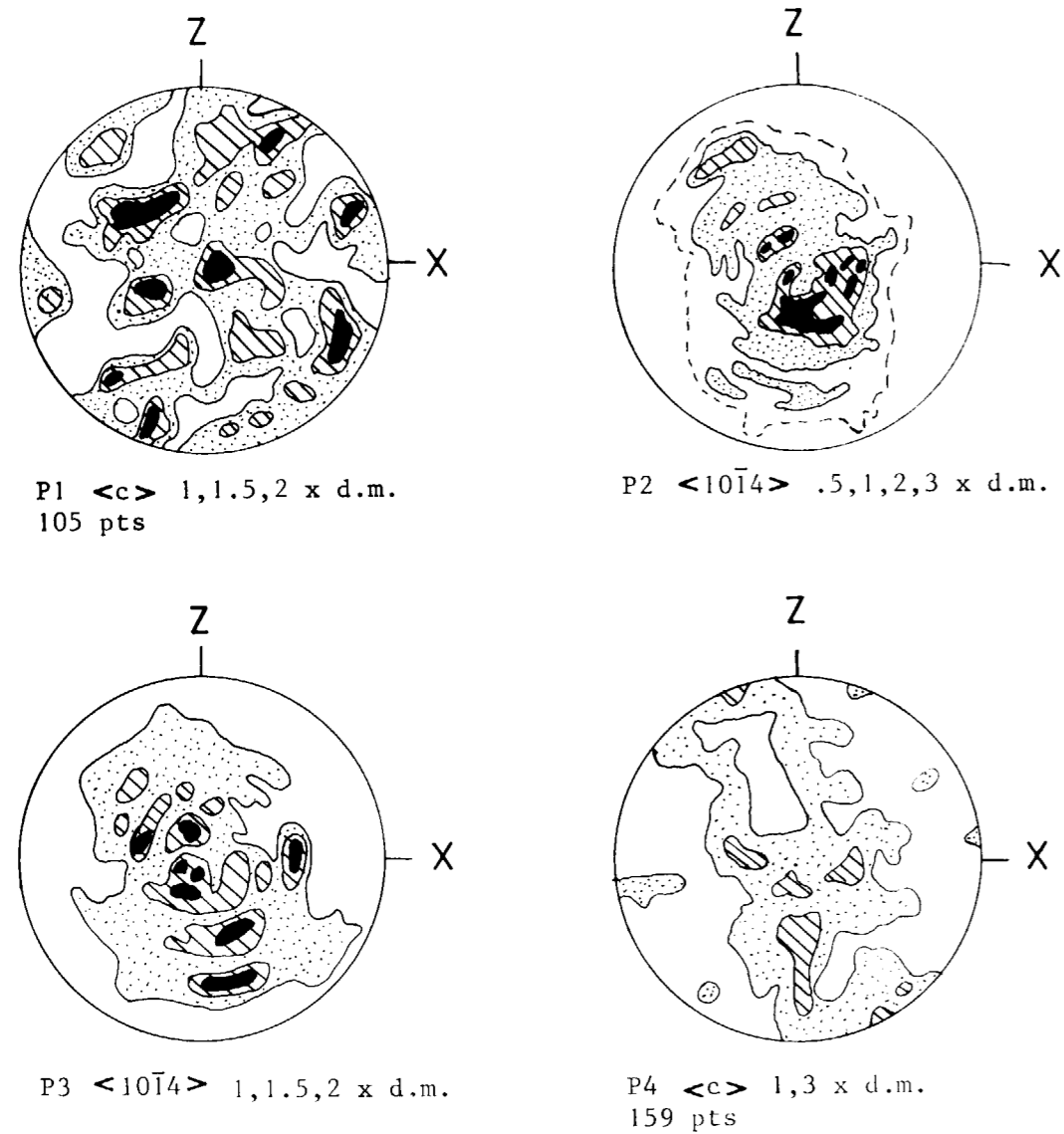


Figure 12.—Orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ du quartz dans la zone à foliation pénétrative homogène du linéament de Puente deume.

Les pourcentages sont exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.).

Enfin lorsqu'on se rapproche des faciès mylonitiques à grains de quartz finement recristallisés, l'angle entre C et S diminue ainsi que l'obliquité de la couronne sur le plan YZ, de faibles concentrations proches de Z apparaissent (P8, P9, P10, fig. 13).

Les axes $\langle a \rangle$

Les orientations d'axes $\langle a \rangle$ montrent que, tout

en respectant la symétrie ternaire de ces axes, deux maxima disposés autour de X apparaissent (COURRIOUX, 1983). A cisaillement croissant, l'un de ces deux maxima tend à prédominer sur l'autre et à devenir parallèle avec la direction des plans C (fig. 14).

Les formes et les dissymétries des orientations d'axes $\langle a \rangle$ sont cohérentes avec les couronnes d'axes $\langle c \rangle$ correspondantes: lorsqu'on a des couronnes d'axes $\langle c \rangle$ en zone autour de X, les maxi-

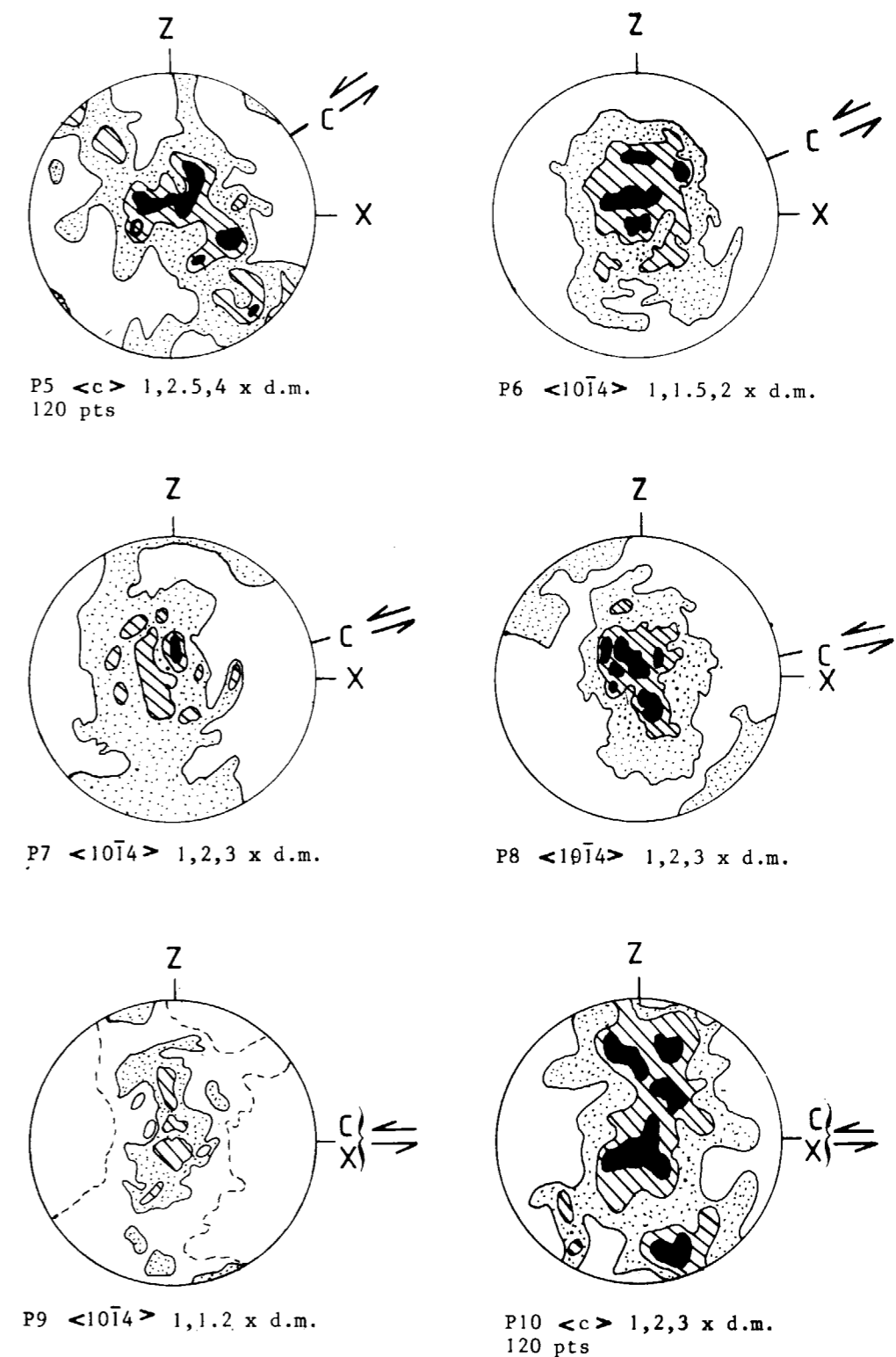


Figure 13.—Orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ dans la zone à plans C et S de Puente deume.

Les pourcentages sont exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.).

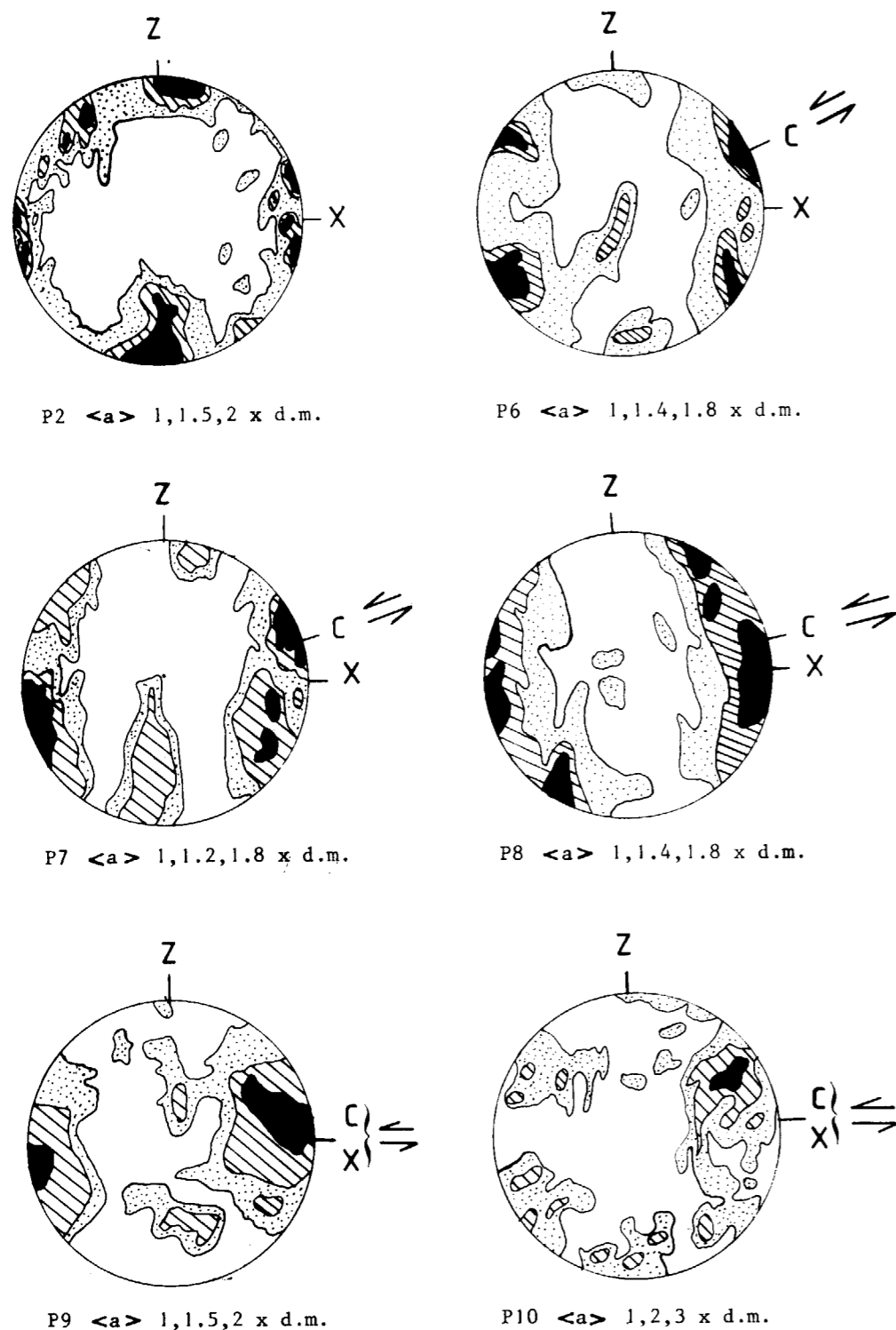


Figure 14.—Orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$ dans le linéament de Puentevedume. Les pourcentages sont exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.).

ma d'axes $\langle a \rangle$ tendent à se disposer en petits cercles autour de X, le troisième maximum étant plus diffus.

Ces observations sur les positions des maxima d'axes $\langle a \rangle$ par rapport à ceux des axes $\langle c \rangle$ appuient l'interprétation du plan prismatique $\langle 1010 \rangle$ et de la direction $\langle a \rangle$ comme système de glissement dominant en accord avec BOUCHEZ (1978), BOUCHEZ et PÉCHER (1981).

Dans les mylonites, les faibles concentrations d'axes $\langle c \rangle$ proches de Z pourraient résulter de l'activité complémentaire du glissement basal (CHRISTIE et al., 1964; TULLIS et al., 1973; BOUCHEZ, 1977; GAPAIS, 1979; LISTER, 1979).

Il est important de souligner que les couronnes d'axes $\langle c \rangle$ matérialisent la direction du cisaillement avant l'apparition des plans C. Au cours des incréments suivants, comme l'ont déjà observé BERTHÉ et al. (1979), la direction perpendiculaire à la couronne d'axes $\langle c \rangle$, approximativement parallèle aux plans C, continue à matérialiser la direction du cisaillement, elle-même parallèle au principal maximum d'axes $\langle a \rangle$.

D'un point de vue cinématique, les dissymétries des couronnes d'axes $\langle c \rangle$ et des concentrations d'axes $\langle a \rangle$ sont compatibles avec le sens senestre du cisaillement.

3.3. Granite de Laza

L'échantillon L1 (fig. 15) appartenant à la zone à fluidalité linéaire ne présente pas d'orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ du quartz.

L'échantillon L2 faiblement déformé à l'état solide montre une tendance en couronnes croisées d'axes $\langle c \rangle$ dissymétriques. L'échantillon L3, fortement déformé, montre une couronne nette d'axes $\langle c \rangle$ avec un maximum dédoublé autour de Y. Enfin, la mylonite de bordure (L4) montre des orientations typiques en petit cercle autour de Z, avec des maxima dissymétriques par rapport à cet axe. Ce type d'orientations préférentielles avec une nette tendance des axes $\langle c \rangle$ à se placer près de Z est unique dans notre étude.

Malgré l'absence de diagrammes d'axes $\langle a \rangle$, on peut penser que les figures L2 et L3 sont significatives d'une compétition entre glissement de plans prismatique et rhomboédrique dans une di-

rection $\langle a \rangle$, tandis que L4 serait due à une compétition entre glissement de plans basal et rhomboédrique dans cette même direction (LISTER, 1979).

Le changement relativement brutal entre les diagrammes L2 et L4 peut être mis en relation avec la variation de l'ellipsoïde de déformation: dans la mylonite de bordure, l'ellipsoïde est très planaire, alors que dans le reste du massif, les roches ont une fabrique plutôt linéaire.

3.4. Discussion

De nombreux exemples de déformations naturelles (BOUCHEZ, 1977; GAPAIS, 1979; BURG et al., 1981) ou expérimentales (BAËTA et ASHBEE, 1970; TULLIS et al., 1973) montrent que le glissement prismatique apparaît généralement à une température supérieure à celle pour laquelle se manifeste le glissement basal. Les orientations préférentielles des trois linéaments indiqueraient des températures de déformation élevées. Seule la mylonite de bordure du massif de Laza montrant des glissements basaux dominants témoigne d'une température de déformation plus basse. Notons également que l'activité complémentaire des plans basaux dans quelques mylonites du linéament de Puentevedume pourrait signifier que la déformation s'est poursuivie à température décroissante pour celles-ci.

Dans l'ensemble, ces observations sur les températures de déformation sont compatibles avec les microstructures du quartz observées dans les trois linéaments (§ III.2) ainsi qu'avec les contextes métamorphiques des encaissants (§ II).

D'un point de vue cinématique, les orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ montrent que:

- Les obliquités des concentrations d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ sur les axes structuraux X, Y, Z, sont partout compatibles avec les sens de cisaillement déduits des relations entre plans C et S.
- Les dissymétries des couronnes d'axes $\langle c \rangle$, déjà acquises avant l'apparition des plans C sont compatibles en direction et en sens avec les plans C qui apparaissent lors des déformations plus intenses. Un certain taux de déformation plastique homogène existe donc avant l'apparition des plans C.

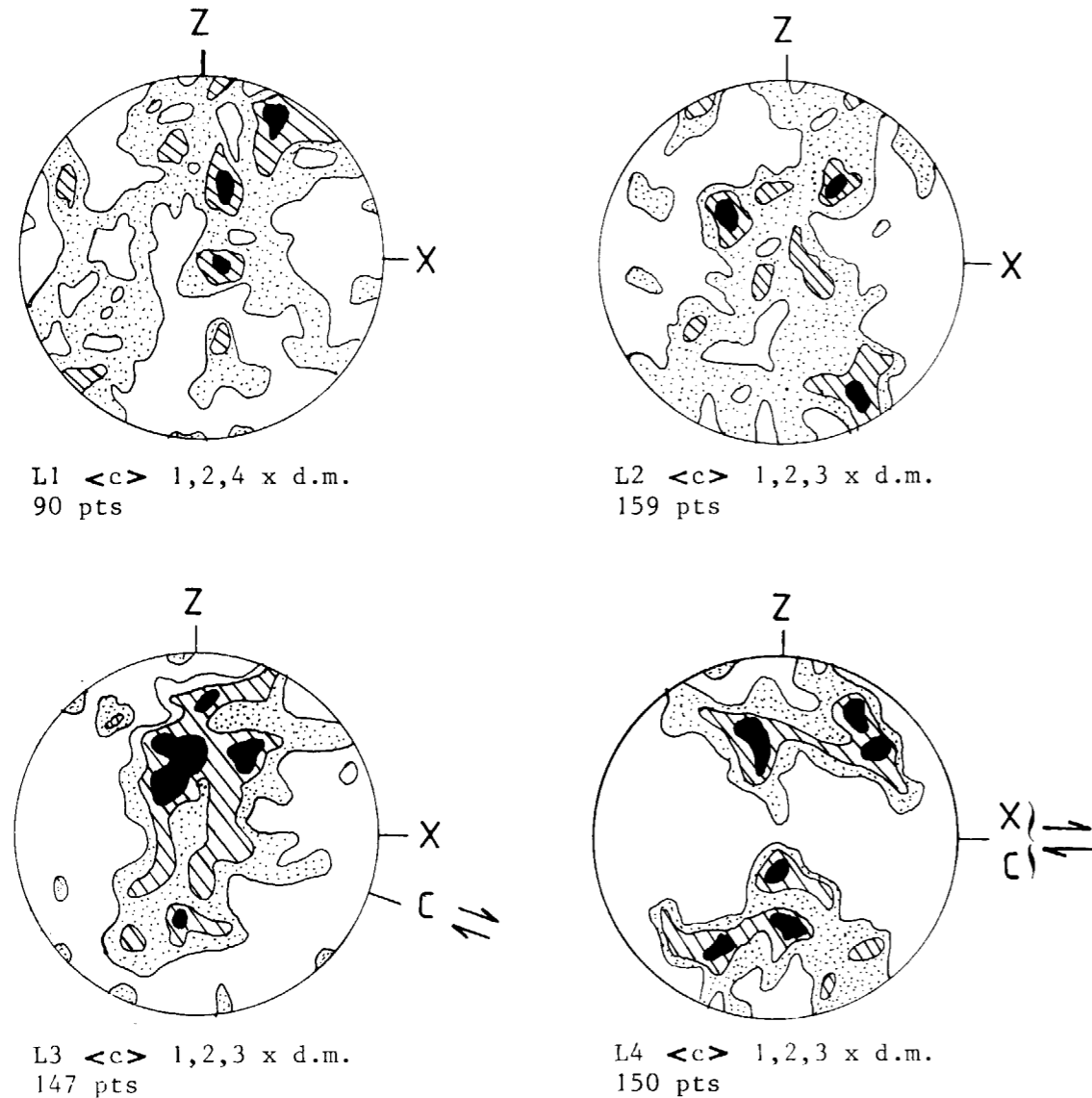


Figure 15.—Orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ dans le massif de Laza.

L1 et L2: zone à fluidalité linéaire.

L3: zone à plans C et S.

L4: mylonite de bordure du massif.

Les pourcentages sont exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.).

IV. DISCUSSION GENERALE

1) Déformation des granites à l'état non entièrement cristallisé - Déformation à l'état solide

Certains granites de Puente deume et de Laza, portant des linéations minérales fortement marquées (allongement et axe de zone des micas et

des feldspaths), ne montrent aucune orientation préférentielle de réseau du quartz ni aucune microstructure typique de déformation plastique du quartz. Certains de ces faciès montrent pourtant l'amorce d'une recristallisation des feldspaths et des micas.

Les incréments suivants montrent un début de migration des joints de grains dans le quartz, typi-

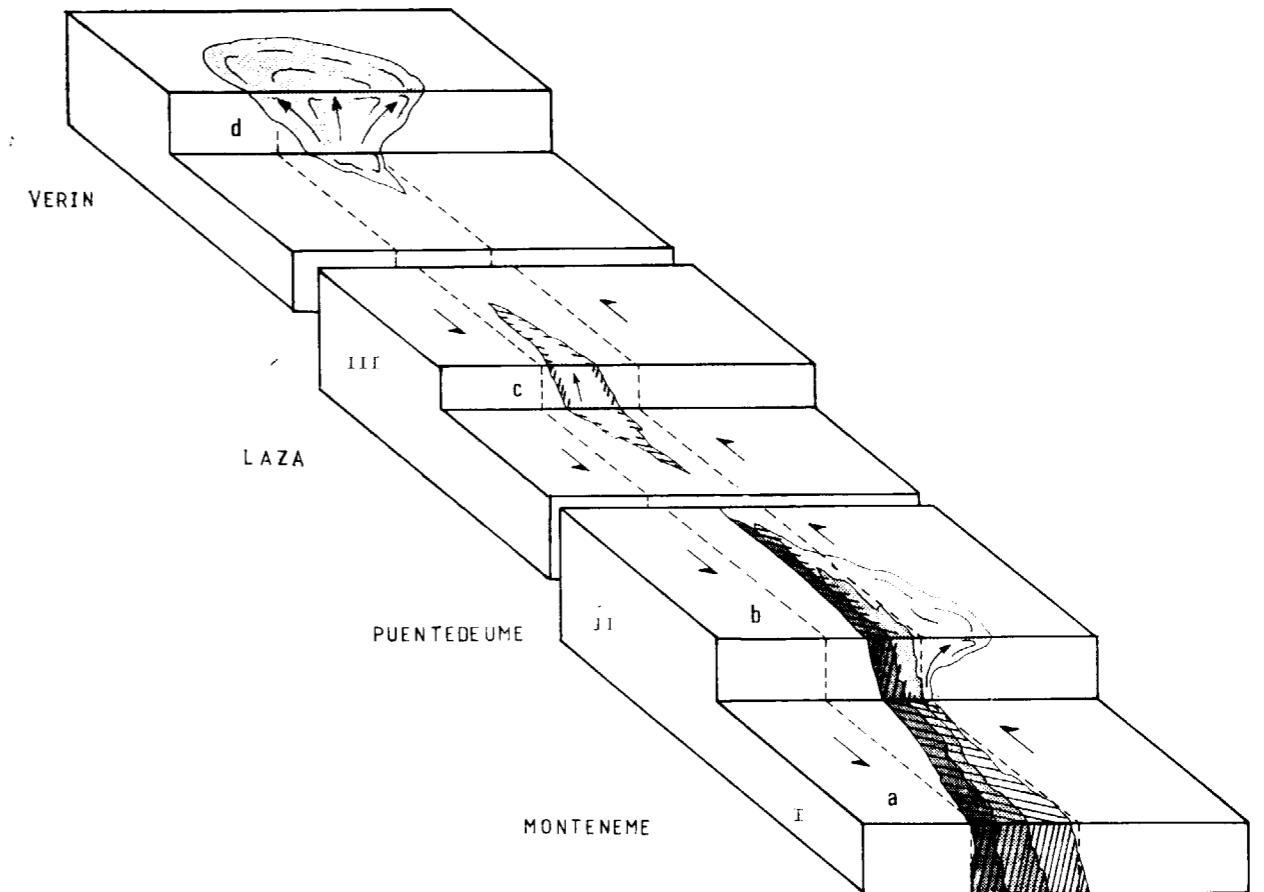


Figure 16.—Schéma des relations entre zones de cisaillement et mise en place des massifs granitiques.

I: massif entièrement contenu dans la zone de cisaillement: pas de gradient régional de la déformation (linéament de Montemene).

II: massif extravasé d'un seul côté de la zone de cisaillement: existence d'un gradient régional de la déformation (linéament de Puente deume).

III: massif contenu dans la zone de cisaillement, à un niveau plus élevé que I et II: gradient de déformation localisé sur les bordures du massif; puis zone de cisaillement atténuée: évolution diapirique jusqu'à des niveaux plus élevés que I et II (Sud du linéament de Verin).

que de déformation haute température en condition subsolidus. Nous pensons donc qu'une partie de la déformation du granite a lieu avant sa consolidation complète. Son comportement rhéologique dépend alors du pourcentage de minéraux déjà cristallisés. Un seuil critique de 70% de cristaux a été défini expérimentalement (ARZI, 1978; VAN DER MOLLEN et PATERSON, 1979), seuil au dessous duquel le milieu se comporte comme un liquide. Quand le pourcentage de cristaux atteint cette valeur d'environ 70%, le granite acquiert un comportement rhéologique de solide. Les cris-

taux déjà orientés selon la fluidalité, se gênant mutuellement, doivent commencer à se briser ou à se déformer plastiquement pour permettre à la déformation de continuer. Ce stade correspond selon nous à l'acquisition des structures linéaires sous l'effet de la zone de cisaillement. La cristallisation se terminant par celle du quartz, la déformation se poursuit en donnant une foliation pénétrative homogène, préfigurant les structurations de type C-S. L'observation de passages progressifs entre les différents types de structures appuie cette interprétation.

2) Répartition des gradients de déformation - Mode de mise en place des massifs

La comparaison des trois linéaments nous permet de discuter les modalités de mise en place et de déformation des granites dans les zones de cisaillement, en tenant compte: de la géométrie des massifs, de l'évolution de la déformation et de la répartition spatiale des gradients de déformation.

Trois stades d'évolution ont été distingués (figure 12).

Au stade I, le massif est entièrement contenu dans la zone de cisaillement, le corps granitique ne présente pas de gradient marqué, toute la surface du linéament a subi la déformation cisailante à des degrés divers. La température est restée relativement élevée au cours de la déformation progressive.

Dans le cas fréquent de massifs dont l'intrusion est polyphasée, les derniers faciès mis en place, plus différenciés, sont les moins déformés à l'état solide. Ce type d'emplacement est comparable à celui décrit par HUTTON (1982) pour le Main Donegal Granite. On rejoint alors le stade II.

Au stade II, après une mise en place dans la zone de cisaillement, les intrusions granitiques se mettent en place en dehors de la zone de cisaillement, en s'échappant latéralement. La déformation présente alors un net gradient avec passage progressif de structures magmatiques à des structures de déformation plastique, jusqu'à des structures mylonitiques.

La déformation s'effectue à température décroissante, affectant progressivement un volume de roche de plus en plus restreint.

Au stade III, les granites se dégagent verticalement de la zone de cisaillement. Les massifs ainsi constitués ont soit une forme en lame verticale, encore marquée par la géométrie de la zone de cisaillement, soit une forme subcirculaire, correspondant à un mode de mise en place nettement diapirique. On observe des gradients de déformation seulement en périphérie du massif, marqués par un développement limité de mylonites au contact granite-encaissant. La déformation s'effectue à plus basse température que dans les stades I et II.

V. CONCLUSION

Les plans C (ou C' dans les schistes) font avec la direction des zones de cisaillement des angles variables selon les zones considérées. Ces différences angulaires sont attribuées aux différentes quantités de déformation enregistrées dans la zone de cisaillement. La structuration de type C-S apparaît être une étape de la déformation progressive des granites syncinématiques déformés en régime cisailant. L'anisotropie acquise par ces granites avant et après leur complète cristallisation semble être un élément favorisant l'acquisition des structures de type C-S.

De nombreux exemples montrent que cette structuration, très fréquente dans les granites syncinématiques (PÉCHER, 1978; BERTHÉ et al., 1979a et b; JEYOUZO, 1979; BOUCHEZ et al., 1981; BURG et al., 1981; BARBARIN, 1982) ne semble pas s'imprimer lorsque la déformation cisailante est indépendante de la mise en place des granites. C'est le cas par exemple des granites hercyniens déformés pendant l'orogénèse alpine (RAMSAY et ALLISON, 1979; SIMPSON, 1981; CHOUKROUNE et GAPAIS, 1983) pour lesquels la déformation est plus hétérogène, avec persistance de zones préservées.

Nous suggérons donc que l'évolution des structures, microstructures et textures décrites ici est caractéristique des granites syncinématiques.

BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O.: *Consideraciones tectónicas y cinemáticas en Galicia Oriental*. Bol. Geol. Min., XC-II, pp. 141-146 (1979).
- ARZI, A. A.: *Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks*. Tectonophysics, 44, pp. 173-184 (1978).
- BAETA, R. E., et ASHBEE, K. H. G.: *Mechanical deformation of quartz*. Philosophical Magazine, 22, pp. 602-624 (1970).
- BARBARIN, B.: *La faille de l'hermitage (Nord-Forez): importante zone de cisaillement ductile hercynienne*. 9ème Réunion annuelle des Sciences de la terre, Paris, p. 26 (1982).
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., et GAPAIS, D.: *Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant*. Bulletin de minéralogie, 102, pp. 265-272 (1979a).
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., et JEGOUZO, P.: *Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear Zone*. Journal of Structural geology, 1, pp. 31-42 (1979 b).

- BLANCHARD, J. PH., et COTTARD, F.: *Hypothèse de deux poinçonnements successifs dans le Nord Ouest de la Péninsule Ibérique. Conséquences sur l'organisation des gisements d'étain tungstène-molybdène*. Comptes rendus à l'Académie des Sciences, Paris, t. 289, Série D, pp. 17-19 (1979).
- BOUCHEZ, J. L.: *Plastic deformation of quartzites at low temperatures in an area of natural strain gradient*. Tectonophysics, 39, pp. 25-50 (1977).
- BOUCHEZ, J. L.: *Preferred orientations of <a> axes in some tectonites. Kinematic inferences*. Tectonophysics, 49, pp. 25-30 (1978).
- BOUCHEZ, J. L., et PECHER, A.: *The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in Central Nepal*. Tectonophysics, 78, pp. 123-150 (1981).
- BOUCHEZ, J. L.; GUILLET, PH., et CHEVALIER, F.: *Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France)*. Bulletin de la Société Géologique de France (7), t. XX, 3, pp. 253-262 (1981).
- BOULLIER, A. M., et BOUCHEZ, J. L.: *Le quartz en rubans dans les mylonites*. Bulletin de la Société Géologique de France (7), t. XX, 3, pp. 253-262 (1978).
- BURG, J. P., et LAURENT, PH.: *Strain analysis of a shear zone in a granodiorite*. Tectonophysics, 47, pp. 15-42 (1978).
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH., et RIBEIRO, A.: *Variscan intracontinental deformation: The Coimbra Cordoba shear Zone (S.W. Iberian Peninsula)*. Tectonophysics, 78, pp. 161-177 (1981).
- CAPDEVILA, R.: *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientales (N.W. Espagne)*. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 430 pp (1969).
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., et FLOOR, P.: *Les granitoïdes varisques de la Meseta Iberique*. Bulletin de la Société Géologique de France, 15, pp. 209-228 (1973).
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P.: *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne*. Bulletin de la Géologie Minière, 81, pp. 215-225 (1970).
- CARNICERO GÓMEZ RODULFO, M. A.: *Granitoïdes del Centro-Oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación*. IVe Réunion de Xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, pp. 45-50 (1982).
- CHOUKROUNE, P., et GAPAIS, D.: *Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening*. Journal of Structural Geology, v. 5, núm. 3/4, pp. 411-418 (1983).
- CHRISTIE, J. M.; CARTER, N. L., et GRIGGS, D. T.: *Experimental evidence of basal slip in quartz*. Journal of Geology, 72, pp. 734-756 (1964).
- COURRIOUX, G.: *Exemple de mise en place d'un leucogra-*

nite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement: le granite de Puente deume (Galice, Espagne). Bulletin de la Société Géologique de France (7), t. XXV, núm. 3, pp. 301-307 (1983).

COURRIOUX, G.: *Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active. Exemple du linéament granitique de Puente deume (Galice, Espagne)*. Thèse 3è cycle Université de Nancy I, 217 pp (1984).

COURRIOUX, G., et GOUANVIC, Y.: *Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puente deume (Galice, Espagne): Leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique*. Comptes rendus à l'Académie des Sciences, Paris, t. 295, Série D, pp. 69-72 (1982).

DEN TEX, E.: *Le socle poly-cyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du N.W.). «La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale»*. Colloque International C. N. R. S., Rennes, núm. 243, pp. 441-451 (1977).

DE PABLO MACIÁ, J. G.: *Contribución a la correlación y síntesis de los granites gallegos*. IX Reunion de Xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, pp. 51-60 (1982).

ETHERIDGE, M. A., et WILKIE, J. C.: *An assesment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz bearing mylonite zones*. Tectonophysics, 78, pp. 475-508 (1981).

FERRAGNE, A.: *Le Précambrien et le paléozoïque de la province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne), stratigraphie, tectonique, métamorphisme*. Thèse d'Etat, Université de Bordeaux, 249 pp. (1972).

GAPAIS, D.: *Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles*. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes, 261 pp. (1979).

GOUANVIC, Y.: *Zones de cisaillement ductile hercyniennes et minéralisations Sn-W associées en Galice (Espagne): Exemple des linéaments granitiques de Verin et Monteneme*. 8ème Réunion annuelle des Sciences de la terre, Marseille, p. 170 (1980).

GOUANVIC, Y.: *Métallogénèse à Tungstène, Etain et Or dans le linéament granitique de Monteneme (Nord Ouest Galice, Espagne): un exemple d'évolution dans une zone de zone de cisaillement ductile hercynienne*. Thèse 3ème cycle, Université de Nancy I, 249 pp (1983).

HUTTON, D. H. W.: *A tectonic model for the emplacement of the main Donegal Granite. N.W. Ireland*. Journal of the Geological Society of London, vol. 139, pp. 615-631 (1982).

IGLESIAS, M. I., et CHOUKROUNE, P.: *Shear zones in the Iberian Arc*. Journal of Structural Geology, vol. 1, núm. 2, pp. 63-68 (1980).

JEGOUZO, P.: *The South Armorican Shear Zone*. Journal of Structural Geology, vol. 1, núm. 2, pp. 63-68 (1980).

- LISTER, G. S.: *Fabric transitions in plastically deformed quartzites: competition between basal, prism and rhomb systems*. Bulletin de Minéralogie, 102, pp. 232-241 (1979).
- LISTER, G. S., et PRICE, G. P.: *Fabric development in a quartz feldspar mylonite*. Tectonophysics, 49, pp. 37-78 (1978).
- LISTER, G. S., et HOBBS, B. E.: *The simulation of fabric development during plastic deformation and the application to quartzites: The effect of deformation history*. Journal of Structural Geology, vol. 2, núm. 3, pp. 355-370 (1980).
- MARQUÍNEZ, J. L.: *Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín Forcarei-Beariz)*. IVe Reunion de Xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular. Cuad. Trab. Lab. Laxe, pp. 135-154 (1982).
- MATTE, PH.: *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, t. 44, pp. 157-270 (1968).
- NICOLAS, A., et POIRIER, J. P.: *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Editions Wiley Intersciences, London, 444 pp (1976).
- PARGA-PONDAL, I.: *Mapa petrográfico, estructural de Galicia. Escala 1/400.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (1963).
- PECHER, A.: *Deformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M. C. T.)*. Thèse d'état, Université de Grenoble, 354 pp. (1978).
- PLATT, J. P., and VISSERS, R. L. M.: *Extensional structures in anisotropic rocks*. J. Struct. Geol., 2, pp. 397-410 (1980).
- POIRIER, J. P., et GUILLOPE, M.: *Deformation induced recrystallization of minerals*. Bulletin de Minéralogie, 102, pp. 67-74 (1979).
- RAMSAY, J. G., et ALLISON, I.: *Structural analysis of shear zones in alpinised hercynian granites*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 59, pp. 251-279 (1979).
- RAMSAY, J. G., et GRAHAM, R. H.: *Strain variations in shear belts*. Canadian Journal of Earth Sciences, 7, pp. 786, 813 (1970).
- RATHORE, J. S.; COURRIOUX, G., et CHOUKROUNE, P.: *Study of ductile shear zones (Galicia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods*. Tectonophysics, 98, pp. 87-109 (1983).
- RIEDEL, W.: *Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen*. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, pp. 354-368 (1929).
- SIMPSON, C.: *Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones*. Journal of Structural Geology, 5/1, pp. 61-73 (1983).
- TAPPONNIER, P., et MOLNAR: *Slip-line field theory and large scale continental tectonics*. Nature, 264, pp. 319-324 (1976).
- TAPPONNIER, P.: *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bulletin de la Société Géologique de France (7), t. XIX, núm. 3, pp. 437-460 (1977).
- TCHALENKO, J. S.: *Similarities between shear zones of different magnitudes*. Geological Society America Bulletin, 81, pp. 1625-1640 (1970).
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J. M., et GRIGGS, D. T.: *Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites*. Geological Society America Bulletin, 84, pp. 297-314 (1973).
- VAN DER MOLLEN, I., et PATERSON, M. S.: *Experimental deformation of partially melted granite*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, pp. 299-318 (1979).
- VIALON, P.: *Les déformations continues, discontinues des roches anisotropes*. Eclogae Geologicae Helveticae, vol. 72/2, pp. 531-549 (1979).

Recibido: Enero de 1985.



Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán

Por J. GUIJARRO GALIANO (*), A. MORENO GUTIERREZ (*) y A. GUTIERREZ MAROTO (*)

RESUMEN

La apófisis de Logrosán (Cáceres, España) está constituida por una adamellita porfídica de dos micas, de forma mayoritaria, y una microadamellita, unas veces de dos micas y otras leucocrática, que es posterior en su consolidación a la primera. Ambas tienen paragénesis, órdenes y fases de cristalización y fenómenos de alteración parecidos. Geoquímicamente presenta un carácter marcadamente alcalino, con una tendencia silico-sódica clara, y peraluminoso.

Los filones estanníferos han provocado un proceso de greisenificación, en la adamellita, que lleva implícito una alteración total de feldespatos y biotitas. Geoquímicamente ha originado una silicificación y una pérdida espectacular de sodio. Las muestras de greisen presentan, como reflejo del quimismo de los fluidos pneumatolíticos mineralizantes, altas concentraciones en hierro, elementos alcalinos, cinc, cobre, flúor, boro, bismuto, plata y sobre todo estaño.

ABSTRACT

Logrosan apophyses (Caceres, Spain) has two different petrographic types: a porphyritic two mica adamellite and a porphyritic two mica or leucocratic microadamellite which has crystallized after the first one. Both are similar in paragenesis, order and phases of crystallization and mineral alteration. From a geochemical view it is an alkaline, with a silico-sodic trend, and peraluminous granitoid.

Tin veins have caused greisenization in adamellitic contact involving a feldspar and biotite total alteration. It has produced a silicification and a spectacular sodium depletion too. Greisen samples present, on account of pneumatolitics fluids chemistry, high values in total iron, alkaline elements, zinc, copper, fluorin, boron, bismuth, silver and above all tin.

INTRODUCCION

La apófisis adamellítica de Logrosán se halla, situada al SO de la provincia de Cáceres (fig. 1), formando parte de las intrusiones graníticas de la Zona Centro Ibérica del macizo Hercínico de España, según LOTZE (1970).

Los metasedimentos en los que intruye dicha apófisis están constituidos por una serie pizarroso-grauváquica y azoica de edad Precámbrico Superior (alcudiense)-Infracámbrico.

El metamorfismo regional con biotita y epidota no sobrepasa la facies de esquistos verdes o de

(*) Departamento de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. 28049 Madrid. Teléfono 734 01 00. Ext. 1817.

bajo grado según WINKLER (1978). El metamorfismo de contacto está representado por una aureola bien desarrollada con la siguiente asociación mineralógica: cordierita incipiente, andalucita, biotita, clorita y moscovita. Lo cual permite definir dicho metamorfismo como de bajo a medio grado según WINKLER (1978).

PETROLOGIA

La apófisis de Logrosán, según GUIJARRO (1982), está constituida por una adamellita porfídica de dos micas y una microadamellita porfídica que algunas veces es de dos micas y otras sólo moscovítica (fig. 1).

La adamellita porfídica ha cristalizado en tres

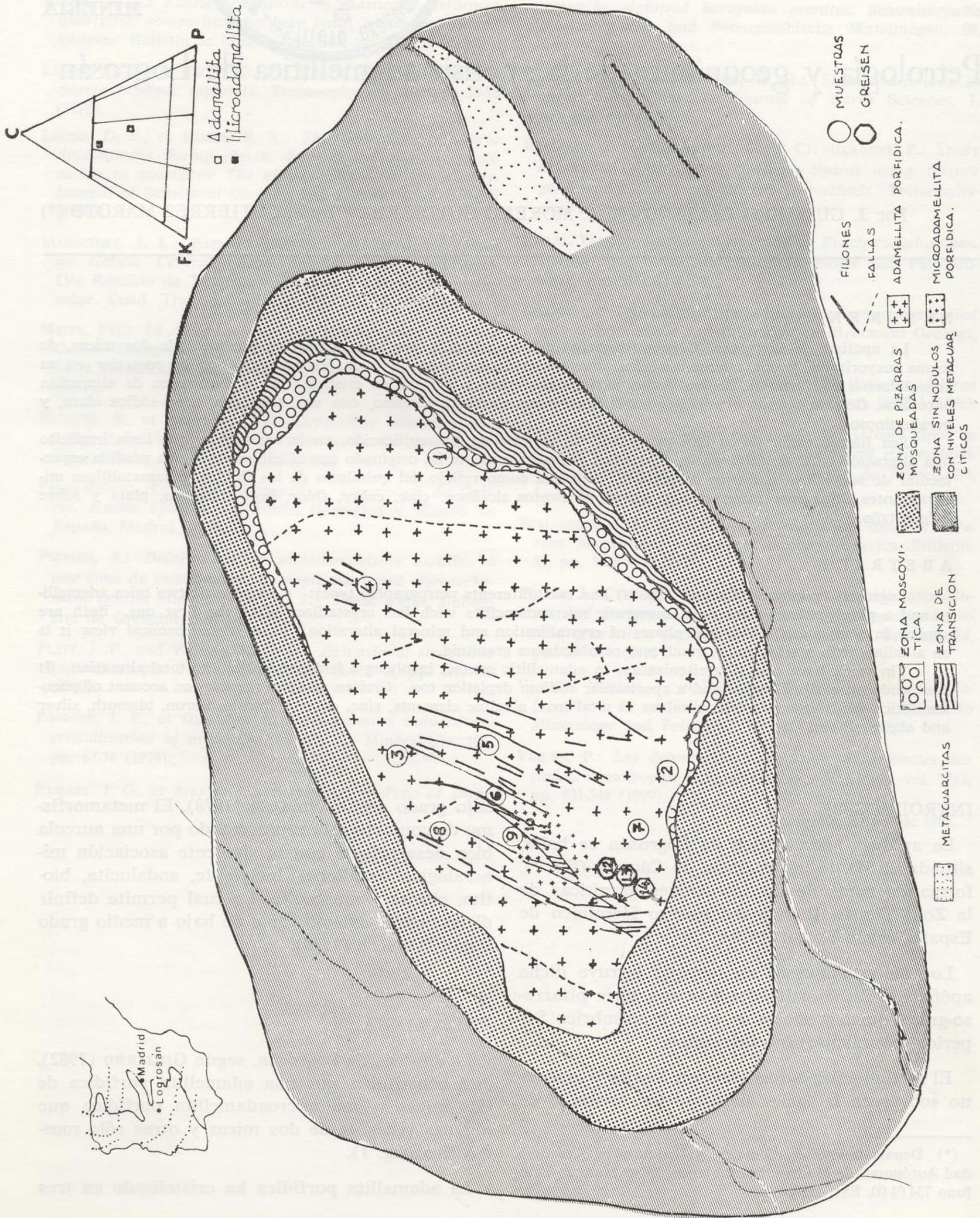


Figura 1.—Situación y mapa geológico de la apófisis de Logrosán. Clasificación de los componentes petrogenéticos según I. U. G. S.

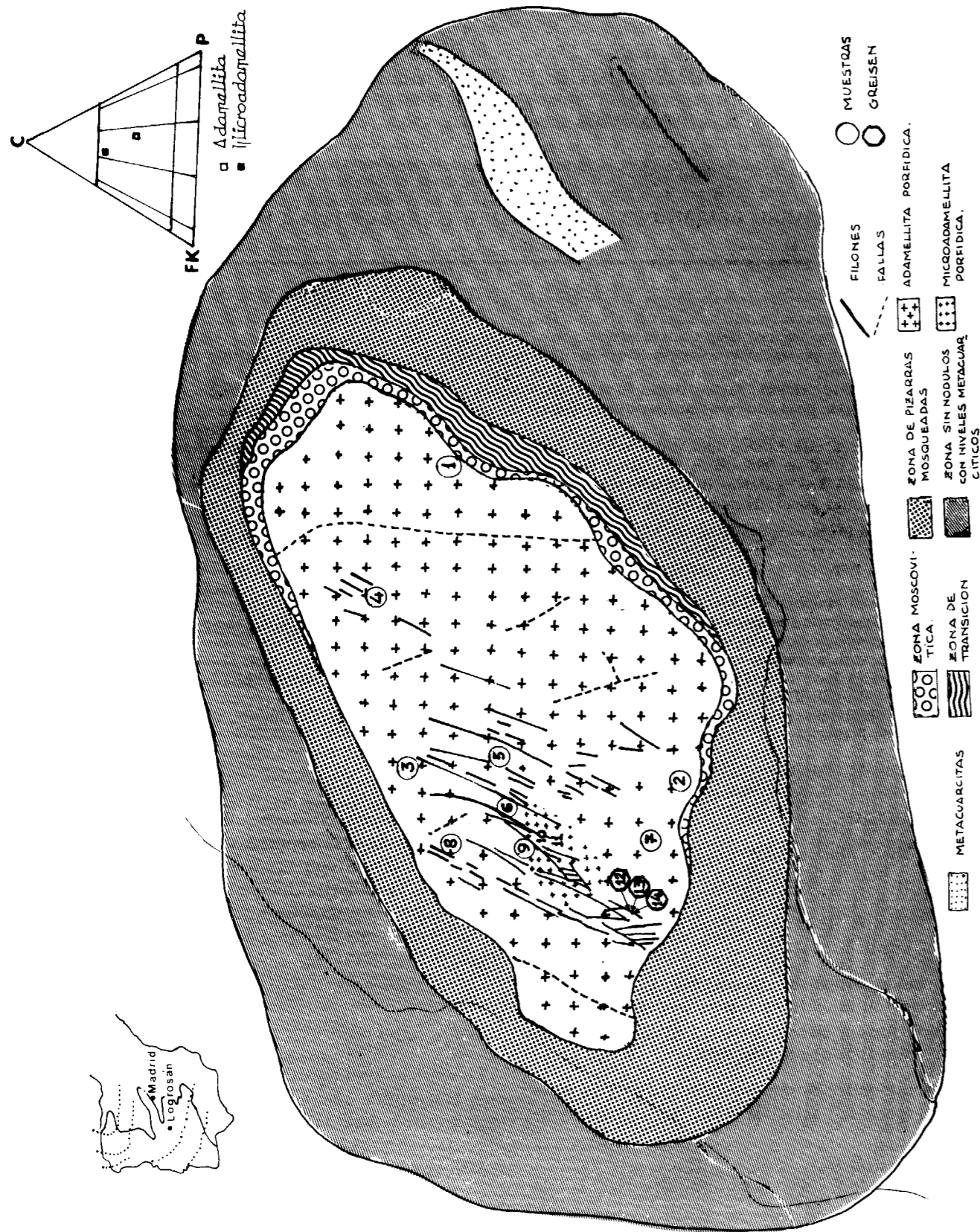


Figura 1.—Situación y mapa geológico de la apófisis de Logrosán. Clasificación de los componentes petrogenéticos según I. U. G. S.

fases, apareciendo una cuarta de alteración (figura 2). Se caracteriza por la presencia de microcristales ($> 500 \mu$), mesocristales ($500-3.500 \mu$) y fenocristales ($> 3.500 \mu$). Su composición mineralógica global es: cuarzo, 30 por 100; feldespato potásico (microclina), 22 por 100; plagioclasa albíta, (Ab., 98 por 100; An., 0,75 por 100, y Or., 0,95 por 100), 22 por 100 (según análisis por microsonda electrónica: SiO_2 , 68,51 por 100; Al_2O_3 , 20,36 por 100; CaO , 0,14 por 100; Na_2O , 10,68 por 100; K_2O , 0,15 por 100; total, 99,84 por 100); moscovita, 10 por 100; biotita, 6 por 100; sericita, 8 por 100; clorita, 1 por 100, y como indicios: turmalina, cordierita, andalucita, topacio, rutilo, anatasa, brookita, circón, apatito, rutilo sagenítico, opacos y óxidos de hierro (la suma de todos ellos es < 1 por 100). La evolución magmática de la adamellita porfídica, según sus diferentes facies de consolidación (fig. 2) es la siguiente:

— Primera fase (microcristales de tamaño inferior a 500μ): El porcentaje total de materia cristalizada en esta fase es aproximadamente del 15 por 100, con el siguiente orden de cristalización: circón, rutilo, anatasa, brookita, topacio, apatito, opacos (ilmenita y magnetita), cordierita pinnitizada, andalucita damurnitizada (todos ellos como indicios, con una abundancia total del 1 por 100, aproximadamente), primera generación de biotita, 2 por 100; primera generación de albíta (débilmente sericitizada), 4 por 100; primera generación de moscovita, 3 por 100, y primera generación de cuarzo, 5 por 100. Los minerales pesados suelen hallarse incluidos en biotitas y cloritas o bien en la matriz en forma de microcristales. Los fenómenos de damurnitización y pinnitización se han producido al mismo tiempo que la moscovitización de biotitas y cloritas y la sericitización de feldespatos (cuarta fase).

— Segunda fase (mesocristales con tamaños comprendidos entre 500 y 3.500μ). El 44 por 100, aproximadamente, del material ha cristalizado en esta fase según el orden siguiente: segunda generación de biotita, 4 por 100; segunda generación de albíta (medianamente sericitizada), 9 por 100; primera generación de microclina (sana o débilmente sericitizada) 10 por 100; segunda generación de moscovita, 5 por 100, y segunda generación de cuarzo, 16 por 100.

— Tercera fase (fenocristales de más de 3.500μ). En esta fase ha cristalizado, aproximadamente, el

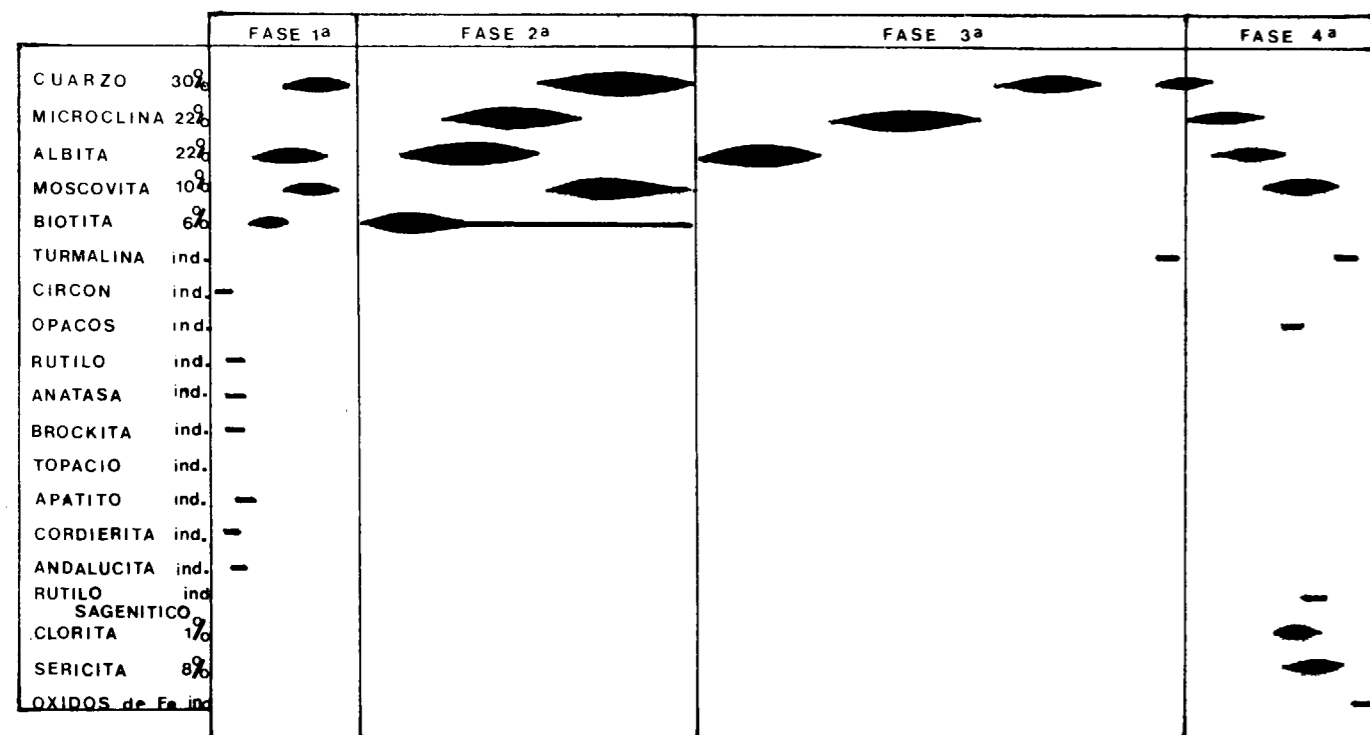
23 por 100 del material con el siguiente orden: tercera generación de albíta (fuertemente sericitizada), 6 por 100; segunda generación de microclina (débil o medianamente sericitizada), 9 por 100; tercera generación de cuarzo, 8 por 100, y primera generación de turmalinas (preoces y con tamaños de microcristales), como indicios.

— Cuarta fase. El material que interviene en esta fase representa el 18 por 100 y tiene el siguiente orden de aparición: cuarta generación de cuarzo (cuarzo mirmequítico), 1 por 100; microclinización de plagioclasas, 3 por 100 de microclina; albitización de microclinas, 3 por 100 de albíta fisural; cloritización de biotitas, 1 por 100 de clorita; moscovitización de biotitas y cloritas, 2 por 100 de moscovita; pinnitización de cordieritas; damurnitización de andalucitas y sericitización de feldespatos, 8 por 100 de sericita; formación de rutilo sagenítico, opacos y óxidos de hierro por basaltización de biotitas (indicios) y turmalinización de biotitas y feldespatos, también como indicios.

La microadamellita porfídica, posterior en su consolidación a la adamellita porfídica y cuyo tamaño medio de grano es de 475μ , contiene unas veces dos micas y otras una sola (moscovita) con aspecto de leucogranitoide. Ha cristalizado también en tres fases, con una cuarta de alteración (figura 2). La primera fase de cristalización está representada por microcristales ($< 200 \mu$), la segunda por mesocristales ($200-1.000 \mu$) y la tercera por fenocristales ($> 1.000 \mu$). La composición mineralógica total es: cuarzo, 44 por 100; feldespato potásico (microclina), 18 por 100; plagioclasa albíta (Ab., 89,64 por 100; An., 9,70 por 100, y Or., 0,65 por 100), 11 por 100 (según análisis efectuado en ésta con microsonda electrónica: SiO_2 , 64,86 por 100; Al_2O_3 , 22,84 por 100; CaO , 1,76 por 100; Na_2O , 9,54 por 100; K_2O , 0,10 por 100; total, 99,10 por 100); moscovita, 16 por 100; biotita, 3 por 100; sericita, 6 por 100, clorita, 1 por 100, y como indicios: turmalina, cordierita, andalucita, circón, rutilo, anatasa, brookita, apatito, topacio, opacos, rutilo sagenítico, pennina y óxidos de hierro.

Se describen a continuación las diferentes fases de la evolución magmática de la microadamellita porfídica (fig. 2):

— Primera fase (microcristales de tamaño inferior a 200μ). El porcentaje total de materia cristalizada en esta fase es aproximadamente del 30



MICROADAMELLITA PORFÍDICA

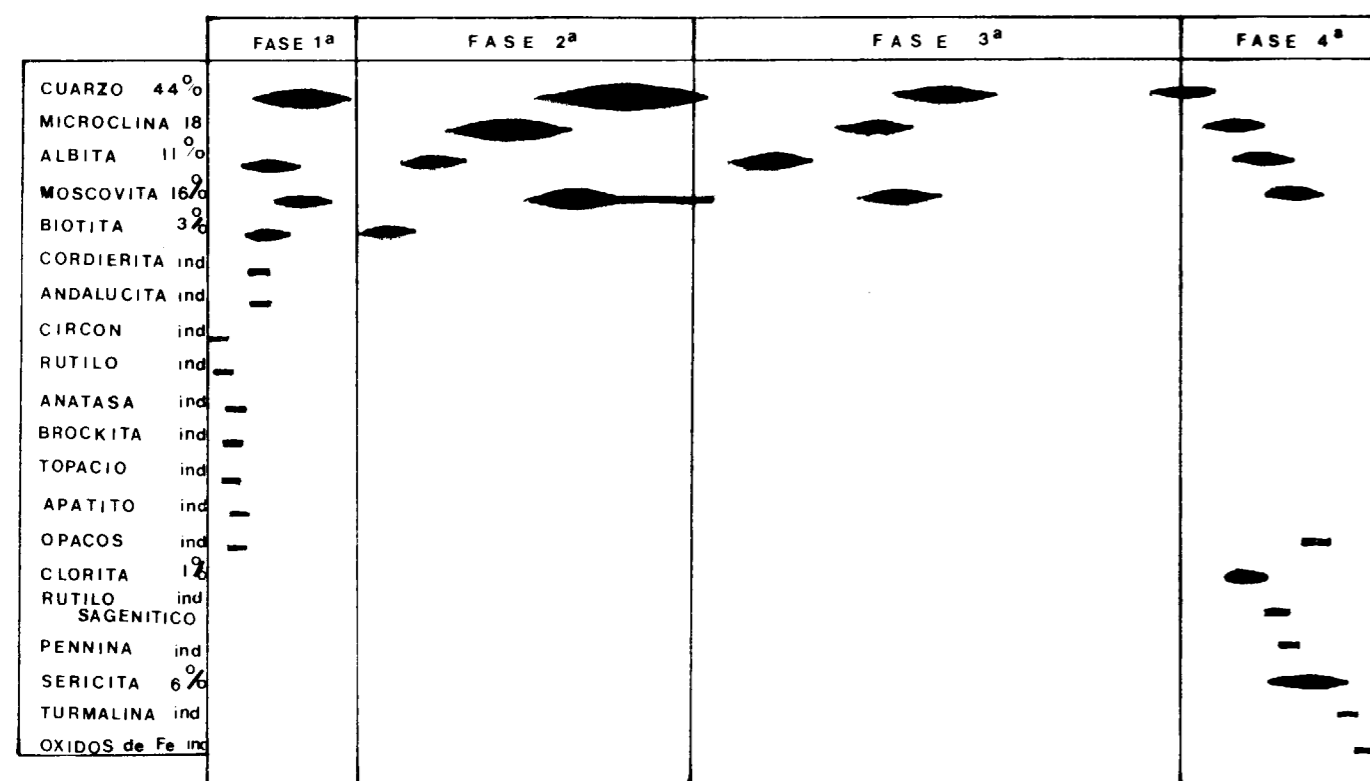


Figura 2.—Orden de cristalización de los componentes mineralógicos de la adamellita porfídica y de la microadamellita porfídica.

por 100 con el siguiente orden de cristalización: circón, rutilo, anatasa, brookita, topacio, apatito, opacos (ilmenita y magnetita), todos como indicios aunque su suma viene a suponer el 1 por 100 y se hallan en la matriz o incluidos en biotitas y cloritas; cordierita pinnitizada y andalucita damurnitizada, como indicios también; primera generación de biotita, 2 por 100; primera generación de albita (débilmente sericitizada), 5 por 100; primera generación de moscovita, 6 por 100, y primera generación de cuarzo, 16 por 100. Los fenómenos de damurnitización y pinnitización se producen al mismo tiempo que la moscovitización de biotitas y cloritas y la sericitización de feldespatos (cuarta fase).

— Segunda fase (mesocristales con tamaños entre 200 y 1.000 μ). El 37 por 100, aproximadamente, del material ha cristalizado en esta fase con el siguiente orden: segunda generación de biotita, 1 por 100; segunda generación de albita (medianamente sericitizada), 3 por 100; primera generación de microclina (nada o poco sericitizada), 10 por 100; segunda generación de moscovita, 6 por 100, y segunda generación de cuarzo, 17 por 100.

— Tercera fase (fenocristales con tamaños superiores a 1.000 μ). El porcentaje aproximado de materia cristalizada en esta fase es del 15 por 100, con el siguiente orden de cristalización: tercera generación de albita (fuertemente sericitizada), 2 por 100; segunda generación de microclina (débil o medianamente sericitizada), 5 por 100; tercera generación de moscovita, 1 por 100, y tercera generación de cuarzo, 7 por 100.

— Cuarta fase. El material que interviene en esta fase es aproximadamente del 18 por 100, según el orden siguiente: cuarta generación de cuarzo (cuarzo mirmequítico), 4 por 100; microclinización de plagioclasas, 3 por 100 de microclina; albitización de microclinas, 1 por 100 de albita fisural; cloritización de biotitas, 1 por 100 de clorita e indicios de pennina; moscovitización de biotitas y cloritas, 3 por 100 de moscovita; pinnitización de cordieritas, damurnitización de andalucitas y sericitización de feldespatos, 6 por 100 de sericita; rutilo sagenítico, opacos y óxidos de hierro, por basaltización de biotitas, como indicios y turmalinización de biotitas y feldespatos también como indicios.

Sintetizando lo expuesto se puede decir lo siguiente: La clasificación de los dos grupos petro-

genéticos (fig. 1) se ciñe al campo de las adameyllitas según la clasificación I. U. G. S. (1973). La microadamellita porfídica es posterior en su consolidación a la adamellita porfídica, pero tanto una como otra se caracterizan por una paragénesis parecida, con el mismo orden de aparición de los minerales constitutivos, distinguiéndose en ambas las tres fases de cristalización y los mismos productos de alteración en la cuarta fase. De la adamellita porfídica a la microadamellita porfídica se observa la siguiente evolución mineralógica para las especies fundamentales:

- Aumento del cuarzo en un 14 por 100, del 30 por 100 en la adamellita al 44 por 100 en la microadamellita.
- Aumento de la moscovita en un 6 por 10, del 10 por 100 en la adamellita al 16 por 100 en la microadamellita.
- Disminución de las plagioclasas en un 11 por 100, del 22 por 100 en la adamellita al 11 por 100 en la microadamellita.
- Disminución de la microclina en un 4 por 100, del 22 por 100 en la adamellita al 18 por 100 en la microadamellita.
- Disminución de la biotita en un 3 por 100, del 6 por 100 en la adamellita al 3 por 100 en la microadamellita.

También se han estudiado muestras en el contacto de los filones estanníferos en stockwerk, GUIJARRO (1982, 1983 y 1984), con la roca encajante, adamellita porfídica, que se encuentra greisenificada. Dicha alteración viene caracterizada por una fuerte silicificación, moscovitización y sericitización que hacen ausentes la biotita y los feldespatos aunque, a veces, se conservan los relictos de estos cristales totalmente transformados en moscovita-sericita. El tamaño de grano en el greisen decrece con respecto a la adamellita sana desapareciendo en el contacto los fenocristales y mesocristales, quedando reducido el greisen a tamaño de microcristales.

Las variaciones mineralógicas producidas por el greisen se resumen en la tabla 1.

ANÁLISIS Y RESULTADOS

Las muestras seleccionadas para análisis químicos, cuya situación se puede observar en el esquema cartográfico del plutón (fig. 1), han sido

TABLA 1
Mineralogía de las muestras de greisen

	Cuarzo (%)	Moscovita (%)	Sericita (%)	Biotita (%)	Feldespato (%)	Ø cuarzo en μ
Adamellita porfídica sana	30	10	8	6	44	> 3.500
Greisen:	~~~~~					
12 Zona más alejada del filón y más próxima a la adamellita ...	52	48	—	—	—	~ 3.500
13 Zona intermedia	55	45	—	—	—	~ 500
14 Zona más próxima al filón y más alejada de la adamellita.	50	50	—	—	—	~ 350

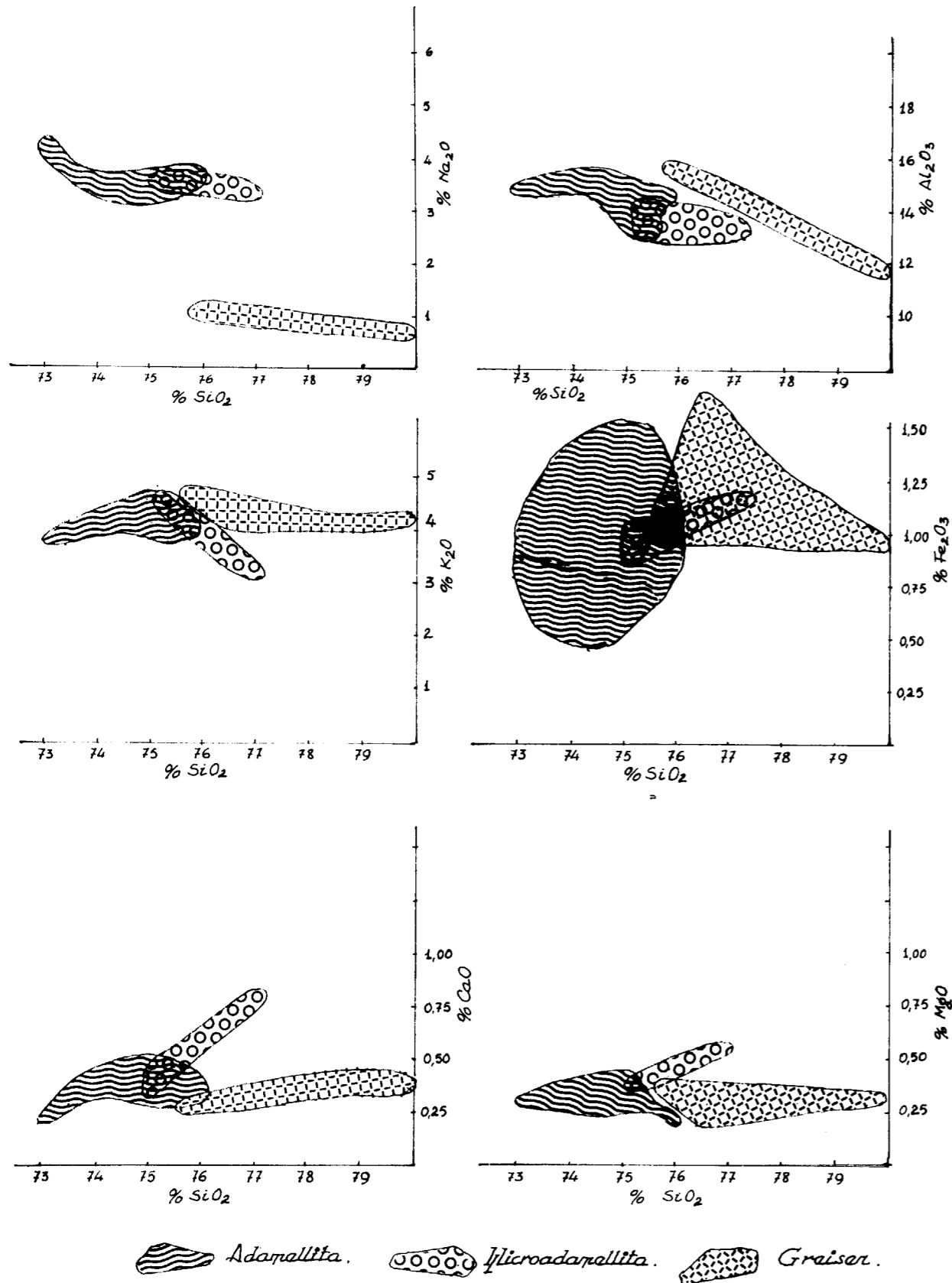


Figura 3.—Diagramas de Harker.

recogidas mediante un muestreo de superficie. De cada muestra se han tomado, en función del tamaño de grano de cinco a diez kilogramos de roca fresca.

Ocho muestras corresponden a la facies adamellítica, tres al enclave de microadamellita y las tres restantes se han elegido en la zona de greisen. De estas últimas la 12 corresponde a la parte externa de la alteración y es de grano grueso, la 13 de grano medio y la 14, la más próxima al filón mineralizado, de grano fino.

En cada una de las catorce muestras se han analizado los siguientes elementos: silicio, aluminio, hierro total, titanio, manganeso, fósforo, magnesio, calcio, sodio, potasio, litio, rubidio, cesio, bario, estroncio, plomo, cinc, estaño, niobio, plata, cobre, molibdeno, bismuto, volframio, tántalo, flúor, boro, torio y uranio.

Se ha utilizado la absorción atómica, como técnica analítica, para la determinación de aluminio, hierro, titanio, manganeso, magnesio, calcio, cesio, plomo, cinc, plata y cobre. Sodio, potasio y litio se han analizado por fotometría de llama. Para rubidio, estroncio, bario, molibdeno, bismuto, estaño, volframio, niobio, tántalo, torio y uranio se ha empleado la fluorescencia de rayos X. El flúor se ha determinado mediante electrodo selectivo y silíce, boro y fósforo por colorimetría.

Los resultados se encuentran recogidos en las tablas 2 y 3.

GEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORES Y MENORES

El estudio geoquímico se basa en la interpretación de los resultados expuestos en las tablas de análisis químicos.

Los rangos de abundancia para los diferentes elementos, en las muestras de adamellita, microadamellita y greisen, se representan gráficamente en las figuras 3 y 4.

Según se puede deducir de los diagramas de Harker existe un carácter marcadamente alcalino que se mantiene tanto para las adamellitas como para las microadamellitas. Las concentraciones en calcio son bastante bajas debido al carácter albitico que presentan las plagioclasas. La variación en los contenidos de sodio, potasio y calcio no es muy notoria según aumenta la diferenciación geoquímica de estos materiales. En el caso del potasio, si exceptuamos a la muestra 10, se puede apreciar una tendencia a aumentar cuando también lo hace la sílice. Las variaciones en las concentraciones de hierro total, magnesio y titanio no discriminan de forma clara entre la facies de adamellita y la de microadamellita. El titanio tiene una ligera tendencia a disminuir según aumenta el contenido en sílice de las muestras. Algo similar se puede observar para el magnesio si, en este caso, prescindimos de la muestra 10.

En las muestras de greisen la alteración ha provocado, de acuerdo con las observaciones petrográficas, una clara silicificación y una ostensible

TABLA 2
Análisis de elementos mayores y menores
(en porcentaje en peso)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75,81	74,05	73,04	74,38	75,01	75,02	75,28
Al ₂ O ₃	14,47	15,07	14,96	15,56	14,05	14,61	13,37
Fe ₂ O ₃	0,93	0,98	1,03	0,45	1,25	0,86	1,36
TiO ₂	0,66	0,07	0,11	—	0,21	0,08	0,15
MnO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,30	0,27	0,22	0,32	0,28	0,28	0,38
MgO	0,21	0,26	0,30	0,17	0,35	0,32	0,34
CaO	0,27	0,41	0,23	0,41	0,29	0,41	0,44
Na ₂ O	3,69	3,27	4,11	3,07	3,18	3,19	3,21
K ₂ O	3,97	4,18	3,75	4,29	4,07	4,00	4,28
M. V.	1,21	1,18	1,36	1,40	1,22	1,01	1,17
TOTAL	100,95	99,75	99,12	100,06	99,93	99,98	100,00

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	74,92	75,05	76,99	75,07	76,47	80,61	75,67
Al ₂ O ₃	13,87	14,58	13,58	13,24	15,00	11,52	15,86
Fe ₂ O ₃	1,03	0,87	1,18	1,05	1,63	0,92	0,94
TiO ₂	0,09	0,07	—	0,12	0,13	0,10	0,06
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,19	0,26	0,14	0,23	0,25	0,23	0,37
MgO	0,39	0,34	0,52	0,34	0,20	0,28	0,33
CaO	0,40	0,36	0,78	0,47	0,33	0,36	0,26
Na ₂ O	3,11	3,09	3,06	3,12	0,78	0,51	0,82
K ₂ O	4,69	4,32	3,20	4,52	4,03	4,16	4,33
M. V.	1,39	0,99	1,21	1,01	1,04	1,28	1,35
TOTAL	100,09	99,94	100,68	99,19	99,89	99,99	100,01

Muestras 1-8, adamellita porfídica; muestras 9-11, microadamellita porfídica; muestras 12-14, greisen.

disminución en las concentraciones de sodio. También son claramente inferiores, en estas muestras, las concentraciones de calcio.

La adamellita y la microadamellita son peraluminosas. El proceso de greisenificación ha provocado, en las muestras afectadas, un incremento notable en los coeficientes de peraluminosidad.

En el diagrama triangular que representa los contenidos de calcio, sodio y potasio (fig. 4) queda patente de forma clara el carácter alcalino de las tres poblaciones representadas. Las muestras de greisen, perfectamente diferenciadas de las demás, se sitúan muy próximas al polo potásico del diagrama como consecuencia del proceso de moscovitización sufrido por las mismas. El carácter ligeramente más sódico que presenta la facies

adamellítica se debe al mayor porcentaje albitico de su composición mineralógica.

En el diagrama AFM (fig. 4) se puede observar un incremento en hierro en las muestras de greisen debido probablemente al efecto de los fluidos mineralizadores.

Las microadamellititas se comportan como un subconjunto de las adamellititas sin que ninguno de los tres componentes del diagrama discrimine entre ambas poblaciones.

Probablemente el mejor indicador de la naturaleza de estos materiales es el diagrama de La Roche (fig. 4). En él se puede observar una clara tendencia sílico-sódica de las muestras, excepción hecha de la número 10, con una correcta ubicación de las muestras de greisen.

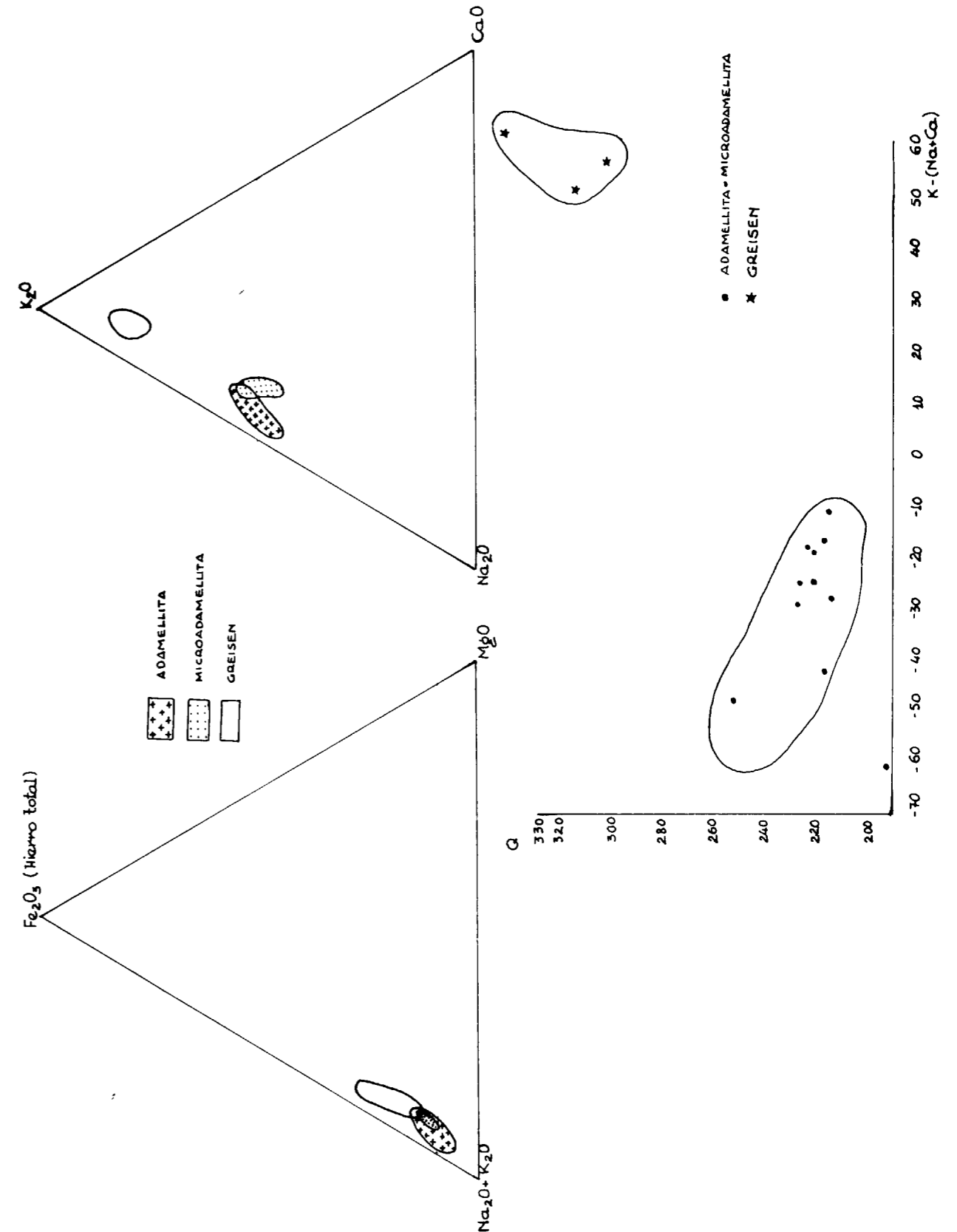


Figura 4.—Diagramas triangulares sodio-calcio-potasio y AFM. Diagrama de La Roche que refleja la tendencia sílico-sódica de las muestras estudiadas.

TABLA 3
Análisis de elementos traza (en p.p.m.)

	1	2	3	4	5	6	7
Li	40	47	92	24	75	109	51
Rb	338	384	362	368	335	322	322
Cs	100	108	176	72	128	184	88
Ba	55	91	172	30	190	161	147
Sr	32	54	50	122	56	60	48
Pb	23	28	35	23	27	29	26
Zn	58	59	64	46	56	46	55
Sn	10	40	40	30	40	20	20
Nb	40	40	40	40	40	40	40
Ag	0,13	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cu	9,7	9,1	42,8	15,9	8,8	5,7	7,5
Mo	10	10	10	10	10	10	10
Bi	17	11	11	11	10	12	11
W	10	20	20	20	20	100	10
Ta	20	20	20	20	20	20	20
U ₃ O ₈	12	11,5	8,3	10,9	13,6	6,1	11,7
ThO ₂	6,7	7,0	9,6	3,9	11,9	6,7	8,7
F	850	1.850	1.200	700	1.350	1.900	2.300
B	50	50	88	213	150	100	125

	8	9	10	11	12	13	14
Li	51	120	71	69	137	73	107
Rb	334	378	448	327	499	421	460
Cs	88	168	92	100	256	130	168
Ba	205	122	274	144	141	47	110
Sr	72	101	55	49	116	38	70
Pb	34	24	30	36	41	19	24
Zn	57	44	48	52	76	51	49
Sn	50	50	220	50	320	420	270
Nb	40	40	40	40	40	40	40
Ag	0,05	0,05	0,09	0,05	0,78	0,33	0,34
Cu	15,5	11,2	9,8	7,5	36,5	28,8	7,8
Mo	10	10	10	10	10	10	10
Bi	12	11	20	19	25	11	20
W	30	250	50	30	50	30	40
Ta	20	20	20	20	20	20	20
U ₃ O ₈	5,6	8,1	6,9	8,5	13,1	8,1	8,0
ThO ₂	11,1	4,1	7,6	5,2	8,7	4,2	5,9
F	1.100	3.350	800	1.500	2.800	2.500	2.850
B	88	226	125	69	187	219	150

Muestras 1-8, adamellita porfídica; muestras 9-11, microadamellita porfídica; muestras 12-14, greisen.

GEOQUIMICA DE ELEMENTOS TRAZA

De acuerdo con los resultados obtenidos, los elementos Nb, Ag, Mo y Ta se han desechado por presentarse todos ellos, a excepción de la plata en las muestras de greisen, en concentraciones inferiores a las del límite de detección de la técnica analítica empleada.

Para cada uno de los elementos estudiados,

dado que sus valores siguen distribuciones de tipo log-normal, se han calculado los parámetros estadísticos más representativos como son la media aritmética, la desviación típica y el coeficiente de variación (tabla 4). En este sentido hay que destacar los altos valores de los coeficientes de variación para wolframio y estaño. También se han determinado los niveles de significación estadística para cada uno de los elementos analizados (tabla 4).

TABLA 4
Parámetros y niveles de significación estadística

	μ	σ	C.V. (%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	75,53	1,75	2,3			$\mu-\sigma$	$\mu+\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Al ₂ O ₃	14,27	1,12	7,8				$\mu-2\sigma$	$\mu+2\sigma$								$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Fe ₂ O ₃	1,03	0,27	26,2				$\mu-\sigma$	$\mu+2\sigma$								$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
TiO ₂	0,09	0,05	55,5				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
MnO	0,02	0,01	35,0				$\mu+\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
P ₂ O ₅	0,27	0,06	22,2				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
MgO	0,31	0,09	29				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
CaO	0,39	0,13	33,3				$\mu+\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Na ₂ O	2,73	1,13	41,3				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
K ₂ O	4,13	0,36	8,7				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Li	76	33	43,4				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Rb	378	57	15													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Cs	133	51	38,3													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Ba	135	67	49,6				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Sr	66	28	42,4				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Pb	29	6	20,6													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Zn	54	8,5	15,7													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Sn	112	135	120,5				$\mu+\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Cu	15,5	11,8	76,1				$\mu+\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
Bi	14	4,8	35,7													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
W	49	62	126,5													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
F	1789	855	47,7				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
B	131	61	46,5				$\mu-\sigma$									$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
U ₃ O ₈	9,5	2,6	27,3													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$
ThO ₂	7,2	2,5	34,7													$\mu+2\sigma$	$\mu-2\sigma$

cuadro blanco = fondo geoquímico

Muestras 1-8: adamellita
" 9-11: microadamellita
" 12-14: greisen

μ media aritmética
 σ desviación típica
C.V. coeficiente de variación

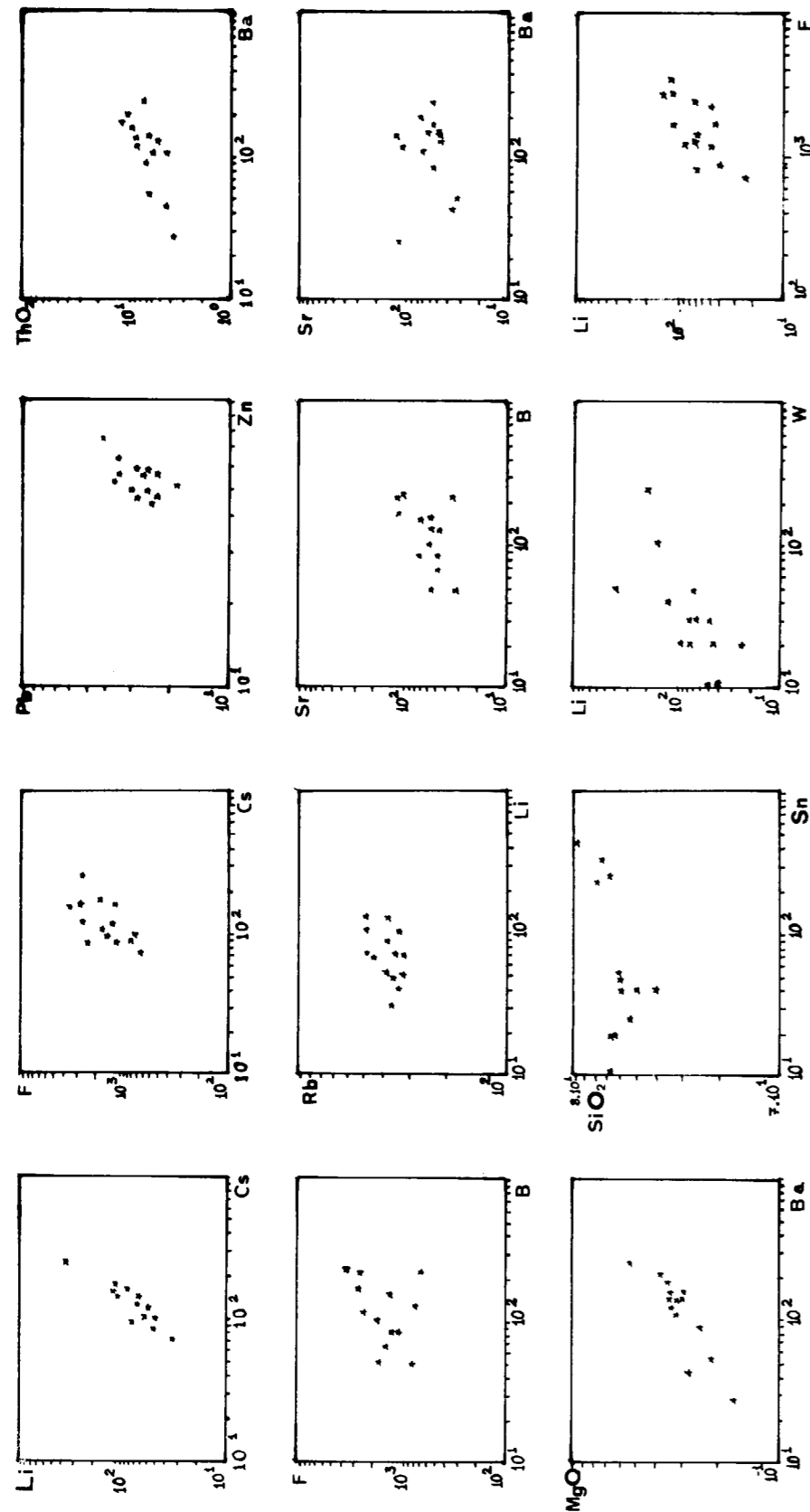


Figura 5.—Diagramas de nubes de puntos.

tienen una marcada tendencia alcalina y un carácter peraluminoso. Debido a los procesos mineralizadores que ha sufrido la apófisis y que afectan intensamente a la microadamellita resulta muy difícil, desde el punto de vista geoquímico, predecir el orden de la diferenciación de estos materiales.

El proceso de greisenificación ha provocado en la adamellita un incremento en sílice y una pérdida espectacular en sodio y, en menor cuantía, en titanio y fósforo. En cuanto a los elementos traza son reseñables las pérdidas de bario y torio debidas probablemente a la fuerte alteración sufrida por las biotitas. Los llamativos incrementos en elementos alcalinos, fundamentalmente litio y cesio que tienen una marcada tendencia a concentrarse en las fases volátiles, así como en flúor, boro, volframio, bismuto, plata, cobre y especialmente estaño reflejan claramente el quimismo de los fluidos pneumatolíticos responsables de la mineralización.

Los valores altos de los coeficientes de correlación para varios pares de elementos, como son Sn/B, Sn/F, B/Rb, SiO₂/Sn, Sn/Bi, F/W, Cs/Cu y Cs/Pb, se deben a las características químicas de los fluidos mineralizadores.

Los mayores fondos geoquímicos de las microadamellititas se deben al gran número de filones mineralizados que atraviesan esta facies petrológica.

La existencia de un alto coeficiente de variación, su alta concentración en la muestra 9, superior al nivel estadístico $u+3\sigma$, y su alto coeficiente de correlación con flúor y litio apoya la existencia de mineralizaciones de volframio. En el estudio

metalogénico se ha determinado la siguiente paragénesis en los filones: arsenopirita, estannina, casiterita, calcopirita, escorodita, covelina, varlamofita, blenda, molibdenita, rutilo, calcosina, pirita, pirrotina, cubanita, bismuto nativo, bismutinita schapbasita, marcasita, galena, freislebenita, pirargirita, goethita y digenita (GUIJARRO, 1984). No se ha observado minerales de volframio, aunque si ha sido citado alguno en la bibliografía (ROSSI, 1975).

BIBLIOGRAFIA

- GUIJARRO, J.: *Mineralizaciones de W-Sn ligadas a los plutones graníticos de Trujillo y Logrosán (Cáceres, España)*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid (1982).
- GUIJARRO, J.; CASAS, J., y HOYOS, M. A.: *Estudio de la alteración de minerales de estaño en el yacimiento del Cerro de San Cristóbal (Cáceres)*. Anal. Edaf. y Agrob., t. XLI, núms. 9 y 10, pp. 1921-1931 (1982).
- GUIJARRO, J.; HOYOS, M. A.; CASAS, J., y MARTÍN DE VIDALES, J. L.: *Estudio de las inclusiones fluidas en los filones del stockwerk estannífero del Cerro de San Cristóbal (Logrosán, España)*. Bol. Geol. y Min., t. XCIV-VI, pp. 521-529 (1983).
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J., y GUTIÉRREZ, A.: *Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España)*. I Congreso Español Geología, t. II, pp. 479-489 (1984).
- LOTZE, F.: *Das Kambrian Spaniens*. Math. Nat. Klasse, 1961. Traduc. español por J. Gómez de Llerena. Mem. Inst. Geol. y Min. (1970).
- ROSSI, PH.: *Geologie et géologie du Cerro San Cristóbal Logrosán (Cáceres, España)*. These 3 cycle. Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay) (1975).
- WINKLER, M. G. F.: *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. M. Blume, Madrid (1978).

Recibido: Febrero 1986.

MINERIA

Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)

Por S. MONTEERRUBIO PEREZ (*), R. LUNAR HERNANDEZ (*) y E. VINDEL CATENA (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudian los caracteres geológicos, geoquímicos, mineralógicos y metalogénicos de las mineralizaciones argentíferas de Tamajón-Campillo de Ranas.

La paragénesis pertenece al tipo Pb-Ag de SMIRNOV (1977). Los principales minerales de plata se presentan en forma de exolución en la galena y son la freieslebenita, freibergita, platas rojas, así como un sulfoantimoniuro de Cd, Ag y Pb que muy posiblemente constituya una nueva especie mineralógica.

Finalmente se propone que estas mineralizaciones de Tamajón probablemente son el resultado de una actividad hidrotermal tardía rica en plata cuyos efectos han sido mucho más amplios que los que se ponen de manifiesto en este área de estudio.

ABSTRACT

The geological, geochemical, mineralogical and metallogenical characteristics of the Ag ores from Tamajón-Campillo de Ranas are studied in this paper. The paragenesis belongs to the Pb-Ag type as defined by SMIRNOV (1977).

The most important Ag minerals occur as exsolution bodies in galena. These minerals are: freieslebenite, freibergite, rubby silvers as well as a Sb-sulfosalt of Cd, Ag and Pb (which most probably is a new mineral).

It is proposed that the Tamajón ores probably are the result of Ag-rich late hydrothermal activity whose effects are wider than initially expected.

1. INTRODUCCION

Las mineralizaciones de Tamajón-Campillo de Ranas se encuentran situadas en el cuadrante SE de la Hoja número 459 (Tamajón) del M. T. N. a escala 1:50.000 y se extienden a lo largo de una franja alargada de dirección NO-SE recorrida por la carretera de Tamajón a Majaerayo, abarcando parte de los términos municipales de Tamajón, Campillo de Ranas y en menor proporción Almiruete.

Se trata de un conjunto de mineralizaciones de plata situadas en el área central de una banda argentífera de dirección NE-SO, que se extiende en el Sistema Central desde las proximidades de La Acebeda-Robregordo hasta las conocidas minas de Hiendelaencina (fig. 1).

(*) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Contrariamente a lo que ocurre con los sectores argentíferos adyacentes, como Hiendelaencina y las del norte de Madrid, sobre las minas de Tamajón no se ha encontrado bibliografía específica, contemporánea a las labores mineras. Sólo el Instituto Geológico y Minero (1974) realizó un programa de investigación de minerales de plata en Hiendelaencina y en él quedó incluida esta zona. En este estudio se catalogaron 24 indicios de plata en Tamajón y 27 en Campillo de Ranas, todos ellos de tipo filoniano, con direcciones variables, mineralización de plata y ganga de cuarzo.

2. EL MARCO GEOLOGICO

El área en que se centra este trabajo está situada en el sector oriental del Sistema Central, al este de la falla de Berzosa-Riaza. Este accidente tectónico se considera el límite entre las zonas

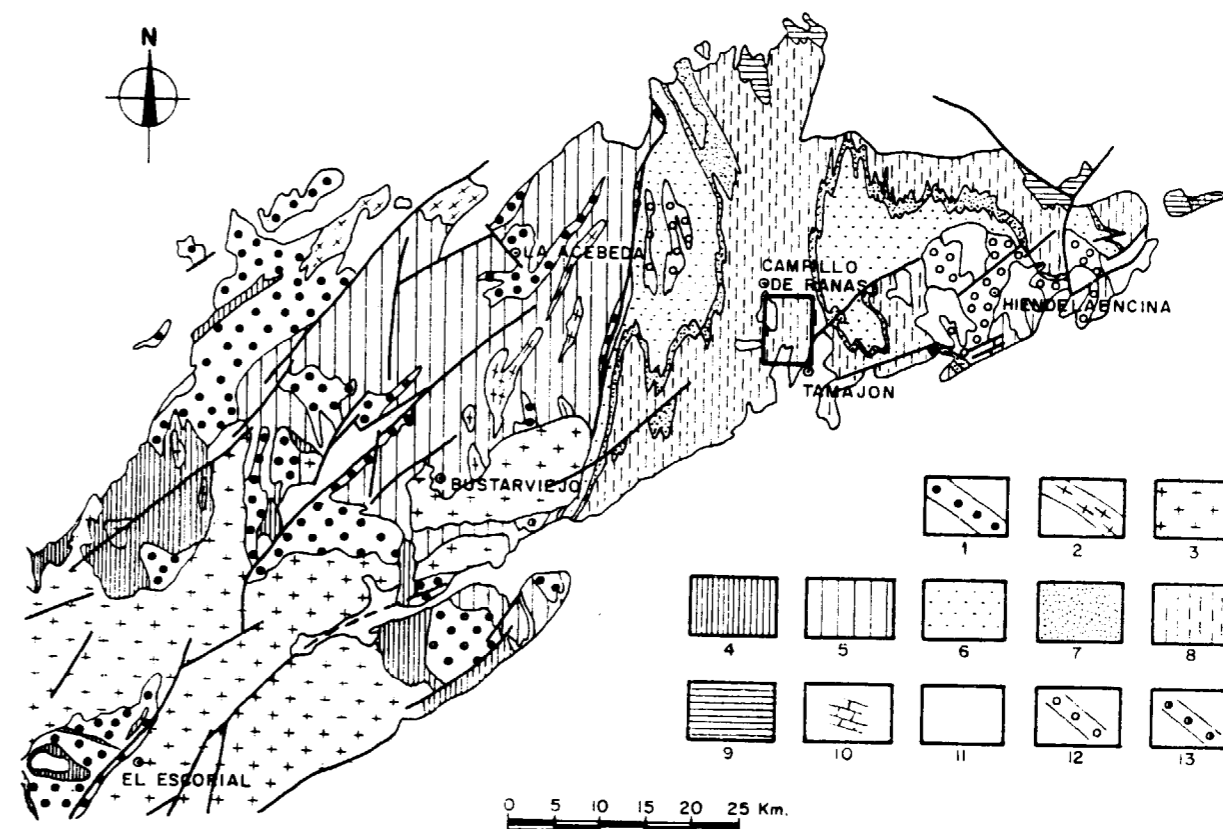


Figura 1.—Situación geológica. 1. Gneises glandulares. 2. Leucogneises. 3. Granitoides tardihercínicos. 4. Serie félica heterogénea. 5. Metasedimentos preordovícicos. 6. Tremadoc. 7. Skiddaviense. 8. Llandeilo. 9. Silúrico. 10. Carbonífero. 11. Sedimentos postpaleozóicos. 12. «Olló de Sapo». 13. Gneis de Riaza-Nazaret.

Galaico-Castellana y Asturoccidental-Leonesa (CAPOTE et al., 1977) en el sentido de LOTZE (1929), representando un importante cambio en lo que se refiere a caracteres estratigráficos, metamórficos y plutónicos. Así los sectores occidentales se caracterizan por la gran extensión de afloramientos preordovícicos, metamorfismo de estadios medio y alto y abundancia de cuerpos granitoides intrusivos. Estratigráficamente el sector oriental se caracteriza por el predominio de series ordovícicas y postordovícicas sobre los materiales cámbrico-precámbricos, los cuales únicamente afloran en los anticlinorios de Hiendelaencina y El Cardoso. El metamorfismo dominante es de grado bajo y el plutonismo inexistente.

Los rasgos tectónicos que configuran la estructura de esta zona son fundamentalmente Hercínicos, si bien existen evidencias tanto de movimientos Asínticos (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980) como

de los Sárdicos, que han dado lugar a la discordancia entre el Ordovícico Inferior y su sustrato, equivalente a la existente en toda la zona Centro-Ibérica. Dentro de las deformaciones hercínicas, aunque han sido reconocidas por distintos autores hasta cuatro fases para este sector, es la primera la que define la geometría principal y la que da lugar a la deformación penetrativa más importante.

Las mineralizaciones objeto de este trabajo encajan en pizarras oscuras, muy monótonas que siguiendo la nomenclatura propuesta por GUTIÉRREZ MARCO et al. (1984) corresponden a la Formación Pizarras de Prádena, en el sentido restringido de SOERS (1972) y equivalente a los miembros Pr2+Pr3 del mismo autor. Esta unidad estaría comprendida en el Grupo Rodada (HAMMANN et al., 1982), el cual se sitúa estratigráficamente sobre las cuarcitas «Alto Rey» equiparables a la cuarcita

Armoricana. Los fósiles hallados en las inmediaciones de las mineralizaciones indican una edad Llanvirn-Llandeilo, sin más precisiones, si bien no se puede descartar el que la base de estas pizarras pertenezca aún al Arening (GUTIÉRREZ MARCO et al., 1984).

El sinclinorio de Tamajón-Majaelrayo, de traza axial N-S, fue originado por la primera fase hercínica y apenas ha sido afectado por fases posteriores. Restringiéndonos al sector encajante de las mineralizaciones la estructura fundamental que se observa, es una esquistosidad de primera fase, muy penetrativa, que junto a la monotonía y falta de competencia de la litología, borra totalmente los planos So. Su dirección oscila entre N-S y N 35° O y el buzamiento varía entre 45° O y 65° E, no obstante localmente y debido a fracturas próximas, llega a tener otras disposiciones. La fracturación dominante presenta una dirección NE-SO, correspondiendo a los movimientos tardihercínicos, si bien han vuelto a funcionar durante la orogenia Alpina. El metamorfismo al que han sido sometidos estos materiales, es de grado bajo, estando comprendidos dentro de la zona de la clorita. Las paragénesis metamórficas de los mismos niveles estratigráficos en sectores próximos del NE son homogéneos dentro de cada nivel, estando el Devónico muy próximo al grado metamórfico muy bajo (APARICIO y GALÁN, 1980).

En lo que se refiere a rocas ígneas, las más próximas corresponden al plutón granítico de La Cabrera, situado 20 Km. aproximadamente al O de nuestro sector. Este batolito, según VINDEL (1982a, b), pudo actuar de foco generador de las mineralizaciones filonianas de la Sierra de Guadarrama. Aproximadamente a 40 Km. hacia el E existen manifestaciones volcánicas calcoalcalinas, las andesitas de Atienza, que según ANCOEHEA et al. (1980) y HERNÁN et al. (1981) están en aparente relación temporal y composicional con el plutonismo hercínico del Sistema Central.

3. ESTUDIO DE LAS MINERALIZACIONES

En la figura 2 se han representado los indicios reconocidos en la zona y el esquema geológico de sus alrededores.

Las labores mineras más frecuentes son pozos rectangulares, verticales, de profundidad muy va-

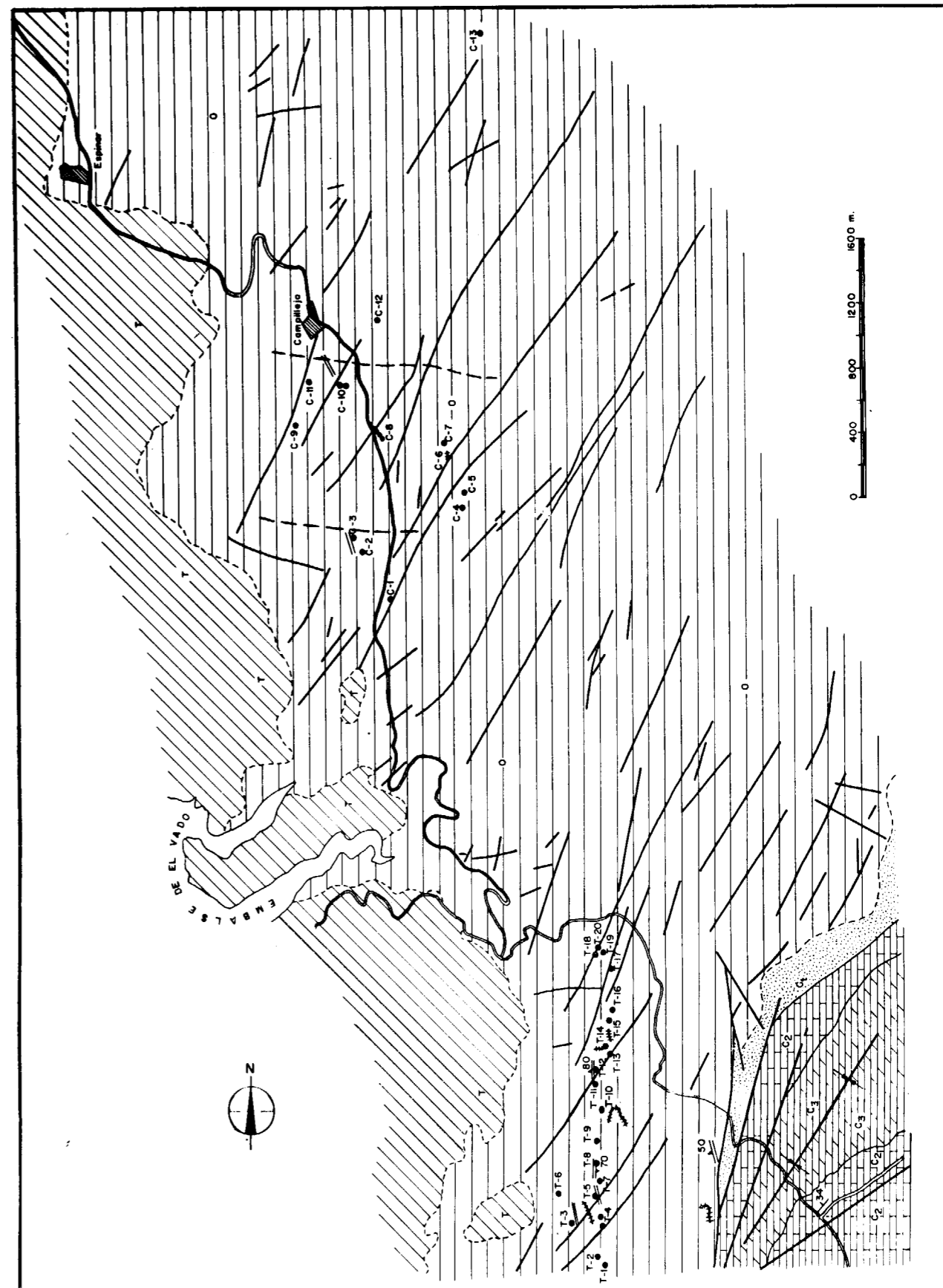
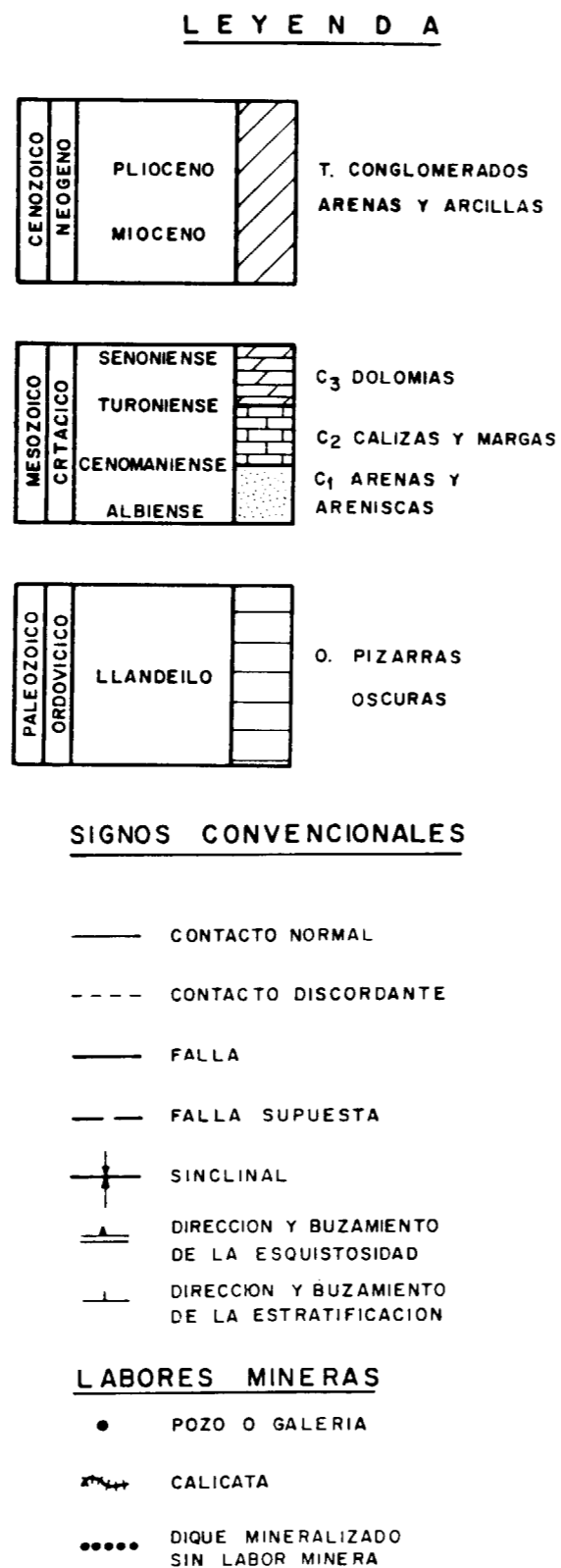


Figura 2.—Esquema geológico y situación de indicios.

riable. Su sección oscila entre 1,5 a 2 m. de ancho por 2 a 3 m. de largo, estando siempre la longitud mayor perpendicular a la esquistosidad de las pizarras encajantes. Existen también socavones, rafas y calicatas. Debido a la inaccesibilidad de las labores, las observaciones han sido realizadas en superficie.

3.1. El medio encajante

Las mineralizaciones argentíferas de Tamajón-Campillo de Ranas encajan en pizarras oscuras cuyas características mineralógicas son muy similares en toda la zona, variando únicamente el tamaño de grano y la proporción de cada mineral.

Estas pizarras están compuestas en su mayor parte por clorita, cuarzo y moscovita. De ellos, es la clorita, generalmente, el mineral más abundante, presentándose tanto en fenocristales así como formando parte de la matriz, junto al cuarzo y la moscovita (fig. 3). Como minerales accesorios se reconocen turmalinas, goethita, grafito y rutilo. La proporción de turmalina es muy variable presentándose desde muy accesoria hasta formar parte de los minerales principales.

3.2. Morfología y disposición de la mineralización

Las pizarras de este sector contienen diques de cuarzo de morfologías muy irregulares y en gene-

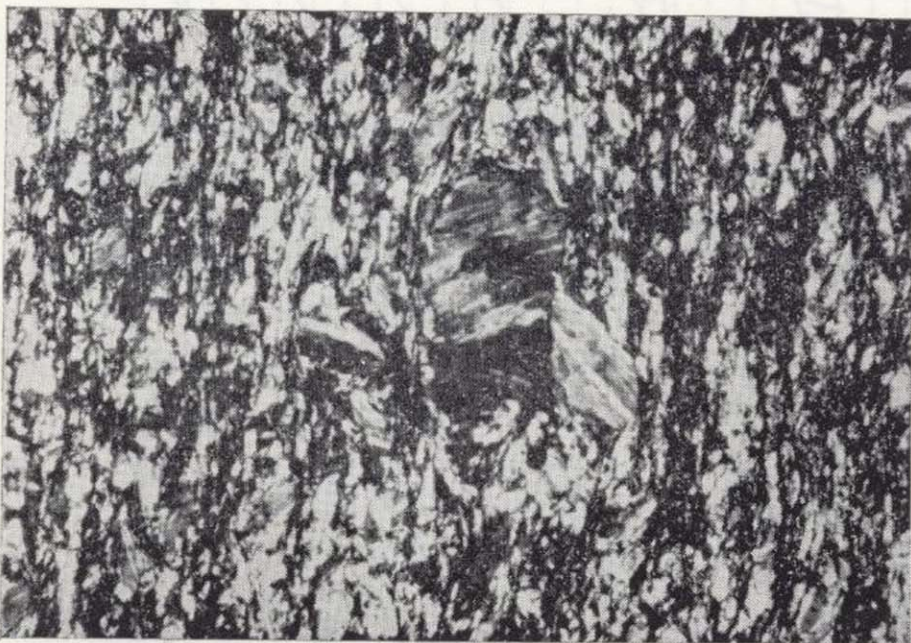


Figura 3.—Fenocristal de clorita rodeado por la foliación e inmerso en una matriz de cuarzo, sericita y clorita. L. Transm. N. C. $\times 80$.

ral de poca continuidad. A veces, estos diques se disponen concordantes con la esquistosidad de las pizarras, siendo precisamente éstos los que llegan a tener mayores potencias y corridas, si bien en ellos no se ha observado metalización. Otras veces, rellenan fracturas con direcciones diversas. De ellos, los observados con mineralización presentan direcciones variables entre N 70 E y N 140 E, buzamientos entre 55° y 70° hacia el N o NE y potencias entre 12 y 20 cm. (fig. 4).

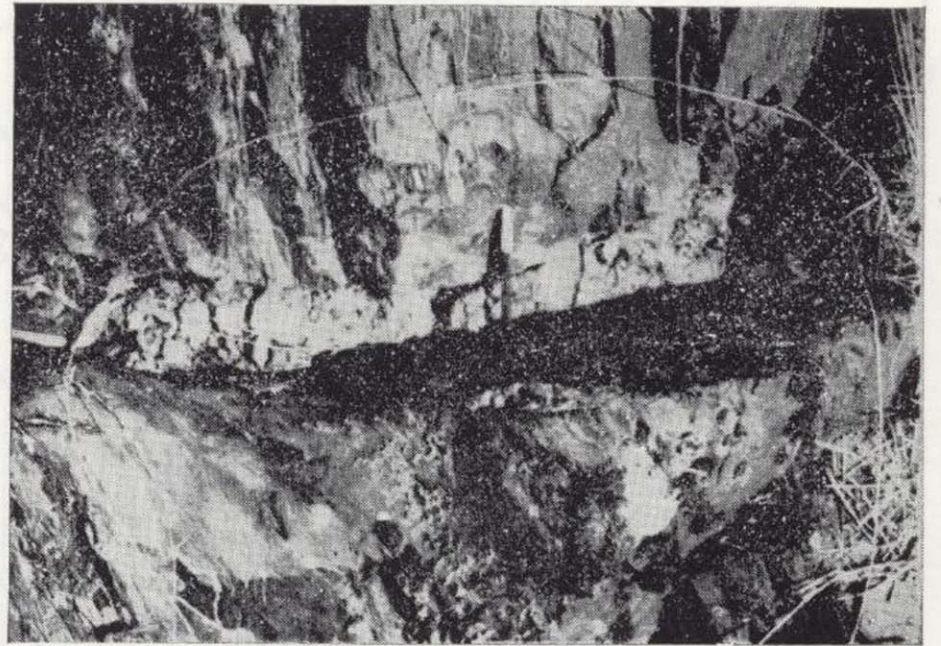


Figura 4.—Filón correspondiente al indicio C-5, a cuya continuación está excavada una galería.

Como es característico en filones que encajan en pizarras, muestran morfologías irregulares, arriñonadas, con cambios de dirección y a veces con ramificaciones secundarias. La mineralización, fundamentalmente arsenopirita y galena, se dispone en forma de nidos, y relleno de fisuras dentro del cuarzo, no habiéndose observado rellenos de brecha.

3.3. Mineralogía

Del conjunto de indicios estudiados, se puede señalar que existen a grandes rasgos dos tipos: un grupo, que se caracteriza desde el punto de vista mineralógico por ser la arsenopirita prácticamente el único mineral metálico hipogénico existente, y otro grupo de indicios que presentan una mayor variedad mineralógica, aunque la ar-

riable. Su sección oscila entre 1,5 a 2 m. de ancho por 2 a 3 m. de largo, estando siempre la longitud mayor perpendicular a la esquistosidad de las pizarras encajantes. Existen también socavones, rafas y calicatas. Debido a la inaccesibilidad de las labores, las observaciones han sido realizadas en superficie.

3.1. El medio encajante

Las mineralizaciones argentíferas de Tamajón-Campillo de Ranas encajan en pizarras oscuras cuyas características mineralógicas son muy similares en toda la zona, variando únicamente el tamaño de grano y la proporción de cada mineral.

Estas pizarras están compuestas en su mayor parte por clorita, cuarzo y moscovita. De ellos, es la clorita, generalmente, el mineral más abundante, presentándose tanto en fenocristales así como formando parte de la matriz, junto al cuarzo y la moscovita (fig. 3). Como minerales accesorios se reconocen turmalinas, goethita, grafito y rutilo. La proporción de turmalina es muy variable presentándose desde muy accesorio hasta formar parte de los minerales principales.

3.2. Morfología y disposición de la mineralización

Las pizarras de este sector contienen diques de cuarzo de morfologías muy irregulares y en gene-

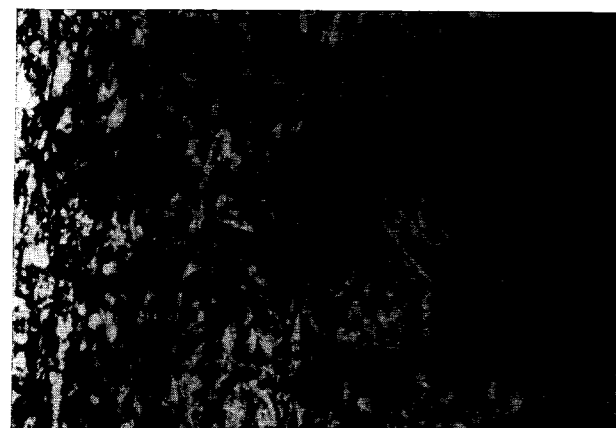


Figura 3.—Fenocristal de clorita rodeado por la foliación e inmerso en una matriz de cuarzo, sericita y clorita. L. Transm. N. C. x 80.

ral de poca continuidad. A veces, estos diques se disponen concordantes con la esquistosidad de las pizarras, siendo precisamente éstos los que llegan a tener mayores potencias y corridas, si bien en ellos no se ha observado metalización. Otras veces, rellenan fracturas con direcciones diversas. De ellos, los observados con mineralización presentan direcciones variables entre N 70 E y N 140 E, buzamientos entre 55° y 70° hacia el N o NE y potencias entre 12 y 20 cm. (fig. 4).



Figura 4.—Filón correspondiente al indicio C-5, a cuya continuación está excavada una galería.

Como es característico en filones que encajan en pizarras, muestran morfologías irregulares, arriñonadas, con cambios de dirección y a veces con ramificaciones secundarias. La mineralización, fundamentalmente arsenopirita y galena, se dispone en forma de nidos, y relleno de fisuras dentro del cuarzo, no habiéndose observado rellenos de brecha.

3.3. Mineralogía

Del conjunto de indicios estudiados, se puede señalar que existen a grandes rasgos dos tipos: un grupo, que se caracteriza desde el punto de vista mineralógico por ser la arsenopirita prácticamente el único mineral metálico hipogénico existente, y otro grupo de indicios que presentan una mayor variedad mineralógica, aunque la ar-

senopirita sea también en general el mineral más abundante.

La paragénesis, en general para todos estos indicios, está constituida por los siguientes minerales:

Minerales Hipogénicos: Arsenopirita, galena, pirita, freieslebenita, freibergita, esfalerita, calcopirita, pirrotina, sulfoantimoniuro de Cd, Ag y Pb y platas rojas.

Minerales Supergénicos: Escorodita, goethita, anglesita, cerusita y covellina.

Minerales de la ganga: Cuarzo y carbonatos.

Arsenopirita: Es el mineral más abundante. Se presenta en forma de cristales idiomorfos a veces intensamente fracturados, mostrando textura cataclástica. Es el primer mineral en depositarse puesto que los restantes minerales rellenan fracturas dentro de ella.

Existe cierta cantidad de Au que llega a valores de 0,5 gr/Tm. con el 3 por 100 de As, en análisis realizados sobre muestras de escombreras. No obstante, la correlación de la cantidad de arsenopirita y la de oro es muy baja entre los distintos indicios.

Galena: Es el segundo mineral en importancia. Se encuentra frecuentemente relleno de grietas y huecos en arsenopirita (foto 1), cuarzo y esfalerita.

Presenta exoluciones de minerales de plata en formas irregulares y a veces en laminillas. La freieslebenita es el más frecuente.

En una zona libre de exoluciones se ha realizado un análisis mediante microsonda electrónica para determinar su contenido en plata (tabla I, muestra 1). De este modo se observa que la galena no presenta Ag como traza y la fórmula coincide con la teórica. Esto indica que el contenido en plata era superior al admitido por la red de galena y ha pasado en su totalidad a formar parte de los minerales que constituyen las exoluciones.

Pirita: Es un mineral escaso en la paragénesis. Se encuentra en forma de cristales idiomorfos y granos alotriomorfos con inclusiones frecuentes de pirrotina. Frecuentemente se asocia a la arsenopirita.

TABLA I

Análisis mediante microsonda electrónica (las proporciones se expresan en porcentaje en peso)

	1 Ga	2 Frg	3 Frsl	4 Frsl	5 ?
S	13,40	20,86	20,10	18,25	15,34
Pb	86,60	—	38,97	35,49	13,00
Ag	—	36,22	17,97	21,20	17,00
Sb	—	26,76	22,46	25,60	18,90
Cu	—	10,86	—	—	—
Fe	—	5,30	—	—	—
Cd	—	—	—	—	35,76
Total	100,00	100,00	99,50	100,54	100,00

FORMULAS EXPERIMENTALES

S	1,00	13,00	3,33	2,76	6,16
Pb	1,00	—	1,00	0,83	0,80
Ag	—	6,71	0,88	0,95	2,03
Sb	—	4,39	1,00	1,00	2,00
Cu	—	3,41	—	—	—
Fe	—	1,89	—	—	—
Cd	—	—	—	—	4,09

Freibergita: Se presenta en forma de granos alotriomorfos relleno de huecos y fisuras en la arsenopirita (foto 2). También se encuentra, como exoluciones, en galena y formando películas intergranulares alrededor de la freieslebenita.

La determinación realizada por microsonda electrónica, ha puesto de manifiesto que se trata de un cobre gris rico en plata (36,22 por 100), es decir, término freibergita de fórmula $Cu_4Ag_6Fe_2Sb_4S_{13}$ (tabla I, muestra 2).

Freieslebenita: Se encuentra en forma de cuerpos de exolución tanto alargados, siguiendo planos (100) de la galena (foto 3), como irregulares. La mayoría de los cristales de galena observados, poseen este tipo de exoluciones en mayor o menor proporción. En la tabla I (muestras 3 y 4) se indica la composición química de las freieslebenitas. Como se puede observar presentan pequeñas diferencias composicionales y contenidos en plata variables.

Esfalerita: Se trata de un mineral escaso, asociado a galena y freibergita. Es frecuente que esté intensamente fracturado, mostrando textura cataclástica (foto 4).

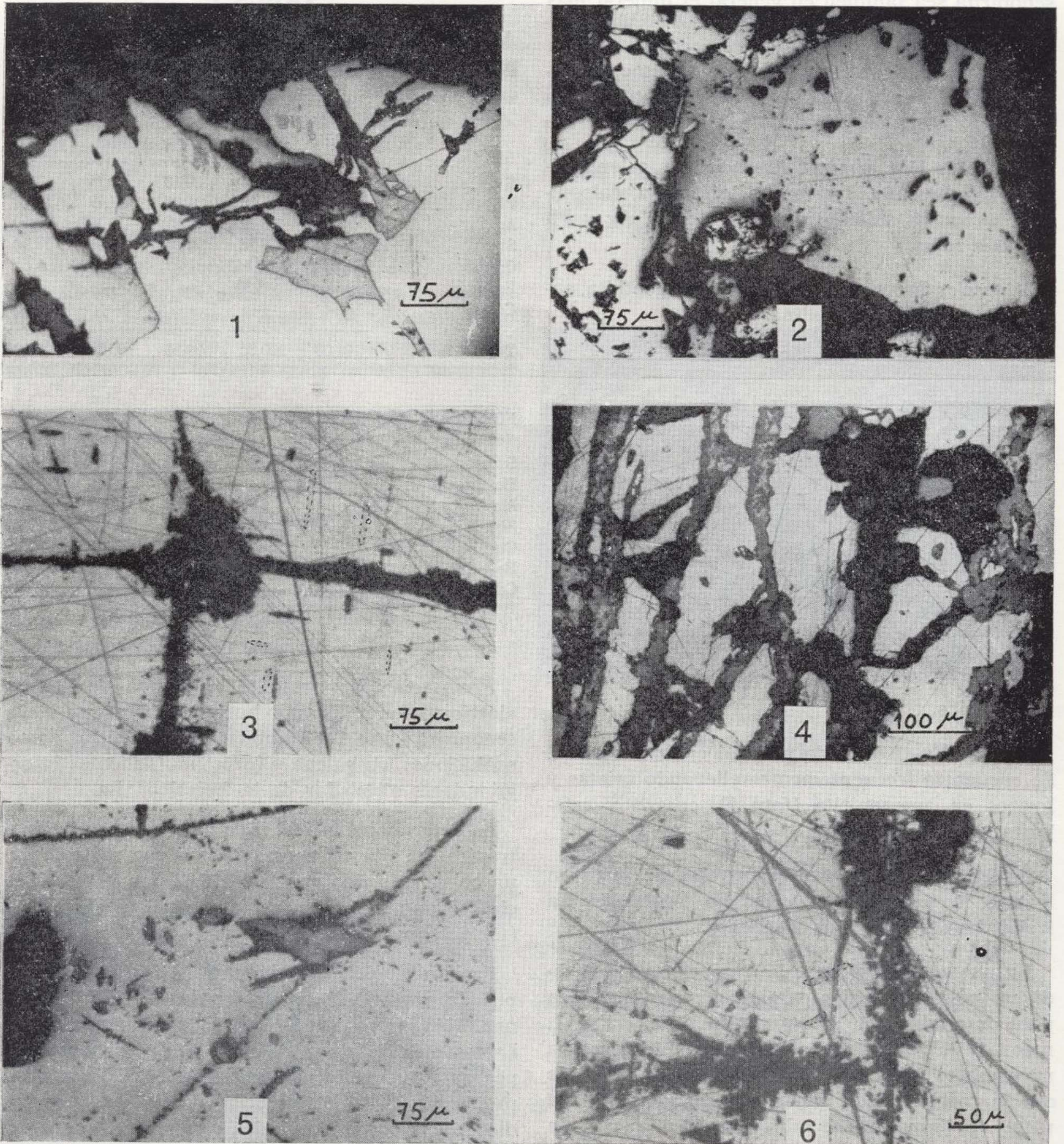


Foto 1.—Galena (gris) parcialmente alterada a anglesita (negro), rellenando huecos en arsenopirita (blanco). L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 2.—Huecos en arsenopirita rellenos por grandes cristales de freibergita. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 3.—Exoluciones de freieslebenita orientadas según planos cristalográficos de la galena. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 4.—Esfalerita con textura cataclástica. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 5.—Inclusiones irregulares de pirrotina en pirita. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 6.—Exoluciones de sulfoantimoniuros de Cd, Pb y Ag en galena. L. Refl. L. N. Inmersión.

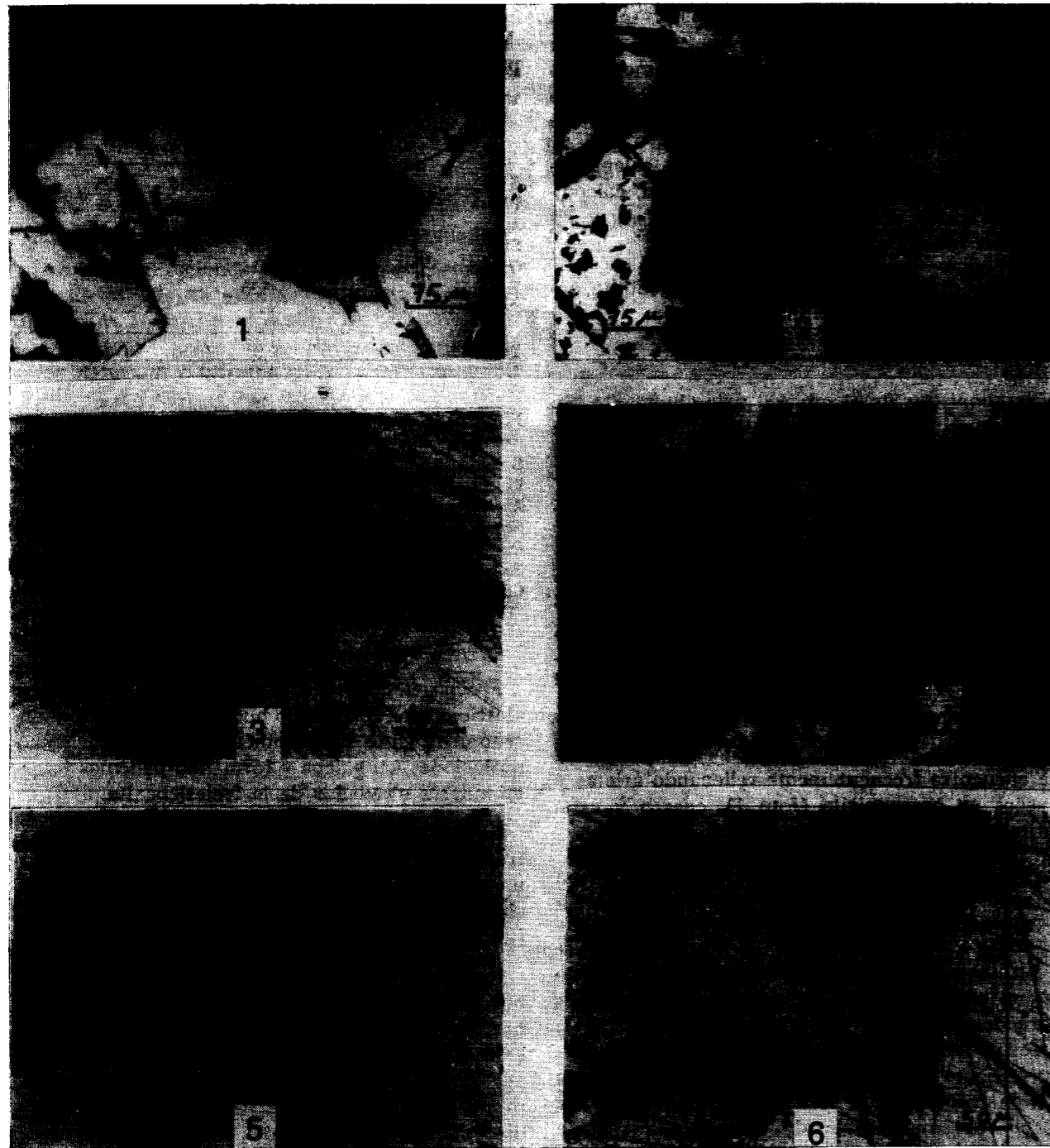


Foto 1.—Galena (gris) parcialmente alterada a anglesita (negro), rellenando huecos en arsenopirita (blanco). L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 2.—Huecos en arsenopirita rellenos por grandes cristales de freibergita. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 3.—Exoluciones de freieslebenita orientadas según planos cristalográficos de la galena. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 4.—Esfalerita con textura cataclástica. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 5.—Inclusiones irregulares de pirrotina en piritita. L. Refl. L. N. Inmersión.

Foto 6.—Exoluciones de sulfoantimoniuros de Cd, Pb y Ag en galena. L. Refl. L. N. Inmersión.

Calcopirita: Mineral escaso que rellena huecos en arsenopirita y esfalerita.

Pirrotina: Es un mineral también muy escaso, presentándose generalmente rellenando pequeños huecos en arsenopirita y piritita (foto 5).

Sulfoantimoniuro de Ag, Pb y Cd: Además de la freieslebenita, la galena presenta otros cuerpos de exolución (foto 6) cuyo análisis químico-mineralógico ha revelado que no corresponde a ningún sulfoantimoniuro conocido (tabla I, muestra 5). Se trata de un sulfoantimoniuro de Pb y Ag muy rico en Cd, que puede tratarse de una nueva especie mineralógica de fórmula probable $S_6Sb_2Pb-Ag_2Cd_4$. Se encuentra en forma de laminillas en galena, de forma similar a la freieslebenita.

Pirargirita: Es escasa y, como los otros minerales de plata de la paragénesis, se presenta como producto de exolución, sobre la galena.

Minerales supergénicos

La escorodita es el mineral supergénico más abundante como producto de alteración de la arsenopirita. Anglesita y cerusita reemplazan a la galena, y la covellina, muy escasa, sustituye a la freibergita. La goethita es muy abundante, fundamentalmente como producto de transformación de piritita.

Minerales de la ganga

El principal mineral de la ganga y muchas veces el único es el cuarzo. Se presenta en forma de cristales isogranulares de gran tamaño, mostrando a veces bandas de brechificación. Se pueden reconocer dos generaciones, una temprana, asociada a arsenopirita y otra tardía rellenando huecos junto a los últimos minerales en cristalizar. Los carbonatos son mucho más escasos y aparecen rellenando huecos en el cuarzo. También se reconocen moscovitas y cloritas, producto de asimilación de la roca encajante.

3.4. Paragénesis y sucesión mineral

La paragénesis de la mineralización de Tamañón-Campillo de Ranas, corresponde al tipo Pb-Ag de SMIRNOV (1977).

Tal como se indica en el esquema de paragénesis y sucesión mineral (fig. 5) se reconocen tres etapas metalogénicas, una primera de As-Fe de temperatura más alta, una segunda de Cu-Zn de temperatura intermedia y una tercera más tardía de Pb-Ag-Sb de temperatura más baja.

El primer mineral en depositarse fue la arsenopirita y lo hace de forma mayoritaria acompañada de cuarzo, piritita y escasa pirrotina. Posteriormente se produce una importante fase de brechificación que fracturó los minerales preexistentes y a favor de la cual se depositaron los restantes minerales en huecos y fracturas.

En la etapa Cu-Zn, la menos importante en lo que a volumen se refiere, se depositan esfalerita y calcopirita, ambas muy escasas, especialmente la segunda. La freibergita marca la transición entre la etapa Cu-Zn y la Pb-Ag-Sb.

La galena es el mineral más importante de la etapa Pb-Ag-Sb, y segundo más abundante después de la arsenopirita. En este mineral se producen las desmezclas de los minerales de plata, debido a lo cual es la etapa más interesante desde el punto de vista económico.

Una última fase de brechificación señala el comienzo de la etapa supergénica, en la que los reemplazamientos de los minerales hipogénicos arsenopirita, galena y piritita por escorodita, anglesita, cerusita y goethita respectivamente, son frecuentes y abundantes. También, aunque en menor proporción, la covellina sustituye a la freibergita.

4. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS ENCAJANTES

Para determinar el comportamiento geoquímico de los elementos metalogénicos en las pizarras encajantes de la mineralización, se ha efectuado un muestreo en algunos de estos indicios. Los elementos que se han analizado en estas muestras han sido Pb, Zn, Ag, Cu y As. Los resultados se han expuesto en la tabla II junto con el contenido teórico normal.

Las cinco primeras muestras corresponden a las inmediaciones del filón del indicio C-5 (fig. 4), tomadas entre 0 y 2 metros de distancia del mismo. Los resultados de los análisis de éstas, así como los de las próximas al T-14 y T-4 muestran un

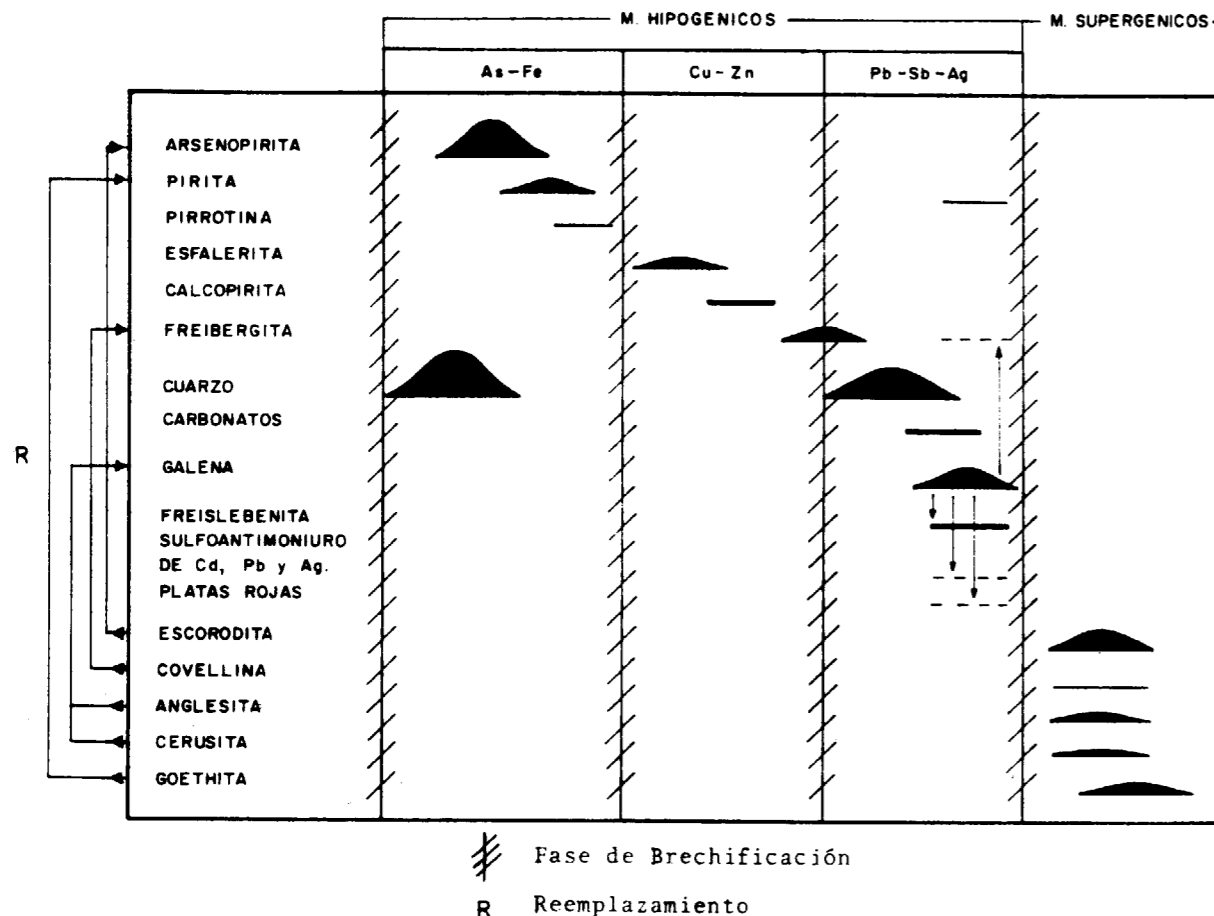


Figura 5.—Esquema de paragénesis y sucesión mineral.

elevado contenido en Ag, Pb y Zn comparado con el fondo geoquímico normal para este tipo de materiales (LEVISON, A., 1974).

El resto de las muestras tomadas a distancias superiores a 2 m. de los filones muestran ya valores próximos al contenido teórico normal. Se observa por tanto que las muestras con alto contenido metálico son las más próximas a los filones evidenciando una cierta contaminación de las pizarras por los fluidos mineralizantes.

5. HIPOTESIS GENETICA

Para establecer una hipótesis genética sobre el campo filoniano de Tamajón-Campillo de Ranas hay que tener en cuenta su situación en el contexto metalogénico de la plata del Sistema Central. Como ya se indicó anteriormente, estas minerali-

zaciones están situadas en una banda de yacimientos argentíferos que se extiende desde La Acebeda-Robregordo (MAYOR YAGÜE et al., 1986) al SO, hasta Hiendelaencina (MARTÍNEZ FRÍAS, 1986) en el NE, y que comprende las minas de Bustarviejo, Prádena del Ricón y Horcajuelo. Todas estas mineralizaciones están siendo actualmente objeto de estudio y presentan caracteres morfológicos, paragenéticos y composicionales semejantes.

Todas las mineralizaciones que constituyen la banda argentífera son filonianas y sin relación aparente con cuerpos intrusivos o extrusivos. La paragénesis y sucesión mineral de Tamajón es muy semejante a la de otras mineralizaciones cercanas, como Prádena del Ricón (VINDEL y GUMIEL, 1981), Bustarviejo (MARTÍNEZ FRÍAS et al., 1984) y Hiendelaencina (MARTÍNEZ FRÍAS, 1986). En todas ellas se reconoce la presencia de una fase de As-Fe de alta temperatura, una intermedia

TABLA II

Distribución de los elementos metalogénicos en las pizarras encajantes. La nomenclatura de cada muestra está relacionada, con el indicio de la figura 2 que tiene más próximo. El primer grupo lo forman muestras tomadas a distancias menores o iguales de 2 metros del filón, mientras en el segundo las distancias son mayores

Muestra	Pb	Zn	Cu	Ag	% As
C-5,a	90	200	40	5	0,01
C-5,b	65	310	15	2	0,01
C-5,c	400	700	25	5	0,01
C-5,d	180	820	32	3	0,01
C-5,e	265	425	30	8	0,01
T-14,a	360	210	135	16	0,03
T-14,b	195	210	20	0,5	0,05
T-4,a	130	275	19	3	0,01
C-8,a	20	95	20	0,5	0,02
C-1	55	120	40	2	0,01
C-8,b	20	90	21	0,5	0,01
C-7	44	137	20	0,5	0,01
T-14,c	20	185	20	0,5	0,04
FONDO					
PIZARRAS	20	100	50	0,05	15

de Cu-Zn y finalmente una tardía constituida esencialmente por galena y sulfoantimoniuros de plata. En Tamajón, a diferencia de otras zonas, como Prádena del Ricón y Bustarviejo no se han encontrado hasta el momento minerales de bismuto.

Por todo ello, es posible aventurar que las mineralizaciones de Tamajón son el resultado de una actividad hidrotermal tardía rica en plata, cuyos efectos han sido mucho más amplios que los que se ponen de manifiesto en este área de estudio.

Como se deduce del contenido geoquímico en elementos metalogénicos de las pizarras encajantes, estos valores no son anómalos para este tipo de rocas. Por lo tanto el aporte de elementos metalogénicos debe estar relacionado con la actividad magmática calcoalcalina del Sistema Central, cuyos representantes más cercanos al área de Tamajón son el plutón de La Cabrera en el O y las andesitas de Atienza en el E.

BIBLIOGRAFIA

ANCOCHEA, E.; PERNI, A., y HERNÁN, F.: *Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (provincia de Guadalajara, España)*. Estudios Geol., 36, 327-337 (1980).

APARICIO, A., y GALÁN, E.: *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central español (provincia de Guadalajara)*. Estudios Geol., 36, 75, 84 (1980).

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

GONZÁLEZ LOBEIRO, F.: *Estudio geológico estructural de la terminación de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 334 pp. (1980).

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I., y PRIETO NOGUEIRA, M.: *Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras ordovicicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central)*. I Congreso Español Geol., 3, 127-137 (1984).

HAMMANN, W.; ROBARDERT, M., y ROMANO, M.: *The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal)*. Public. Internat. Un. Geol. Sci., 11, 1-47 (1982).

HERNÁN, F.; PERNI, A., y ANCOCHEA, E.: *El vulcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico*. Est. Geol., 37, 13-25 (1981).

IGME: *Proyecto de investigación de plata y oro en las zonas de Tamajón y Hiendelaencina* (1974).

LEVISON, A. A.: *Introduction to Exploration Geochemistry*. Ed. Applied Publishing LTD, 924 pp. (1974).

LOTZE, F.: *Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Neue Folge, 14, 2, 1-317 (1929).

MARTÍNEZ FRÍAS, J.; VINDEL, E., y LUNAR, R.: *Estudio textural y metalogénico de la mineralización de Bustarviejo (Sierra de Guadarrama)*. Rev. Mat. y Procesos Geol. Fac. C. Geol., Madrid, t. II, pp. 177-192 (1984).

MAYOR, N.; VINDEL, F., y LUNAR, R.: *Estudio mineralógico de las mineralizaciones argentíferas de La Acebeda-Robregordo (Sierra de Guadarrama)*. Bol. Geol. Min. In lit. (1986).

MARTÍNEZ FRÍAS, J.: *Mineralogía metalogénica de las mineralizaciones de plata del sector oriental del Sistema Central*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 379 pp. (1986).

SMIRNOV, M. I.: *Ore deposits of the URSS*. Ed. Pitman Publishing, vol. III, 492 pp. (1977).

SOERS, E.: *Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama*. Studia Geol. Salm., 4, 7-94 (1972).

VINDEL, E., y GUMIEL, P.: *Estudio metalogénico de la mineralización de Ag de Prádena del Ricón (Sistema Central Español)*. Cuad. Geol. Ibérica, 7, 405-418 (1981).

VINDEL, E.: *Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Parte I. Bol. Geol. Min., t. 93-I, 33-58 (1982a).

VINDEL, E.: *Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Parte II. Bol. Geol. Min., t. 93-II, 120-145 (1982b).

AGUAS SUBTERRANEAS

Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya):

Su caracterización a partir del análisis del hidrograma (*)

J. J. CRUZ-SANJULIAN (**), F. GARCIA-LATORRE (**), y V. IBARRA-LOZANO (**)

RESUMEN

En el sector de Trucios (Vizcaya) se han diferenciado varios sistemas kársticos independientes ligados a materiales carbonatados del Complejo Urganiano: el del extenso macizo de Jorrios y los más pequeños de Gordon, barranco de Peñalba y El Calero-Pando. El sistema del barranco de Peñalba, constituido esencialmente por calizas micríticas y calcarenitas, es drenado por el manantial de Iturriotz, con un caudal medio de 91 l/seg. El análisis de las curvas de recesión de este manantial pone de manifiesto un sistema con una decrecida muy rápida ($i=0,043$ a $0,127$) y, sin embargo, con cierto poder regulador ($K=0,161$ a $0,210$). Ello parece el resultado de: a) la coexistencia en el acuífero de dos niveles de distinto grado de karstificación que darían lugar a un comportamiento sensiblemente diferente entre crecida y agotamiento, y b) la influencia de la recarga del acuífero a partir del arroyo de Peñalba, que llega a sumirse por completo en estiaje, de modo que la respuesta del sistema durante el agotamiento está condicionada por el funcionamiento de los pequeños manantiales en materiales detríticos que vierten al arroyo en la cabecera de la cuenca.

RESUME

Dans le secteur de Trucios (Biscaye) ont été différenciés plusieurs systèmes karstiques indépendants liés à des matériaux carbonatés du Complexe urgonien: celui du vaste massif de Jorrios, et les plus petits de Gordon, barranco de Peñalba et El Calero-Pando. Le système du barranco de Peñalba, constitué pour l'essentiel par des calcaires micrétiques et des calcarenites, est drainé par la source de Iturriotz, avec un débit moyen de 91 l/sec. L'analyse des courbes de récession de cette source met en évidence un système avec une décade très rapide ($i=0,043$ à $0,127$) et, cependant, avec un certain pouvoir régulateur ($K=0,161$ à $0,210$). Cela semble être le résultat de: a) la coexistence dans l'aquifère de deux niveaux à différent degré de karstification ce qui donne lieu à des comportements très différents entre crue et tarissement et b) l'influence de la recharge de l'aquifère à partir du ruisseau de Peñalba dont la perte devient totale en étiage, de telle façon que la réponse du système pendant le tarissement est conditionnée par le fonctionnement des petites sources en matériaux détritiques qui alimentent le ruisseau dans la partie haute du bassin.

1. INTRODUCCION: CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DEL SECTOR DE TRUCIOS

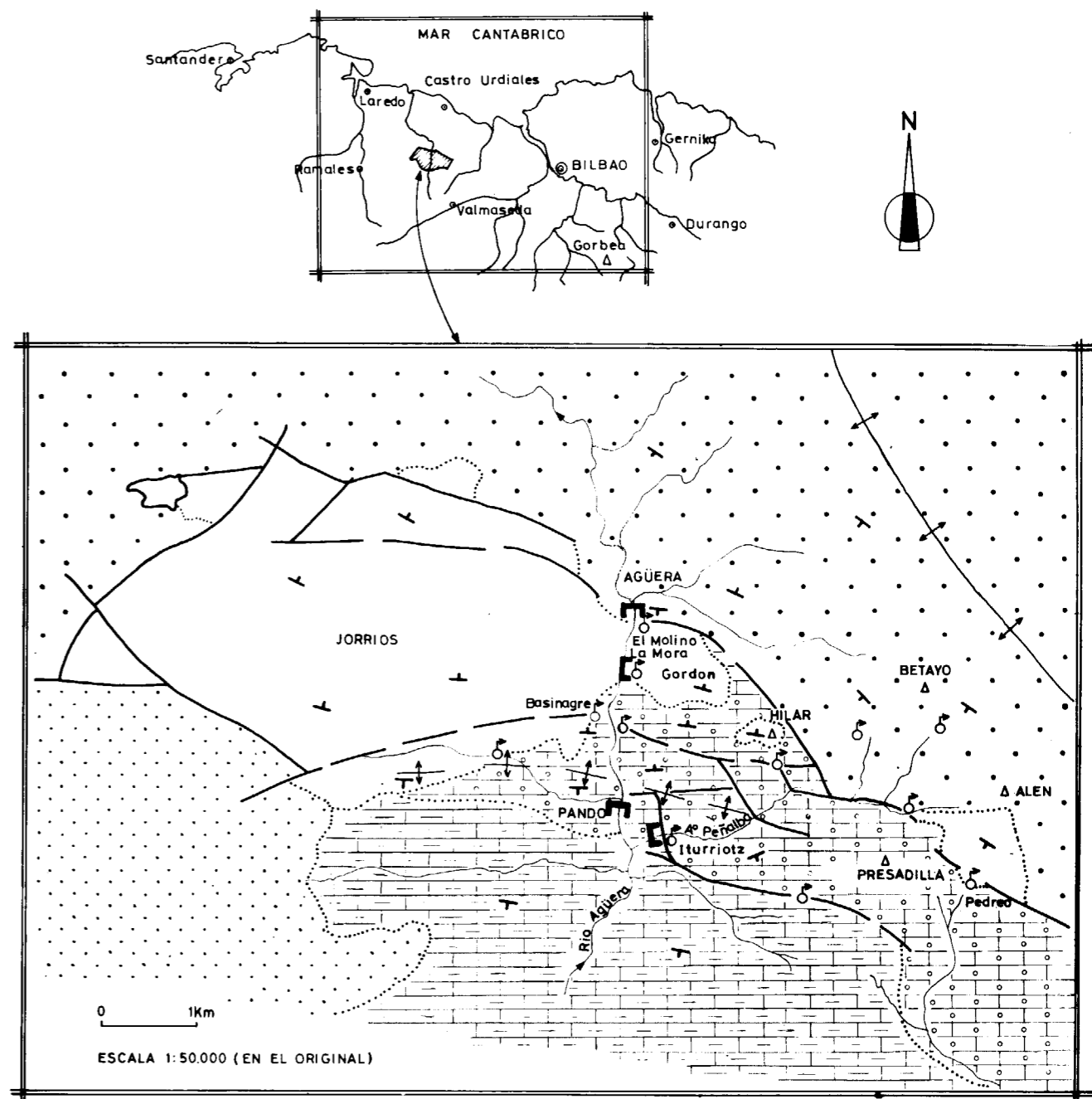
Los materiales acuíferos más importantes del sector de Trucios, en la parte occidental de Vizcaya (fig. 1), son las formaciones carbonatadas

(*) Este trabajo forma parte del «Estudio Hidrogeológico de Vizcaya», realizado en este Departamento para la Excm. Diputación Foral del Señorío, a través de la Fundación Euskoiker. A la Excm. Diputación agradecemos tanto su colaboración como la autorización para publicar los presentes datos.

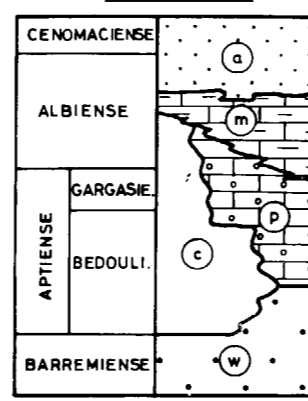
(**) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

del Complejo urgoniano, que afloran, a uno y otro lado del río Agüera, en los relieves de Jorrios y Gordon y desde éste se prolongan hacia el E-SE fuera del sector estudiado.

Estos afloramientos forman parte del flanco Sur de la estructura anticlinal que, con núcleo en materiales wealdenses, se extiende en dirección aproximada NO-SE, desde Laredo en la costa cántabra, hasta la región del Gorbea en el borde Sur de Vizcaya (anticlinal de Bilbao). Esta estructura se refleja en la cartografía del sector estudiado, que muestra de Norte a Sur una sucesión de los materiales más antiguos (el Weald) a los



LEYENDA



- COMPLEJO SUPRAURGONIANO
 - (a) ARENISCAS Y ARCILLAS ARENOSAS
 - (m) MARGAS Y MARGOCALIZAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y ARCILLAS
- COMPLEJO URGONIANO
 - (p) MICRITAS, MARGOCALIZAS, CALCARENITAS CALIZAS, ARENOSAS Y ARENISCAS. MATERIALES TRANSICIONALES Y PARAURGONIANOS
 - (c) CALIZAS MASIVAS Y CON MACROFAUNA
 - (w) ARENISCAS Y ARCILLAS LIMOLITICAS
- WEALDENSE

SIMBOLOGIA

- CONTACTO ESTRATIGRAFICO
- CONTACTO MECANICO
- DIRECCION Y BUZAMIENTO
- ↕ ANTICLINAL
- ↘ SINCLINAL
- MANANTIAL
- ESTACION DE AFORO
- RED FLUVIAL
- △ VERTICE GEODESICO

Figura 1.—Situación del área estudiada y mapa geológico.

más modernos (el Complejo supraurgoniano). No obstante, este dispositivo aparece notablemente complicado en el detalle por estructuras de plegamiento de menor envergadura, de dirección aproximada E-O, y, sobre todo, por la existencia de cambios laterales de facies, especialmente en el Complejo urgoniano.

En efecto, en el macizo de Jorrios, el Complejo urgoniano está representado por un paquete de calizas predominantemente masivas y con abundante fauna, de una potencia mínima estimada en 600 metros.

Hacia el Este disminuye la potencia del paquete carbonatado, que pasa lateralmente a materiales más detríticos y a calizas micríticas en las que no se identifica macrofauna. Sobre estas últimas se modela el relieve de Gordon, al este del río Agüera (la potencia visible de estos materiales en el relieve de Hilar es de 75 m.; en Gordon no se puede precisar aunque parece ser netamente superior).

Por otra parte, se observa un tránsito de las calizas de Jorrios a materiales calcáreo-detríticos, denominados por RAT (1959) «paraurgonianos», en los que aumenta el carácter detrítico hacia el Este. El encajamiento del barranco de Peñalba (figura 2) permite reconocer la secuencia en una suave estructura anticlinal de dirección NO-SE, complicada por fallas; de abajo a arriba afloran 80 m. de calizas micríticas oscuras (no se observa el muro), 35 m. de calcarenitas, 10 m. de calizas arenosas negras, cuya potencia aumenta rápidamente hacia el Oeste hasta un máximo de 70 m., y, finalmente, 200 metros de areniscas que se acunaban hacia el NO.

2. SISTEMAS ACUIFEROS DEL SECTOR DE TRUCIOS: EL SISTEMA DE ITURRIOTZ

El estudio geológico e hidrogeológico de superficie sugiere la existencia de tres sistemas hidrogeológicos: el de Jorrios, el de Gordon y el del barranco de Peñalba (fig. 1).

El primero y más extenso de ellos corresponde a las calizas urgonianas del macizo de Jorrios (18 Km²), intensamente karstificadas en la mayor parte de los afloramientos; de hecho, existen formas de absorción muy desarrolladas que supe-

ran incluso un kilómetro cuadrado, sobre todo en el borde norte y en el interior del macizo, que condicionan que casi la totalidad de la superficie de éste tenga carácter endorreico. Aparte de pequeños manantiales que jalonan los contactos de las calizas con los materiales circundantes, el drenaje subterráneo principal se realiza hacia el río Agüera, directamente a éste o por manantiales situados en las inmediaciones de su cauce. El más importante es el de Basinagre, que funciona como un trop-plein cuyo caudal alcanza varios m³/seg., mientras que deben existir surgencias perennes, sobre todo en la zona del Molino, cuya observación está dificultada por una presa, pero cuyo funcionamiento ha sido insinuado por un ensayo con fluoresceína realizado en enero de 1986.

El sistema de Gordon está constituido por las calizas urgonianas de los relieves de Gordon y del Pico Hilar, situado al SE del anterior. La conexión hidráulica entre uno y otro está sugerida por la existencia de formas de absorción desarrolladas en los materiales de transición que afloran entre ambos relieves, lo que permite suponer que tales materiales, al menos los términos carbonatados más altos, están parcialmente karstificados y forman parte del sistema. Igual que en Jorrios, la mayor parte de la superficie del acuífero es endorreica; merecen ser destacadas la forma de absorción correspondiente a la parte oriental del afloramiento de Gordon (dolina de Las Cortes) y el área de dolinas desarrolladas entre Gordon e Hilar. La descarga se realiza también al río Agüera: además de las probables salidas directas al cauce en el sector de la presa del Molino, existen el manantial del mismo nombre y el de La Mora, constituido por una serie de trop-pleins, el más alto de los cuales corresponde a una cueva de grandes dimensiones. Este manantial que parece drenar también áreas de Jorrios es de muy rápida respuesta y llega a emitir varios metros cúbicos por segundo después de precipitaciones fuertes.

El drenaje subterráneo del sistema del barranco de Peñalba se realiza por el manantial de Iturriotz (Aguanaz u Ojo la Fuente), con un caudal medio de 91 l/seg. (período junio de 1983 a noviembre de 1985). La surgencia está situada en los afloramientos de calizas micríticas de la base de la secuencia «paraurgoniana» (fig. 2), aunque la reducida superficie de afloramiento de estas últimas evidencia que el sistema acuífero incluye otros materiales; de hecho, la karstificación más

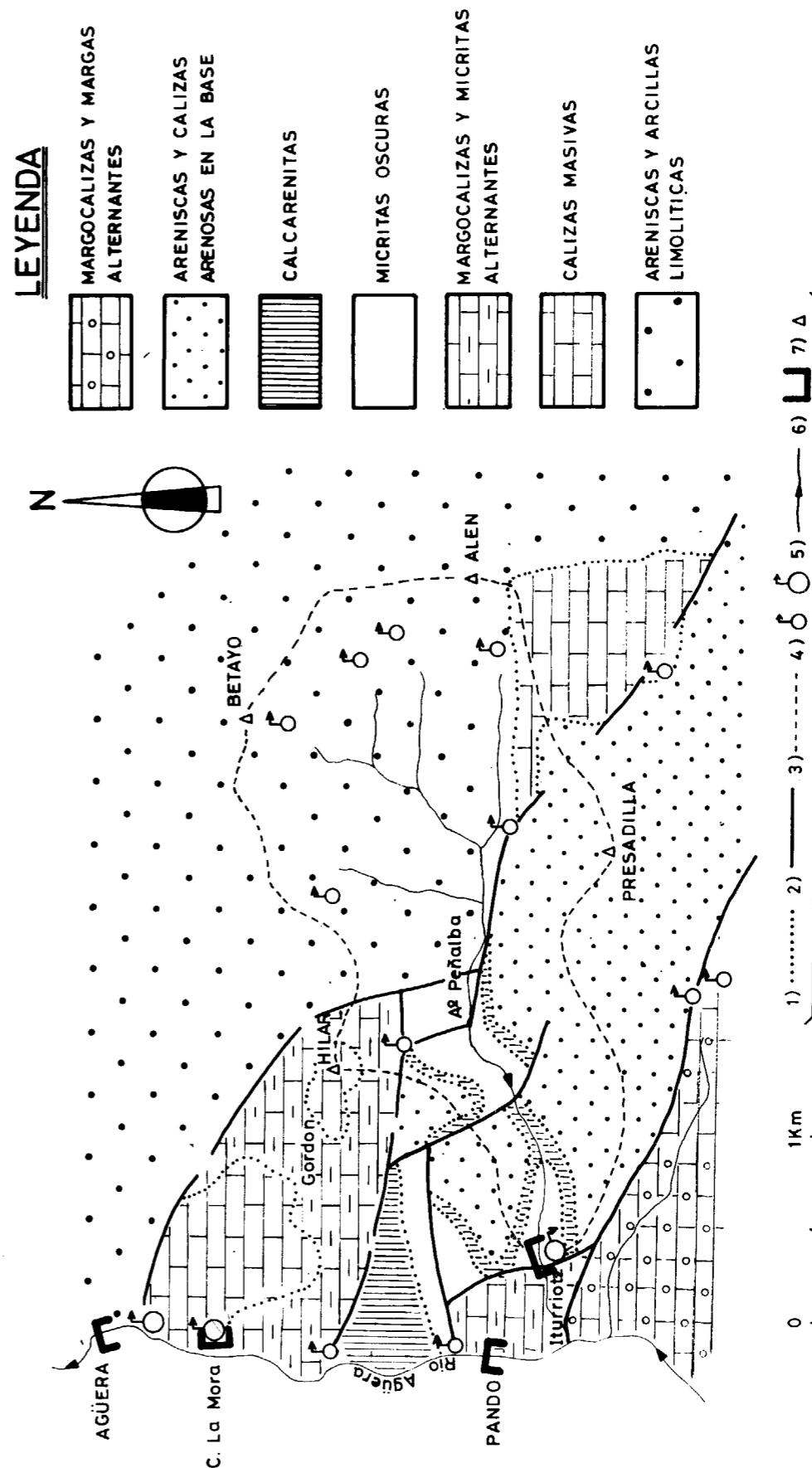


Figura 2.—Esquema cartográfico del sistema del barranco de Peñalba: 1) Contacto estratigráfico; 2) Contacto mecánico; 3) Límite de cuencas superficiales; 4) Manantiales; 5) Red hidrográfica; 6) Estación de aforo; 7) Vértice geodésico.

espectacular (cuevas, dolinas, simas, etc.), al menos en superficie, está desarrollada en las calca-rentas y calizas arenosas; además, se observan formas de absorción en los afloramientos de areniscas suprayacentes, sobre todo al sur del barranco de Peñalba, en las inmediaciones del contacto con las calizas karstificadas. Por otra parte, existe una recarga del acuífero a partir de las aguas superficiales del arroyo de Peñalba, hasta el punto de que éste se infiltra en su totalidad en estiaje en los primeros metros de recorrido por los niveles calcareníticos; dicha conexión ha sido demostrada con un ensayo con fluoresceína, en septiembre de 1985 (el trazador tardó 48 horas en surgir por el manantial); de este modo, el acuífero es recargado por el agua procedente del drenaje de varios manantiales de pequeño caudal que surgen en los materiales detríticos del Urgoniano basal, del Complejo wealdense y de las calizas de Castro Alén en la cabecera de la cuenca. Por el contrario, el propio arroyo debe recoger en momentos de crecida aportaciones de trop-plein o, por lo menos, de recarga rechazada. Este complejo modelo conceptual es confirmado por el tratamiento de los datos del hidrograma del manantial de Iturriotz, tal como se presenta en las próximas páginas y en otros trabajos en prensa.

Quedaría por citar un pequeño sistema, aparentemente independiente, entre Gordon y el barranco de Peñalba. Existe allí una reducida zona endorreica (depresión del Calero, aproximadamente 0,5 Km²) que drena hacia el sector de Pando, aunque el caudal es muy bajo, e incluso nulo, en estiaje.

Para controlar el conjunto de sistemas descritos se ha instalado una red de estaciones dotadas de limnógrafo, constituida por sendos vertederos de lámina delgada, en los manantiales de Iturriotz y La Mora, y estaciones de sección natural en Pando y Agüera. La diferencia entre estas últimas, descontado el caudal de La Mora, permite estimar las aportaciones totales del sistema de Jorrios-Gordon.

3. ANALISIS DE LA CURVA DE DECRECIDA: FUNDAMENTO

La respuesta de una surgencia kárstica ante una recarga determinada está fuertemente condicionada por la distribución de las propiedades

físicas en el acuífero. Ello permite que del análisis del hidrograma de tales surgencias pueda obtenerse información de importancia acerca de las características del acuífero correspondiente.

En este sentido, es la curva de decrecida (comprendida entre la punta de una crecida hasta el comienzo de la crecida siguiente) la que presenta mayor interés. MANGIN (1970, 1975), que utiliza el término de «curva de recesión» para este tramo del hidrograma, propuso un modelo de análisis que pretende caracterizar mediante parámetros simples las dos partes en que se puede dividir dicha curva en régimen no influenciado: una primera parte (decrecida propiamente dicha), en la que el caudal disminuye rápidamente, y una segunda (agotamiento), en la que el caudal disminuye lentamente de forma exponencial.

En suma, la parte decreciente del hidrograma puede ser considerada como la suma de dos componentes (fig. 3), según la expresión:

$$Q(t) = \psi(t) + \varnothing(t),$$

donde (MANGIN, 1975) $\varnothing(t)$ representa el agotamiento y está en relación esencialmente con la zona saturada del Karst. La expresión matemática más adecuada para la variación de las aportaciones de esta componente es la fórmula de Maillet: $\varnothing(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$, donde Q_0 es el caudal en un instante del agotamiento y t el tiempo transcurrido desde

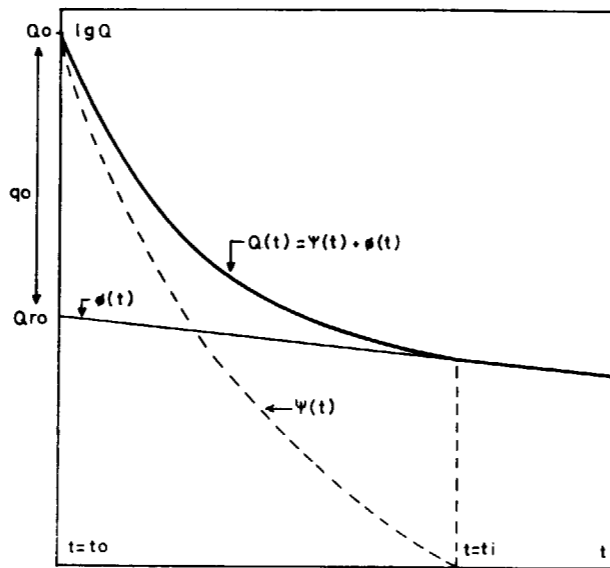


Figura 3.—Descomposición de la curva de recesión.

ese momento; habitualmente se considera el origen de los tiempos en el comienzo del agotamiento, si bien para este desarrollo resulta cómodo hacerlo coincidir con la punta de la crecida; ello supone una extrapolación de la ecuación del agotamiento que en realidad sólo tiene significado físico durante este último. El agotamiento viene así caracterizado por el coeficiente α , de dimensiones T⁻¹, que se calcula por el método convencional; su determinación permite evaluar la importancia de las reservas (sobre la cota de la surgencia) por integración de la ecuación de Maillet.

$\psi(t)$ traduce el efecto de la infiltración en la surgencia, es decir, la función infiltración modulada por su transferencia a través del Karst saturado, pero tiene en cuenta también el comportamiento propio de la zona saturada durante la decrecida (MANGIN, 1975). Según este autor, la función empírica $\psi(t)$ se ajusta a una función homográfica del tipo:

$$\psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

definida entre $t_0=0$ (momento de la crecida) y

$t_i = \frac{1}{\eta'}$ (comienzo del agotamiento y, por tanto,

duración de la decrecida), y caracterizada por dos parámetros, ambos de dimensiones T⁻¹:

η' : «Coeficiente de velocidad de infiltración», que traduce la duración de la infiltración o, más propiamente quizá, la duración de la transferencia de la infiltración hasta el manantial.

$\epsilon =$ «Coeficiente de heterogeneidad», que traduce la importancia de la concavidad de la curva: cuanto mayor es su valor tanto más rápidamente se realiza la decrecida en los instantes iniciales para ralentizarse a continuación considerablemente.

Para el cálculo de los parámetros ϵ y η' , que caracterizan la curva de decrecida, se realiza un cambio de variable para linealizar la función:

$$-Y = \frac{t_i - t}{q^*}, \text{ siendo } q^* = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

t_i corresponde al tiempo transcurrido desde la punta de la decrecida hasta el comienzo del agotamiento en el que $q^*=0$;

q_0 representa la diferencia entre el caudal de la punta de la crecida y el correspondiente a la extrapolación del agotamiento hasta la ordenada de aquélla.

De acuerdo con todo ello, $\eta' = 1/t_i$

Por su parte, el valor de ϵ resulta ser

$$\epsilon = \frac{q_0 - q^*}{q^* t} = \frac{\eta' q_0}{q^*}$$

Para calcular ϵ , se escogen aquellos valores de t que presenten un buen alineamiento sobre la recta obtenida por el cambio de variable anteriormente mencionado.

La determinación de estos dos parámetros permite calcular la función «y», cuyo valor oscila entre 0 y 1:

$$y = \frac{\psi(t)}{q_0} = \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

Según MANGIN (1975), esta función es independiente de la amplitud de la crecida. El análisis de diferentes decrecidas en una misma surgencia conduce a obtener una familia de funciones «y» que caracterizan el tipo de sistema. El valor de esta función para $t=2$ días (parámetro «i»), junto con la relación existente entre el «volumen dinámico» (almacenado al comienzo del agotamiento) y el volumen emitido en un ciclo anual, sirven para clasificar el sistema y como criterio de comparación con otros sistemas kársticos.

4. ESTIAJES ESTUDIADOS EN EL MANANTIAL DE ITURRIOTZ

De la serie de datos disponibles del manantial de Iturriotz (desde junio de 1983 hasta el momento de redactar esta nota en enero de 1986), se han seleccionado para este análisis dos períodos de estiaje que son los que mejor cumplen las condiciones de aplicación del método. El primero de ellos se extiende desde el 16 de mayo hasta el 27 de agosto de 1984 y el segundo desde el 14 de mayo hasta el 24 de octubre de 1985 (fi-

gura 4). El principal criterio de selección ha sido el de la duración de dichos estiajes, que permite una caracterización más ajustada del régimen de agotamiento.

De ambos períodos se dispone de archivo informatizado de los datos de caudal cada dos horas, obtenidos por tratamiento automático en computador de los limnigramas correspondientes, de acuerdo con el método puesto a punto en este Departamento (CRUZ-SANJULIÁN, 1984). No obstante, los datos de los estiajes considerados han sido además tratados manualmente para corregir la influencia de precipitaciones aisladas ya que es difícil encontrar en esta región un estiaje prolongado carente por completo de precipitación.

Así, en el estiaje del verano de 1984 la crecida que se toma como origen estuvo precedida dos días antes por otra más importante; en el resto del período considerado las precipitaciones fueron prácticamente inapreciables (sólo 4 mm. en julio y 10 mm. en agosto) y no produjeron alteraciones en el agotamiento, salvo una pequeña crecida a principios de junio que ha podido ser corregida. De esta forma, se han identificado en este estiaje (fig. 5), de acuerdo con las indicacio-

nes de SCHOELLER (1965), dos regímenes de agotamiento diferentes, aunque con coeficientes de agotamiento relativamente próximos (0,018 y 0,010 días⁻¹ respectivamente).

Por su parte, en el estiaje de 1985 ha habido, además de ligeras precipitaciones en junio sin respuesta en el hidrograma, dos puntas modestas producidas por sendos aguaceros en los primeros días de julio y agosto, respectivamente. Estas crecidas separan dos regímenes de agotamiento diferentes a los que pueden asociarse con claridad valores distintos del coeficiente de agotamiento: 0,022 días⁻¹ para el período que sigue inmediatamente a la decrecida propiamente dicha (14 de mayo a 2 de julio) y 0,008 días⁻¹ al final del estiaje (10 de septiembre a 24 de octubre). Para el lapso afectado por las mencionadas precipitaciones se han contemplado dos posibilidades: la primera retener tan sólo los agotamientos definidos en los dos extremos del estiaje extrapolándolos al resto del ciclo; sin embargo, habida cuenta que el coeficiente de agotamiento obtenido en el primer tramo es algo superior al correspondiente al estiaje de 1984, se ha considerado oportuno admitir también, de acuerdo con SCHOELLER

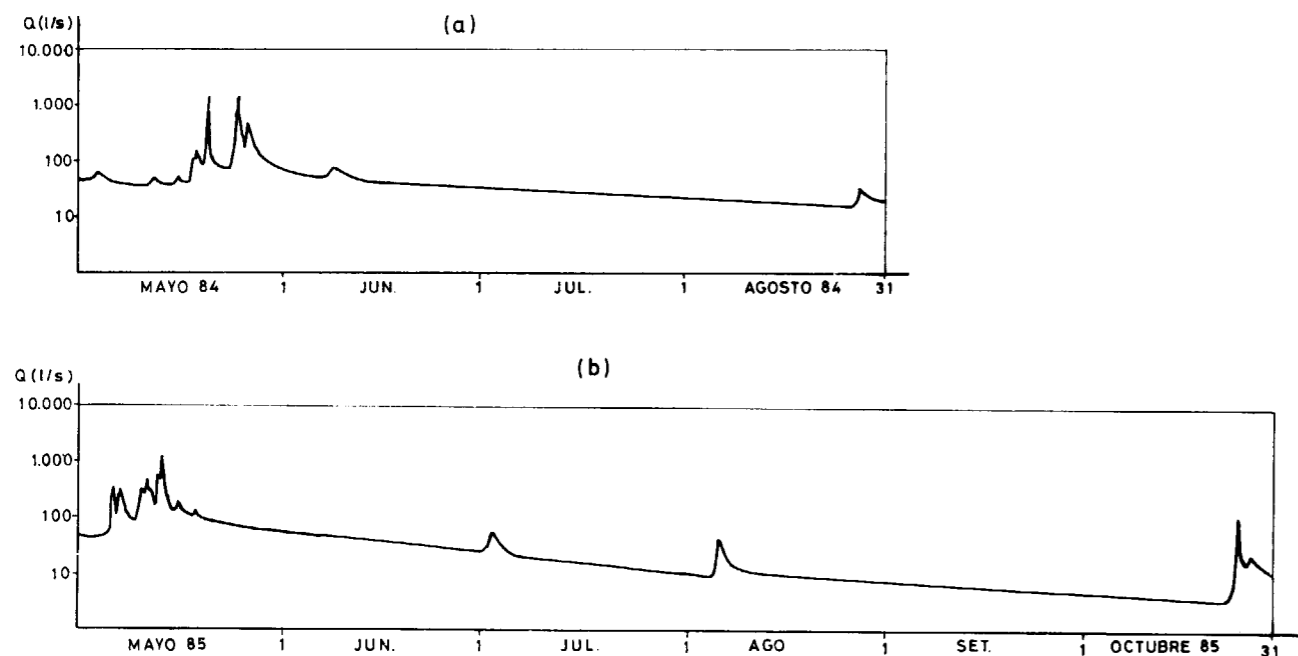


Figura 4.—Hidrogramas de Iturriotz. a) Estiaje de 16 de mayo a 27 de agosto de 1984. b) Estiaje de 14 de mayo a 24 de octubre de 1985.

(1965), la posible existencia de un régimen de agotamiento intermedio (definido entre el 2 de julio y el 20 de septiembre), caracterizado por un valor de $\alpha=0.014$ días⁻¹ (fig. 5).

5. DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DE LA DECRECIDA

El coeficiente de velocidad de infiltración η' tiene un valor muy similar en los dos estiajes estudiados: 0,064 días⁻¹ en 1984 y 0,052 días⁻¹ en 1985, que corresponden a una duración de la decrecida de 15,50 y 19,16 días respectivamente. Estas diferencias, aunque pequeñas, son atribuibles a la desigual importancia del caudal punta con que comienza cada uno de los ciclos estudiados; la punta fue más acusada en el segundo caso (1.369 litros/seg. frente a 530 l/seg.), lo que explica una decrecida algo más prolongada.

Por el contrario, el valor de ϵ muestra variaciones apreciables, no sólo de una a otra decrecida sino incluso en cada una de ellas, según cual sea el punto elegido para su cálculo. Si se utiliza el cambio de variable propuesto por MANGIN

(1975), se observa (fig. 6) que en el estiaje de 1984 los puntos presentan una buena alineación para valores de t entre 0,5 y 2,5 días, de modo que se obtiene un valor de ϵ comprendido entre 2,94 y 3,85 días⁻¹; en el estiaje de 1985 también se obtiene una alineación aceptable para t entre 1,16 y 5,16 días, de modo que resulta un valor de ϵ comprendido entre 7,67 y 10 días⁻¹. Estos valores de ϵ difieren también de los obtenidos anteriormente por FERNÁNDEZ (1984), con datos de estiaje relativamente cortos de 1983 y primeros meses de 1984 (entre 1,27 y 1,41 días⁻¹). Todo ello podría indicar que el valor de ϵ caracteriza más bien una determinada crecida que al propio acuífero, de donde parece deducirse una notable influencia del régimen de precipitaciones. Sería conveniente, de este modo, que la comparación de distintos sistemas en base al valor de este parámetro se realizara sobre acuíferos sometidos a las mismas o parecidas aportaciones pluviométricas, es decir, próximos entre sí y a ser posible utilizando datos procedentes del mismo estiaje.

A partir de los parámetros ϵ y η' se calcula el valor de la función «y». En la figura 7 se han representado las funciones «y» correspondientes

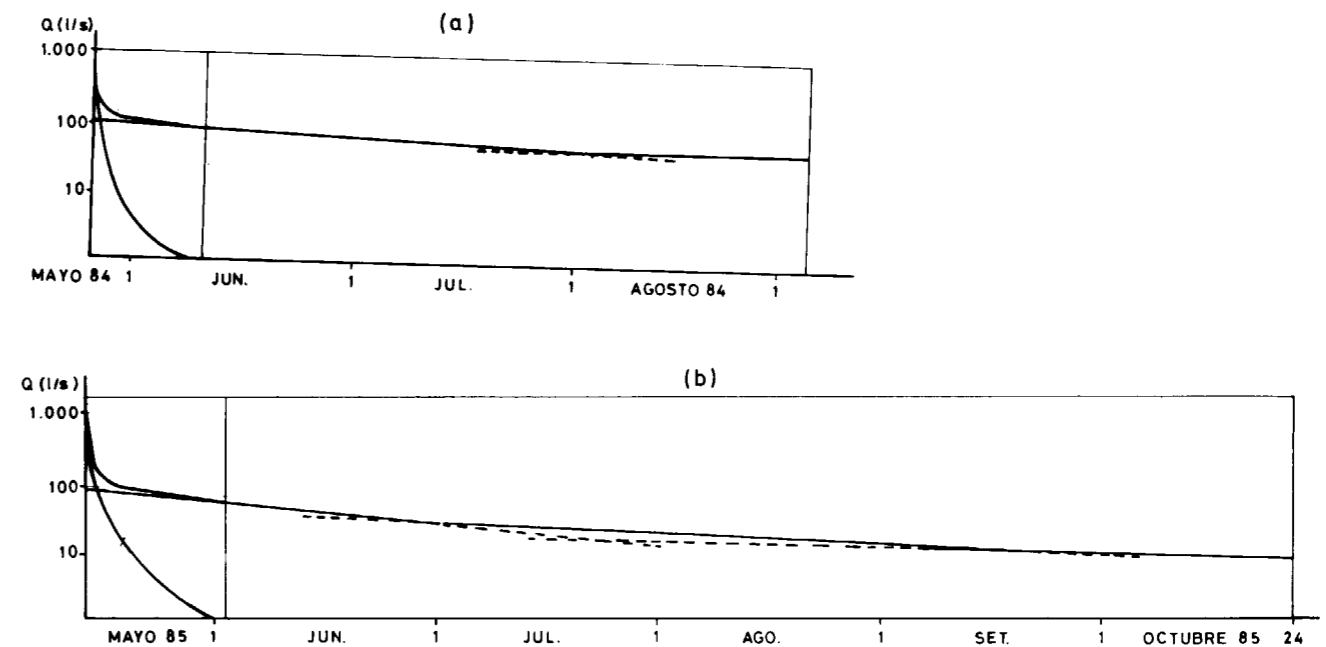


Figura 5.—Descomposición de los hidrogramas de Iturriotz. a) Estiaje de 1984. b) Estiaje de 1985.

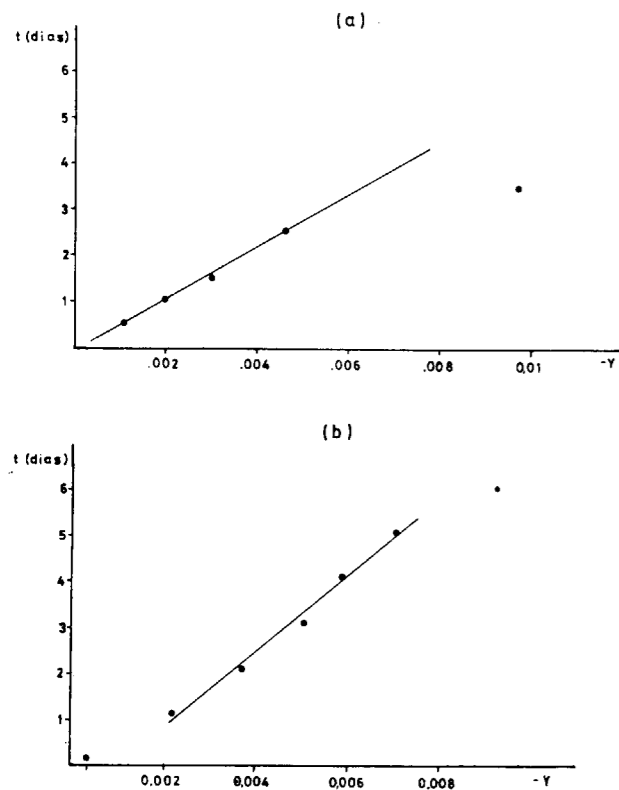


Figura 6.—Linearización de la función $\psi(t)$. a) Estiaje de 1984. b) Estiaje de 1985.

a los dos estiajes considerados; en cada caso se han utilizado los valores extremos de ϵ calculados anteriormente, de modo que se obtienen para cada estiaje dos curvas representativas aunque muy próximas entre sí. El parámetro «i», que representa la forma de la decrecida, corresponde al valor de la función «y» para $t=2$ días; en nuestro caso su valor está comprendido entre 0,10 y 0,127, en el estiaje de 1984, y entre 0,043 y 0,054, en el de 1985.

6. ANALISIS DEL AGOTAMIENTO

El volumen dinámico (V_d), es decir, el volumen almacenado en la zona saturada cuya circulación determina las variaciones del caudal del manantial en el agotamiento, ha sido calculado por integración de la ecuación de Maillet, utilizando los valores del coeficiente de agotamiento y del

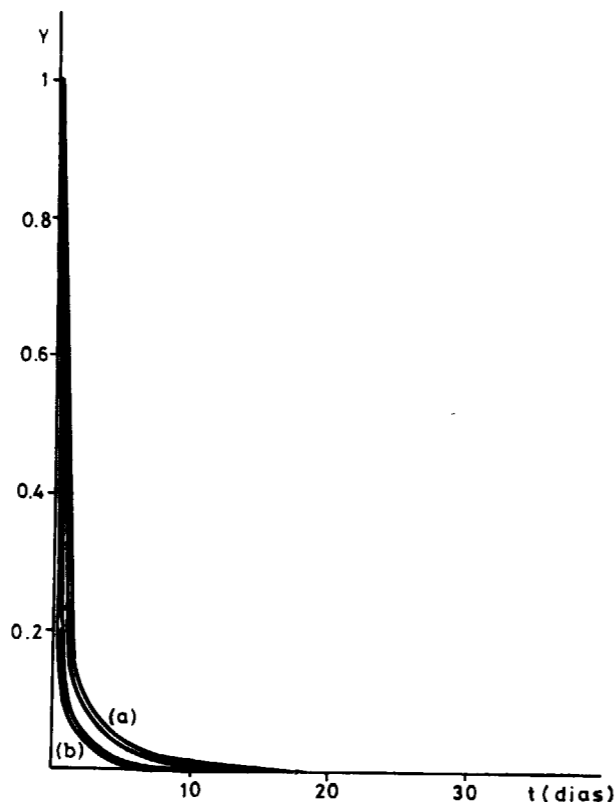


Figura 7.—Forma de la decrecida (función «y») para los estiajes de 1984 (a) y de 1985 (b).

caudal de base obtenidos en un apartado anterior.

Para el estiaje de 1984, el volumen dinámico estimado es de 0,613 Hm^3 . En 1985, según cual sea la caracterización elegida del agotamiento (véase epígrafe 4), resulta 0,47 y 0,48 Hm^3 ; dada la escasa variación entre ambas posibilidades hemos optado por retener en lo que sigue la media aritmética de dichos valores.

En la figura 8 se ha representado el porcentaje del volumen dinámico emitido por el manantial a lo largo de los dos estiajes estudiados. Aunque las diferencias son reducidas, cabe subrayar que el 50 por 100 del volumen dinámico había sido emitido a los 40 días de estiaje de 1985, mientras que en 1984 fueron necesarios 80 días para evacuar el mismo porcentaje. El hecho de que el vaciado haya resultado más rápido en 1985 puede también ser atribuido a que la punta de caudal fue más acusada en la crecida correspondiente.

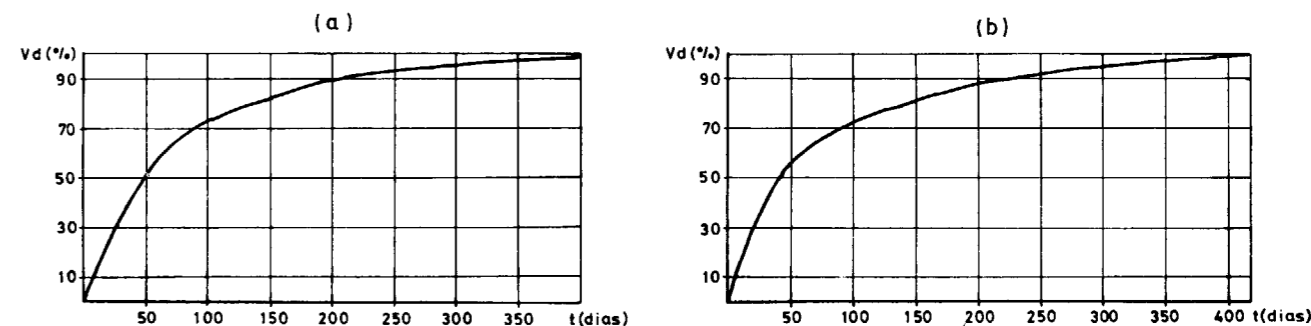


Figura 8.—Representación del volumen dinámico emitido en función del tiempo en los estiajes estudiados. a) Estiaje de 1984. b) Estiaje de 1985.

Por el contrario, el tramo final del vaciado resulta muy similar en ambos casos (con una duración próxima a 400 días).

Otro parámetro de interés, en orden a caracterizar el funcionamiento del acuífero y compararlo con otros sistemas kársticos, es el correspondiente a la relación existente entre el volumen dinámico y el volumen global de tránsito a lo largo de un ciclo (que se calcula considerando un ciclo de 365 días y el caudal medio del manantial). Este parámetro, para el que MANGIN (1975) utiliza el símbolo K, se expresaría

$$K = \frac{V_d}{V_t}$$

En el caso de Iturriotz, K presenta un valor de 0,210 en el estiaje de 1984 y de 0,161 a 0,166 en el de 1985.

7. CLASIFICACION DEL SISTEMA DE ITURRIOTZ: DISCUSION DE LOS RESULTADOS

En el trabajo repetidamente citado, MANGIN (1975) clasifica los sistemas kársticos a partir del valor de los parámetros «K» e «i». Para ello utiliza un diagrama en el que cada sistema (o una determinada decrecida de un sistema) está caracterizado por la posición del punto en el interior del gráfico (fig. 9). Bajos valores de «i» indican una rápida descarga y bajos valores de K corresponden a sistemas con deficiente regulación; de hecho, MANGIN (1975) considera que va-

lores de K superiores a 0,5 no son propios de sistemas kársticos.

Los dos estiajes estudiados en Iturriotz presentan muy bajos valores de «i» y valores relativamente bajos de K. Ello indicaría un sistema de descarga muy rápida y de un poder de regulación moderado. La comparación de este sistema con otros estudiados en este Departamento (ANTIGÜEDAD et al., 1984) pone de manifiesto que Iturriotz es el sistema de más rápida respuesta, al tiempo que su poder regulador es intermedio. Cabe señalar que el sistema drenado por el manantial de Orue (ANTIGÜEDAD et al., op. cit.) muestra una notable regulación y los valores de K entre ambos son relativamente próximos.

Resulta, por tanto, una aparente contradicción entre ambas características, que es necesario comentar. En nuestra opinión, el peculiar funcionamiento del manantial de Iturriotz resulta de una conjunción de distintos factores que reseñamos a continuación.

En primer lugar, la verosímil presencia de dos niveles de distinto grado de karstificación: el inferior, menos karstificado, representado probablemente por las micritas en las que está situada la surgencia, y el superior, con una karstificación más intensa y que debe estar representado fundamentalmente por las calcarenitas.

En segundo lugar, debe mencionarse la influencia de la relación entre el acuífero y el arroyo de Peñalba que lo recarga, hasta el punto de sumirse íntegramente en estiaje. Este arroyo, como ya se ha comentado, recibe los aportes de varios pequeños manantiales que drenan materiales detríticos de la cabecera de la cuenca.

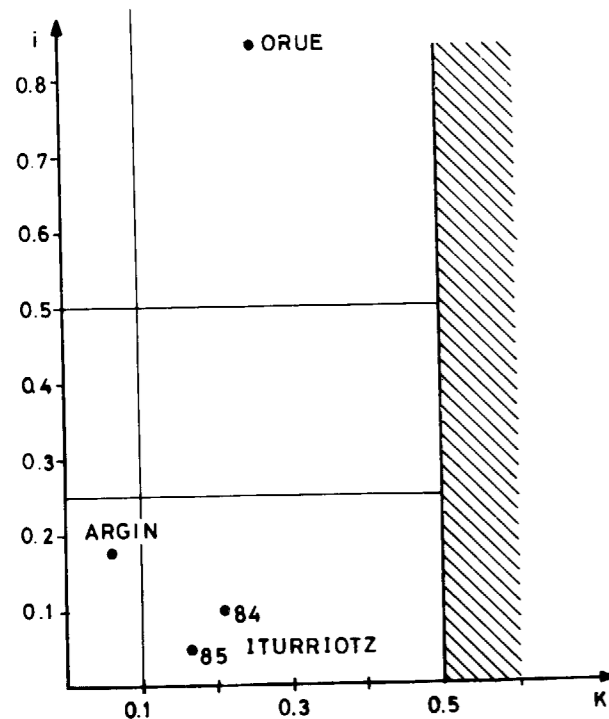


Figura 9.—Clasificación del sistema kárstico de Iturriotz en función del valor de los parámetros «i» y K, en los estiajes de 1984 y 1985.

De este modo, se explica que en crecida la descarga sea controlada fundamentalmente por el nivel superior con un mayor grado de karstificación, lo que se traduce en una fuerte concavidad de la curva de decrecida y bajos valores del parámetro «i».

Por el contrario, en estiaje, sobre todo si es pronunciado, Iturriotz sería alimentado fundamentalmente por la parte inferior del sistema, menos karstificada; ello reflejaría una circulación más lenta, como de hecho evidencia el tiempo de tránsito determinado en estas condiciones en un ensayo con fluoresceína: el trazador tardó 48 horas en recorrer el kilómetro que separa el sumidero más importante del arroyo de Peñalba y el manantial, mientras que el tiempo de respuesta en una precipitación intensa es muy inferior. Por otra

parte, los menores valores del coeficiente de agotamiento determinados en la parte final de cada estiaje sugieren una explicación similar y bien pudieran estar influenciados por el régimen de descarga de los manantiales que drenan materiales detríticos; de este modo, el moderado poder regulador que resulta para Iturriotz podría ser achacado, al menos parcialmente, a esta influencia indirecta de materiales no kársticos.

Debe señalarse que estas conclusiones son perfectamente acordes con las que se obtienen del tratamiento de los datos de Iturriotz aplicando el método de caudales clasificados y el análisis de correlación y espectral, como se describe en otros trabajos de los autores.

BIBLIOGRAFIA

- ANTIGÜEDAD AUZMENDI, I.; ERASO ALBERDI, A., y CRUZ-SANJULIÁN, J.: *Análisis e interpretación de las curvas de recesión correspondientes a dos surgencias kársticas en la provincia de Bizkaia-Vizcaya*. I. Congreso Español de Geología, tomo IV, pp. 17-27 (1984).
- CRUZ-SANJULIÁN, J.: *Tratamiento automático de limnigramas en microcomputador*. Bol. Geol. Min., t. XCV-V, pp. 456-462 (1984).
- FERNÁNDEZ, O.: *Hidrogeología de la cuenca alta del río Agüera*. Tesis de Licenciatura, Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Univ. del País Vasco, dact., 118 pp. (1984).
- MANGIN, A.: *Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement*. Ann. Spéléol., 25, 3, pp. 581-610 (1970).
- MANGIN, A.: *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse, Première partie: *Généralités sur le Karst et les lois d'écoulement utilisées*. Ann. Spéléol., 1974, 29, 3, pp. 283-332; Deuxième partie: *Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiés*. Ann. Spéléol., 1974, 29, 4, pp. 495-601; Troisième partie: *Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques*. Ann. Spéléol., 1975, 30, 1, pp. 21-124 (1975).
- RAT, P.: *Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques (Espagne)*. Thèse, Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp. (1959).
- SCHÖELLER, H.: *Hydrodynamique dans le Karst (Écoulement et emmagasinement)*. Col. Dubrovnik: *Hydrologie des roches fissurées*. Oct. 1965, Chronique d'Hydrogéologie, núm. 10, 1967, pp. 3-20 (1965).

Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles

Por F. GASCON y M. BALBAS (*)

RESUMEN

La expansión lineal térmica de mármoles y calizas marmóreas es un fenómeno anisótropo, de forma que los valores de los coeficientes de dilatación térmica dependen de la dirección en la que han sido medidos, llegando a obtenerse valores negativos en algunos casos. En este informe se aplica un modelo tensorial cuya validez se comprueba experimentalmente. Es posible así resolver el problema del cálculo del coeficiente de dilatación térmica en cada dirección.

ABSTRACT

The thermal lineal expansion of marbles and marbly limestones is an anisotropic phenomenon and therefore the values of the coefficients of thermal expansion depend of the direction in which they are measured, being negative values in some cases. In this paper the tensorial model is applied and its validity is experimentally checked. It is able to resolve the problem of the calculation of the thermal expansion in every direction.

INTRODUCCION

La dilatación lineal térmica de mármoles y calizas marmóreas es un fenómeno anisótropo, dependiendo los valores de los coeficientes de dilatación de la dirección del espacio en la cual se encuentra tallada la probeta a medir. Esta circunstancia obliga al planteamiento de un modelo tensorial.

La calcita es una sustancia cuyas propiedades han sido ampliamente estudiadas por gran número de investigadores. Se trata de un mineral que cristaliza en el sistema exagonal y cuya composición química es CaCO_3 . Presenta un comportamiento perfectamente anisótropo con respecto a la dilatación térmica. Si ésta se mide en la dirección del eje óptico, se obtienen valores positivos y elevados del coeficiente de dilatación térmica y si se hace en cualquier dirección perpendicular al eje óptico resultan valores negativos. La figura 1, que muestra los coeficientes de un cristal de calcita en dos direcciones perpendiculares, es

una modificación de la expuesta por JOHNSON y PARSONS (1). Los valores de los coeficientes de la calcita medidos por diferentes autores (2) son dispersos y oscilan, para el intervalo 18-100°C, entre $25,7 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ y $26,8 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ en la dirección del eje óptico y entre $-5,5 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ y $-4,8 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ en la dirección perpendicular.

Los valores negativos, aparentemente extraños, de la dilatación térmica en la dirección perpendicular al eje óptico, pueden ser explicados, según RAO y otros (2), como debidos a la contracción de Poisson procedente de la gran expansión que se produce a lo largo del eje óptico. La expansión en esta dirección es tan elevada que la calcita se comporta como si se aplicara en esta dirección una tensión con la consiguiente contracción elástica en la dirección perpendicular.

Al estudiar la dilatación térmica del mármol y las calizas hay que tener en cuenta que son rocas formadas, principalmente, por calcita. Su composición varía dentro de unos márgenes bastante amplios de unos puntos a otros para un mismo tipo de roca. También varía, en las distintas muestras, la forma de cementación de los granos, su

(*) Departamento de Física. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.

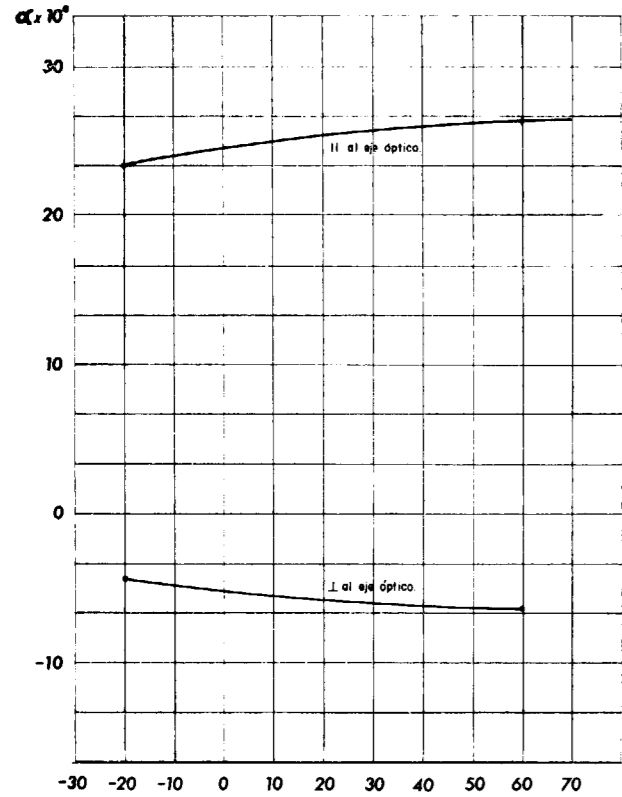


Figura 1

textura, su tamaño, su orientación y las tensiones a las que están sometidos.

La orientación de los cristales, junto a las diferentes composiciones y a la textura, son los factores que, en principio, parecen determinar la variación en la expansión térmica de los agregados materiales como el mármol.

Estos factores explican los resultados tan diferentes obtenidos al medir los coeficientes de dilatación térmica de distintas muestras de un mismo tipo de roca. La tabla 1 evidencia la dispersión de resultados (1).

La orientación de los granos será consecuencia de unas determinadas condiciones de presión y temperatura en el momento de formación de la roca. Ello explica el comportamiento de muchas de las muestras en las que se puede observar la línea de esfuerzo máximo en el momento de la metamorfización perpendicular a las bandas; el coeficiente de dilatación térmica en esta dirección es diferente al de cualquier otra situada en el plano vertical (obsérvese en la tabla I los resultados reseñados al final). La correlación entre la orientación entre los microcristales de calcita y los coeficientes de dilatación térmica del mármol ha sido estudiada por diversos autores, entre ellos ROSEN-

TABLA 1
Coeficientes de dilatación lineal térmica según diversos autores

Roca	Fuente	Rango de temperaturas	$\alpha \cdot 10^6 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
Caliza	Mille Roche, Canadá	0-60° C	4,0
Caliza con bandas	Winn Parish, La	0-60° C	-4,0
Caliza dolomítica (*)	Paso Robles, California	0-60° C	9,1
Caliza dolomítica (**)	Paso Robles, California	0-60° C	9,7
Mármol (**)	Person	24-100° C	7,8
Mármol (*)	Person	24-100° C	7,2
Mármol (Carrara)	Loubrier y Bryden	20- 80° C	70,3
Mármol (Yule)	Rosenholtz y Smith	20-100° C	
(N-S)			74,25
(E-W)			17,75
(Vertical)			4,25

(*) Medida paralela a los planos de estratificación.
(**) Medida perpendicular a los planos de estratificación.

HOLTZ y SMITH, quienes han intentado calcular los resultados reales obtenidos para una muestra de mármol y los teóricos deducidos de la disposición de los granos de calcita y de los coeficientes de dilatación de estos cristales de calcita.

Los resultados han sido, en líneas generales, satisfactorios. No obstante, este factor no es el único que influye, ya que de otra forma no podría explicar por qué los valores del coeficiente de dilatación para el mármol en la dirección en que éste es mayor, excede a los de un cristal de calcita en la dirección paralela al eje óptico. Si sólo influyera la orientación de los cristales, el mayor coeficiente de dilatación para una muestra de mármol sería el correspondiente a la dirección en la cual los ejes ópticos de todos los microcristales de calcita estuviesen orientados; pero este valor lógicamente nunca podrá exceder a un único cristal de calcita en la dirección de su eje óptico.

Los cristales de calcita en el mármol están tan íntimamente entrelazados, que la porosidad de muchas variedades es menor del 1 por 100. En una masa de cristales de calcita tan compactamente enlazados, cada cambio de temperatura produce complejas tensiones y deslizamientos entre los cristales que se dilatan o contraen. El permanente aumento de volumen puede ser interpretado como debido a que los cristales no pueden volver a sus posiciones originales tras haber sido movidos de su sitio por un cambio de temperatura. Esta explicación dada por KESSLER (3) parece ser correcta, aunque para algunos autores como ROSENHOLTZ y SMITH (4) el aumento permanente de tamaño sea debido a que al calentar una muestra de mármol se libera ésta de tensiones residuales entre sus granos, adquiridas en el momento de formarse. Lógicamente, ambos factores contribuyen a explicar el fenómeno; pero parece tener más influencia el primero de ellos, ya que el crecimiento del mármol va acompañado de una disgregación al perder consistencia la unión entre los granos de calcita.

ANISOTROPIA DE LA DILATACION. MODELO TENSORIAL

Para poder describir los resultados en función de la dirección, se hace imprescindible ensayar un modelo tensorial de forma análoga al empleado para el estudio de los cristales puros (5). Sea \bar{r}

el vector de posición de un punto P de la roca, figura 2, respecto de otro punto 0 de la misma; al incrementar la temperatura en dT pasa a ocupar la posición P', de forma que $\overline{PP'} = d\bar{r}$.

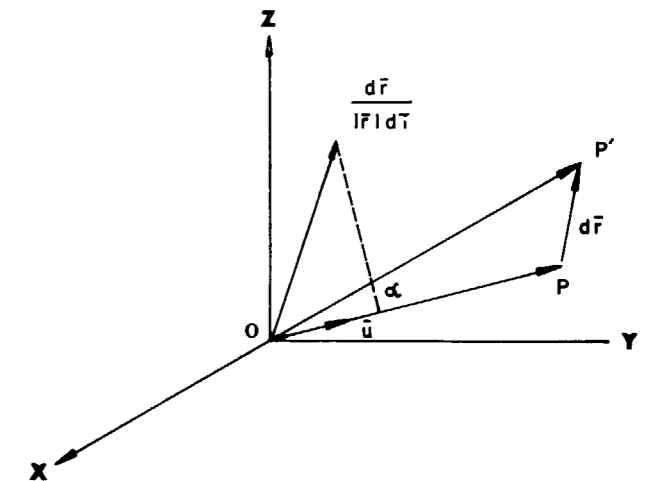


Figura 2

La relación entre \bar{r} y $d\bar{r}$, supuesta lineal, será:

$$d\bar{r} = (\bar{A} \cdot \bar{r}) dT$$

donde \bar{A} es un tensor de segundo orden simétrico y $\bar{A} \cdot \bar{r}$ es su producto contraído por \bar{r} .

Llamando \bar{u} al vector unitario según \bar{r} :

$$\frac{d\bar{r}}{|\bar{r}| dT} = \bar{A} \cdot \frac{\bar{r}}{|\bar{r}|} = \bar{A} \cdot \bar{u}$$

La proyección ortogonal o componente según \bar{r} es:

$$\alpha \equiv (\bar{A} \cdot \bar{u})_{\text{normal}}$$

Desarrollando la expresión para una dirección particular \bar{r}_k , cuyo vector unitario es \bar{u}_k , se tiene:

$$\alpha_k = A_{1j} u_{kj} = A_{11} u_{k1}^2 + A_{22} u_{k2}^2 + A_{33} u_{k3}^2 + 2A_{12} u_{k1} u_{k2} + 2A_{23} u_{k2} u_{k3} + 2A_{31} u_{k3} u_{k1}$$

Si se obtienen experimentalmente seis valores

de α para seis direcciones k del espacio puede establecerse un sistema algebraico de seis ecuaciones con seis incógnitas, del que pueden despejarse las seis componentes A_{ij} de la matriz del tensor simétrico.

Tomemos las direcciones indicadas en la figura 3, las tres primeras coincidentes con los semiejes coordenados y las tres siguientes con las trisectrices de los triedros definidos por los semiejes (OX, OY, OZ), (OX, -OY, OZ) y (OX, -OY, -OZ), respectivamente. En la figura se ha representado una séptima dirección, según la trisectriz (OX, OY, -OZ) que una vez medido su α_7 , nos permita comprobar la validez del modelo diseñado.

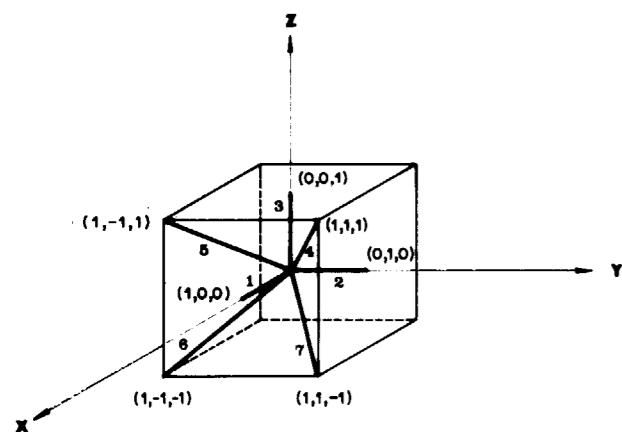


Figura 3

El sistema de ecuaciones para los α_k puede entonces escribirse para las seis primeras direcciones ($k=1, 2, \dots, 6$), obteniéndose:

$$\begin{aligned} A_{11} &= \alpha_1 \\ A_{22} &= \alpha_2 \\ A_{33} &= \alpha_3 \\ A_{12} &= 0,750 [0,667 (\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3) - \alpha_5 - \alpha_6] \\ A_{23} &= 0,750 [\alpha_4 + \alpha_6 - 0,667 (\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3)] \\ A_{31} &= 0,750 [\alpha_4 + \alpha_5 - 0,667 (\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3)] \end{aligned}$$

Los resultados anteriores permiten calcular los valores propios, sobre las direcciones principales del tensor, resolviendo la ecuación secular:

$$\begin{vmatrix} A_{11} - \lambda & A_{23} & A_{31} \\ A_{12} & A_{22} - \lambda & A_{23} \\ A_{31} & A_{12} & A_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0$$

o lo que es lo mismo:

$$\lambda^3 - B\lambda^2 + C\lambda - D = 0$$

donde:

$$B = A_{11} + A_{22} + A_{33}$$

$$C = -A_{12}^2 - A_{23}^2 - A_{31}^2 + A_{11}A_{22} + A_{22}A_{33} + A_{33}A_{11}$$

$$D = A_{11}A_{22}A_{33} + 2A_{12}A_{23}A_{31} - A_{11}A_{23}^2 - A_{22}A_{31}^2 - A_{33}A_{12}^2$$

En el caso de que la ecuación en λ tuviera dos de las soluciones iguales, el tensor resultaría de revolución, lo cual indica la existencia de una dirección primordial. De existir este caso, con dos valores de α quedarían todos los demás descritos, y, por tanto, caracterizado el material.

DISPOSICION EXPERIMENTAL

El dispositivo utilizado para medir el coeficiente de dilatación lineal es un dilatómetro marca «Linseis», tipo SELB/BAY, número 1011, en el que la probeta se aloja en una cuna horizontal de cuarzo y se somete a una ligera presión por medio de una varilla, también de cuarzo; el otro extremo de la varilla acciona un transformador diferencial, cuya salida es amplificada posteriormente en un amplificador de la serie L75, tomando usualmente la amplificación valor 1.000.

Las probetas se han normalizado al tamaño $100 \times 20 \times 10$ mm.

Las temperaturas del sistema se miden con termopares de cromel (90 por 100 de Ni, 10 por 100 de Cr) — alumel (94 por 100 de Ni, 3 por 100 de Mn, 2 por 100 de Al, 1 por 100 de Si). La soldadura de referencia de los termopares se mantienen a 0°C por inmersión en un baño de mezcla de agua líquida-hielo introducido en un termo. Para la medida de la temperatura de la muestra se coloca la soldadura de medida en un orificio de 3 mm. de diámetro y de 5 mm. de profundidad, practicado en la cara mayor de la probeta; el orificio de alojamiento se rellena con pirofilita, una vez situada en su interior la soldadura de medida.

Al multiplexor-convertidor analógico-digital llegan tensiones del termopar T1, función de la temperatura de la muestra, del T2 que depende de la temperatura del horno a ser regulada y del L, señal amplificada del transformador diferencial, figura 4.

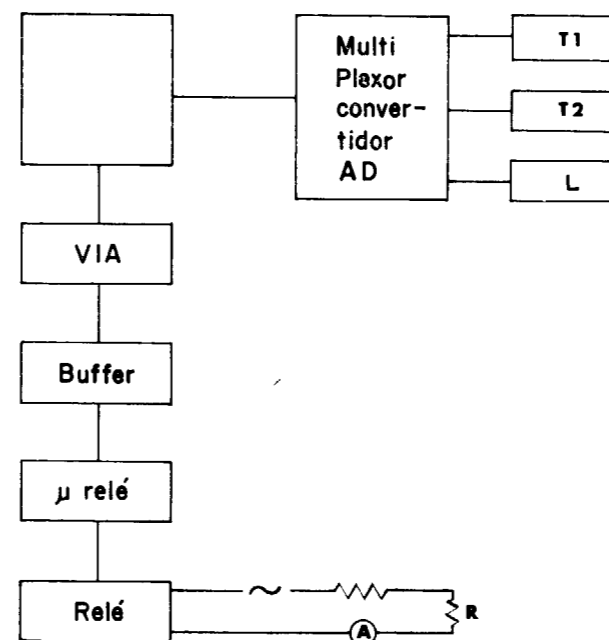


Figura 4

El microordenador está programado para leer T2 cada 0,2 segundos. Si la velocidad de calentamiento es pequeña, el micro actúa sobre la cadena VIA-Buffer-Relés cerrando el circuito de alimentación de la resistencia de calentamiento R; en caso contrario, abre el circuito calefactor.

Por la entrada T2 se lee la temperatura de la muestra cuando es justamente mayor que la temperatura inicial o mayor que ésta más un número entero de veces el incremento de temperaturas. Inmediatamente mide el alargamiento de la muestra y el valor del coeficiente de dilatación.

Se ha calibrado el dilatómetro para la medida de desplazamiento con una galga de 1 mm. de anchura, conocida con un error menor de $1 \mu\text{m}$. Los resultados fueron los siguientes:

Con amplificación 50:

$$\frac{1.000}{50} \times (0,084 - 0,034) = 1,0 \text{ mm.}$$

Con amplificación 100:

$$\frac{1.000}{100} \times (0,137 - 0,037) = 1,00 \text{ mm.}$$

luego el calibrado está garantizado con un error del orden del 1 por 100. Cada uno de los cuatro termopares disponibles para los experimentos se ha aproximado con una precisión mayor de una décima de grado, mediante una ecuación cúbica en V, de acuerdo con la tabla de constantes físicas de CRC (6). La recalibración se efectuó sumergiendo la soldadura de medida en el baño agua-hielo, y a continuación en vapor de agua hirviendo.

Para comprobar que el horno estaba de acuerdo con la norma ASTM E228-71, que indica que la diferencia de temperaturas entre tres puntos de la probeta sea menor de $0,2^\circ\text{C}$, durante toda la fase de calentamiento, se colocó una muestra provista de tres taladros en la cara mayor, uno en el centro y los otros dos a un centímetro de los extremos, y se colocó un termopar en cada orificio. Al no cumplir el horno del aparato las especificaciones de la norma, se construyeron varias versiones distintas hasta que se consiguió que las diferencias antedichas fueron menores que $0,2^\circ\text{C}$.

A continuación se procedió a medir la dilatación entre 0°C y 50°C de un tubo de cuarzo de una longitud de 106,6 mm. Se efectuaron tres medidas y el valor medio fue de $-0,790 \mu\text{m}$. Como la norma ASTM E228-71 establece que la dilatación del cuarzo en un intervalo de 50°C no debe ser mayor de $1,3 \mu\text{m}$, resulta que la cuna está dentro de norma con holgura.

La incertidumbre en la medida de temperatura es del orden de $0,1^\circ\text{C}$, luego interpretando las incertidumbres como las diferenciales de las variables, resulta $dT=0,1^\circ\text{C}$.

La longitud de la muestra se mide con un calibre de precisión 0,05 mm., luego $dL=0,1$ mm.

La precisión de la medida de desplazamiento la estimamos de la siguiente forma: en el calibrado con la galga patrón de 1 mm. se encontró una precisión del 1 por 100. Como el valor de coeficiente de dilatación se verá más adelante que es del orden de $3 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, la longitud de la probeta de unos 100 mm. y el intervalo de temperatura para cada medida es de 10°C , el aumento esperado de longitud será:

$$\Delta L = \alpha L \Delta t = 3 \cdot 10^{-6} \cdot 100 \cdot 10 = 3 \cdot 10^{-3} \text{ mm.}$$

y una interpolación lineal da:

$$d(\Delta L) = \frac{1}{100} \Delta L = 3 \cdot 10^{-5} \text{ mm.}$$

Tanto en la variedad B como en la C se calcularon a partir de la fórmula tensorial de α_k , con $k=7$, los valores de los coeficientes de dilatación en la dirección séptima y las incertidumbres aleatorias correspondientes por la ley de propagación de errores. En ambos casos se demuestra que los intervalos de incertidumbre debidos a los valores obtenidos de la relación tensorial se solapan con sus correspondientes intervalos deducidos del polinomio de regresión.

Tanto al observar que los elementos de las diagonales principales en ambas variedades son todos prácticamente iguales y el resto casi nulos, como al resultar sus valores propios tan próximos entre sí, dentro de las incertidumbres de las medidas, deducimos que las muestras B y C estudiadas pueden considerarse como materiales casi isótropos frente a las dilataciones térmicas.

El criterio con el que se seleccionaron las variedades a ensayar fue el de elegir una variedad muy metamorfizada (A, mármol de Macael), netamente estratificada, junto con variedades con un grado de metamorfismo intermedio o bajo (calizas marmóreas B y C: la B, Rojo Alicante con textura cristalina muy heterogénea, y la C, Crema Capri, masiva y homogénea). Comprobado el modelo para grados tan diversos de metamorfismo, debe inducirse que será válido para cualquier caliza marmórea.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su gratitud al Instituto Geológico y Minero de España, especialmente a G. Gómez Moreno, por su labor de supervisión; también a L. García, J. Martín, M. A. Díaz y J. Saa por su contribución personal.

REFERENCIAS

- (1) JOHNSON, W. H., and PARSONS, W. H.: J. Res. Natl. Bur. Stand., 1944, 32, 101-126.
- (2) RAO, K. V. K.; NAIDU, S. V. N.; MURTHY, K. S.: J. Phys. Chem. Solids, 1968, 29, 245-248.
- (3) KESSLER, D. W.: Technical News Bulletin. Nat. Bur. Standards, 1948, 32, 28-29.
- (4) ROSENHOLTZ, J. L., y SMITH, D. T.: Am. Mineral, 1969, 31 (II), 846-854.
- (5) BLOSS, F. D.: Crystallography and Crystal Chemistry, Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 1971, pp. 373-384.
- (6) CRC, Handbook of Chemistry and Physics, CRC Press, Boca Ratón, Florida, 1980, E-108.
- (7) GASCÓN, F., y BALBÁS, M.: Boletín Geológico y Minero, 1983, XCIV-V, 441-447.

Recibido: Octubre 1986

INFORMACION

«Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico» (*)

Por M. ALIA MEDINA

Atendiendo al título que encabeza este discurso vamos a referirnos a una estructura geológica mayor que, atravesando nuestra Península de Este a Oeste, forma una amplia banda comprendida aproximadamente entre los 39° y los 40° de latitud, es decir, una banda cuya anchura media viene a ser algo superior al centenar de kilómetros. Está constituida, a su vez, por una serie de elementos, también con tendencias de alargamiento según E-O, de muy diferentes características y expresiones, pero que responden en su significado y génesis a mecanismos y procesos tectónicos.

Aunque en las zonas orientales de la Península se encuentran elementos referibles a esta Banda estructural, nos limitaremos ahora a aquellos otros que se sitúan en sus áreas centrales y occidentales. Haremos así un rápido recorrido, demasiado rápido para lo que sería conveniente, por las principales zonas incluidas en tales áreas. Así, desde los Montes de Toledo y borde meridional de la Depresión del Tajo, pasaremos a la región de Extrema-

dura, principalmente Cacereña, y desde allí a la denominada Depresión Lusitana, desde donde haremos una tan breve como osada inmersión bajo las aguas del Atlántico, para tratar de conocer lo que en su fondo allí sucede.

Tendremos, lógicamente, que referirnos a algunos datos de los que sobre estos temas expusimos en anteriores publicaciones, pero también adelantaremos ahora otros nuevos, procedentes de estudios más recientes, con los cuales abocetaremos lo que en breve pensamos desarrollar con mayor amplitud en publicaciones especializadas.

Para mejor situarnos en la realidad de los elementos que pueden constituir la dicha Banda Estructural y, a la vez, para recordar alguno de los pasos que llevaron hasta su localización, repasaremos mentalmente, como un ejemplo, los rasgos generales que probablemente pudimos observar en alguno de nuestros viajes realizados desde Madrid, mejor aún, desde Toledo, hacia las tierras extremeñas, pasando por las poblaciones de Talavera de la Reina y Oropesa, hasta la de Naval Moral de la Mata. La mayor parte de este recorrido se hace a lo largo de la región denominada «Campo Arañuelo», zona deprimida, irrigada por el río Tajo y sus afluentes y flanqueada al Norte por la Sierra de Gredos y al Sur por las elevacio-

(*) Discurso inaugural del Año Académico 1986-1987, leído en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, por el Académico Numerario Excmo. Sr. D. Manuel Alía Medina, en la sesión celebrada el día 22 de octubre de 1986.

nes más modestas del frente septentrional de los Montes de Toledo, constituidas ambas zonas elevadas por materiales más antiguos que los sedimentarios de la Depresión. Pues bien, esta unidad de Campo Arañuelo se tiende con un eje general de alargamiento según E-O y constituye así una de las unidades representativas de la Banda Estructural mayor a que venimos refiriéndonos.

En un sencillo mapa topográfico de la región podríamos reconocer algún otro hecho de interés. Observaríamos, por ejemplo, que el río Tajo, que en su curso sigue también una tendencia general de orientación E-O coincidente con la de alargamiento de la Depresión a cuyo borde meridional se adosa; en una cierta parte de su recorrido se desvía bruscamente de su general tendencia para dirigirse, con orientación NO, hasta Talavera de la Reina desde donde, mediante otra nueva desviación, corre hacia el SO, para retomar finalmente la general tendencia de orientación E-O. Más todavía, observaríamos que este último tramo SO, de orientación anómala del Tajo, está a su vez alineado y es como la continuación del que sigue el río Alberche hasta su desembocadura en los alrededores mismos de Talavera.

Tales desviaciones en el curso fluvial no encuentran fácil explicación si atendemos únicamente a circunstancias topográficas o litológicas, ambas demasiado sencillas y monótonas en esta región. Tendremos que buscar la explicación en la profundidad, donde existen fracturas en los materiales más antiguos y rígidos que, ocultos en el fondo de la depresión, constituyen el basamento sobre el que se depositaron los sedimentos de la cobertera superficial. Se trata muchas veces de fracturas delimitadoras de bloques basamentales que, al moverse diferencialmente en el transcurso de los tiempos, motivaron deformaciones y asentamientos alineados en la cobertera, suficientes para canalizar y orientar, a veces con direcciones aparentemente anómalas, la red fluvial de la superficie.

Por observaciones análogas efectuadas en otros lugares de la Depresión del Tajo fue por lo que, hace ya tiempo, empezamos a comprender que mediante el estudio de tal información contenida en el trazado de las redes fluviales y aún en otros tipos de lineaciones también observadas, como las de tránsitos laterales de facies, accidentes morfológicos, estructurales, etc., existía un procedimiento, no sólo para deducir y localizar las posibles estructuras existentes en el basamento infrayacente y oculto, sino para determinar también su movilidad en el transcurso de los tiempos, deduciéndola de los niveles que, dentro de la secuencia sedimentaria, quedaron afectados por los movimientos de la profundidad. De esta manera y mediante la correlación entre los datos observables directamente en las áreas de basamento emergido y las deducidas de aquellas otras donde queda cubierto, se hacía posible establecer relaciones y continuidades a mayores distancias y, en definitiva, localizar estructuras de mayor trascendencia.

Fue así cómo en el Congreso Internacional de Geología que se celebró en Canadá en el año 1972, se pudo presentar ya una comunicación en la que dábamos cuenta de la existencia de una estructura geológica mayor, que atravesaba la Península Ibérica de Este a Oeste en sus zonas medias y a la que denominábamos «Banda Estructural de Toledo», por ser en los alrededores de esta ciudad uno de los lugares donde mejor puede observarse, en el contacto orientado entre el material néisico antiguo de la Mesa Toledana y los sedimentos más modernos de la Depresión del Tajo. Razón ésta para la elección del nombre a la que se sumaba, todo hay que decirlo, alguna otra de índole personal.

La presentación que entonces se hizo de la estructura fue esquemática, refiriéndola principalmente a líneas de fractura, aflorantes o deducidas de la profundidad que, en su conjunto, correspondían a fallas transcurrentes sinestrales. Desde entonces y con diversos objetivos, se han venido efectuando investigaciones en las diferentes zonas comprendidas dentro de la Banda estructural, con las cuales se han confirmado y ampliado elementos anteriormente localizados, en algunos casos, y en otros, se han descrito nuevos elementos para añadir a los ya conocidos. Aunque sólo sea por esta vez, vamos a hacer breve incursión por las zonas más orientales de dicha Banda de la Península, para presentar también algún ejemplo de aquellas tierras levantinas. El geólogo francés Pierre Viallard (1979-1980) continuó hacia el Oeste las fallas ya anteriormente señaladas para la región valenciana, de tal manera que, la principal de ellas, la tiende desde los alrededores de la misma ciudad de Valencia hasta las proximidades de Alcázar de San Juan. Con rígida orientación E-O la considera igualmente como falla transcurrente sinistral, correspondiente a accidente de profundidad y le asigna un importante significado, pues separa la región plegada de la Cordillera Ibérica y Serranía de Cuenca, al Norte, de la zona subtabular manchega, al Sur. También en el año de 1979, Arias y otros localizaron fracturas orientadas E-O en esta misma región valenciana y aún en la contigua de Albacete. Ortí Cabo, F., en 1981, del estudio que igualmente realizó en el sector central valenciano, destaca que el diapirismo de los materiales triásicos está allí condicionado por direcciones estructurales según E-O y N-S y que, de ambas, las primeras son de probable génesis muy antigua y constituyen los accidentes estructurales principales. Y, por último, en la Tesis doctoral que en 1980 presentó sobre estas zonas levantinas Carbó Gorosabel, se localizaron gravimétricamente fracturas profundas basamentales con distintas direcciones e interferencias, pero donde igualmente se marcan las orientaciones según los paralelos.

Volviendo a las regiones del interior de la Península, las que ahora nos ocupan, diversos han sido también los estudios de confirmación y ampliación de lo de antes conocido. Solamente destacar un ejemplo, por interesarnos

para lo que luego diremos. De los datos obtenidos en la cobertera sedimentaria de la Fosa del Tajo se pudo deducir la existencia, en sus zonas meridionales, de una a la manera de acera basamental cubierta por los sedimentos y adosada todo a lo largo del frente emergido de la Mesa toledana. Su límite septentrional viene orientado según E-O. Tales determinaciones coinciden, por otra parte, con los levantamientos gravimétricos efectuados en 1977 por Cavidad, S.

Finalmente, en las zonas más occidentales de este interior peninsular, Guy Tamain, en 1975, se refería de nuevo a unas estructuras que, aunque señaladas ya en la Banda Estructural toledana, considera constituyen una única fractura, verdaderamente larga, puesto que la continúa ininterrumpidamente desde Toledo, pasando por la depresión de Campo Arañuelo y Naval Moral de la Mata, hasta rebasar la frontera portuguesa. A esta línea de fractura, orientada rígidamente según E-O y a la que el autor denomina Geosutura del Tajo, le atribuye un significado de primer orden, pues, según él, sirve de separación entre dos grandes dominios peninsulares, al actuar como importante falla de cizallamiento sinistral, con salto en la horizontal de aproximadamente un centenar de kilómetros. Recientemente otro autor, Castro, A. (1985), en su estudio sobre el emplazamiento de granitoides y deformaciones estructurales ocurridas en el que denomina Batolito de Extremadura Central, llega a deducir la existencia de una banda de cizallamiento profundo, aunque de movimiento dextral, que orientada según E-O debió desempeñar un papel decisivo durante el emplazamiento de las sucesivas intrusiones de granitoides y de sus deformaciones. Terminemos este escueto recorrido bibliográfico y pasemos a exponer lo más destacado de lo que actualmente conocemos y pensamos sobre la dicha estructura mayor de la Península.

Consideramos ahora que son dos Unidades principales las que constituyen la Banda estructural toledana en estas zonas del interior peninsular (fig. 1). Se trata de dos grandes unidades, con características anticlinoriales, de antigua génesis, pero que fueron reactivadas en tiempos posteriores, hasta el punto que constituyen hoy zonas montañosas. Son la de los Montes de Toledo y la que pudiéramos denominar de Extremadura, pues comprende gran parte de esta región. En el interior de esta última queda situado Cáceres, y Badajoz lo está en una depresión alargada según E-O, cubierta por sedimentos más modernos y a la que podemos considerar como límite meridional de la Unidad. Es zona también montuosa, pues en ella se incluyen, entre otras, las Sierras de Guadalupe, Montánchez y de San Pedro. El contorno en planta de ambas unidades es aproximadamente elíptico, con eje mayor orientado según E-O, de unos 180 kilómetros de longitud para cada una. En latitud las dos unidades cubren el espacio comprendido entre los paralelos 39° y 40°.

Debemos, sin embargo, advertir que en cada una de estas

dos unidades principales, ya de por sí de compleja génesis y variada evolución, se incluyen elementos a veces de muy diferente significado. Así, por ejemplo, en la unidad más oriental, la de los Montes de Toledo, además del conjunto de materiales paleozoicos dominantes, se integran los de muy alto grado de metamorfismo de la Mesa toledana, con la banda milonítica E-O allí existente e, incluso, el límite septentrional de la Unidad se ha fijado dentro ya del dominio de la Depresión del Tajo, con lo cual se incluyen parte de los sedimentos de la cobertera que rellena esta Depresión porque, por debajo de ellos, se encuentra la extensa «acera» de material basamental hundido que acabamos de mencionar.

Por lo que se refiere a la Unidad occidental o de Extremadura, interfieren en ella elementos estructurales orientados según NO-SE, orientación predominante en las direcciones de plegamiento de las zonas contiguas meridionales. Podríamos haber prolongado esta Unidad más hacia el SE, incluyendo el área del río Zújar, de análogas características anticlinoriales. Pero esta posible prolongación aparece más afectada por las citadas directrices NO-SE del dominio meridional y aún, en parte, por la misma Unidad de los Montes de Toledo, como se deduce de la curvatura de adaptación descrita por alguno de sus elementos. Por ello y para simplificar también la exposición, hemos preferido ahora hacer coincidir el límite de la Unidad de Extremadura con la depresión del río Ruedas, con relleno sedimentario más reciente, que alargada según la dirección NE-SO, es decir, según orientación tardihercínica, como luego diremos, desemboca en la Depresión de Badajoz, orientada según E-O.

En definitiva, que en la delimitación de las Unidades comprendidas en estas áreas dentro de la Banda Estructural de Toledo, se ha dado preferencia a aquellas zonas donde han dominado y persistido las directrices orientadas según los paralelos, independientemente de las lógicas interferencias y perturbaciones que en ellas se encuentran, como resultado de los diferentes procesos dinámicos ocurridos en el transcurso de los tiempos posteriores.

Dado que los materiales constitutivos de ambas Unidades son prácticamente los paleozoicos, para mejor comprender el significado de las mismas empezaremos por recordar, siempre en términos muy generales y con la mayor brevedad posible, lo que aconteció en estas áreas durante aquellos tiempos. Al consabido período de sedimentación, entre los — 560 y — 300 millones de años, siguió la deformación y plegamiento, con metamorfismo e intrusiones, principalmente de granitoides, por la actuación de la orogenia hercínica, hace de ello unos 300 millones de años. Elevación finalmente de la que para entonces constituiría una nueva cordillera y su posterior rebajamiento por la actuación de los agentes erosivos. Ya a finales del plegamiento y durante los tiempos siguientes, se produjo una intensa fracturación, con formación de fracturas y fallas, a veces de muy largo recorrido, cuya direc-

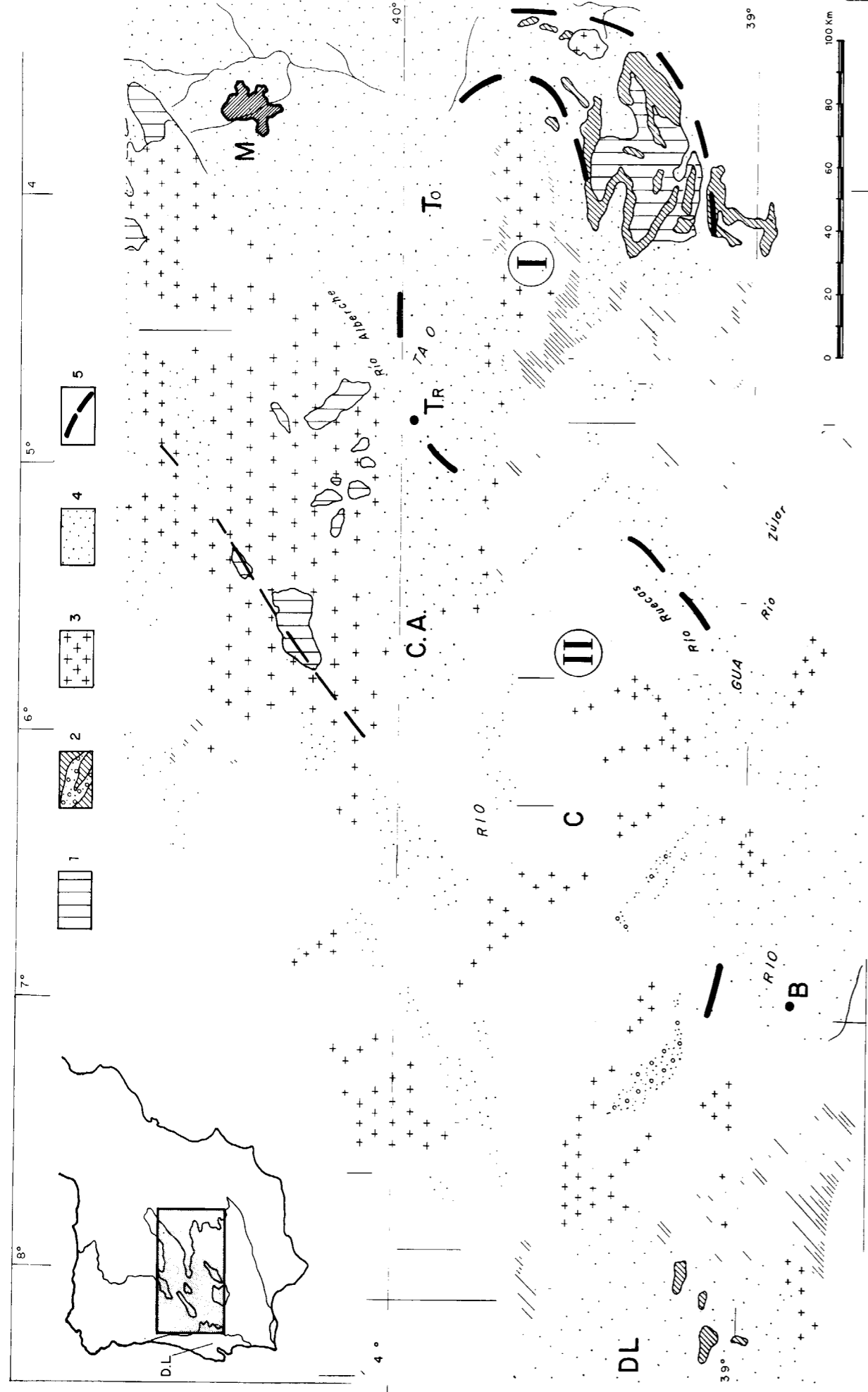


Figura 1.—Esquema geológico correspondiente a las áreas centrales de la Banda Estructural de Toledo, con el emplazamiento de sus dos principales Unidades constitutivas, la de los Montes de Toledo (I) y la de Extremadura

(II). 1. Cámbrico y Precámbrico, 2. Ordovícico y Paleozoico más moderno, 3. Intrusiones, principalmente de granitoideas, 4. Cobertura sedimentaria de las Depresiones, 5. Contornos generalizados de las dos Unidades Estructurales.

rales. M. Madrid, To. Toledo, Tr. Talavera de la Reina, C. Cáceres, B. Badajoz, C.A. Depresión de Campo Arañuelo, D.L. Entrante más oriental de la Depresión Lusitana, F. Falla tardihercínica con relleno dolerítico.

ción más frecuente fue la NE-SO, junto con sus complementarias de cizallamiento.

Con esta fracturación tardihercínica unida a las directrices establecidas ya durante la misma evolución orogénica, entre ellas las de orientación E-O, el complejo y viejo conjunto, cada vez más rigidificado, quedó marcado por una serie de planos de cuarteamiento y de cicatrices que, posteriormente, cuando por su orientación se presentaban como favorables para aliviar las tensiones originadas por nuevos esfuerzos corticales, pudieron ser reactivados y movilizados para así dar lugar, preferentemente, a una tectónica de bloques, con zonas diferencialmente levantadas y otras deprimidas, tal como es posible reconocer en muchos sectores de la misma Cordillera Central y, en general, del interior de la Meseta. En nuestro caso ya hemos citado como unidades deprimidas y orientadas según E-O la de Campo Arañuelo y la de Badajoz, situadas, respectivamente, en el borde Norte y Sur de la Unidad de Extremadura.

La reactivación de alguna de estas viejas directrices estructurales ha podido producirse hasta en tiempos muy recientes, pues condicionan ciertos tramos de la misma red fluvial actual, como en el caso ya citado del río Tajo. El Guadiana, ese río tan discutido y sospechoso por la irregularidad e indeterminación del curso en alguno de sus sectores constituye, sin embargo, otro buen ejemplo. Porque en su recorrido desde las regiones manchegas hasta Badajoz en las extremeñas, se viene cñiendo a los bordes meridionales de ambas Unidades, la de los Montes de Toledo y la de Extremadura. Ello explica la amplia curva que, iniciada en la región manchega, le lleva desde la dirección NE-SO hasta la SE-NO que sigue, alineándose con el angosto sinclinario de Guadarranque, hasta el embalse del Cíjara, desde donde, mediante brusca desviación, se dirige de nuevo hacia el SO, en trayecto paralelo a la banda de sedimentos terciarios del río Ruedas, de orientación según dijimos NE-SO, para finalmente tenderse a lo largo de la depresión E-O de Badajoz.

Rehabilitado en lo que de nosotros pudiera depender el río Guadiana y antes de pasar a otras regiones, debemos hacer todavía algunos rápidos comentarios sobre hechos que, si acaecidos en tiempos anteriores a los de la orogenia hercínica, hemos preferido dejar para el final de esta breve historia, para así destacarlos con mayor énfasis. Sucede que de los estudios realizados en estas áreas, principalmente en los Montes de Toledo, se ha podido determinar que ya para los tiempos del Precámbrico superior y también en los siguientes del Cámbrico, se produjo en ellas una importante sedimentación que por sus especiales características, con olistostromas, mixtitas y turbiditas, indican una importante inestabilidad tectónica para los tiempos de su depósito. De otra parte, esta importante sedimentación procedía de la erosión de tierras más elevadas situadas tanto al Norte como

al Sur o, lo que es lo mismo, esta antigua masa sedimentaria se alojó en una amplia depresión cuya general orientación debió ser la E-O. Algunos autores, además, han señalado concretamente para estas zonas la existencia de movimientos sárdicos, acaecidos al final del Cámbrico, es decir, hace unos 500 millones de años.

Si, por otra parte, consideramos ahora la totalidad de todos los materiales acumulados en esta amplia depresión a lo largo de los tiempos del Paleozoico y que fueron afectados en su conjunto por la orogenia hercínica, encontraremos, además, ciertas peculiaridades propias de esta banda que contrastan con las de las regiones vecinas. El metamorfismo regional ha sido aquí muy escaso o nulo, a diferencia del de mayor intensidad de las zonas contiguas donde, por otra parte, son frecuentes los pliegues tumbados, en tanto que en las áreas que consideramos se presentan con planos axiales verticales o subverticales. Y la compleja tectónica en domos y cubetas presente en los Montes de Toledo nos dice de la interferencia de fases y posiblemente también, de la influencia de directrices correspondientes a ciclos más antiguos. Todo lo cual parece indicarnos reiteradamente que allí existió una banda estructural cuyos antecedentes pueden llevarnos hasta los tiempos Cadomienses. Estructuras que orientadas preferentemente según los paralelos, pudieron también comportarse como aulacógenos del océano anterior al Atlántico, el denominado lapetus. Pero son estas cuestiones de gran complejidad y de larga discusión. Por ello, y para evitarnos mayores compromisos, nos alejaremos pronto de aquí y nos desplazaremos hacia el Oeste.

Avanzando a lo largo de la Unidad de Extremadura hasta alcanzar su borde occidental habremos penetrado ya en tierras portuguesas, pues que hasta allí llegan, todavía al descubierto, los viejos materiales. Aunque no por largo trecho, pues después de algunos isleos terminan finalmente por desaparecer, al sumergirse a mayores profundidades bajo una cobertera sedimentaria más moderna. Nos encontramos ahora en la denominada Depresión Lusitana, zona de tierras bajas, irrigadas por el río Tajo en su último recorrido y en general de escasa accidentación. Los materiales de la cobertera corresponden a sedimentos de diversas edades, del Cenozoico en grandes extensiones y también del Jurásico y Cretácico marino, aflorantes en zonas próximas a la costa. Hecho este último que para nosotros tiene un gran interés.

Interés fácil de comprender si recordamos algo de lo que sucedió en aquellos tiempos de su depósito y aun en los precedentes. Sabido es que, al finalizar la orogenia hercínica, en el Carbonífero alto, no existía el océano Atlántico. Las tierras europeas, africanas y americanas se agrupaban formando un gigantesco continente donde la Península Ibérica, por cierto, ocupaba un lugar de excepción y único, pues se situaba en el punto de encuentro de los que después habrían de constituir tres grandes conti-

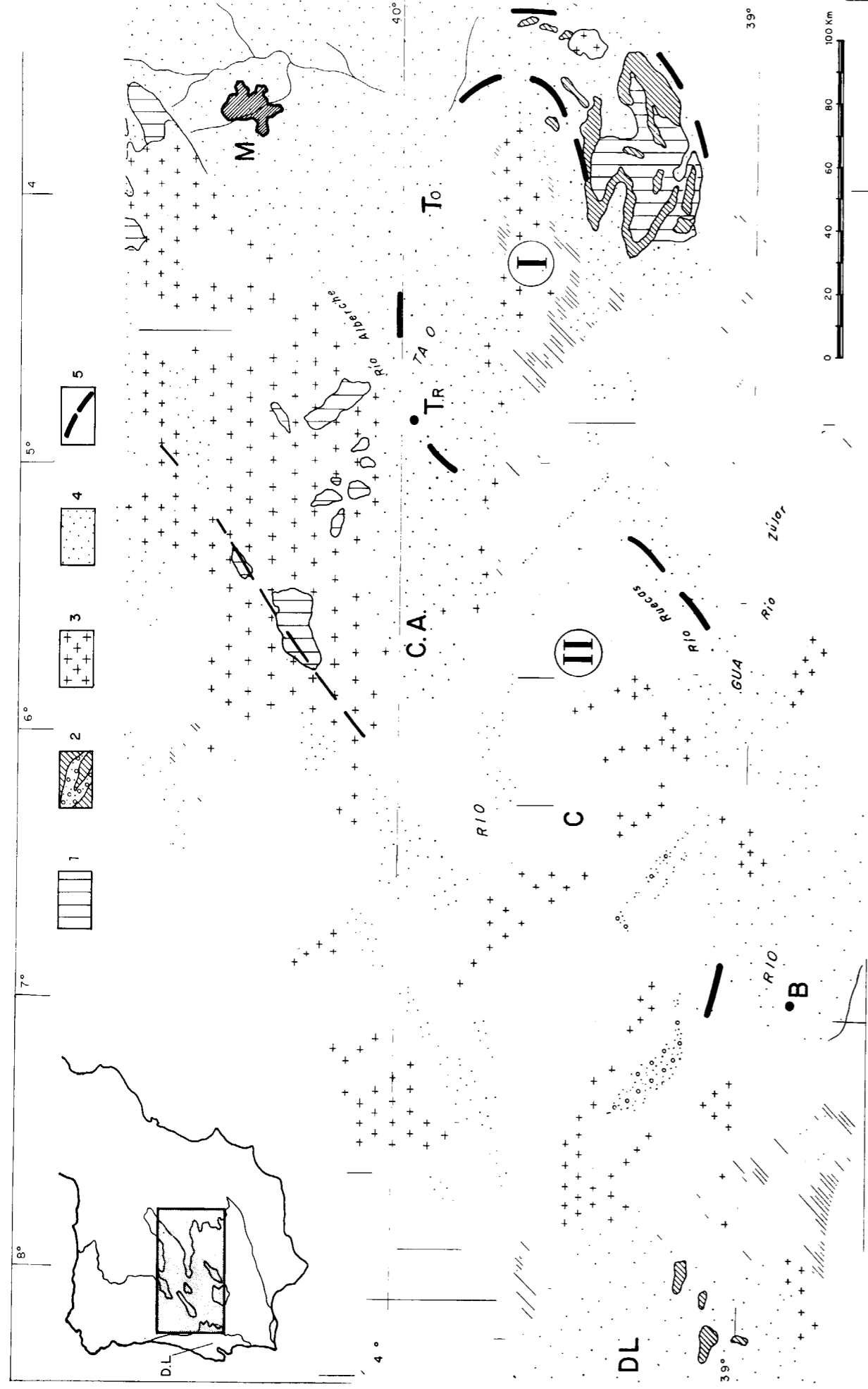


Figura 1.—Esquema geológico correspondiente a las áreas centrales de la Banda Estructural de Toledo, con el emplazamiento de sus dos principales Unidades constitutivas, la de los Montes de Toledo (I) y la de Extremadura

(II). 1. Cámbrico y Precámbrico, 2. Ordovícico y Paleozoico más moderno, 3. Intrusiones, principalmente de granitoideas, 4. Cobertura sedimentaria de las Depresiones, 5. Contornos generalizados de las dos Unidades Estructurales.

rales. M. Madrid, To. Toledo, Tr. Talavera de la Reina, C. Cáceres, B. Badajoz, C.A. Depresión de Campo Arañuelo, D.L. Entrante más oriental de la Depresión Lusitana, F. Falla tardihercínica con relleno dolerítico.

Rehabilitado en lo que de nosotros pudiera depender el río Guadiana y antes de pasar a otras regiones, debemos hacer todavía algunos rápidos comentarios sobre hechos que, si acaecidos en tiempos anteriores a los de la orogenia hercínica, hemos preferido dejar para el final de esta breve historia, para así destacarlos con mayor énfasis. Sucede que de los estudios realizados en estas áreas, principalmente en los Montes de Toledo, se ha podido determinar que ya para los tiempos del Precámbrico superior y también en los siguientes del Cámbrico, se produjo en ellas una importante sedimentación que por sus especiales características, con olistostromas, mixtitas y turbiditas, indican una importante inestabilidad tectónica para los tiempos de su depósito. De otra parte, esta importante sedimentación procedía de la erosión de tierras más elevadas situadas tanto al Norte como

La reactivación de alguna de estas viejas directrices estructurales ha podido producirse hasta en tiempos muy recientes, pues condicionan ciertos tramos de la misma red fluvial actual, como en el caso ya citado del río Tajo. El Guadiana, ese río tan discutido y sospechoso por la irregularidad e indeterminación del curso en alguno de sus sectores constituye, sin embargo, otro buen ejemplo. Porque en su recorrido desde las regiones manchegas hasta Badajoz en las extremeñas, se viene ciñendo a los bordes meridionales de ambas Unidades, la de los Montes de Toledo y la de Extremadura. Ello explica la amplia curva que, iniciada en la región manchega, le lleva desde la dirección NE-SO hasta la SE-NO que sigue, alineándose con el angosto sinclinario de Guadarranque, hasta el embalse del Cíjara, desde donde, mediante brusca desviación, se dirige de nuevo hacia el SO, en trayecto paralelo a la banda de sedimentos terciarios del río Ruedas, de orientación según dijimos NE-SO, para finalmente tenderse a lo largo de la depresión E-O de Badajoz.

ción más frecuente fue la NE-SO, junto con sus complementarias de cizallamiento.

Con esta fracturación tardihercínica unida a las directrices establecidas ya durante la misma evolución orogénica, entre ellas las de orientación E-O, el complejo y viejo conjunto, cada vez más rigidificado, quedó marcado por una serie de planos de cuarteamiento y de cicatrices que, posteriormente, cuando por su orientación se presentaban como favorables para aliviar las tensiones originadas por nuevos esfuerzos corticales, pudieron ser reactivados y movilizados para así dar lugar, preferentemente, a una tectónica de bloques, con zonas diferencialmente levantadas y otras deprimidas, tal como es posible reconocer en muchos sectores de la misma Cordillera Central y, en general, del interior de la Meseta. En nuestro caso ya hemos citado como unidades deprimidas y orientadas según E-O la de Campo Arañuelo y la de Badajoz, situadas, respectivamente, en el borde Norte y Sur de la Unidad de Extremadura.

al Sur o, lo que es lo mismo, esta antigua masa sedimentaria se alojó en una amplia depresión cuya general orientación debió ser la E-O. Algunos autores, además, han señalado concretamente para estas zonas la existencia de movimientos sárdicos, acaecidos al final del Cámbrico, es decir, hace unos 500 millones de años.

Si, por otra parte, consideramos ahora la totalidad de todos los materiales acumulados en esta amplia depresión a lo largo de los tiempos del Paleozoico y que fueron afectados en su conjunto por la orogenia hercínica, encontraremos, además, ciertas peculiaridades propias de esta banda que contrastan con las de las regiones vecinas. El metamorfismo regional ha sido aquí muy escaso o nulo, a diferencia del de mayor intensidad de las zonas contiguas donde, por otra parte, son frecuentes los pliegues tumbados, en tanto que en las áreas que consideramos se presentan con planos axiales verticales o subverticales. Y la compleja tectónica en domos y cubetas presente en los Montes de Toledo nos dice de la interferencia de fases y posiblemente también, de la influencia de directrices correspondientes a ciclos más antiguos. Todo lo cual parece indicarnos reiteradamente que allí existió una banda estructural cuyos antecedentes pueden llevarnos hasta los tiempos Cadomienses. Estructuras que orientadas preferentemente según los paralelos, pudieron también comportarse como aulacógenos del océano anterior al Atlántico, el denominado lapetus. Pero son estas cuestiones de gran complejidad y de larga discusión. Por ello, y para evitarnos mayores compromisos, nos alejaremos pronto de aquí y nos desplazaremos hacia el Oeste.

Avanzando a lo largo de la Unidad de Extremadura hasta alcanzar su borde occidental habremos penetrado ya en tierras portuguesas, pues que hasta allí llegan, todavía al descubierto, los viejos materiales. Aunque no por largo trecho, pues después de algunos isleos terminan finalmente por desaparecer, al sumergirse a mayores profundidades bajo una cobertera sedimentaria más moderna. Nos encontramos ahora en la denominada Depresión Lusitana, zona de tierras bajas, irrigadas por el río Tajo en su último recorrido y en general de escasa accidentación. Los materiales de la cobertera corresponden a sedimentos de diversas edades, del Cenozoico en grandes extensiones y también del Jurásico y Cretácico marino, aflorantes en zonas próximas a la costa. Hecho este último que para nosotros tiene un gran interés.

Interés fácil de comprender si recordamos algo de lo que sucedió en aquellos tiempos de su depósito y aun en los precedentes. Sabido es que, al finalizar la orogenia hercínica, en el Carbonífero alto, no existía el océano Atlántico. Las tierras europeas, africanas y americanas se agrupaban formando un gigantesco continente donde la Península Ibérica, por cierto, ocupaba un lugar de excepción y único, pues se situaba en el punto de encuentro de los que después habrían de constituir tres grandes conti-

mentes de tal manera que, hacia el Oeste, las tierras americanas más próximas eran las que hoy corresponden a los Grandes Bancos de Terranova. La orientación de nuestra Península estaba entonces girada unos 30° hacia el Este con respecto a la actual posición (fig. 2).

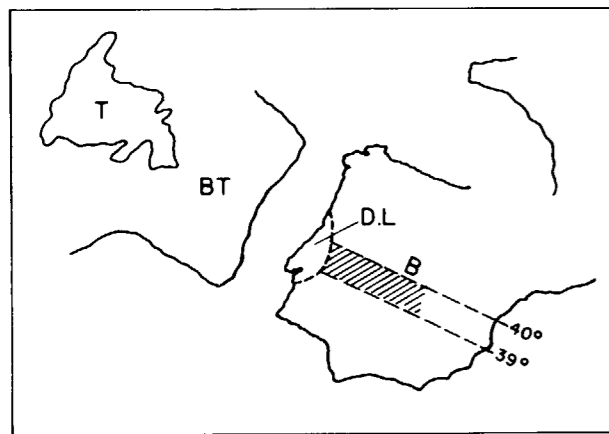


Figura 2.—Esquema de las posiciones relativas que al final del Paleozoico guardarían la Península Ibérica, los Grandes Bancos de Terranova (BT) y Terranova (T), para relacionarlos con la actual situación de la Depresión Lusitana y de la Banda de latitud 39°-40° N.

Tales circunstancias se mantuvieron durante los tiempos siguientes del Pérmico y aun del Triásico, pero, ya para entonces, se iniciaban una serie de grandes fracturas y de enfosamientos a partir de los cuales habría de producirse la rotura definitiva de la masa continental, seguida del distanciamiento progresivo respecto a las tierras situadas hacia el Oeste, con formación entre ellas de nueva corteza oceánica y penetración de las primeras aguas marinas, iniciadoras del futuro Atlántico. La Península Ibérica se fue separando de los Bancos de Terranova para, mediante movimiento rotacional, alcanzar la orientación actual, hace de ello aproximadamente 70-65 millones de años, es decir, en los tiempos finales del Cretácico.

La fracturación inicial y el proceso siguiente de enfosamiento pudo en ciertas ocasiones estar favorecido y hasta dirigido, por la existencia de anteriores fracturas o, en general, de estructuras de mayor debilidad existentes en las márgenes continentales que iban a separarse. Se pudieron orientar y crear así, además de la fosa principal, otras paralelas, pero de menor cuantía, y aun algunas otras con distintas orientaciones, hasta cruzadas con la principal, cuando así lo favorecieran las estructuras continentales preexistentes.

Tales comentarios de carácter general podemos aplicarlos ahora a la Depresión Lusitana. De una parte, los sedimentos marinos del Jurásico que en ella existen fueron depositados hace 200-180 millones de años, precisamente en los tiempos en los que, sobre las márgenes continentales en separación, se produjeron las primeras incursiones marinas y de aquí el interés de su presencia, porque nos permite relacionar la formación de la Depresión Lusitana con la de apertura del océano Atlántico.

Por lo que a estructuras actualmente presentes en esta Depresión se refiere la cuestión es bastante compleja, pues se trata de un área donde confluyen directrices estructurales de diferentes orientaciones, épocas y significados. Incluso por su margen oriental pasa una banda de cizallamiento con dirección NO-SE denominada de Coimbra-Badajoz-Córdoba, señalada como de importante significado durante la evolución hercínica. Pero, a nuestro entender, las direcciones de mayor relevancia son, en primer lugar, las norteadas, continuación de las que se encuentran a lo largo del basamento aflorante en el borde occidental de la mitad norte de la Península. Con análoga dirección debió orientarse, más al Oeste, la cresta mediana de la apertura primera atlántica. Dentro de la Depresión Lusitana encontramos representada esta dirección en la que se denomina Fosa del Borde Occidental, que contiene el mayor espesor de sedimentos marinos del Mesozoico y a la que podemos considerar como una fosa secundaria y paralela de la principal. Otra dirección presente es la NE-SO, a la cual puede referirse, como un ejemplo, la Depresión llamada del Bajo Tajo que, paralela al tramo último de este río, se encuentra rellena por sedimentos del Cenozoico, en su mayor parte continentales.

Con el predominio de estas directrices estructurales, las de posible orientación según E-O, quedan enmascaradas y son, por lo general, de más difícil reconocimiento. Sin embargo, creemos reconocerlas en una serie de alineaciones de diferente significado y naturaleza. Sin entrar en mayores detalles podemos destacar una banda que, teniendo su borde meridional en la zona del Cabo Carvoeiro, en la Península de Peniche, se manifiesta hacia el interior en una serie de accidentes parciales tales como la inflexión existente en el límite oriental de la faja del afloramiento mesozoico, en tramos del curso del río Tajo y de alguno de sus afluentes y también en ciertos límites y contactos del paleozoico marginal. Pero existe otro hecho que, en nuestra opinión, viene a reforzar tales datos. Se trata del emplazamiento y de la misma configuración de la Depresión Lusitana. Es pieza única en la costa occidental de nuestra Península y su mayor extensión la alcanza precisamente entre los paralelos 39° y 40°, de tal manera que su borde oriental se enfrenta directamente con las tierras más elevadas de la Unidad de Extremadura.

Este contraste para una misma banda estructural entre las zonas montañosas de un lado y las hundidas del otro, encuentran sencilla explicación si tenemos presente que,

en las regiones costeras y con motivo de la apertura atlántica, predominaron los procesos distensivos y de hundimiento, en tanto que hacia el interior actuaron fases compresionales en los tiempos posteriores, principalmente durante el Terciario, que motivaron el rejuvenecimiento del relieve. Por todo ello consideramos que también en estas áreas, las viejas directrices orientadas según los paralelos jugaron importante papel, al condicionar el lugar de emplazamiento y el mismo desarrollo de la Depresión Lusitana.

Llegados ya al borde costero de la Depresión Lusitana, dando frente al Atlántico, podemos plantearnos la posibilidad de continuar nuestro viaje y nuestras indagaciones hacia occidente, por debajo ahora de las aguas oceánicas. Propuesta que, de haberse planteado hace solamente algunas décadas, habría contado con muy escasas posibilidades de éxito, pues que para entonces poco era lo que se sabía sobre los fondos submarinos. Por fortuna, todo ha cambiado en los últimos tiempos, gracias a la utilización de nuevas tecnologías en la exploración y de nuevos conocimientos científicos y modernas metodologías en la investigación. Como resultado se dispone hoy de abundantes datos sobre aquellas profundas regiones, información que, a su vez, ha servido de base importante, quizá imprescindible, para la elaboración de nuevas concepciones entre las que, por su transcendencia, destaca la tan conocida de la Teoría de Placas, con sus desplazamientos de las grandes unidades de la corteza, y con las aperturas y oclusiones de nuevos océanos. Teoría ésta de Placas que, como es de rigor, suscitó y planteó a su vez nuevas directrices y objetivos en la investigación, con el consiguiente desarrollo de más afinadas metodologías, capaces de contrastar y aun de medir los desplazamientos propuestos.

Por citar alguna de tales metodologías dentro del campo geológico: Del análisis de los materiales depositados en las cuencas sedimentarias, pueden deducirse las condiciones climáticas que existían durante los tiempos de su depósito. Si la placa sobre la que se encuentra la cuenca que consideramos, sufre entretanto desplazamientos, que la lleven, por ejemplo, desde zonas ecuatoriales hasta otras de latitudes medias, los consiguientes cambios climáticos quedarían registrados en la secuencia sedimentaria de la cuenca y de ellos se podría deducir el desplazamiento experimentado. Otro ejemplo: Sabido es que los denominados penachos térmicos, mal traducidos en ocasiones como plumas térmicas, corresponden a columnas del manto terrestre que llegan hasta las proximidades de la superficie donde dejan sentir sus efectos en forma de erupciones volcánicas, deformaciones de origen térmico, etc. La posición de estos penachos permanece prácticamente fija a lo largo de períodos que duran entre 100 y 200 millones de años, en tanto que sobre los penachos se desplazan las placas litosféricas. Las manifestaciones térmicas impresas sobre la superficie dibujarán entonces las trayectorias del desplazamiento experimentado por la placa en movimiento.

Como conclusión podremos entonces decir que, en efecto, se sabe ya bastante sobre las regiones submarinas y sobre su dinámica, aunque todavía quede mucho por conocer. De manera que, por lo que se refiere a la posible continuación de nuestro viaje y después de esta tan previa como desinteresada propaganda, parece no quedar mejor opción que la de introducirnos, de una vez y decididamente, bajo las aguas del gran océano.

Instalados ya sobre la plataforma continental que contornea estas zonas de la Depresión Lusitana, encontraremos datos que parecen abonar la tesis mantenida. Porque existe allí un profundo cañón submarino llamado de Nazaré, que constituye frontera entre dos regiones muy diferentes. Hacia el Norte se tiende una extensa y monótona superficie constituida en su parte alta por sedimentos del Paleógeno, en suave régimen monoclinal. Hacia el Sur, por el contrario, aparece una zona fuertemente perturbada, con capas plegadas y falladas del Jurásico y Cretácico y aun con materiales del basamento antiguo al descubierto, en los alrededores de las islas Farilhões. Tanto la cabecera del Cañón de Nazaré como las fallas que en sus proximidades se localizan se orientan preferentemente según NE-SO, es decir, de acuerdo con la orientación seguida por muchas de las tardihercínicas del interior de la Península, de alguna de las cuales, por cierto, se considera son continuación. Pero tanto en el trazado de estas fallas como en el del mismo cañón, se intercalan desviaciones de orientación E-O, dirección que pasa a ser dominante más hacia el Oeste, tanto en el de Nazaré como en otros cañones que allí existen, menos penetrantes, pero que alcanzan a morder en el borde del talud continental. A estos cañones submarinos se les considera controlados por accidentes tectónicos. Y recordemos que esta región de la plataforma continental, con tan notable frontera estructural, se encuentra situada también entre los paralelos 39° y 40°, es decir, en continuación de la Banda que venimos considerando.

Y si nos sumergiésemos ahora a mayores profundidades encontraríamos también un fuerte contraste morfológico entre dos zonas. Por el Norte, cercanos al paralelo 40°, tendríamos que descender bruscamente por escarpado talud hasta una muy profunda y extensa llanura abisal llamada de Iberia. Por el Sur, es decir, en continuación de la zona tectónicamente más compleja y perturbada de la plataforma costera, descenderíamos por un talud más articulado hasta fondos de menor profundidad que, al continuarse hacia el Oeste, vienen a constituir a la manera de umbral o puente submarino de irregular batimetría y trazado, orientado en su conjunto según E-O, y que finalmente llega a enlazar con una zona más elevada, el denominado monte submarino de Tore. La importancia de este puente o umbral submarino es tal que sirve para delimitar y separar dos grandes llanuras abisales, la de Iberia acabada de citar, al Norte, y la denominada del Tajo, hacia el Sur.

El monte submarino de Tore constituye a su vez la terminación septentrional de una larga alineación submarina de fondos menos profundos que con orientación general NNE-SSO llega hasta las islas de Madeira, por lo cual se la denomina de Madeira-Tore. Y es de notar que la terminación septentrional de esta gran alineación, en el Monte Tore, se hace mediante brusco escarpe, situado también entre los 39° y 40° de latitud.

Pero se trata en este caso de una simple mención del hecho, pues, como bien se entiende, las interpretaciones son en este itinerario que seguimos ahora cada vez más arriesgadas y difíciles. Y no sólo por el menor número de datos disponibles, al tratarse de regiones submarinas, sino también por ser estas zonas muy complejas, en su batimetría, morfología, sismicidad y magnetismo. Se trata de zonas donde, además de los materiales procedentes de la formación de la nueva corteza oceánica, pueden encontrarse restos de antigua corteza continental más o menos distendida y basaltizada. Restos que, a su vez, han podido desplazarse de acuerdo con los complejos avatares impuestos por la dinámica regional. Autores hay, por ejemplo, que consideran que en esta misma alineación submarina de Madeira-Tore y bajo los materiales de corteza oceánica que la constituyen, existen probablemente núcleos de corteza continental.

Demasiado aventurado sería, por tanto, que continuásemos nuestro viaje para investigar, por ejemplo, en los Grandes Bancos de Terranova, que constituidos también por materiales antiguos de corteza continental y cubiertos por sedimentos más recientes, estuvieron como decíamos tan cercanos a nosotros. No nos faltarían, sin embargo, elementos sugerentes que pudieran servirnos como justificantes o avales para proseguir el viaje. Entre otros, podríamos quizá mencionar, que en algún levantamiento realizado de fracturas posibles a través del Atlántico, deducidas de las bandas de isócronas magnéticas, se ha señalado una que partiendo de las zonas de latitudes medias de nuestra Península llega hasta la parte central de la amplia escotadura que describe el borde oriental de dichos Bancos.

Pero la prudencia y el tiempo nos aconsejan y nos obligan a no hacerlo. De haber tenido ocasión, hubiéramos tratado también de conocer algo sobre los procesos que posiblemente pudieron dar origen a la Banda Estructural de Toledo, así como sobre su evolución dentro del marco Peninsular. Evolución de la Península Ibérica, por cierto, de lo más interesante y variada, pues que desde tan lejanos tiempos, las tierras que para entonces la constituían fueron afectadas y recibieron las influencias de las poderosas masas continentales entre las que se encontraba confinada. Influencias recibidas y en gran parte asimiladas, pero que no llegaron, sin embargo, a destruir su propia entidad, razón por la cual se la viene designando con los nombres de «Microplaca Ibérica», «Subplaca Ibérica» y

hasta de «Placa Ibérica». Podría alguien imaginar que en tales rasgos de aquella tan lejana historia, se encontraba quizá el anuncio premonitorio de lo que habría de suceder después a los pueblos que la habitaron. Que igualmente motivados e influenciados por los de su entorno, no llegaron, sin embargo, a perder en ningún momento su propia entidad e independencia. Pobladores ibéricos que presintiendo quizá la ausencia de anteriores vecindades, acudieron prontamente a buscarlas y a unirse con ellas, con aquellas tierras que en un pasado tan remoto estuvieron tan próximas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Por la diversidad de las regiones consideradas y la amplitud de los temas incluidos en este discurso, una relación bibliográfica que pretendiera ser suficientemente completa, además de muy extensa, desbordaría los objetivos ahora propuestos. Se han recogido, únicamente, algunas publicaciones referentes a diversas cuestiones de las tratadas, como orientadoras para posibles ampliaciones y consultas posteriores.

ALÍA, M.: *Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo*. Not. y Com. IGME, 58, 125-162 (1960).

ALÍA, M.: *Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta Espagnole*. 24th International Geological Congress. Secc. 3, 265-272 (1972).

ALÍA, M.; BABIN, R.; CADAVID, S.; CAPOTE, R.; CARBÓ, A.; F. CASALS, M. J.; H. ENRILE, J. L.; ESCORZA, C. M., y G. UBANELL, A.: *Castilla la Nueva Basin in the Iberian Meseta*. Geodynamic Project. Final Report. Cons. Sup. Inv. Cient. (1980).

ALÍA, M., y G. UBANELL, A.: *La influencia de estructuras tectónicas basamentales en la cobertera: Zona del río Jarama*. Rev. R. Acad. Ciencias Ex., Fís. y Nat., 79-4, 635-645 (1986).

ARIAS, C.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ALONSO, A.; VILAS, L.; RINCÓN, R., et MELÉNDEZ, N.: *Les faciès urgoniens et leurs variations pendant la transgression aptienne occidentale de la Chaîne Ibérique (España)*. Geobios Mem. spec. 3, 11-23 (1979).

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRA, J. P., et MUSELLEC, P.: *Le rôle des décrochements =Tardi-Hercyniens= dans la localisation des grands canyons sous-marins a l'ouest et au nord de la Péninsule Ibérique*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam. 16, Fasc. 1, 75-86 (1974).

BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH., and RIBEIRO, A.: *Variscan intracontinental Deformation: The Coimbra-Córdoba shear zone (South Iberian Peninsula)*. Tectonophysics, 78, 161-177 (1981).

CADAVID, S.: *Avance del mapa de una corteza normal para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical*. Bol. Geol. Min., 88, 6, 561-566 (1977).

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

CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Las grandes estructuras del Sistema Central: Modelo de evolución tectono-metamórfica*. Rev. R. Acad. Cienc. Ex., Fís. y Nat., Madrid, 76 (2), 313-331 (1982).

CARBÓ, A.: *Interpretación Geotectónica en la Región Valencia-Albacete basada en determinaciones gravimétricas*. Tesis doctoral. Fac. Cienc. Geológicas Universidad Complutense, Madrid (1980).

CASTRO, A.: *The Central Extremadura batholith: Geotectonic implications (European Hercynian Belt)*. An outline. Tectonophysics, 120, 57-68 (1985).

HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.: *Evolución microestructural de rocas cuarzo-feldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo*. Cuadernos Geol. Ibérica, 7, 547-566 (1981).

HERRANZ ARAÚJO, P.: *Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis doctoral. Fac. Ciencias Geol. Universidad Complutense. Madrid (1984).

JASON MORGAN, W.: *Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic*. Tectonophysics, 94, 123-139 (1983).

LEFORT, J. P., and HAWORTH, R. T.: *Geophysical study of basement fractures on the western European and eastern Canadian shelves: Transatlantic correlations and late Hercynian movements*. Can. J. Earth Sci., 15, 397-404 (1977).

MANPEIZER, W.: *Triassic-Liassic basins and climate of the Atlantic Passive Margins*. Geologische Rundschau, 71, 885-917 (1982).

MARTÍN ESCORZA, L.: *Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente del Fresno)*. Tesis doctoral. Fac. Ciencias Geológicas Universidad Complutense. Madrid (1975).

MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A.: *Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la dis-*

cordancia «Sárdica» en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). Breviora Geol. Astúrica, 20 (1), 8-16 (1976).

ORTÍ CABO, F.: *Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano (España)*. Estudios geol., 37, 245-256 (1981).

RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D., et MONTEIRO, J. H.: *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Servicos Geologicos de Portugal, 114 pp. (1980).

RONA, P. A.: *The Central North Atlantic Ocean basin and continental margins*. U.S. Department of Commerce Washington (1980).

SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P.: *Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de los Montes de Toledo*. Bol. Geol. Min., 85, 21-31 (1974).

TAMAIN, G.: *Megatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Meseta Ibérique*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., 17 Facs., 375-392 (1975).

VAN DER LINDEN, J. M.: *The Atlantic margin of Iberia and Morocco, a reinterpretation*. Tectonophysics, 59, 185-199 (1979).

VEGAS, R.: *Sedimentation and tectonism in the Iberian massif prior to the Hercynian deformation (Late Precambrian to Silurian times)*. Cuadernos del Sem. Est. Ceram. de Sargadelos, 27, 271-286 (1978).

VIALARD, P.: *La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine*. Comp. rend. de l'Acad. des Sciences, 289, 65-68 (1979).

WILSON, R. C. L.: *Atlantic opening and mesozoic continental margin basins of Iberia*. Earth and Planetary Sc. Let., 25, 33-43 (1975).

WILSON, R. C. L., and WILLIAMS, C. A.: *Oceanic transform structures and the development of the Atlantic continental margin sedimentary basins-a review*. The Geol. Soc. Lond., 136, 311-320 (1979).

ZWART, H. J., and DORNSIEPEN, U. F.: *The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe: a tentative model*. Geology of Europe, BRGM, 226-232 (1980).

Mineros destacados del Siglo XIX

Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ANTECEDENTES Y ESTUDIOS

Nace Amalio Maestre e Ibáñez en Ciudad Real (10 de julio de 1812). Estudiadas las primeras letras, obtiene en Madrid los grados de bachiller en Filosofía y en Farmacia y al igual que otros muchos compañeros de la época, con el fin de ampliar conocimientos, se matriculó en las enseñanzas de las cátedras de la Dirección General de Minas, como Antonio Suárez Gadañón, Bernardo Pablo Moratilla y López (1809-1863), Manuel Segundo González, Pablo Prolongo y García (1806-1885) y Pío Usera Alarcón de su misma promoción. Dejó todas sus actividades farmacéuticas, cuando lo designaron alumno pensionado en la Academia de Almadén (R. O. de 4 de noviembre de 1831), adquiriendo, al finalizar los estudios, la condición de aspirante del cuerpo de ingenieros de minas (R. O. de 26 de junio de 1836).

2. DOCENCIA

Inicia su labor docente en la Real Academia de Almadén (1837), como ayudante del profesor de laboreo de minas Joaquín Ezquerro del Bayo (1793-1859), quien le encomendó la dirección de las prácticas de los alumnos en el manejo de la brújula y demás instrumentos, y la enseñanza de la mejor manera de resolver los problemas de geometría subterránea.

Como titular de segunda clase de historia natural de la universidad de Oviedo, coincidiendo con su estancia en esta capital como inspector del distrito de Asturias, desempeñó las cátedras de estudios elementales de ciencias naturales y de ampliación de estas ciencias (1848-1849).

Por Real Orden (15 de octubre de 1850) es nombrado profesor de metalurgia de la escuela especial de ingenieros de minas de Madrid, coincidiendo con el traslado de la Escuela de Almadén, bajo la dirección (1849-1853) de Rafael

Cavanillas y Malo (1849-1853). Esta cátedra desempeñada en Almadén por Fernando Cútolí y Lagonera (1808-1877), tuvo que ampliarla en extensión y nivel de programa, con la nueva orientación dada (Ley de 11 de abril de 1849), en el sentido de que la escuela de Madrid fuese un modelo de escuelas de ingeniería y la de Almadén fuese fundamentalmente una escuela práctica. Durante nueve años desempeñó la cátedra con toda brillantez, cesando con motivo de una resolución referente a su destino en la Junta general de Estadística.

Maestre no estaba de acuerdo con los medios y rendimientos de la Brigada de Geología de la Junta y dada la dificultad de desempeñar simultáneamente la cátedra y la labor de campo de la brigada, pide el cese en ésta, aunque era su afición preferida, pero fue grande su sorpresa, al publicarse el cese en la Escuela de Ingenieros de Minas (R. O. de 11 de octubre de 1859).

Durante su estancia como profesor e incluso después fue designado miembro de muchos tribunales para oposiciones, incluso en varios desempeñó la presidencia, de universidades, instituto industrial, escuelas de náutica, escuela preparatoria de ingenieros, etc.

3. POLICIA MINERA

Parte de su vida, dedicó Maestre a los trabajos relacionados con la policía minera.

Designado alumno pensionado de la Real Academia de Minas de Almadén (R. O. de 4 de noviembre de 1831), y después de cursar brillantemente los estudios, pasa a la categoría de aspirante al cuerpo de ingenieros de minas (26 de junio de 1836), a la de ayudante de segunda (7 de febrero de 1839) y a primero (9 de enero de 1844), desempeñando, durante estos ocho años, la subdirección de las fundiciones de Almadén; la secretaría de la Inspección

de Minas de Granada y Almería; la inspección de Aragón y Cataluña, con la dirección simultánea de las minas de Falset, por ser propiedad del Estado. También tuvo a su cargo las inspecciones de Málaga y de Sierra Almagrera. Con motivo del cese de Guillermo Schulz y Schweizer como inspector de Galicia y Asturias, lo designan (R. O. de 19 de mayo de 1845) para sustituirlo, de la que cesa por su ascenso (14 de octubre de 1849) a jefe de segunda, por ser nombrado al día siguiente profesor de la Escuela de Ingenieros de Minas.

Fue destinado al servicio de la Junta general de Estadística del Reino (1 de septiembre de 1859), donde ascendió a inspector general de segunda clase (15 de abril de 1863) y como tal, pasó a servir como vocal (30 de junio de 1863) de la Junta superior facultativa de minería, puesto que desempeñaba al fallecer.

Consecuencia de su puesto oficial, le encomendaron la colaboración de múltiples misiones: en Asturias fue vocal de la Junta de agricultura; de la Junta de pesas y medidas; vocal de la Comisión de estudios de la exposición universal de París (1867); directivo del Congreso agrícola general del Reino, etc.; redactor y ponente del proyecto de ley de platería y comercio de metales preciosos.

4. LABOR GEOLOGICA

Intimamente relacionadas las actividades geológicas y mineras, en la época de la actuación profesional de Maestre, no perdió ocasión de dar un paso adelante en el conocimiento de la geología española.

Inicia sus trabajos geológicos con un gran maestro, Ramón Pellico y Pan y Agua (1809-1876), cuando, recién ingresado en el cuerpo, lo destinan a la secretaría de la inspección de minas de Granada y Almería, base de su primera publicación (1841) con su maestro titulada «Apuntes geognósticos sobre la parte oriental de la provincia de Almería», iniciado el año anterior (28 de marzo de 1840). A partir de este momento, siempre que se le presenta la oportunidad de redactar un informe minero, figura entre sus capítulos el correspondiente a la geología.

*Comisario a S. M. de
S. Barcelona 16 de
Diciembre de 1841*

Amalio Maestre

Continuó sus trabajos, solo, con objetivos geológicos, en Aragón y Cataluña (2 de enero de 1844), Galicia, Asturias (19 de mayo de 1845). En Asturias le ocurrió lo mismo que le había pasado a Schulz un decenio antes, la carencia de base topográfica, terminando el mapa topográfico y geológico de la parte central del principado en 1850 con la colaboración del ingeniero de minas Antonio Adriano Paillette (1809-1858), ambos de la comisión de la carta geológica de Asturias. Durante la primera estancia en Cataluña publicó (1844), cuando todavía era ayudante primero, una «Noticia sobre las minas de carbón de piedra de San Juan de las Abadesas en Cataluña», la que posteriormente ampliada, cuando ya era Jefe de primera clase y vocal de la Comisión del Mapa Geológico de España, fue la interesante memoria (1855) titulada «Descripción geológico-industrial de la Cuenca Carbonífera de San Juan de las Abadesas en la provincia de Gerona», encomendándola por R. D. (27 de marzo de 1854).

En virtud de la ley (4 de junio de 1859) de concentrar todas las actividades cartográficas en la Junta General de Estadística, entre ellas la geológica, pasa Maestre a este organismo, desde la Comisión del Mapa geológico, a la que pertenecía como vocal, desde que por iniciativa de Francisco Luján y Miguel Romero (1799-1867) lo absorbió de la Comisión Geológica de Asturias.

Dos descripciones geognósticas publicó en los Anales de Minas: además de la primera con su maestro ya citada, la Descripción geognóstica y minera del distrito de Aragón y Cataluña (1845), Ojeada geognóstica y minera sobre el litoral Mediterráneo, desde el Cabo de Palos hasta el estrecho de Gibraltar (1846).

La Junta de Estadística le encomendó (R. O. de 18 de junio de 1856 y 6 de septiembre de 1856) el levantamiento del plano topográfico minero de Sierra Nevada, con la colaboración de varios ingenieros, presentando plano y memoria terminados (junio de 1858) a la Junta. Como esta Comisión no fue de su agrado renunció a las dietas y gastos de estancia y traslación.

En 1859 se quedó como actividad única la de la Junta de Estadística, de la que fue jefe (1861-1865) de su Brigada Geológica.

Para la campaña de 1860 le asignan, a propuesta de Casiano del Prado y Valle (1797-1866) la preparación de la carta geológica de la segunda zona: Santander, Vizcaya, Guipúzcoa, Alava, Navarra y Logroño.

Prado está disconforme con la marcha de la sección de geología de la Junta y logra (1861) pasar a la situación de agregado, ocupando la jefatura (1861-1865) Maestre. Una de las principales razones de la dimisión eran los reducidos créditos destinados a los trabajos geológicos y principalmente a su publicación, amontonándose en los archivos cartografía geológica ultimada, pendiente de editar.

El año 1855 había programado André Hubert Dumont la publicación de una carta geológica de Europa, pidiendo personalmente los datos de España a Felipe Eduardo Poulliet de Verneuil (1805-1873). En la biografía de Prado, comentamos sobre el encargo del gobierno español de la aportación de la geología española a Edouard Lartet y a Henri Verneuil, quienes debían ponerse en contacto con

Prado. Después de una detenida entrevista, le indicaron al ministro de Fomento, Francisco Romero Robledo, que ellos en España no podían continuar «porque el mapa geológico español estaba ya hecho o le faltaba muy poco».

Como jefe de la Brigada de Geología, recopila Maestre todos los datos cartográficos del archivo y prepara el mapa a escala 1/2.000.000, publicado en 1863, con el título «Bosquejo general geológico de España, formado con los documentos existentes hasta fin de 1863». Al año siguiente (1864) se publica la «Carte géologique de l'Espagne et du Portugal» por Verneuil y Collomb. Todavía se sigue discutiendo la prioridad de estos mapas, por haber autores como Luis Solé Sabaris (1908-1985) que se la asignan a los franceses. Debemos considerar que los autores franceses fueron geólogos de primera fila; pero nadie duda que Maestre también lo fue, y que uno de los motivos de su desagrado con la política de la Junta de Estadística era la carencia de fondos para editar cartografía temática como la geológica. Otra observación es la carencia de representación geológica en Portugal. Este es un tema muy delicado. Los servicios geológicos de Portugal y el Instituto Geológico de España, siempre tuvieron relaciones muy cordiales, y como anécdota citamos el caso del mapa en el que tuve que intervenir como Secretario General de la Comisión Nacional de Geología y Jefe del Servicio de Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Al pedir la conformidad portuguesa para su publicación, la única objeción fue que se destacase más la línea fronteriza entre ambos países. Lo mismo podemos decir de la geología de la isla de Menorca, justificada por la carencia de datos. Después de la edición de tirada reducida de 1863, se hizo una edición amplia en 1864, que ya he reseñado en mi Bibliografía de Minería y Geología (1962), y anunciada en la Revista Minera en el número de 15 de noviembre de 1864. De los ejemplares de la primera edición (1863) se conservan varios en el Instituto Geológico y Minero, el que reproduce el Dr. Solé es del despacho del Director del Instituto.

Su última publicación importante en este campo fue la «Descripción física y geológica de la provincia de Santander» (1864).

Reorganizada la antigua comisión de la carta geológica, por iniciativa de José Echegaray e Izaguirre (1833-1916), S. A. el Regente sanciona la disposición (28 de abril de 1870) denominando al centro reorganizado «Comisión del Mapa Geológico», destinando como Vocal (O. de 18 de mayo de 1870) a Maestre.

De los últimos tiempos de la Junta de Estadística, son las descripciones geológicas de la provincia de Navarra (1861) y de las Vascongadas (1863), ambas de Maestre.

5. TRABAJOS A PARTICULARES

En la época de plena actividad de Maestre, fue uno de los ingenieros de minas más solicitados por las empresas, y con destino a ellas redactó muchos informes y ponencias, algunos desaparecidos, pero otros recogidos en las bibliografías de la época. El estudio constante de la naturaleza era su afición dominante.

Sus trabajos particulares se iniciaron, con la utilización industrial de los lignitos de Mequinenza (1842), principalmente en las máquinas de vapor, con la idea de establecer una comunicación con barcos de vapor entre Zaragoza y Barcelona. Su asesoramiento entre otros compañías mineras, lo tuvieron El Veterano (1849), La Madrileña (1852), La Fuerza (1853), La Perseverancia (1853), Lemosina (1855), Conservadora (1855), El Veterano (1856), Nueva-Buena-Dicha (1857), Palacios y Golondrinas (1857), La Explotadora (1857 y 1858). Cesando prácticamente en estos trabajos de asesoramiento particular con motivo de su designación (1859) al servicio de la Junta general de Estadística, por considerarlo moralmente incompatible, ya que en ese cargo tenía a su disposición todos los datos geológicos logrados por los servicios oficiales de geología.

6. PUBLICACIONES

Su actividad infatigable, durante los 25 años de ejercicio profesional, le permitió publicar una importante aportación científica, debida su calidad a la memoria prodigiosa de que estaba dotado, a su reflexión continua, a su constante lectura enciclopédica y a su erudición vastísima, de la que según sus contemporáneos hacía discreto pero oportuno alarde. Los principales trabajos, por orden cronológico, iniciados en 1841, son:

Apuntes geognósticos sobre la parte oriental de la provincia de Almería. En colaboración con Ramón Pellico Pan y Agua Anal. de Minas, 1841, t. 2.º

Las Minas de Almagrera. Semana. Pin. esp., 1842, t. VII, página 6. Se refiere al barranco Jaroso.

Sobre el útil empleo de los lignitos de Mequinenza en las máquinas de vapor. Se trata de una certificación cuando era inspector de minas de Aragón y Cataluña, publicada por la «Empresa de Transportes de Zaragoza a Barcelona por el Ebro y el mar, con barcos de vapor». Madrid, 1842, 30 páginas.

«Noticia de las minas de carbón de piedra de San Juan de las Abadesas en Cataluña». Bol. Ofic. de Minas, 1844, página 117.

«Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la península». Bol. Ofic. de Minas, 1844, pág. 117.

«Informe dado a la Sociedad que explota el nuevo filón nombrado Las Chapas (Málaga)». Bol. Ofic. de Minas, 1845, página 338.

«Noticia geológica de la Sierra de Gádor». Se refiere a la perforación de un socavón general en la misma. Bol. Ofic. de Minas, 1845, página 395.

«Descripción geognóstica y minera del distrito de Aragón y Cataluña». Anal. de Minas, 1845, t. III.

Memoria de la industria fabril y minera del distrito de Cartagena. «El interés del país, Semanario industrial, artístico y literario de Cartagena», 1846, números 12 a 16.

«Ojeada geognóstica y minera sobre el litoral Mediterráneo desde el Cabo de Palos hasta el Estrecho de Gibraltar». Anal. de Minas, 1846, t. IV.

Plano topográfico de la cuenca carbonífera central de

Asturias. Con la colaboración de José González Lasala y Restituto Alvarez Builla. Oviedo, 1848.

Reseña acompañada de todos los datos y documentos justificativos que publica la sociedad «El Veterano», para dar un conocimiento exacto de la riqueza mineralógica que posee, y de los proyectos que va a realizar para su explotación. Barcelona, 1849, 32 páginas y un mapa.

Memoria presentada por el director de la sociedad minera «La Fuerza». Se refiere a las minas Manaloche, Fuerza y S. Vicente, del término de Hiendelaencina. Madrid, 1853, 16 páginas y un mapa.

Dictamen científico relativo a la explotación de varios criaderos metalíferos de Sierra Nevada por medio de galería o socavones. Madrid, 1852, 16 páginas y un plano.

Informe de la sociedad minera «La Madrileña», explotadora de la mina Indiana de Bustarviejo. Madrid, 1852, 46 páginas y 2 láminas. Contiene informes de otros autores.

Informe sobre el estado de las labores de la mina que la sociedad minera «La Perseverancia» explota en el término de Hiendelaencina. Madrid, 1853, 16 páginas.

Informe sobre las minas Malanoche, Fuerza y San Vicente, de la sociedad minera «La Fuerza». Madrid, 1853, 16 páginas y una lámina.

Memoria sobre los terrenos de sulfato de sosa situados en el término de Colmenar de Oreja, provincia de Madrid. Editado por las Sociedades mineras «Lemosina y Conservadora». Madrid, 1855, 16 páginas y una lámina.

Descripción geológica industrial de la cuenca carbonífera de San Juan de las Abadesas, en la provincia de Gerona, con planos y cortes de dicha cuenca y un mapa comparativo del proyecto de ferrocarril. Madrid, 1855, 46 páginas.

Un proyecto de arreglo, al público y a los señores accionistas de buena fe, de la sociedad «El Veterano». Barcelona, 1856, 6 páginas.

«Palacios y Golondrinas», sociedad minera. Es un informe con la colaboración de Ramón Rúa Figueroa, sobre el estado de las minas que esta sociedad explota en Plasenzuela, provincia de Cáceres. Madrid, 1857, 2 páginas.

Informe sobre las minas argentíferas situadas en Robregordo, del distrito municipal de Aceveda, provincia de Madrid, por encargo de la sociedad minera «Nueva-Buena-Dicha». Madrid, 1858, 8 páginas.

Construcción de un camino desde la galería Exploradora al pueblo de Güejar Sierra, en Granada, por encargo de la sociedad minera «La Exploradora». Madrid, 1857, 14 páginas.

Plano topográfico minero de una parte de Sierra Nevada, término de Güejar Sierra, provincia de Granada. Con la colaboración de Pedro Sampayo, Antonio Alvarez de Linares y Vicenta Santos Ramos. Madrid, 1858, 90x65 cm.

Memoria sobre los criaderos de Sierra Nevada, en término de Güejar Sierra, provincia de Granada. Madrid, 1858, 16 páginas.

Memoria leída en la Junta general de accionistas de «La

Explotadora», el día 28 de marzo de 1858. Madrid, 1858, 24 páginas.

Memoria sobre las aguas minerales de la provincia de Madrid. Madrid, 1861, 48 páginas.

Bosquejo general geológico de España, formado con los documentos existentes hasta fin de 1863. La escala es 1/2.000.000. Madrid, 1863, 64x52 cm.

Descripción física y geológica de la provincia de Santander. Madrid, 1864, 128 páginas, un mapa.

Memoria de la visita verificada al segundo distrito minero (León, Oviedo, Palencia, Santander). Ms. inédito, 1865, 274 páginas, 11 láminas.

Estudio sobre la Exposición Universal de París en 1867. Ms. 594 páginas.

Reseña de la Exposición Universal de París en 1867, en su parte relativa a la minería. Con la colaboración de Manuel Abeira, Tomás Balbas, Isidoro Sebastián Buceta, José Garralda. Madrid, 1869, 193 páginas, 4 láminas.

Verneuil y Collomb publicaron «Carte géologique de l'Espagne et du Portugal, d'après leurs propres observations faites de 1849 a 1862». París, 1864. Los autores reconocen tuvieron a su disposición datos inéditos de Maestre.

7. FALLECIMIENTO

El día 5 de febrero de 1872, fallecía Maestre en Madrid, con sus 59 años, estaba todavía en condiciones de ejecutar una importante labor científica y técnica. Como editorial, publicó en la «Revista Minera» (15 de febrero de 1872) una nota, sin firma, pero debida a Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892), de la que copiamos algunas frases. «La muerte ha apagado una luz de la ciencia; la Patria ha perdido un buen ciudadano; la Administración un funcionario honrado, diligente e ilustrado; la Minería un protector decidido; el Cuerpo de Ingenieros un compañero siempre leal, siempre franco y siempre cariñoso.» «Dotado de una gran fortaleza física e intelectual y con gran deseo de saber y cambiar conocimientos por conocimientos, Maestre ha dedicado su vida entera a la Ciencia, sin cuidarse de su persona, ni de la sociedad, a cuyo adelanto ha contribuido desde la prensa, desde la cátedra y desde su puesto oficial, así como desde los subterráneos mineros y desde las más asperas montañas, visitando unos y otros con afán científico en obsequio de la industria.» «Su viva imaginación, su constante afición a la lectura y su gran memoria, habían formado de él un enciclopedista notable; no hay materia que desconociese, ni hecho que ignorase, ni lugar oculto a su investigación. Todo lo abarcaba; la ciencia con profundidad, lo demás con extensión; y al oírlo, preciso era creer que todo lo había sido y que en todas partes había estado.» «Deja una escogida y numerosa biblioteca formada con sus ahorros; deja observaciones útiles a la fotografía, a que se había dedicado en sus últimos años; deja preciosos objetos arqueológicos.»

Muchas entidades se honraron con contarle entre sus miembros, como la Sociedad Geológica de Francia, la Aca-

demia de Ciencias Naturales y Artes de Barcelona, la Sociedad Arqueológica de Tarragona, las sociedades económicas de Madrid, Oviedo, Lérida, etc.

Su ruda y jovial franqueza, sus formas tal vez poco cortesanías, sus hábitos nunca interrumpidos de trabajo, pudieron acaso alejarlo de ciertas regiones, causa de que este hombre, tan modesto como laborioso, bajó al sepulcro sin obtener jamás de su Gobierno gracia, honor, ni condecoración alguna.

8. AMALIO GIL Y MAESTRE (1837-1915)

Uno de los casos frecuentes de confundir ingenieros con apellidos iguales, es el de Amalio Maestre e Ibáñez, con su sobrino Amalio Gil y Maestre. Este nació en Salamanca (1837), ingresó en la Escuela de Minas de Madrid en 1855, perteneció a esta promoción con el número 395.

Entre sus actividades docentes figura la de profesor de dibujo (1859-1860) en la Escuela de Almadén, y de primer curso de la Escuela Práctica de Minas de Asturias, en Mieres, durante el año 1867-1868, y subdirector de la misma. Fue uno de los promotores del cambio del nombre, por el de Escuela de Capataces de Minas, estudiada la propuesta por la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid (17 de septiembre de 1912), de la que dependía, fue resuelta favorablemente (R. O. Gaceta de 14 de febrero de 1913).

Su afición preferida fue la geología, por ello fue incorporado a la Comisión del Mapa Geológico, ejecutando varios mapas geológicos, presentados en la gran exposición nacional de Madrid, inaugurada el 1 de octubre de 1872. Redactó y trazó las memorias y mapas considerados hoy como bosquejos de Sevilla, Vascongadas y Salamanca. Son consideradas como sus publicaciones más importantes las

dos siguientes: «Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca», Memoria de la Com. del Mapa Geológico. Madrid, tomo VIII, 1880, y la obra realizada en colaboración con Daniel de Cortázar y Larrubia (1845-1927), titulada «Historia, descripción y crítica de los sistemas empleados en el alumbrado de las excavaciones subterráneas. Nuevo método de iluminación de minas», premiada por la Fundación «Gómez-Pardo», que la editó en Madrid, 1878, 278 páginas.

Ingresó en el Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas (20 de junio de 1859), donde pasó por todas las categorías, incluso en la Junta Facultativa de Minería, fue oficial, secretario (1888), donde llegó a presidente del Consejo Superior de Minería, puesto desempeñado cuando se jubiló al cumplir la edad reglamentaria.

Falleció en Madrid (febrero de 1915).

La magnífica memoria de Salamanca fue la que indujo más a confusión de la autoría con su tío.

9. BIBLIOGRAFIA

MAFFEI Y RAMOS, Eugenio: *Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877*. Madrid, 1877, 300 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel, y MESEGUER Y PARDO, José: *Contribución a la historia de la geología y minería españolas*. Madrid, 1964, 130 pp.

LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en la Mundo Hispánico*. Madrid, 1979, 200 pp.

SOLÉ SABARIS, Luis: *Los más antiguos mapas geológicos de España*. Mundo Científico, núm. 23, Barcelona, 1983, 11 pp.

*Quando esta acta con suigo el infrascripto secretario. = entre
líneas de once votos = vale*

Diosura
Amalio Gil
Maestre

Número 2294.
Acta de la sesión del día 10 de febrero de 1887.

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para Prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»

Por L. M. RIOS ARAGUES, J. M. GALERA FERNANDEZ, DANIEL BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA

1. INTRODUCCION

Durante los días 3 al 21 de julio de 1986 se ha desarrollado el XXXII Campamento para Prácticas de Geología, bajo el patrocinio de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, en el área cercana al linde entre las provincias de Huesca y Lérida, para lo cual se eligió como base el pueblo de Pont de Suert a orillas del río Noguera Ribagorzana.

Actuaron como instructores los firmantes de esta nota, todos ellos pertenecientes al equipo de la Cátedra de Geología de dicha Escuela, así como Julián Vega, maestro de laboratorio, que como en años anteriores desarrolló eficazmente su labor de secretario en los aspectos materiales y logísticos.

Queremos agradecer vivamente el apoyo que el Instituto Geológico y Minero de España ha prestado a los Campamentos desde el punto de vista económico y también material con la cesión de un Land Rover y su conductor Antonio Lara, que con tan buen ánimo estuvo a nuestra disposición.

Así este año dispusimos de dos vehículos todo terreno, lo cual nos facilitó en buena medida el acercamiento de los equipos a los lugares de acampada y de trabajo.

Queremos también mostrar nuestro agradecimiento a las Empresas y Organismos con cuyas ayudas económicas estos Campamentos pueden venir realizándose.

Este año la cuota de inscripción se hubo fijado en 26.000 pesetas, la cual dio derecho a cada alumno participante a alojamiento, manutención y transporte en el área del Campamento. Dicha cuota, una vez cerradas las cuentas, no representa más que el 32 por 100 del coste real repartido entre los alumnos asistentes.

Este año el número de alumnos fue 19 de los cuales dos extranjeros y dos de otros centros españoles, aparte de los 15 alumnos de la Escuela de Minas de Madrid, los 15 de 4.º curso.

Por último queremos referirnos a un hecho que fue muestra de gran afecto y simpatía y de gran significado para nosotros: la última semana del Campamento contamos con la compañía de don Juan Antonio Comba, profesor de esta Cátedra, y de su encantadora esposa. Como él mismo nos expresó, el profesor Comba quiso dedicar-

nos su última actividad docente antes de jubilarse. Así, parte de su dilatada experiencia profesional, que precisamente había comenzado en Pont de Suert como ingeniero en la mina de Bono, nos fue transmitida en las tertulias de descanso a través de sus sabrosas narraciones de anécdotas e incluso aventuras.

2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

Durante el día 3 fueron recibidos los participantes en el Hostal Costa de Pont de Suert.

Los días 4 y 5 fueron jornadas de primera toma de contacto con los rasgos geológicos y paisajísticos de la zona, así como de aclimatación al clima de montaña para corregir ciertas palideces y ojeras tras la, tal vez, ardua etapa de exámenes de fin de curso.

El día 4 se recorrieron a pie los segmentos más interesantes del itinerario de la carretera según el río Noguera Ribagorzana desde Pont de Suert al granito de La Maladeta. Así se pudieron visualizar las características y estructuras de las formaciones devonianas: «pizarras de Vilaller», «Mañanet» y «Fonchanina» pertenecientes a la unidad cartográfica definida por Mey como de facies Baliera. Después se pudo observar la ubicación geológica de la mina de plomo de Bono, recientemente abandonada, y más adelante el contacto cabalgante alpino que separa las series devonianas tipo Sierra Negra y Baliera, contacto subrayado por un metamorfismo con escapolitas sobre materiales, como consideraba Mey, probablemente pertenecientes al Muschelkalk.

El día 5 fue un poco más duro. Recorrimos a pie la pista desde Castanesa a las bordas de Castanesa para realizar otra transversal de la unidad de Baliera, reconociendo la existencia de dos fases tectónicas hercínicas, algunas megaestructuras resultantes visibles en el paisaje y estudiando en diferentes cortes la organización secuencial de las formaciones Basibé, Gelada y Aneto de dicha unidad.

El día 6, permaneciendo en la base, se hizo la distribución en equipos y del material correspondiente, y se explicaron los rasgos de la zona de estudio, los objetivos a cumplir, así como la metodología y el plan de trabajo.

Los días 7 y 8 salimos para dos días y acampar junto

al collado de Gelada (2.075 m.), perteneciente a la cuerda N-S, límite oriental del valle de Noguera Ribagorzana. Nos habría de acompañar un tiempo excelente, con esa transparencia que sólo se da determinados días en las panorámicas de alta montaña. Ello nos permitiría cruzar y acotar los problemas y puntos a visitar de las otras cuerdas contiguas por el Oeste y por el Este.

El día 7 recorrimos hacia el N la cresta desde el collado de Gelada estudiando la sucesión estratigráfica de Devoniano, prolongación del de Sierra Negra, sucesión varias veces repetida por pliegues muy apretados vergentes al Sur, lo cual nos dio la oportunidad de analizar ciertos criterios de polaridad que aparecieron a nuestra observación.

El día 8, divididos en dos grupos, contorneamos hacia el Sur por uno y otro lado el pico Gelada hasta llegar a los contrafuertes del pico Forcat, reconociendo los contornos de las unidades litoestratigráficas de la serie tipo Baliera.

El día 9, de descanso en Pont de Suert, pasamos revista a las observaciones realizadas en la salida anterior, destacando los rasgos esenciales de las mismas. También tuvo lugar la charla sobre las generalidades de la estratigrafía y tectónica de los materiales del ciclo hercínico dentro del Pirineo.

El día 10 se hizo el recorrido de los principales afloramientos ya conocidos de la serie desde el Triásico al Eoceno pertenecientes a la cuenca de Tremp. En el corte, ya clásico, de Bonansa observamos la sucesión del Liásico destacando algunas semejanzas con el de la Cadena Ibérica y vimos las características del Jurásico Medio y Superior, serie dolomítica análoga a la productora de gas al otro lado de los Pirineos. Después recorrimos a saltos de Land Rover la serie del Cretáceo y Eoceno hasta Puente de Montañana, observando determinados ejemplos de modelos sedimentológicos: slumping, flysch, areniscas litorales, areniscas fluviales, etc.

El día 11 lo dedicamos a la observación y aprendizaje de las características del Ordoviciano de la zona del Noguera de Tor, recorriendo dos cortes hasta llegar a las ampelitas del Siluriano. Uno en Durro y otro encima de Taul. Tuvimos la oportunidad de observar desde lejos el estilo de los pliegues (clase 3 de Ramsay en los tramos de caliza D₂, Fm. Castanesa) que habíamos atravesado el día 7.

El día 12 tuvo lugar la charla sobre el ciclo alpino: generalidades sobre la evolución sedimentaria y formación de los Pirineos como Cadena de plegamiento. Por otra parte se explicó el problema planteado y los objetivos a cubrir en los dos días siguientes.

Los días 13 y 14, separados en grupos, se efectuaron varios itinerarios de detalle en el circo de Castanesa, de tectónica compleja, solamente resoluble por la síntesis de dichas observaciones.

El día 15 cada grupo expuso en gabinete los resultados de su trabajo y se trazó un bosquejo de la interpretación cartográfica y tectónica de dicho circo.

El día 16 se pasó al valle de Arán donde, acompañados por Joaquín García Sansegundo, del equipo del IGME allí

trabajando, se pudo observar otros dos cortes del Devoniano de características diferentes a las del lado sur del macizo de La Maladeta.

El día 17 se recorrió, cerca de la mina de carbón de Malpás, el corte bien aflorante y ejemplar de la serie continental desde Bunt al Estefaniense, con la importante colada de andesita de Erill-Castell en la base de este piso discordante sobre los materiales hercínicos, así como la espectacular discordancia angular del Bunt sobre el Estefaniense.

El día 18, en gabinete, se dedicó a poner en limpio y completar las observaciones de campo realizadas.

El día 19 un grupo reconoció la cartografía de la Formación Basibé en la cuerda al S del collado de Salinas, lo cual permitió la contemplación en campo de un bonito ejemplo de interferencia de pliegues. El otro grupo precisó el itinerario geológico desde el collado de Salinas hacia el N hasta la cota 2.780 m. Después de acompañar junto a dicho collado, el día 20 se descendió colectivamente por la pista del circo Llauset hasta el pueblo Aneto completando el estudio de dicho itinerario y detectando las dos fases hercínicas de plegamiento por el diferente comportamiento mecánico que en los materiales había quedado registrado.

El día 21 por la mañana se recogió ordenadamente el material geológico y de acampada y al mediodía se celebró la comida de despedida.

3. RESULTADOS

Se ha continuado en la cartografía de la Hoja de Benasque al sur de La Maladeta. En las partes visitadas se ha comprobado que la cartografía de Mey, realizada en 1968, conserva bien sus rasgos, salvo algunas cuestiones de detalle.

Las mayores diferencias con nuestras observaciones provienen de la atribución por Mey de ciertas manchas cartográficas de los circos de Castanesa y Llauset al Ordoviciano. Hemos podido comprobar que las características de dichos afloramientos son diferentes a las del Ordoviciano cierto más próximo que es el del Noguera de Tor, por lo que mantenemos la atribución de dichos afloramientos del circo de Castanesa a un Devoniano Inferior, como se apuntaba ya en las observaciones del XXX Campamento y memoria correspondiente.

De este modo la cartografía del circo de Castanesa puede dibujarse de un modo menos forzado.

La zona de los circos de Castanesa y Llauset corresponde a un cabalgamiento alpino complejo que separa la serie tipo Sierra Negra al N, de la serie tipo Baliera al S. El hecho de que, al menos en afloramiento, el Ordoviciano no se vea involucrado en esa zona de accidentes permite mantener la idea de que, a favor del nivel plástico de las ampelitas del Siluriano, se produce un cierto despegue entre el Paleozoico Superior y el Inferior.

Por otra parte, las observaciones realizadas otra vez en las pizarras de Vilaller nos conducen, por similitud de facies, a mantener su atribución al Devoniano y no al Carbonífero.

Noticias

II JORNADAS DE PALEONTOLOGIA

Con más de 150 participantes inscritos pertenecientes a la Sociedad Española de Paleontología se han celebrado en el Instituto de Paleontología Miquel Crusafont de Sabadell las II Jornadas de Paleontología.

Pese a que el desarrollo de la ciencia de la vida del pasado (Paleontología) tiene en nuestro país larga tradición que arranca del siglo XVIII, sin embargo el número de especialistas es corto en relación con el de otros países. Sin embargo, a partir de los años 60 y con la creación de Secciones de Geología y de Biología en las Universidades ha crecido muy rápidamente una comunidad científica joven y dinámica. La creación de la Sociedad Española de Paleontología hace un año, y presidida por el Dr. Jaime Truyols Santonja, catedrático de la Universidad de Oviedo, ha impulsado de manera notable el desarrollo de esta ciencia.

Durante tres apretados días de trabajo (27 a 29 de noviembre) se han presentado cuatro ponencias, 40 comunicaciones científicas y 15 «posters». La ponencia inaugural corrió a cargo del prestigioso profesor Ramón Margalef, catedrático de Ecología de la Universidad de Barcelona, que trató el tema «Sucesión y evolución: su proyección biogeográfica».

Estas Jornadas científicas, las segundas que se celebran en nuestro país, han tenido este año un doble aspecto: por un lado se ha querido rendir un homenaje al profesor Miquel Crusafont, que fue Catedrático de Paleontología de la Universidad de Barcelona y fundador del Instituto Científico que lleva su nombre en Sabadell. Crusafont falleció hace muy pocos años y en su tiempo fue el paleontólogo español de mayor proyección internacional y prestigio científico. Por el Instituto de Paleontología que él mismo fundó han pasado en estos últimos veinte años las primeras figuras mundiales de la especialidad (Simpson, von Koeniswald, Lavocat...).

Por otro lado, la comunidad científica de paleontólogos

españoles se ha reunido para abordar desde distintos puntos de vista el tema de la «Paleontología y la Biogeografía», la vida del pasado y su dinámica geográfica. Sobre este tema han girado las comunicaciones presentadas y que tocaban grupos de organismos fósiles muy diversos: mamíferos, reptiles, moluscos, plantas, foraminíferos...

Particularmente emotivo fue el acto homenaje al Dr. Miquel Crusafont, y en el que intervinieron el Director actual del Instituto, Dr. Jorge Agustí, el presidente de la Sociedad Española de Paleontología, Dr. Jaime Truyols, uno de los hijos de Miquel Crusafont y el Diputado de Cultura de la Diputación de Barcelona, así como el Dr. Emiliano de Aguirre, activo colaborador del Instituto. Todos ellos glosaron la personalidad humana y científica del que ha sido maestro de muchas generaciones de paleontólogos de vertebrados.

El acto de homenaje culminó con una visita comentada a las instalaciones del Museo del Instituto de Paleontología que está siendo profundamente remodelado.

Cabe destacar que durante estas Jornadas la Asamblea Ordinaria de la Sociedad Española de Paleontología ha decidido nombrar Socios de Honor a los profesores Guillermo Colom Casasnovas, Luis Vía Boada, José Fernández de Villalta y Bermudo Meléndez.

Estuvieron presentes en Sabadell representantes de la Diputación General de Aragón, que presentaron por medio del Director General de Patrimonio el tomo de Comunicaciones de las primeras Jornadas (celebradas en Zaragoza hace un año, así como el volumen 2 de las Memorias del Museo de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, y que han sido publicados por el citado organismo autónomo.

También fue presentado el volumen primero de la Revista Española de Paleontología, órgano de difusión de la Sociedad, y que dará a conocer los avances científicos de la Paleontología.

L. SEQUEIROS

EL INSTITUTO GEOLOGICO HA DETECTADO ONCE YACIMIENTOS DE LIGNITO EN GALICIA

El descubrimiento del yacimiento de lignito de Xinzo de Limia, en la provincia de Orense, fue el resultado más espectacular de las investigaciones desarrolladas en Galicia por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), pero no el único. En los últimos nueve años el IGME realizó una exhaustiva investigación, a la busca de yacimientos de carbón que ayuden a paliar el déficit de energía propia y proporcionen cierta tranquilidad ante nuevas

crisis petrolíferas. El resultado de este plan, culminado ahora, ha sido el descubrimiento de Xinzo y otros diez yacimientos más en distintos puntos de Galicia. La campaña intensiva desplegada en Galicia por el Instituto Geológico y Minero concluye con el año que ahora termina. El hecho de haberse detectado el yacimiento orensano es considerado por los técnicos como un gran logro, habida cuenta de que es el primero que se descubre en Galicia como fruto de un programa de investigaciones.

ALMADEN SUSPENDE EL PROYECTO DE INVESTIGAR MERCURIO ASTURIANO

La Compañía Minas de Almadén y Arrayanes, S. A., perteneciente al Ministerio de Hacienda, ha suspendido el proyecto de investigación del mercurio asturiano indefinidamente ante los problemas surgidos con los propietarios de las antiguas concesiones.

Almadén mostró interés por los yacimientos del Principado, pese a su baja calidad, debido a los problemas que en el año 2000 podría encontrar en sus minas.

La dirección de la empresa mantuvo varias reuniones con la dirección general de Minas, participando también

el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). El acuerdo alcanzado significaba la inversión de 360 millones de pesetas entre las tres partes en el plazo de varios años. El área de investigación iba desde Somiedo, donde hay un yacimiento de montaña, hasta Cangas de Onís y toda la zona central, principalmente Mieres y Pola de Lena. Un primer estudio encargado por la dirección regional de Minas sobre el reconocimiento de las explotaciones destacaba que éstas, en su mayoría, estaban en mal estado y era necesario buscar nuevos campos de posible extracción dentro de las concesiones.

EXPORTACION DE ROCAS ORNAMENTALES DE EL PAIS VASCO

El sector dedicado en Euskadi a la extracción de rocas para usos ornamentales alcanza una facturación de 9.000 millones de pesetas anuales y una actividad exportadora superior a los 2.000 millones. Este sector, dedicado ade-

más a la transformación de las rocas, junto con las empresas fabricantes de materiales y equipos específicos para estos trabajos, está formado por 90 empresas distribuidas en Vizcaya (57), Guipúzcoa (25) y Alava (8).

ESTUDIOS GEOLOGICOS REALIZADOS POR EL IGME EN DOS ZONAS DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS CON INCIPIENTE INESTABILIDAD

El Instituto Geológico y Minero (IGME) está realizando dos estudios geológicos por encargo del Gobierno del Principado en dos zonas de Asturias que presentan problemas de incipiente inestabilidad.

Uno de los lugares es la carretera que une Covadonga con el lago Enol, en el macizo central de Picos de Europa, en dos tramos, y el otro es la carretera de acceso a El Tozo.

El IGME ya ha realizado otra serie de trabajos geotécnicos en Asturias, como son: el estudio para la corrección del deslizamiento de Folleu, y el de 18 solares de viviendas de promoción pública.

Por otra parte, el Instituto Geológico continúa realizando los estudios sobre la estabilización definitiva y reintegración al paisaje de diez escombreras carboníferas.

EL IGME CONSIDERA OPTIMA LA CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DE CAMARGO Y EL ASTILLERO

Un informe elaborado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) considera como muy buena la calidad de las aguas subterráneas de los municipios de Camargo y El Astillero para el consumo humano. No obstante, el IGME estima que los núcleos urbanos de Maliaño-Muriedas y El Astillero suponen un peligro potencial de contaminación de los acuíferos, principalmente por la existencia de vertederos incontrolados y de vertidos de aguas fecales y afluentes industriales a los cauces fluviales y a la bahía.

De los datos obtenidos en los análisis realizados por los técnicos del Instituto Geológico se desprende la buena calidad de las aguas subterráneas de los municipios de El Astillero y Camargo para su consumo humano. En los citados análisis se observa que aparecen nitratos en el 60 por 100 de las muestras tomadas, pero sin que en ningún caso llegue su concentración a los 50 miligramos por litro, límite máximo admitido por la legislación vigente para aguas de consumo humano. Por otro lado, tampoco se encuentran nitratos en las muestras, cuyo límite admitido es 0,1 miligramos/litro. Finalmente, se ha detectado amoníaco en el 40 por 100 de los puntos mues-

treados, de los cuales ninguno sobrepasa el límite admitido para las aguas potables (0,5 miligramos/litro).

El estudio del Instituto Geológico afirma que los grandes núcleos urbanos de Maliaño-Muriedas y El Astillero constituyen, por el volumen y características de sus vertidos, focos potenciales de contaminación de los recursos de agua subterránea, ya que en la mayor parte de los casos los basureros no están controlados y no existen estaciones depuradoras de las aguas fecales, que son vertidas en los cauces de los ríos o directamente en el mar.

Según consta en el citado informe del IGME, los vertidos industriales son otros focos potenciales de contaminación. Los focos principales están situados en los alrededores de El Astillero y los vertidos, en su mayor parte, van a parar directamente a la bahía de Santander. Los demás puntos son considerados como muy locales y de escasa entidad.

Las actividades agropecuarias, muy diseminadas en la zona, constituyen también focos potenciales de contaminación, aunque en la actualidad, en función de los datos obtenidos en los análisis realizados por el IGME, se deduce que apenas tiene incidencia en la calidad química de las aguas subterráneas.

RESEÑA DE LIBROS**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL NEOGENO DEL SECTOR SURORIENTAL DE LA DEPRESION DEL DUERO (ARANDA DE DUERO-PENAFIEL)**

ARMENTEROS ARMENTEROS, Idefonso: *Estratigrafía y Sedimentología del sector suroriental de la Depresión del Ebro*. Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, núm. 1. Primera edición, octubre de 1986. Un volumen, 471 pp., 127 figs., 5 cuadros y 23 láminas. ISBN: 84-505-4293-6. Depósito legal S. 627-1986.

La Diputación Provincial de Salamanca, a través de su Servicio de Publicaciones, ha creado una nueva colección: «Castilla y León». José Luis Martín, que coordina dicha colección, ha tenido el acierto de iniciarla con una obra científica. En ella el autor aborda el problema de la Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno en el sector suroriental de la Depresión Terciaria del Duero.

Los fines perseguidos se pueden resumir en:

1) Realización de la infraestructura geológica detallada de la región, lo que representa un aspecto de interés general, ya que significa el punto de partida para un amplio número de proyectos ligados al desarrollo de la vida social en torno a los confines de las provincias de Burgos, Segovia y Valladolid (obras públicas, hidrogeología, agricultura, prospección minera, aplicaciones industriales...).

2) Contribuir a un conocimiento actualizado de los sedimentos mediante el estudio de las características petrológicas, estructurales, geométricas y paleontológicas, que definen sus diferentes facies. A ello se suma el análisis de su ordenamiento secuencial y la determinación de su distribución espacio-temporal con el que se llega a la agrupación de las facies asociadas en diferentes unidades litoestratigráficas de límites definidos.

3) Establecimiento de los medios sedimentarios correspondientes a las distintas unidades litoestratigráficas y de su interrelación y evolución paleogeográfica desde el Mioceno Medio al Pliocuatnario. Esto se alcanza a través del análisis genético de las facies y de sus asociaciones.

4) Propuesta de un modelo sedimentario que sirva de guía y ayuda para futuros estudios en la gran extensión de rocas neógenas que cubre la Cuenca del Duero y para otros en cuencas de similar conformación sedimentaria.

Este volumen se ordena en seis capítulos. El primero sirve de introducción, y expone el estado del conocimiento geológico regional del Neógeno. El segundo da cuenta de la metodología y técnicas de estudio. El tercero describe e interpreta minuciosamente las diferentes facies. En el cuarto, se emprende una descripción por sectores de los afloramientos puntuales y de las columnas estratigráficas. La última parte de este capítulo expone una síntesis de la división litoestratigráfica propuesta en la memoria original. En el quinto capítulo se analizan las asociaciones de facies y se interpretan los medios sedimentarios correlativos de cada una de las unidades litoestratigráficas. Finalmente, el sexto capítulo refleja una integración paleogeográfica en sucesivas etapas.

El contenido de este libro se ajusta, en gran parte, a la memoria de la Tesis Doctoral del mismo título, que fue realizada por el autor en el Departamento de Estratigrafía de la Sección de Geología de la Universidad de Salamanca bajo la dirección del doctor Dabrio González.

L. A.

ESTUDIO SOBRE EL BALNEARIO DE ARCHENA

Comisión para el estudio de las aguas mineromedicinales. Memoria núm. 12. Madrid. 1986. 54 pp.

La Real Academia de Farmacia ha publicado la Memoria número 12 de la Comisión para el estudio de las aguas mineromedicinales, presidida por el académico López de Azcona. La Memoria consta de seis capítulos, y en los estudios se sigue la misma orientación de las anteriores.

En el primer capítulo el Dr. López de Azcona considera los aspectos siguientes: Geografía, historia, geología, sismología y protección minera, el establecimiento balneario, análisis químicos de las aguas. El segundo se refiere a la microbiología de las aguas, seguido de una minuciosa discusión, del que son autoras las doctoras Mosso, Díaz y de la Rosa. En el tercero, los Drs. García Puertas, Torija

Isasa, Ortiz Villanueva y Plaza Piñol aportan los análisis físico-químicos. El Director del Balneario, Dr. Aguayo Martos, en el capítulo cuarto, se refiere a la crenoterapia e indicaciones terapéuticas. En el quinto, el Dr. Alía Pérez estudia los diversos suelos de los alrededores del Balneario. En el sexto correspondía estudiar el tapiz vegetal por el Dr. Fernández Galiano, e indica que dada la similitud con el cercano de Fortuna, en prensa, que en dicha Memoria figurarán las consideraciones sobre el tapiz vegetal de ambos.

La Comisión tiene en prensa la Memoria núm. 13, correspondiente a Fortuna, y en preparación la núm. 14, del Balneario de Arnedillo.

L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

860958. **Luis M. Sánchez de la Torre: El Geólogo y su obra 1936-1983.** AGUEDA VILLAR, J. A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 5-9, esp., bibl. IGME.

* Bibliografía personal, Geología, Asturias.

GEOLOGIA REGIONAL

860899. **Los afloramientos de calizas cámbricas del SE de la provincia de Salamanca y SO de la de Avila, España.** GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 97-100, 9 ref., esp., res. ing., port., bibl. IGME.

* Afloramiento, Caliza dolomítica, Lineación, Sinclinal, Cámbrico, Ordovícico, Orogenia hercínica, Provincia Salamanca, Provincia Avila.

ESTRATIGRAFIA

860754. **El Bajociense en la Cordillera Ibérica.** FERNANDEZ LOPEZ, S.

Not. paleontol. (1986), núm. 7, 5-6, esp., bibl. IGME.

* Tesis, Bajociense, Fauna ammonites, Inventario, Bioestratigrafía, Asociación fósil, Macizo Ibérico.

860818. **Estudi sedimentologic del Neogen de l'area de Ciutadella.** JURADO, M. J.

Mahón: Consell Insular de Menorca (1985), 194 pp., 162 ref., cat., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tesis, Neógeno, Oceanización, Geodinámica, Construc-

ción arrecifal, Sedimentación margen continental, Medio margen continental, Fauna, Litofacies, Bioestratigrafía, Diagénesis, Baleares, Menorca, Mar Mediterráneo occidental.

860856. **Geología y estratigrafía de los materiales plioceno-pleistoceno del sector Orce-Venta Micena, Prov. Granada.** VERA, J. A.; FERNANDEZ, J.; LOPEZ-GARRIDO, A. C., y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.

Paleontol. evol. (1983-84), núm. 18, 3-11, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Plioceno, Pleistoceno, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Roca carbonatada, Roca clástica, Neotectónica, Mapa geológico, Provincia Granada, Zona Bética.

860857. **Bioestratigrafía de los depósitos plio-pleistocenos de la Depresión Guadix-Baza, Prov. Granada.** AGUSTI, J.

Paleontol. evol. (1983-84), núm. 18, 13-18, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bioestratigrafía, Plioceno, Pleistoceno, Escala estratigráfica, Fauna roedor, Provincia Granada, Zona Bética.

860862. **Sinopsis estratigráfica del Neógeno de la fosa del Vallés-Penedés.** AGUSTI, J.; CABRERA, L., y MOYA-SOLA, S.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 57-81, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mioceno, Plioceno, Fosa tectónica, Escala estratigráfica, Bioestratigrafía, Fauna vertebrado, Provincia Barcelona.

860863. **Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno Continental de Murcia.** AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S.; GIBERT, J.; GUILLEN, J., y LABRADOR, M.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 83-93, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bioestratigrafía, Neógeno, Sedimentación continental, Medio continental, Fauna, Roca volcánica, Provincia Murcia.

860867. **Biozonación mediante Roedores, Mammalia del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector Sureste de la Cuenca del Ebro.** AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARBIOL, S., y CABRERA, L.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 131-149, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cricetidae, Gliridae, Myomorpha, Sciuromorpha, Diente, Bioestratigrafía, Oligoceno, Mioceno, Límite estratigráfico, Cuenca Ebro, Aragón, Cataluña.

860907. **Nuevos elementos de correlación del Precámbrico Superior del Centro y Suroeste de España y sus equivalentes en Portugal.** VEGAS, R.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 135-139, 23 ref., esp., res. ing., por., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Precámbrico, Precámbrico sup., Portugal, Correlación, Hercínico Sur.

860964. **Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello, Carbonífero de la Zona Cantábrica, N de España y su contenido paleontológico.** MARTINEZ CHACON, M. L.; MENENDEZ ALVAREZ, J. R.; SANCHEZ DE POSADA, L. C., y TRUYOLS, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 53-65, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bashkiriense, Namuriense, Laguna estratigráfica, Sedimento, Sedimentación marina, Medio marino, Fauna invertebrada, Asturias, Arco asturiano.

860965. **Trilobites phacopinae de la Formación Vidrieros en el área de Gildar-Monto (León, NO de España) y su distribución estratigráfica.** ARBIZU, M.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 67-75, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Trilobites, Phacops, Taxón nuevo, Nuevo dato, Biomeoría, Fameniense, Bioestratigrafía, Provincia León.

860972. **Relaciones tectosedimentarias entre arrecifes y evaporitas del Mio-Plioceno de las cuencas de Almería y Sorbas.** MEGIAS, A. G.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 153-158, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tortoniense, Messiniense, Mioceno sup., Plioceno, Cuenca sedimentaria, Paleogeografía, Sedimentación arrecifal, Evaporita, Discordancia, Provincia Almería, Zona Bética.

GEOMORFOLOGIA

860716. **Las formaciones aluviales de la depresión pre-somontana de Cinco Villas.** GARCIA PRIETO, F. J.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 596-606, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Depresión, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Aluvión, Glacis, Terraza, Relieve estructural, Plioceno, Cuaternario, Geomorfología, Provincia Zaragoza, Cuenca del Ebro.

GEOLÓGIA DEL INGENIERO

860721. **Alterabilidad de areniscas asturianas utilizadas en monumentos.** ESBERT ALEMANY, R. M., y VALDEON MENENDEZ, L.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 659-666, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Arenisca, Material ornamentación, Alteración meteórica, Ensayo laboratorio, Porosidad, Dimensión grano, Matriz roca, Humedad, Jurásico, Asturias.

860743. **Vertederos rigurosamente controlados.**

Inf. ambiental (1985), núm. 8, 18-19, esp., bibl. IGME.

* Vertido controlado, Vertedero, Residuo sólido, Protección medio ambiente, Acuífero, España.

860744. **Aspectos ecológicos de las zonas palustres de España.** ALONSO, M.; AMAT, J. A., y MONTES, C.

Inf. ambiental (1985), I-XV, 170 ref., esp., bibl. IGME.

* Terreno húmedo, Ecología, Limnología, Lago, Clasificación, España.

860758. **El futuro emplazamiento del cementerio nuclear. Viaje al centro de la Tierra.** NIETO, P.

Rev. MOPU (1986), núm. 333, 70-75, esp., bibl. IGME.

* Residuo radiactivo, Almacén subterráneo, Protección medio ambiente, Previsión, Programa, España.

860800. **Estudio de la influencia del seccionado de cargas en un mismo barreno para disminuir el nivel de vibraciones.** HIDALGO, E., y PLA, F.

IGME. Div. Aguas y Geotecnia (1986), 111 pp., 103 ref., esp., bibl. IGME.

* Roca, Voladura, Vibración, Fracturación, Ruptura, Onda choque, Experiencia, Estudio caso, Lignito, Caliza, Terciario, Jurásico, Falla, Falla horizontal, Provincia La Coruña, Provincia Valencia.

860801. **Guía de programas de ordenador para Geotecnia y Minería.** DE VICENTE, S.; GAVETE, L., y AYALA, F. J.

ETSIM, Madrid (1985), 98 pp., 26 ref., esp., bibl. IGME.

* Programa ordenador, Geotécnica, Estabilidad ladera, Análisis elemento finito, Inventario.

860802. **Informe resumen del proyecto: Desarrollo de sondeos para la extracción de agua mediante el empleo de explosivos.** IGME.

Instituto Geológico y Minero de España (1986), 59 pp., esp., CD. IGME.

* Desarrollo pozo, Pozo agua, Voladura, Piezometría.

860807. **Métodos de reconocimiento del subsuelo marino.** AYALA, F. J.; CASERO, L.; CELMA, J.; GARCIA, A.; ROMANA, M., y SIMIC, D.

IGME. Div. Aguas y Geotecnia (1985), 316 pp., esp., bibl. IGME.

* Fondo marino, Batimetría, Relieve submarino, Instrumentación, Metodología, Ecosondeo, Sonar, Método sísmico, Muestreo, Sondeo, Testigo, Plataforma marina, Propiedad geotécnica, Ensayo in situ, Penetrometría, Presiometría, Sedimentación marina, Sedimento marino, Medio litoral, Erosión, Transporte, Morfología costa, Talud marino, Plasticidad, Estudio caso, Mar Mediterráneo occidental, Cuenca Ebro, Delta, Mar de Alborán, Estrecho Gibraltar, Provincia Cádiz, Atlántico Nordeste, Golfo de Gascuña.

860808. **Recomendaciones sobre los efectos dinámicos ocasionados por voladuras en el área urbana de la ciudad de Segovia.** HIDALGO, E., y RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.

IGME. Div. Aguas y Geotecnia (1985), 43 pp., esp., bibl. CD. IGME.

* Roca ígnea, Roca metamórfica, Roca sedimentaria, Riesgo sísmico, Propiedad geotécnica, Onda sísmica, Velocidad, Voladura, Vibración, Provincia Segovia.

860817. **Síntesis geotécnica de los suelos de Madrid y su alfoz.** ESCARIO, V.

Lab. Carret. Geotec. (1985), 80 pp., 128 ref., esp., bibl. IGME.

* Geotecnia, Mapa geotécnico, Mecánica suelo, Arcilla, Arena, Granulometría, Plasticidad, Densidad, Humedad, Resistencia compresión, Resistencia cizallamiento, Compresión uniaxial, Compresión triaxial, Penetrometría, Carga, Provincia Madrid.

860847. **Esquemas iterativos para análisis de estabilidad de taludes.** SORIANO, A.

Bol. inf. Lab. Carret. Geotec. (1985), núm. 169, 3-11, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Ecuación matemática, Método iterativo, Método de Bishop, Estabilidad ladera, Plasticidad, Inclinación.

860848. **Pilotaje con y sin mejora previa del terreno.** NUÑEZ, J.; MAZA, I.; HERRADOR, J. M., y URIEL, A.

Bol. inf. Lab. Carret. Geotec. (1985), núm. 169, 13-26, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Mecánica suelo, Arena, Pilote, Granulometría, Plasticidad, Densidad, Carga, Compactación, Penetrometría, Algeciras, Provincia Cádiz.

860851. **Panorama legal de los residuos radioactivos en España. Creación de una empresa pública para su gestión.** ALVAREZ-SANTUALLA, L.

Energ. nucl. Madrid (1985), vol. 29, núm. 156, 317-323, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Residuo radioactivo, Legislación, Histórico, Sociedad del Estado, Radiación, España.

PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

860715. **Presencia de Delgadella souzai caudata (Delgado, 1904) en el Cámbrico Inferior de Nogales (Badajoz).** GIL CID, M. D.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 592-595, 8 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Yacimiento fosilífero, Trilobites, Delgadella, Cámbrico inf., Biometría, Provincia Badajoz.

860762. **Estudio de los foraminíferos planctónicos, bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Mio-Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir, SO de España.** SIERRA, F. J.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 7-85, 61 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Globorotalia, Turborotalia, Globigerinacea, Fauna específica, Taxón planctónico, Enrollamiento concha, Tortoniense, Messiniense, Mioceno sup., Plioceno inf., Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, Límite estratigráfico, Estrato tipo, Andaluciense, Meotiense, Paleoclima, Cresta, Cuenca Guadalquivir, Correlación Marruecos, Provincia Almería, Provincia Málaga.

860767. **Las ceratolitas de algunas secciones del noroeste de la cuenca del Guadalquivir (SO de España) y sondeos oceánicos adyacentes.** FLORES, J. A.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 167-189, 56 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Nanofósil, Plancton, Ceratolithes, Nomenclatura, Inventario, Cronoestratigrafía, Tortoniense, Mioceno sup., Messiniense, Plioceno inf., Cuenca Guadalquivir.

860877. **Descripción de dos nuevas especies de foraminíferos planctónicos en el Eoceno costero de la provincia de Bizkaia.** ORUE, X.

Rev. Esp. Micropaleontol. (1985), vol. 17, núm. 3, 467-477, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Foraminífero, Medio agua poco profundo, Globigerinacea, Globigerina, Globorotalia, Taxón nuevo, Biometría, Eoceno, Provincia Vizcaya.

860966. **La extensión de la Biozona de phlogoiderhynchus, Braquilópodo rinconéldo, Givetiense terminal-Frasniense inferior.** GARCIA-ALCALDE, J. L.

Trab. geol.-Univ. Oviedo. (1985), núm. 15, 77-86, 40 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Rhynchonellida, Concha, Biogeografía, Bioestratigrafía, Fauna específica, Givetiense, Frasnense, Asturias

860977. **Estudio de una asociación coral Rugoso-Estromatopórido en el arrecife de Arnao (Fm. Moniello, Asturias, NO de España).** SOTO, F., y MENDEZ BEDIA, I.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), 203-209, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Rugosa, Stromatoporoidea, Asociación fósil, Simbiosis, Emsiense, Eifeliense, Asturias.

860978. **Contribución al estudio comparativo de la estructura y crecimiento de la concha de braquiópodos actuales y fósiles.** ALVAREZ, F.; CURRY, G. B., y BRIME, C.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 211-217, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Concha, Braquiópodo, Microestructura, Evolución biológica, Devónico, Fósil vivo, Dato MEB, Arco asturiano, Provincia León, Montes cantábricos.

PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

860755. **Los macromamíferos del Mioceno Medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza).** ASTIBIA, H.

Not. paleontol. (1986), núm. 7, pág. 7, esp., bibl. IGME.

* Tesis, Fauna mamíferos, Inventario, Taxón nuevo, Ruminantia, Triceromeryx, Sinonimia, Mioceno Medio, Cuenca del Ebro, Provincia Zaragoza.

860764. **Quelonios fósiles del Plioceno terminal de Almenara, Castellón.** JIMENEZ FUENTES, E.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 115-124, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Chelonia, Testudinidae, Emydidae, Karst, Villafranesiense, Provincia Castellón.

PALEOBOTANICA

860868. **Aportación al conocimiento de la flora pliocénica de los alrededores de Papiol, Barcelona.** SANZ DE SIRIA, A.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 151-160, 10 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Revisión, Taxinomia, Flora, Inventario, Paleocología, Paleoclima, Plioceno, Provincia Barcelona, Cuenca Llobregat.

860869. **La flora miocénica de los alrededores de Sant Sadurní D'Anoia, Barcelona.** SANZ DE SIRIA, A.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 161-172, 8 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Ichnites, Dinosauria, Biometría, Cretácico inf., Provincia Teruel.

TECTONICA

860763. **Las zonas internas y externas béticas como partes meridionales de la placa Ibérica: Una nueva interpretación para el área límite atlántico-mediterránea.** PINEDA VELASCO, A.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 87-113, 63 ref., esp., bibl. IGME.

* Flysch, Aloctonia, Compresión tectónica, Pliegue, Falla, Falla inversa, Falla transformante, Expansión fondo océano, Zona subducción, Rotación placa, Cretácico, Zona Bética.

860897. **Sobre la edad geológica de las casiteritas de Extremadura, España.** SOS BAYNAT, V.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 89-92, 8 ref., esp., res. por., bibl. IGME.

* Casiterita, Estaño sustancia, Filón, Granito, Pizarra, Control tectónico, Cámbrico, Ordovícico, Extremadura.

860914. **Nuevas ideas sobre la evolución tectónica del SO del Macizo Ibérico.** CHACON, J.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 223-226, 55 ref., esp., res. ing., por., bibl. IGME.

* Pliegue, Anticlinorio, Orogenia Cadomiense, Deformación, Orogenia hercínica, Metamorfismo regional, Roca metamórfica, Tectónica placas, Modelo físico, Portugal, Hercínico Centro, Hercínico Sur.

860974. **Análisis tectosedimentario del Terciario de Cuevas de Cañart, provincia de Teruel.** GONZALEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y MARTINEZ, B.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 169-176, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleoceno, Paleoceno sup., Oligoceno, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanico fluviales, Discordancia, Microfutura, Geometría, Microtectónica, Compresión tectónica, Sinclinatorio, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

860858. **Estratigrafía y paleontología del Pleistoceno Inferior de Venta Micena, Orce, depresión Guadix-Baza, Granada. Resultados preliminares.** AGUSTI, J.; ANADON, P.; GIBERT, J.; JULIA, R.; MARTIN-SUAREZ, E.; MENENDEZ, E.; MOYA-SOLA, S.; PONS-MOYA, J.; RIVAS, P., y TORO, I.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 19-38, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pleistoceno inf., Corte geológico, Yacimiento fosilífero, Muestreo, Recogida, Fauna mamífero, Asociación fósil, Tafonomía, Distribución espacial, Representación gráfica, Provincia Granada, Zona Bética.

860859. **Presencia de Lynx spelaea, Fissipeda, Mammalia, en el Pleistoceno Inferior de la Península Ibérica.** PONS-MOYA, J.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 39-42, 15 ref., esp., res. fr., cat., bibl. IGME.

* Lynx spelaea, Fissipedia, Mandíbula, Diente, Pleistoceno inf., Provincia Murcia.

860860. **Acción antropogénica en el Pleistoceno Inferior de Cueva Victoria, Cartagena, Murcia.** GIBERT, J.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 43-48, 10 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Acción hombre, Ruminantia, Osamenta, Util prehistórico, Fosilización, Pleistoceno inf., Provincia Murcia.

860861. **Estudio morfológico de la falange del género Homo de Cueva Victoria, Cartagena, Murcia.** GIBERT, J., y PONS, J.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 49-55, 10 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Preneanderthaliense, Morfología funcional, Falange, Biometría, Pleistoceno inf., Provincia Murcia.

860864. **Elementos del esqueleto postcraneal de Dicerorchinus Schleiermacheri y Aceratherium incisivum, Perissodactyla Rhinocerotidae, de la localidad Turollense de Concué, Teruel.** SANTAFE-LLOPIS, J. V., y CASANOVAS-CLADELLAS, M. L.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 95-103, 19 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Ceratomorpha, Rhinocerotidae, Anatomía esqueleto, Biometría, Evolución biológica, Mioceno sup., Provincia Teruel.

860865. **Revisión de la fauna de Rinocerótidos fósiles, Mammalia Perissodactyla de los yacimientos de Paracuellos I, Cerro de los Guardias y Paracuellos II, Depresión del Tajo.** SANTAFE-LLOPIS, J. V., y CASANOVAS-CLADELLAS, M. L.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 105-119, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Revisión, Ceratomorpha, Rhinocerotidae, Diente, Anatomía esqueleto, Biometría, Evolución biológica, Burdigaliense, Vindoboniense, Mioceno medio, Provincia Madrid, Cuenca Tajo.

860866. **Nueva localidad de micromamíferos insulares del Mioceno Medio en las proximidades de San Lorenzo en la isla de Mallorca.** ADROVER, R.; AGUSTI, J.; MOYA, S., y PONS, J.

Paleontol. evol. (1983-84), vol. 18, 121-129, 7 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Lagomorpha, Myomorpha, Gliridae, Diente, Mioceno medio, Baleares, Mallorca.

860975. **Evidence for strike-slip movement along the Sabero-Gordon and associated faults in the Luna-Porna area, León, NW Spain.** REIJERS, T. J. A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 177-187, 22 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Orogenia hercínica, Deformación, Compresión tectónica, Falla, Cabalgamiento, Falla horizontal, Hundimiento, Provincia León, Montes cántabros.

860976. **Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al este del Río Luna, León, Zona Cantábrica.** ALVAREZ-MARRON, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 189-202, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Manto, Mapa geológico, Falla, Cabalgamiento, Falla horizontal, Falla vertical desgarre, Pliegue, Escama, Tectónica imbricada, Geometría, Microtectónica, Primario, Provincia León.

HIDROGEOLOGIA

860719. **Un modelo Símero de simulación de las escoorrentías superficial y subterránea.** SANZ PEREZ, E.

Bol. Geol. Min. (1985), vol. 96, núm. 6, 632-652, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Simulación, Modelo matemático, Programa ordenador, Acuífero, Escorrentía, Balance agua suelo, Balance agua superficie.

860729. **Descripción de la base de datos aguas.** IGME. *Colecc. inf.—Inst. Geol. Min. Esp.* (1985), 184 pp., esp., bibl. IGME.

* Base datos, Acuífero, Agua subterránea, Piezometría, Hidrometría, Hidroquímica, Tratamiento datos, Manejo datos, España.

860730. **Estudio de los recursos hídricos subterráneos del sistema hidrogeológico núm. 61 (Cardo-Vandellós) y 74-5 (Baix Camp-Zona Sur).** IGME.

Colecc. inf.—Inst. Geol. Min. Esp. (1985), 81 pp., esp., bibl. IGME.

* Gestión recurso agua, Recurso agua, Acuífero, Agua subterránea, Calidad agua, Contaminación, Hidráulica, Intrusión agua salada (Mapa hidrogeológico, Mapa geológico, Provincia Tarragona).

860731. **Recarga de acuíferos profundos en el Valle del Esgüeva (Valladolid-Palencia-Burgos). Primer informe.** IGME.

Colecc. inf.—Inst. Geol. Min. Esp. (1985), esp., bibl. IGME.

* Hidrología superficie, Río, Aforo, Agua subterránea, Calidad agua, Acuífero, Ensayo caudal, Alimentación artificial, Simulación, Modelo matemático, Provincia Valladolid, Provincia Palencia, Provincia Burgos.

860732. **Síntesis Hidrogeológica de Castilla-La Mancha.** IGME.

Colecc. inf.—Inst. Geol. Min. Esp. (1985), 107 pp., esp., bibl. IGME.

* Hidrología superficie, Acuífero, Manto libre, Sistema multicapa, Balance agua, Reserva, Calidad agua, Utilización sustancia, Gestión recursos agua, Bibliografía, Castilla La Nueva, España.

860749. **La Limnología a Catalunya.** MARGALEF, R. *Mem. R. Acad. Cienc. Artes. Barc.* (1985), vol. 46, núm. 8, 21 pp., 8 ref., cat., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Limnología, Lago, Cataluña.

860750. **Estudios sobre el balneario de Fuente Amarga.** LOPEZ AZCONA, J. M.; DE LA ROSA, M. C.; DIAZ, F.; MOSSO, M. A.; PAEZ-CAMINO, M.; MUDARRA, J. L.; GALIANO, E. F., y COSTA, M.

Mem. R. Acad. Farm. (1985), núm. 11, 47 pp., esp., bibl. IGME.

* Fuente, Agua mineral, Provincia Cádiz, Zona Bética.

860751. **Consideraciones sobre el grupo de manantiales de aguas mineromedicinales de Chiciana de la Frontera.** LOPEZ AZCONA, J. M.

Mem. R. Acad. Farm. (1985), núm. 11, 5-15, 13 ref., esp., bibl. IGME.

* Fuente, Agua mineral, Análisis químico, Cation, Anión, Residuo insoluble, Provincia Cádiz, Zona Bética.

860752. **Microbiología de las aguas mineromedicinales de Fuente Amarga.** DE LA ROSA, M. C.; DIAZ, F., y MOSO, M. A.

Mem. R. Acad. Farm. (1985), núm. 11, 17-24, 14 ref., esp., bibl. IGME.

* Contaminación, Agua mineral, Fuente, Microorganismo, Provincia Cádiz, Zona Bética.

860757. **Estudios para prevenir los daños por inundaciones. Más allá del milagro.** AGUILERA, A.

Rev. MOPU (1986), núm. 330, 54-59, esp., bibl. IGME.

* Río, Crecido río, Daño catástrofe natural, Previsión, Mapa hidráulico, Proyecto, España.

860780. **Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España. Informe de síntesis.** LOPEZ GUERRERO, P. N., y FERNANDEZ URÍA, A.

IGME. Div. Aguas y Geotecnia (1985), 3 vol., esp., CD. IGME.

* Agua subterránea, Acuífero, Calidad agua, Contaminación, Mapas, España.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

860728. **Estudio de una formación geológica rica en materiales calci-magnésicos situada en la provincia de Valladolid (España).** GONZALEZ PEÑA, J. M.; SANDOVAL DEL RIO, F.; BARBA, F., y GARCIA RODRIGUEZ, J. J.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1986), vol. 25, núm. 1, 11-18, 14 ref., esp., res. fr., ing., al., bibl. IGME.

* Materia prima, Cerámica, Caliza, Dolomía, Mineralogía arcilla, Análisis térmico diferencial, Espectrometría IR, Difracción RX, Microscopio electrónico, Análisis mayores, Cuenca Duero, Provincia Valladolid.

860735. **Aparato para las observaciones de fluorescencia en materiales gemológicos.** MOLINE, A.

Gemología (1985), vol. 23, núm. 67-68, 5-13, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Gema, Luminiscencia, Fluorescencia, Espectro UV, Instrumentación.

860737. **Tratamientos empleados para modificar el color del topacio.** BOSCH-FIGUEROA, J. M.

Gemología (1985), vol. 23, núm. 67-68, 23-28, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Nenossilicato, Topacio, Propiedad óptica, Color, Ensayo laboratorio, Rayos gamma, Temperatura, Instrumentación, Metodología.

860985. **Reproductibilidad de las determinaciones mineralógicas cuantitativas mediante difracción de rayos X.** BRIME, C.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 291-298, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Datos mineral, Difracción RX, Error, Análisis varianza, Metodología.

860990. **Nota sobre las gemas de la Cruz de los Angeles.** ALVAREZ, C.; CAMPON, E., y MOREIRAS, D.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 333-337, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Gema, Propiedad óptica, Inclusión mineral.

MINERALOGIA: SILICATOS

860761. **Fabricación de zeolita 4A a partir de caolines españoles.** COSTA, E.; DE LUCAS, A.; UGUINA, M. A., y RUIZ, J. C.

Rev. R. acad. cienc. exactas fis. nat. Madrid (1985), vol. 79, núm. 3, 445-448, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tectosilicato, Zeolita, Síntesis, Caolín, Ensayo laboratorio, Metodología, Capacidad carga cation.

860983. **Reflectancias en tres miembros de las series de las turmalinas.** MARCOS, C.; BLANCO, M., y VALIN, M. L.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 275-284, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Neossilicato, Turmalina, Propiedad óptica, Sección pulido, Reflexión onda, Índice refracción, Metodología.

MINERALOGIA: NO SILICATOS

860984. **Reflectancias y microdurezas en hematites.** BLANCO, M., y MARCOS, C.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 285-289, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hematites, Oxido, Poder reflector, Microdureza, Anisotropía, Asturias, Provincia Vizcaya.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

860714. **Procedencia de los conglomerados cantabrienses del Grupo Cea en la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, Valles del Esla y Cea).** ALLER, J.; ALONSO, L., y PEREZ ESTAUN, A.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 581-591, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Conglomerado, Origen, Grano, Cuarzita, Textura, Grado metamorfismo, Abanico fluvial, Estefaniense, Pliegue, Sinclinal, Región cantábrica, Provincia León

860859. **Características de los depósitos de llanura mareal del Devónico Inferior de la zona Cantábrica (Cuenca Astur-Leonesa).** VERA, C.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 11-17, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Devónico inf., Slikke, Medio marea, Medio supramareal, Sedimentación marea, Progresión costa, Agradación, Roca clástica, Dolomía, Marga, Pizarra, Estructura sedimentaria, Asturias.

860960. **Facies y secuencias sedimentarias en el Carbonífero de La Camocha, Gijón, NO de España.** CORRALES, I.; FLOR, G.; PELLO, J., y PEON, A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 19-27, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Carbonífero, Sedimentación deltaica, Medio deltaico, Transgresión, Variación nivel, Plataforma carbonatada, Estructura sedimentaria, Arenisca, Packstone, Wackstone, Calcarenita, Marga, Carbón, Asturias, Arco asturiano.

860961. **Un tipo de ciclo deltaico en el Westphaliense Superior de la Cuenca Carbonífera Central.** COLMENERO, J. R., y BARBA, P.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 29-36, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sedimentación deltaica, Medio deltaico, Westphaliense, Progresión costa, Canal marino, Barra, Roca clástica, Arenisca, Capa carbón, Asturias.

860962. **Principales rasgos sedimentológicos de la cuenca carbonífera de Sellaño, Asturias.** MANJON RUBIO, M., y FERNANDEZ R. ARANGO, R.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 37-44, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sedimentación marina, Medio marino, Westphaliense, Estefaniense, Litofacies, Ciclo sedimentario, Estructura sedimentaria, Asturias, Arco asturiano.

860963. **Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias.** VALENZUELA, M.; GARCIA RAMOS, J. C.; GONZALEZ LASTRA, J., y SUAREZ, C.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 45-52, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Jurásico, Sinemuriense, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Transgresión, Llanura costera, Litofacies, Evaporita, Roca carbonatada, Hardground, Diagénesis, Fauna, Asturias.

860967. **Tempestitas del Ordovícico Superior en el Sinclinal de Cañaverl (Cáceres).** CARBALLEIRA, J.; POL, C., y DUQUE, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 87-97, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ordovícico, Unidad estratigráfica, Pliegue, Sinclinal, Corte geológico, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Medio alta energía, Cuarzita, Correlación, Estructura sedimentaria, Provincia Cáceres.

860968. **Facies y su evolución en el Cretácico calcáreo del borde occidental de la Cuenca de Cameros, Burgos-Soria.** VALLADARES, I.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 99-113, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Cretácico sup., Transgresión, Variación nivel, Regresión, Sedimentación marina, Medio marino, Litofacies, Caliza, Estructura sedimentaria, Paleogeografía, Provincia Soria, Provincia Burgos.

860969. **Desarrollo y evolución de un pequeño sistema de barras oolíticas en el Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica. Cortejo de facies asociadas.** MARTIN, J. M., y FERNANDEZ, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 115-126, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Kimmeridgiense, Corte geológico, Unidad estratigráfica, Caliza, Arenisca, Grainstone, Oolito, Oncolito, Barra, Arrecife, Alto fondo, Variación nivel, Transgresión, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

860970. **Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético externo, Sierras de Cabra y de Puente Genil, provincia de Córdoba.** MOLIÑA, J. M.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 127-146, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Caliza oolítica, Dogger, Jurásico medio, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Medio pelágico, Estructura sedimentaria, Estratificación cruzada, Arrecife, Discontinuidad, Dique, Neptunita, Provincia Córdoba, Zona Bética, Zona Subbética.

860971. **Frentes de olistolitos intremiocénicos en el Prebético oriental.** MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G., y SUAREZ ALBA, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 147-151, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Olistolito, Mioceno, Pliegue, Sinclinal, Diapiro, Deformación, Zona Bética, Zona Prebética, Provincia Alicante.

860973. **Características sedimentarias durante el ciclo senoniense en el Maestrazgo.** ALMUNIA, A.; ARQUER, V., y MELENDEZ, A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 159-167, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Unidad estratigráfica, Corte geológico, Senoniense, Mecanismo sedimentario, Sedimentación continental, Sedimentación marea, Medio continental, Medio marea, Medio supramareal, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

860982. **Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo.** DOVAL, M.; GARCIA SANTIAGO, P.; DOMINGUEZ, M. C., y BRELL, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 267-274, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Evaporita, Sedimentación detrítica, Mineralogía arcilla, Illita, Smectita, Medio árido, Neógeno, Cuenca Tajo.

860988. **Velocidad de propagación de ondas en rocas carbonatadas.** ALONSO, F. J., y SUAREZ DEL RIO, L. M.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 315-324, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Caliza, Dolomía, Propagación onda, Onda P, Onda S, Velocidad, Calidad, Porosidad, Asturias, Provincia Valladolid, Provincia León.

860989. **Alterabilidad de la piedra monumental de Laspra (Asturias).** ESBERT, R. M., y ORDAZ, J.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 325-331, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Material construcción, Piedra de construcción, Roca carbonatada, Meteorización, Ensayo laboratorio, Asturias.

860991. **Origen y distribución de la materia orgánica en la ría de Villaviciosa, Asturias (España).** CAMPON, E., y MOREIRAS, D.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 339-342, 2 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estuario, Sedimento, Fango, Materia orgánica, Ensayo laboratorio, Sedimentación marea, Medio marea, Asturias.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

860896. **El granitoide de nódulos del área Puentes del Cangosto-Barco de Avila-Candelario (España).** BEA BARREDO, F., y MALDONADO, C.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 77-87, 27 ref., esp., res. port., ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Composición granítica, Leptinita, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Representación gráfica, Análisis varianza, Análisis componente principal, Grado metamorfismo, Palingénesis, Anatexia, Provincia Avila, Provincia Salamanca.

860900. **Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al N de la depresión del Corneja (Avila, España).** FRANCO, P.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 101-104, 5 ref., esp., res. port., ing., bibl. IGME.

* Granodiorita, Gabro, Ultrabásita, Composición toleítica, Análisis mayores, Análisis modal, Génesis, Provincia Avila.

860901. **Granitos anatécicos de la zona de Lumbrales, Salamanca.** CARNICIRO, A.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 107-110, 11 ref., esp., res. port., ing., bibl. IGME.

* Granito, Granito dos micas, Anatexia, Composición alcalina, Análisis químico, Metamorfismo catazonal, Facies esquistoso verde, Provincia Salamanca.

860906. **Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico.** UGIDOS, J. M.

Bol. Soc. Geol. Port. (1980-81), vol. 22, 129-133, 45 ref., esp., res. port., ing., bibl. IGME.

* Granito, Composición calcoalcalina, Génesis, Informe químico, Rb-Sr, Anatexia, Hercínico Centro, Hercínico Sur.

860979. **Las características geoquímicas del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): Implicaciones petrográficas.** CORRETGE, L. G.; SUAREZ, O., y BEA, F.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 219-238, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Granito, Composición alcalina, Composición calcoalcalina, Granito de dos micas, Mineral accesorio, Andalucita, Análisis cuantitativo, Desviación típica, Análisis componente principal, Diferenciación magmática, Provincia Cáceres.

860986. **Determinación experimental del umbral de microfisuración térmica de la «roca matriz» o «intact rock».** RUIZ ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L., y MONTOTO, M.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 299-306, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granodiorita, Epidiorita, Serpentinita, Diorita, Microfisura, Expansión, Temperatura, Porosidad, Experiencia, Provincia La Coruña, Provincia Pontevedra.

860987. **Variación de la expansión térmica en rocas cristalinas.** CALLEJA, L., y RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 307-313, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ensayo laboratorio, Roca ígnea, Temperatura, Deformación, Dilatación, Instrumentación, Metodología.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

860738. **Gemas australianas ¿de dónde proceden las gemas?** BROWN, G.

Gemología (1985), vol. 23, núm. 67-68, 29-34, esp., bibl. IGME.

* Gema, Histórico, Yacimiento potencial, Inventario, Australia.

YACIMENTOLOGIA DE METALES

860717. **Estudio geológico de las concentraciones de Co (Ni-Cu-Fe) en el Silúrico de San Juan de Plan, Valle de Gstaín (Pirineo de Huesca).** CASTROVIEJO, R., y NODAL, T.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 607-625, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cobalto sustancia, Prospección minera, Primario, Ventana tectónica, Control tectónico, Control litológico, Brecha, Dolomía, Ankelita, Fractura, Orogenia hercínica, Pirineos Españoles, Provincia Huesca.

860718. **Los yacimientos Pb-Zn del tipo Reocín en el sector oeste de Cantabria: Estudio comparativo y aspectos genéticos.** BUSTILLO, M., y ORDOÑEZ, S.

Bol. geol. min. (1985), vol. 96, núm. 6, 626-631, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento tipo Mississippi Va-

ley, Control litológico, Roca encajante, Caliza, Dolomía, Informe químico, Dolomitización, Singénesis, Epigénesis, Aptiense, Provincia Santander.

860745. **Depósitos minerales creados por fuentes termales submarinas.** RONA, P. A.

Invest. Cienc. (1986), núm. 114, 60-69, esp., bibl. IGME.

* Metal alcalino, Metal pesado, Yacimiento hidrotermal, Corteza oceánica, Agua mar, Transporte calor, Convección, Fuente termal, Fuente submarina.

860759. **Estudio sobre la estructura y consideraciones sobre la génesis de menas de mercurio. VII. Yacimiento de Las Cuevas (Ciudad Real).** CALVO, F. A.; GUILLEMAN, J. M.; GOMEZ DE SALAZAR, J. M., y UREÑA, A.

Rev. R. Acad. cienc. exactas fis. nat., Madrid (1981), vol. 79, núm. 3, 255-264, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Filón, Sulfuro, Mercurio, Microscopio electrónico, Defecto cristalino, Génesis yacimiento, Roca volcánica, Composición silícea, Yacimiento impregnación, Provincia Ciudad Real.

860765. **Mineralizaciones españolas de Pb-Zn asociadas a fenómenos kársticos en rocas triásicas y jurásicas.** ARRIBAS, A., y MORO, C.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 125-151, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Yacimiento Pb-Zn, Roca encajante, Caliza, Dolomía, Triás, Jurásico, Yacimiento estratoide, Karst, Yacimiento hidrotermal, Baleares, Ibiza, Provincia Soria.

860980. **Mineralogía y paragénesis mineral de la Mina Providencia, Cármenes, León.** FERNANDEZ, C. J.; MOREIRAS, D., y PANIAGUA, A.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 239-247, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cobre sustancia, Níquel sustancia, Cobalto sustancia, Hierro sustancia, Pirita, Yacimiento hidrotermal, Paragénesis, Asociación mineral, Control litológico, Caliza, Control tectónico, Manto, Mina, Provincia León.

860981. **Mineralizaciones de afinidad volcánica en el área de S. Martín de Oscos, Asturias (Hacia la definición de una provincia vulcano-sedimentaria en la zona Astur-occidental Leonesa).** GARCIA IGLESIAS, J.; RUIZ, F., y SUAREZ, O.

Trab. geol.-Univ. Oviedo (1985), núm. 15, 249-266, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hierro sustancia, Plomo sustancia, Cinc sustancia, Vulcanismo-sedimentario, Control litológico, Roca verde, Roca volcánica, Análisis mayores, Asociación mineral, Paragénesis, Cámbrico inf., Ordovícico, Asturias.

YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

860724. **El Rasón: 1.800.000 t. de carbón.** HUNOSA. *Bol. Inf. HUNOSA* (1985), núm. 16, pág. 3, esp., bibl. IGME.

* Capa carbón, Pliegue, Sinclinal, Yacimiento potencial, Agua subterránea, Evaluación yacimiento, Cielo abierto, Asturias.

860736. **Características morfológicas de los diamantes.** BOSCH-FIGUEROA, J. M.

Gemología (1985), vol. 23, núm. 67-68, 14-22, 7 ref., esp., bibl. IGME.

* Kimberlita, Análisis mayores, Diamante comercial, Morfoscopía, Clasificación, Pipa, Aluvión, Africa del Sur.

860760. **Diatomitas españolas, análisis químico y mineralógico, textura y química de superficie.** PELAEZ, J. R.; BELZUNCE, M. J.; MENDIOROZ, S., y PAJARES, J. A. *Rev. R. Acad. cienc. exactas fis. nat. Madrid* (1985), vol. 79, núm. 3, 441-443, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Diatomita, Sustancia no metálica, Análisis mayores, Impurezas, Superficie específica, Porosidad, Provincias Jaén, Córdoba, Albacete, Murcia.

860806. **Mármoles españoles.** IGME.

Inst. Geol. Min. Esp. (1985), 45 pp., esp., bibl. IGME.

* Inventario, Mármol sustancia, Petrografía, Análisis químico, Propiedad física, Propiedad mecánica, España.

CARBON

860741. **Ideas actuales sobre la estructura química de los carbones.** PULGAR DIAZ, A.

Ind. min. (1986), núm. 255, 41-43, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Estructura molecular, Carbón, Resonancia magnética.

SUELOS

860712. **Estudio de la materia orgánica en las formaciones turbosas del Puerto de los Tornos (Santander).** LOBO, M. C.; ALMENDROS, G.; DORADO, E., y POLO, A.

An.-Inst. Nac. Invest. Agrar. Ser. Agricol. (1985), vol. 28, núm. 1, 13-23, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Turbera, Materia orgánica, Acido húmico, Acido fúlico, Perfil suelo, Porosidad, Humedad, Densidad, Capacidad carga catión, Provincia Santander.

860753. **Informe general de las principales unidades de suelos del término municipal de Chiclana de la Frontera, Cádiz.** MUDARRA, J. L.

Mem. R. Acad. Farm. (1985), núm. 11, 33-39, esp., bibl. IGME.

* Zonografía suelo, Suelo, Suelo de aluviones, Suelo calcáreo, Suelo ferralítico, Suelo pardo, Vertisol, Provincia Cádiz, Zona Bética.

860838. **Dinámica superficial de un suelo calizo.** OLME-DO, J. L.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 563-576, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo calizo, Perfil suelo, Micromorfología suelo, Porosidad, Erosión suelo, Acción hombre.

860839. **Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Grecia. Suelos bajo Ablés caphalónica.** MARIN, M. S.; CORRAL, L., y PANEQUE, G.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 591-611, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo pardo, Suelo fersialítico, Ranker, Rendzine, Perfil suelo, Estructura suelo, Microestructura suelo, Textura, Propiedad química, Roca madre suelo, Caliza, Micaesquisto, Peloponeso.

860840. **Influencia de los aniones silicato y fluoruro sobre la retención de fósforo en suelos volcánicos.** HERNANDO, V.; BAEZ, J.; ELEIZALDE, B., y GARCIA, V.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 613-632, 23 ref., esp., res. fr., ing., bibl. IGME.

* Retención, Ión, Fósforo, Suelo, Suelo pardo, Suelo fersialítico, Suelo ferralítico, Andosol, Roca volcánica, Sorbición, Silicato, Fluoruro, Anión, Canarias, Tenerife.

860841. **Alfisolos de los Montes de Toledo. I. Perfil típico Palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por difracción de rayos X y espectroscopía infrarroja.** RECIO, P.; GARCIA-GONZALEZ, M. T., y GARCIA VICENTE, J. *An. edafol. agrobiol.* (1985), vol. 44, núm. 5-6, 633-647, 35 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Alfisol, Mineralogía arcilla, Caolinita, Mica, Goetita, Difracción RX, Espectrometría IR, Montes de Toledo, Hercínico Centro, Provincia Toledo.

860842. **Alfisolos de los Montes de Toledo. II. Perfil típico Palexeralf. Estudio mineralógico de la fracción arcilla por métodos térmicos. Determinaciones analíticas elementales.** RECIO, P.; GARCIA-GONZALEZ, M. T., y GARCIA VICENTE, J.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 649-661, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Alfisol, Mineralogía arcilla, Caolinita, Mica, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Análisis termogravimétrico, Análisis término diferencial, Montes de Toledo, Hercínico Centro, Provincia Toledo.

860843. **Valoración del amonio no intercambiable en suelos de la región Centro-Oeste de España.** MOYANO, A.; GALLARDO, J. F., y PEREZ, C.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 663-680, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Método análisis elemento traza, Nitrógeno, Amonio, Mineralización arcilla, Fijación ión, Suelo, Luvisol, Acrisol, Suelo Mediterráneo, Provincia Salamanca, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

860844. **Efectos de la deforestación sobre los suelos de la comarca de Antequera, Málaga. I. Caracteres generales del área y morfología de los perfiles.** BARCELO, G.; PARRAGA, J.; RUIZ CAMACHO, C., y DELGADO, R.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 681-698, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Cambisol, Rendzine, Suelo pardo, Perfil suelo, Textura, Roca madre suelo, Deforestación, Provincia Málaga.

860845. **Efectos de la deforestación sobre los suelos de la comarca de Antequera, Málaga. II. Propiedades y clasificación de los perfiles.** PARRAGA, J.; BARCELO, G., y DELGADO, R.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 699-715, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Cambisol, Rendzine, Suelo pardo, Propiedad física, Propiedad química, Propiedad físico-química, Mineralogía arcilla, Pedogénesis, Deforestación, Provincia Málaga.

860846. **La sorbción del fósforo en presencia de carbonato, bicarbonato y cloruro añadidos a suelos canarios.** BAEZ, J.; HERNANDEZ MORENO, J. M.; ELEIZALDE, B., y FERNANDEZ, M.

An. edafol. agrobiol. (1985), vol. 44, núm. 5-6, 717-733, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sorbción, Fósforo, Ión, Retención, Suelo, Suelo pardo, Andosol, Suelo fersialítico, Suelo ferralítico, Roca volcánica, Fertilización, Carbonato, Cloruro, Anión, Canarias, Tenerife.

GEOQUIMICA

860746. **Datación de radiocarburo mediante espectrometría.** HEDGES, R. E. M., y GOWLET, J. A. J.

Invest. Cienc. (1986), núm. 114, 78-85, esp., bibl. IGME.

* C 14, Datación, Espectrometría, Teoría, Metodología.

860766. **Estudio geoquímico de los metasedimentos del Complejo Esquistos Grauváquico como posible fuente del U de los yacimientos del oeste de la provincia de Salamanca.** MARTIN-IZARD, A.; ARRIBAS, A., y HERREIRO, J.

Stud. Geol. Salmant. (1985), vol. 21, 153-165, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Geoquímica, Roca metasedimentaria, Análisis elemento traza, Uranio, Azufre, Carbono orgánico, Génesis yacimiento, Uranio sustancia, Fluido mineralizador, Yacimiento hidrotermal, Provincia Salamanca.

GEOFISICA

860720. **Detección mediante gravimetría de cuerpos gravíticos ocultos en la región de Campo de Calatrava (Ciudad Real).** BERGAMIN, J. E.; CAPOTE, R., y CARBO, A. *Bol. geol. min.* (1985), vol. 96, núm. 6, 653-658, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Formación recubrimiento, Levantamiento gravimétrico, anomalía Bouger, Mapa geofísico, Anomalía gravimétrica, Plutón, Granito, Geometría, Carácter morfológico oculto, Precámbrico, Provincia Ciudad Real.

860747. **Imágenes sísmicas de los límites de placa.** MUTTER, J. C.

Invest. Cienc. (1986), núm. 115, 42-52, esp., bibl. IGME.

* Límite placa, Zona subducción, Expansión fondo oceánico, Corteza oceánica, Onda acústica, Reflexión onda, Eco-sondeo, Ruido de fondo, Señal sísmica.

FISICA DEL GLOBO

860768. **Mecanismo de los terremotos y tectónica.** UDIAS, A.; MUÑOZ, D., y BUFORN, E. et al.

Univ. Complutense. Cat. geofís. (1985), 232 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Sismicidad, Sismo, Teoría, Histórico, Mecanismo focal, Movimiento sísmico, Tectónica, Tectónica placa, Geodinámica, Península Ibérica, Marruecos.

860853. **La sismicidad histórica en España. Su análisis. Incidencia sobre los emplazamientos nucleares.** LOPEZ MARINAS, J. M.

Energ. nucl. Madrid (1985), vol. 29, núm. 156, 333-341, 29 ref., esp., bibl. IGME.

* Sismicidad, Histórico, Central nuclear, Elección sitio, España.

ENERGIA

860692. **Nuestro futuro en nuestras manos. 65 preguntas sobre el presente y el futuro de HUNOSA.**

1985, 19, pp., esp., bibl. IGME.

* Sociedad del Estado, Perspectiva, Política sociedad, Programa, Financiación, Subvención, Carbón, Asturias.

860711. **Ahorro y nuevas energías.** SANTAMARTA, J. *Alfoz* (1986), núm. 26, 67-72, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Economía de energía, Carbón, Petróleo, Consumo, Energía solar, Biomasa, Energía geotérmica, Energía eólica, Provincia Madrid.

860725. **El año 1985 en cifras.** HUNOSA. *Bol. inf. HUNOSA* (1985), núm. 18, 3-6, esp., bibl. IGME.

* Producción, Productividad, Mano de obra, Sociedad del Estado, Carbón, España.

860726. **El consumo de combustible para la producción de energía eléctrica en la C. E. E. UNESA.**

Bol. inf. UNESA (1985), vol. 15, núm. 172, 17-24, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Petróleo, Gas natural, Consumo, Electricidad, Producción, 1981-1984, CEE.

860727. **Programa nuclear francés. Las centrales nucleares francesas en servicio y en construcción.** UNESA.

Bol. inf. UNESA (1985), vol. 15, núm. 172, 38-41, esp., bibl. IGME.

* Energía nuclear, Programa, Central nuclear, Inventario, Electricidad, Producción, Francia.

860739. **Criterios básicos aplicables a los estudios de viabilidad para la explotación de minas de carbón.** HEVIA CANGAS, A.

Ind. min. (1986), núm. 255, 13-35, 10 ref., esp., bibl. IGME.

* Política de Estado, Carbón, Producción, Precio, Energía, Consumo, Prospección, Planificación, Estudio factibilidad, CEE, España.

860756. **En 1985 se iniciaron o terminaron treinta y siete sondeos de investigación de hidrocarburos.**

Oilgas (1985), vol. 18, núm. 216, 43-54, esp., bibl. IGME.

* Hidrocarburo, Sondeo, Pozo de reconocimiento, Inventario, España.

860852. **Aspectos de normativa y legislación relacionados con la energía nuclear.** SAN SEGUNDO, T.

Energ. nucl. Madrid (1985), vol. 29, núm. 156, 325-331, 32 ref., esp., bibl. IGME.

* Energía nuclear, Normalización, Legislación, Central nuclear, España, CEE, Estudio crítico.

860855. **La oferta y demanda mundiales de gas desde 1983 a 2020.** TASK FORCE.

Oilgas (1986), vol. 19, núm. 219, 58-63, esp., bibl. IGME.

* Gas natural, Producción, Demanda, Perspectiva, Mundo.

MAPAS

860803. **Mapa geotécnico y riesgos geológicos para la ordenación urbana de Sagunto. E. 1:25.000.** HIDALGO, E., y FRESNO, F.

IGME. División de Aguas y Geotecnia (1985), 2 vol., 144 pp., 33 ref., esp., bibl. IGME.

* Mapa geotécnico, Planificación urbana, Propiedad geotécnica, Ensayo de laboratorio, Dato, Memoria explicativa, Metodología, Clima, Hidrología superficie, Acuífero, Buntsandstein, Muschelkalk, Jurásico inf., Cuaternario, Pliegue, Material de construcción, Provincia Valencia.

ECONOMIA MINERA

860740. **Prospección de yacimientos minerales. Fases de realización.** GONZALEZ MONTERO, J.

Ind. min. (1986), núm. 255, 37-40, esp., bibl. IGME.

* Planificación, Prospección minera, Programa.

860742. **La licencia fiscal de actividades extractivas: El 231.2, un epígrafe innecesario.** POZUELO YVANCOS, E.

Ind. min. (1986), núm. 255, 55-57, 3 ref., esp., bibl. IGME.

* Legislación minera, Licencia fiscal, Impuesto, Estudio crítico, España.

INDICE DE MATERIAS

Tomo XCVII

	Páginas
GEOLOGIA	
J. RODRÍGUEZ VIDAL: Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza)	3
M. GUTIÉRREZ, J. L. SIMÓN y M. ^a A. SORIANO: Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro	9
J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nota preliminar sobre una pluma penna del yacimiento eocretácico de la Pedrera de Meià (Lérida)	22
MARÍA DOLORES GIL CID: Los trilobites del Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo).	141
J. F. SIMANCAS: La deformación en el sector oriental de la Zona Sudportuguesa.	148
M. C. DIÉGUEZ, J. TALENS y F. FONOLLÁ: Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)	160
SUSANA GARCÍA-LÓPEZ: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte I, Biostratigrafía	271
MARÍA DOLORES GIL CID: «La Albuera del Castellar», nuevo yacimiento en el Cámbrico Medio de Zafra	313
M. C. DIÉGUEZ: Una nueva especie de Calamitácea en el Estefaniense A de Henarejos (Cuenca) y en el Estefaniense B de Malpás (Lérida)	319
F. DÍAZ DEL OLMO: Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla)	323
M. A. SORIANO: Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro	328
SUSANA GARCÍA-LÓPEZ: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte II, Sistemática	385
M. C. DIÉGUEZ: Estudio morfológico-sistemático de <i>Asterophyllites equisetiformis</i> (Schlotheim) Brongniart. Consideraciones estratigráficas y paleoecológicas ...	440
A. SIMÓ y X. RAMÓN: Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca	445
SUSANA GARCÍA-LÓPEZ: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte III, Sistemática (2)	543
E. ANGLADA GUAJARDO y J. SERRA-KIEL: El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa (Mallorca)	580
K. EICHMÜLLER: Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation	590

	Páginas
J. ALLER, F. BASTIDA, E. ORTEGA y A. PÉREZ-ESTAUN: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén	608
F. J. GRACIA PRIETO y J. L. SIMÓN GÓMEZ: El campo de fallas miocenas de la Bardenas Negra (provs. de Navarra y Zaragoza)	693
G. B. S. VAN LOEVEZIJN: Late Devonian basin-fill history of the southern Cantabrian Mountains, Spain	704
J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)	717
G. COURRIOUX, C. GAGNY y Y. GOUANVIC: Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)	737
MINERIA	
R. CASTROVIEJO BOLÍBAR: Mineralogía y génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistaín), en el Pirineo de Huesca	25
F. LEYVA, J. MATAS y M. RUIZ-MONTES: El manganeso de la Fuensanta (Lorca, Murcia)	165
M. TERESA GONZÁLEZ AGUADO: Granitos especializados estanníferos del Macizo Hespérico Español: La Cúpula granítica de El Palancar (Cáceres)	338
N. MAYOR YAGÜE, E. VINDEL CATENA y R. LUNAR HERNÁNDEZ: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de La Acebeda-Robregordo	471
F. GARCÍA PALOMERO, J. L. BEDIA FERNÁNDEZ, M. GARCÍA MAGARIÑO y E. J. SIDES: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto	622
J. GUIJARRO GALIANO, A. MORENO GUTIÉRREZ y A. GUTIÉRREZ MAROTO: Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán	757
S. MONTERRUBIO PÉREZ, R. LUNAR HERNÁNDEZ y E. VINDEL CATENA: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)	772
AGUAS SUBTERRANEAS	
E. SANZ PÉREZ: Aplicación del modelo Simero al manantial de Vozmediano ...	42
E. SANZ PÉREZ: El karst del sur y oeste del Moncayo	194
C. RIESTRA FUERTES: Propuesta de un método para la investigación de caudales de pozos en el Mioceno detrítico de Madrid. Sistema acuífero núm. 14	354
A. BALLESTER RODRÍGUEZ: Análisis de la utilización racional de las aguas subterráneas en la Cuenca del Duero mediante modelos de gestión	486
R. RAMÓN-LLUCH y J. CRUZ-SANJULIÁN: Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos	643
J. J. CRUZ-SANJULIÁN, F. GARCÍA-LATORRE y V. IBARRA-LOZANO: Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma	782

	Páginas
GEOFISICA	
A. GRANDA SANZ: La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo más que el S. E. V.	65
A. VERGARA PARDEIRO y J. A. MARTÍN RUBÍ: Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X	217
GEOQUIMICA	
M. P. DE LA FUENTE BRIZ y J. F. LLAMAS BORRAJO: Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua	77
J. M. AMIGÓ, J. BASTIDA, F. BOSCH, J. V. GIMENO y V. PERIS: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental	88
A. CÁMARA y J. ZATO: Determinación espectrofotométrica del wolframio en muestras minerales con contenidos comprendidos entre 0,005 y 0,15 por 100	214
A. VERGARA PARDEIRO y J. A. MARTÍN RUBÍ: Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X	217
M. BUSTILLO REVUELTA y R. FORT GONZÁLEZ: Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria	662
GEOTECNIA	
V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA, L. CALLEJA, L. M. SUÁREZ DEL RÍO y M. MONTOTO: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica	96
L. CALLEJA, V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA, L. M. SUÁREZ DEL RÍO y M. MONTOTO: Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos	222
C. MANERA BASSA y P. RAMÍREZ OYANGUREN: Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón	361
A. LINARES RIVAS, C. SUÁREZ DE CENTI, M. VALENZUELA y R. M. RODRÍGUEZ: Transcendencia geotécnica de la presencia de la Formación Formigoso en un núcleo anticlinal de la escama de Bregón con vistas al proyecto de construcción de un gran túnel ferroviario	498
F. GASCÓN y M. BALBÁS: Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisotropa de mármoles	793
ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS	
J. GONZÁLEZ DEL TANAGO, F. BELLIDO MULAS y L. GARCÍA CACHO: Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español).	103
MARÍA DEL MAR PASCUAL CARVAJAL y F. BEA BARREDO: Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central	232
J. M. GARCÍA DE MIGUEL y R. CHAMORRO: Geología y Mineralogía del yacimiento de «Sierrecilla» (Puebla de Guzmán, Huelva, España)	510
A. APARICIO, Y. A. BORSCHESKI, S. L. BORISOVA, I. NOVITSKY y L. G. CACHO: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)	672

	<u>Páginas</u>
INFORMACION	
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Fernando Cútoli y Lagoaneri (1808-1877)	122
L. M. RÍOS, J. M. GALERA y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985»	124
Noticias y Notas bibliográficas	128
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Rafael Amar de la Torre (1802-1874)	249
I. QUINTERO AMADOR: ¿Un error de nomenclatura de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales?	252
Noticias y Notas bibliográficas	257
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Felipe Naranjo de la Garza (1809-1877)	367
Noticias y Notas bibliográficas	373
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Ramón Pellico Pan y Agua (1809-1876)	521
E. RUIZ DE SOMAVÍA CABELLO: La industria minera española durante 1985	526
Noticias y Notas bibliográficas	532
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Agustín Martínez de Alcibar (1810-1872)	682
Noticias y Notas bibliográficas	684
M. ALÍA MEDINA: Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico	803
J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872)	812
L. M. RÍOS ARAGÜES, J. M. GALERA FERNÁNDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert» 1986»	817
Noticias y Notas bibliográficas	819

INDICE DE AUTORES

Tomo XCVII

	<u>Páginas</u>
ALÍA MEDINA, M.: Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico	803
ALLER, J.; BASTIDA, F.; ORTEGA, E., y PÉREZ-ESTAUN, A.: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén	608
AMIGÓ, J. M.; BASTIDA, J.; BOSCH, F.; GIMENO, J. V., y PERIS, V.: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental	88
ANGLADA GUAJARDO, E., y SERRA-KIEL, J.: El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randa (Mallorca)	580
APARICIO, A.; BORSCHEVSKI, Y. A.; BORISOVA, S. L.; NOVITSKY, I., y CACHO, L. G.: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)	672
BALBÁS, M., y GASCÓN, F.: Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles	793
BALLESTER RODRÍGUEZ, A.: Análisis de la utilización racional de las aguas subterráneas en la Cuenca del Duero mediante modelos de gestión	486
BARETTINO FRAILE, D.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M., y BODEGA BARAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»	817
BASTIDA, F.; ALLER, J.; ORTEGA, E., y PÉREZ-ESTAUN, A.: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén	608
BASTIDA, J.; AMIGÓ, J. M.; BOSCH, F.; GIMENO, J. V., y PERIS, V.: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental	88
BEA BARREDO, F., y PASCUAL CARVAJAL, MARÍA DEL MAR: Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central	232
BEDIA FERNÁNDEZ, J. L.; GARCÍA PALOMERO, F.; GARCÍA MAGARIÑO, M., y SIDES, E. J.: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto	622
BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ DEL TANAGO, J., y GARCÍA CACHO, L.: Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español)	103
BODEGA, F.; RÍOS, L. M., y GALERA, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985»	124
BODEGA BARAHONA, F.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M., y BARETTINO FRAILE, D.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»	817
BORISOVA, S. L.; APARICIO, A.; BORSCHEVSKI, Y. A.; NOVITSKY, I., y CACHO, L. G.: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)	672
BORSCHEVSKI, Y. A.; APARICIO, A.; BORISOVA, S. L.; NOVITSKY, I., y CACHO, L. G.: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)	672

	Páginas
BOSCH, F.; AMIGÓ, J. M.; BASTIDA, J.; GIMENO, J. V., y PERIS, V.: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sud-oriental	88
BUSTILLO REVUELTA, M., y FORT GONZÁLEZ, R.: Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria	622
CALLEJA, L.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M., y MONTOTO, M.: Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos	222
CALLEJA, L.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M., y MONTOTO, M.: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica	96
CÁMARA, A., y ZATO, J.: Determinación espectrofotométrica del wolframio en muestras minerales con contenidos comprendidos entre 0,005 y 0,15 por 100	214
CASTROVIEJO BOLÍBAR, R.: Mineralogía y génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistaín), en el Pirineo de Huesca	25
COURRIOUX, G.; GAGNY, C., y GOUANVIC, Y.: Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)	737
CRUZ-SANJULIÁN, J., y RAMÓN-LLUCH, R.: Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos	643
CRUZ-SANJULIÁN, J. J.; GARCÍA-LATORRE, F., e IBARRA-LOZANO, V.: Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma	783
CHAMORRO, R., y GARCÍA DE MIGUEL, J. M.: Geología y Mineralogía del yacimiento de «Sierrecilla» (Puebla de Guzmán, Huelva, España)	510
DÍAZ DEL OLMO, F.: Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cádiz-Sevilla)	323
DIÉGUEZ, M. C.: Una nueva especie de Calamitácea en el Estefaniense A de Henarejos (Cuenca) y en el Estefaniense B de Malpás (Lérida)	319
DIÉGUEZ, M. C.; TALENS, J., y FONOLLÁ, F.: Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)	160
DIÉGUEZ, M. C.: Estudio morfológico-sistemático de Asterophyllites equisetiformis (Schlotheim) Brongniart. Consideraciones estratigráficas y paleoecológicas	440
EICHMÜLLER, K.: Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation	590
FONOLLÁ, F.; DIÉGUEZ, M. C., y TALENS, J.: Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)	160
FORT GONZÁLEZ, R., y BUSTILLO REVUELTA, M.: Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria	662
FUENTE BRIZ, M. P. DE LA, y LLAMAS BORRAJO, J. F.: Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua	77
GAGNY, C.; COURRIOUX, G., y GOUANVIC, Y.: Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)	737
GALERA, J. M.; RÍOS, L. M., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985»	124

	Páginas
GALERA FERNÁNDEZ, J. M.; RÍOS ARAGÜES, L. M.; BARETTINO FRAILE, D., y BODEGA BARAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»	817
GARCÍA CACHO, L.; GONZÁLEZ DEL TANAGO, J., y BELLIDO MULAS, F.: Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español)	103
GARCÍA DE MIGUEL, J. M., y CHAMORRO, R.: Geología y Mineralogía del yacimiento de «Sierrecilla» (Puebla de Guzmán, Huelva, España)	510
GARCÍA-LÓPEZ, SUSANA: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte I, Biostratigrafía	271
GARCÍA-LÓPEZ, SUSANA: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte II, Sistemática	385
GARCÍA-LÓPEZ, SUSANA: Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostatigráficas mayores del Devónico astur-leonés (España). Parte III, Sistemática (2)	543
GARCÍA PALOMERO, F.; BEDIA FERNÁNDEZ, J. L.; GARCÍA MAGARIÑO, M., y SIDES, E. J.: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto	622
GARCÍA MAGARIÑO, M.; GARCÍA PALOMERO, F.; BEDIA FERNÁNDEZ, J. L., y SIDES, E. J.: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto	622
GARCÍA-LATORRE, F.; CRUZ-SANJULIÁN, J. J., e IBARRA-LOZANO, V.: Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma	783
GASCÓN, F., y BALBÁS, M.: Modelo tensorial en la dilatación lineal térmica anisótropa de mármoles	793
GIL CID, MARÍA DOLORES: Los trilobites del Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo).	3
GIL CID, MARÍA DOLORES: «La Albuera del Castellar», nuevo yacimiento en el Cámbrico Medio de Zafra	313
GIMENO, J. V.; AMIGÓ, J. M.; BASTIDA, J.; BOSCH, F., y PERIS, V.: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sud-oriental	88
GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: Nota preliminar sobre una pluma penna del yacimiento eocretácico de la Pedrera de Meià (Lérida)	22
GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: Nuevos insectos fósiles de las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida)	717
GONZÁLEZ AGUADO, M. TERESA: Granitos especializados estanníferos del Macizo Hespérico Español: La Cúpula granítica de El Palancar (Cáceres)	338
GONZÁLEZ DEL TANAGO, J.; BELLIDO MULAS, F., y GARCÍA CACHO, L.: Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español)	103
GOUANVIC, Y.; COURRIOUX, G., y GAGNY, C.: Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne)	737
GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN J. L., y SORIANO, M. ^a A.: Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro	9
GRACIA PRIETO, F. J., y SIMÓN GÓMEZ, J. L.: El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza)	693
GRANDA SANZ, A.: La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo más que el S. E. V.	65

	Páginas
GUIJARRO GALIANO, J.; MORENO GUTIÉRREZ, A., y GUTIÉRREZ MAROTO, A.: Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán	757
GUTIÉRREZ MAROTO, A.; GUIJARRO GALIANO, J., y MORENO GUTIÉRREZ, A.: Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán	757
IBARRA-LOZANO, V.; CRUZ-SANJULIÁN, J. J., y GARCÍA-LATORRE, F.: Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma	783
LEYVA, F.; MATAS, J., y RUIZ-MONTES, M.: El manganeso de la Fuensanta (Lorca, Murcia)	165
LINARES RIVAS, A.; SUÁREZ DE CENTI, C.; VALENZUELA, M., y RODRÍGUEZ, R. M.: Transcendencia geotécnica de la presencia de la Formación Formigoso en un núcleo anticlinal de la escama de Bregón con vistas al proyecto de construcción de un gran túnel ferroviario	498
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Fernando Cútolí y Lagoaneri (1808-1877)	122
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Rafael Amar de la Torre (1802-1874)	249
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Felipe Naranjo de la Garza (1809-1877)	367
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Ramón Pellico Pan y Agua (1809-1876)	521
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Agustín Martínez de Alcibar (1810-1872)	682
LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: Mineros destacados del siglo XIX. Amalio Maestre e Ibáñez (1812-1872)	812
LUNAR HERNÁNDEZ, R.; MAYOR YAGÜE, N., y VINDEL CATENA, E.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de La Acebeda-Robregordo	471
LUNAR HERNÁNDEZ, R.; MONTERRUBIO PÉREZ, S., y VINDEL CATENA, E.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)	772
LLAMAS BORRAJO, F. J., y FUENTE BRIZ, M. P. DE LA: Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua	77
MANERA BASSA, C., y RAMÍREZ OYANGUREN, P.: Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón	361
MARTÍN RUBÍ, J. A., y VERGARA PARDEIRO, A.: Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X	217
MATAS, J.; LEYVA, F., y RUIZ-MONTES, M.: El manganeso de la Fuensanta (Lorca, Murcia)	165
MAYOR YAGÜE, N.; VINDEL CATENA, E., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de La Acebeda-Robregordo	471
MONTERRUBIO PÉREZ, S.; LUNAR HERNÁNDEZ, R., y VINDEL CATENA, E.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)	772
MONTOTO, M.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L., y SUÁREZ DEL RÍO, L. M.: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica	96

	Páginas
MONTOTO, M.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L., y SUÁREZ DEL RÍO, L. M.: Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos	222
MORENO GUTIÉRREZ, A.; GUIJARRO GALIANO, J., y GUTIÉRREZ MAROTO, A.: Petrología y geoquímica de la apófisis adamellítica de Logrosán	757
NOVITSKY, I.; APARICIO, A.; BORSCHEVSKI, Y. A.; BORISOVA, S. L., y CACHO, L. G.: Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama)	672
ORTEGA, E.; ALLER, J.; BASTIDA, F., y PÉREZ-ESTAUN, A.: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén	608
PASCUAL CARVAJAL, MARÍA DEL MAR, y BEA BARREDO, F.: Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central	232
PÉREZ-ESTAUN, A.; ALLER, J.; BASTIDA, F., y ORTEGA, E.: Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén	608
PERIS, V.; AMIGÓ, J. M.; BASTIDA, J.; BOSCH, F., y GIMENO, J. V.: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental	88
QUINTERO AMADOR, I.: ¿Un error de nomenclatura de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales?	252
RAMÍREZ OYANGUREN, P., y MANERA BASSA, C.: Rotura en dos bloques de los taludes de muro de explotaciones de carbón	361
RAMÓN-LLUCH, R., y CRUZ-SANJULIÁN, J.: Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos	643
RAMÓN, X., y SIMÓ, A.: Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca	445
RIESTRA FUERTES, C.: Propuesta de un método para la investigación de caudales de pozos en el Mioceno detrítico de Madrid. Sistema acuífero núm. 14	354
RÍOS, L. M.; GALERA, J. M., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985»	124
RÍOS ARAGÜES, L. M.; GALERA FERNÁNDEZ, J. M.; BARETTINO FRAILE, D., y BODEGA BARAHONA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXII Campamento para prácticas de Geología «Pont de Suert 1986»	817
RODRÍGUEZ, R. M.; LINARES RIVAS, A.; SUÁREZ DE CENTI, C., y VALENZUELA, M.: Transcendencia geotécnica de la presencia de la Formación Formigoso en un núcleo anticlinal de la escama de Bregón con vistas al proyecto de construcción de un gran túnel ferroviario	498
RODRÍGUEZ VIDAL, J.: Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza)	3
RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M., y MONTOTO, M.: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica	96
RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M., y MONTOTO, M.: Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos	222
RUIZ DE SOMAVÍA CABELLO, E.: La industria minera española durante 1985	498
RUIZ-MONTES, M.; LEYVA, F., y MATAS, J.: El manganeso de la Fuensanta (Lorca, Murcia)	165
SANZ PÉREZ, E.: Aplicación del modelo Simero al manantial de Vozmediano	42

	Páginas
SANZ PÉREZ, E.: El karst del sur y oeste del Moncayo	194
SERRA-KIEL, J., y ANGLADA GUJARDO, E.: El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el area del macizo de Randa (Mallorca)	580
SIDES, E. J.; GARCÍA PALOMERO, F.; BEDIA FERNÁNDEZ, J. L., y GARCÍA MAGARIÑO, M.: Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Riotinto	622
SIMANCAS, J. F.: La deformación en el sector oriental de la Zona Sudportuguesa ...	148
SIMÓ, A., y RAMÓN, X.: Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca	445
SIMÓN, J. L.; GUTIÉRREZ, M., y SORIANO, M. ^a A.: Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro	9
SIMÓN GÓMEZ, J. L., y GRACIA PRIETO, F. J.: El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza)	693
SORIANO, M. ^a A., GUTIÉRREZ, M., y SIMÓN, J. L.: Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro	9
SORIANO, M. ^a A.: Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro	328
SUÁREZ DE CENTI, C.; LINARES RIVAS, A.; VALENZUELA, M., y RODRÍGUEZ, R. M.: Transcendencia geotécnica de la presencia de la Formación Formigoso en un núcleo anticlinal de la escama de Bregón con vistas al proyecto de construcción de un gran túnel ferroviario	498
SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.; CALLEJA, L., y MONTOTO, M.: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica	196
SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; CALLEJA, L.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G., y MONTOTO, M.: Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos	222
TALENS, J.; DIÉGUEZ, M. C., y FONOLLÁ, F.: Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)	160
VALENZUELA, M.; LINARES RIVAS, A.; SUÁREZ DE CENTI, C., y RODRÍGUEZ, R. M.: Transcendencia geotécnica de la presencia de la Formación Formigoso en un núcleo anticlinal de la escama de Bregón con vistas al proyecto de construcción de un gran túnel ferroviario	498
VERGARA PARDEIRO, A., y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X	217
VINDEL CATENA, E.; MAYOR YAGÜE, N., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de La Acebeda-Robregordo.	471
VINDEL CATENA, E.; MONTERRUBIO PÉREZ, S., y LUNAR HERNÁNDEZ, R.: Metalogenia de las mineralizaciones argentíferas del Sistema Central: Zona de Tamajón-Campillo de Ranas (Sierra del Guadarrama)	772
VAN LOEVEZIJN, G. B. S.: Late Devonian basin-fill history of the southern Mountains, Spain	704
ZATO, J., y CÁMARA, A.: Determinación espectrofotométrica del wolframio en muestras minerales con contenidos comprendidos entre 0,005 y 0,15 por 100	214



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid