

III/2-4-1

En este número:

- Los trilobites del Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo).
- La deformación en el sector oriental de la Zona Sudportuguesa.
- Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca).
- El manganeso de la Fuensanta.
- El karst del sur y oeste del Moncayo.
- Determinación espectrofotométrica del wolframio en muestras minerales con contenidos comprendidos entre 0,005 y 0,15 por 100.
- Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X.
- Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos.
- Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCVII. Segundo Fascículo. Marzo - Abril 1986

boletín geológico y minero

19 JUN. 1986

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



Tomo 97

Fascículo II

Marzo - Abril 1986

Boletín Geológico y Minero

19 JUL 1986

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

SUMARIO

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid

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

Boletín Geológico y Minero. T. XCVII-II. Año 1986 (141-147)

GEOLOGIA

Los trilobites del Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo)

Por M.^a DOLORES GIL CID (*)

RESUMEN

Se realiza un estudio y figuran los trilobites encontrados en el Cámbrico Inferior de Totanés (Toledo).

RESUME

L'objet de cette publication c'est l'étude des trilobites Agnostides trouvées au Cambrien inférieur de Totanés (Toledo).

INTRODUCCION Y CARACTERISTICAS

Las series cámbicas en los Montes de Toledo se han estudiado específicamente desde comienzos de siglo; no obstante hasta LOTZE (1956) no encontramos un establecimiento de las características generales de su estratigrafía; en 1961 este autor divide los materiales Cámbrico-Ordovícicos Inferior en tres conjuntos, de los cuales el superior correspondería a las cuarcitas del Arenig y los dos siguientes al Cámbrico Superior (=capas intermedias) y a un Cámbrico Inferior formado por arcillas, calizas y dolomías. Por debajo de estos tres conjuntos se situarían las llamadas «capas de transición» entre el Cámbrico-Precámbrico (LOTZE, 1956, 1958 y 1961).

Son varios los autores que han publicado trabajos de carácter estratigráfico y litoestratigráfico sobre el Cámbrico de los Montes de Toledo, y buena parte de esta relación aparece en el capítulo dedicado al Cámbrico en el Macizo Ibérico del Libro Jubilar de J. M. Ríos (tomo I), 1983, por lo cual nos remitimos a ese apartado.

El Cámbrico de Totanés (Toledo) fue objeto de una breve nota preliminar en el año 1972 (A. YAGÜE y GIL CID); en ella se daba noticia por los

autores de la existencia de fauna de trilobites en los Montes Isla, situados en la localidad toledana de Totanés. Campañas de campo sucesivas en esta zona nos han proporcionado el suficiente material fósil para poder ofrecer una visión más completa del contenido faunístico de este yacimiento. Dentro del Cámbrico de los Montes de Toledo no son abundantes los yacimientos fosilíferos; hasta el momento hemos registrado la presencia de fósiles en las localidades de Cortijos de Malagón (Ciudad Real), Urda (Ciudad Real), Navalucillos (Toledo) y Totanés (Toledo). Es, por tanto, conveniente un estudio detenido del contenido fósil de las capas de Totanés para así poder establecer su posición relativa con los otros enclaves de la zona.

La posición geográfica del yacimiento aparece en la figura 1; en la figura 2 se indica la situación de este enclave dentro del marco general de los Montes de Toledo, basado en APARICIO (1971), MARTÍNEZ ESCORZA (1976) y ROIZ (1979).

Es claro que, después de estudiado el material procedente de los yacimientos mencionados, podemos afirmar que existen evidentes diferencias entre cada uno de ellos; el yacimiento de Totanés está compuesto, hasta la fecha, exclusivamente por trilobites, y dentro de ellos, sólo por Agnóstidos; se nos presenta como un yacimiento que suministra únicamente la presencia de este orden de

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

Paleokarst intra-muschelkalk inferior

El Brull (Barcelona)

Autor: Xavier Ramón

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

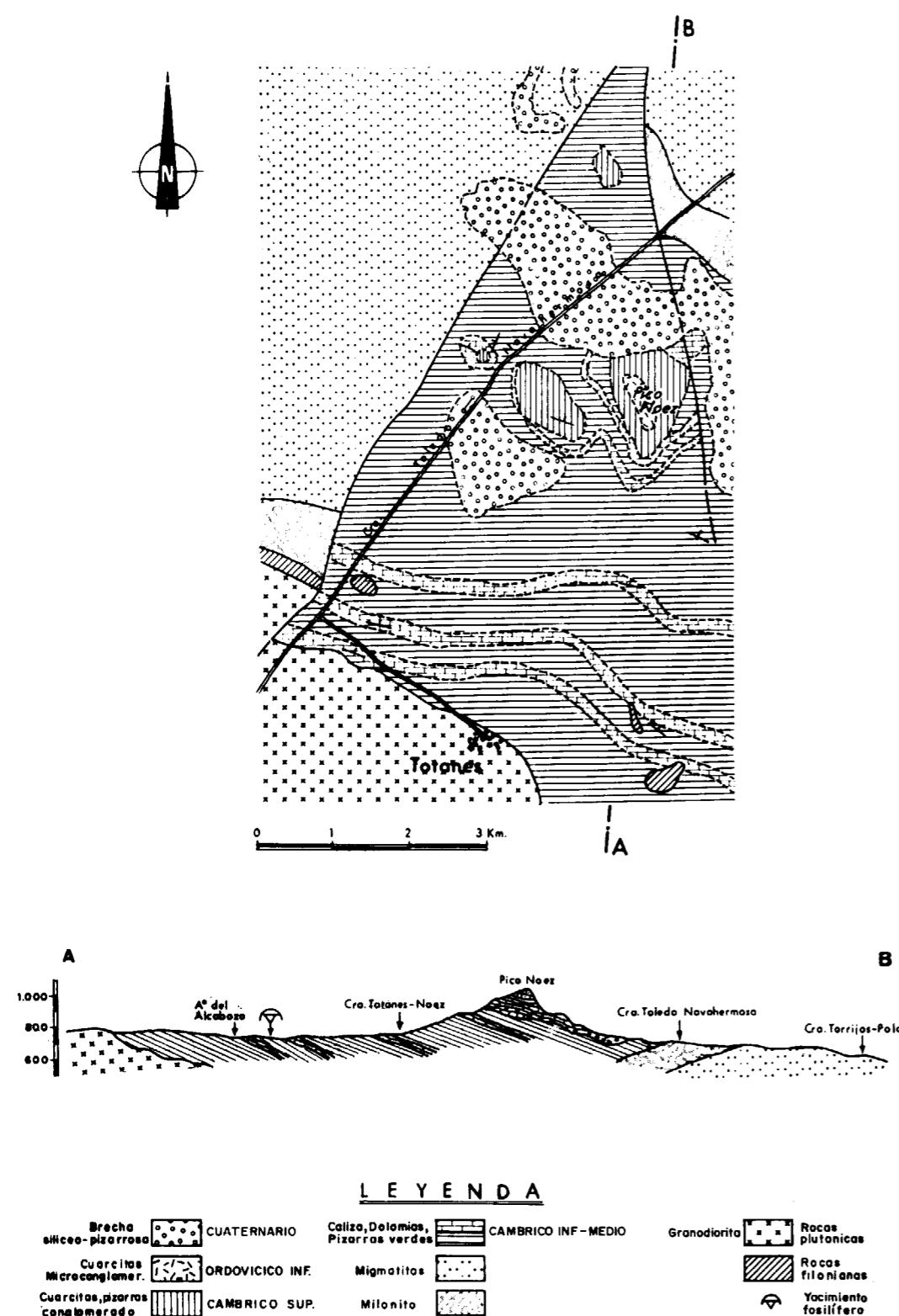


Figura 1.—Mapa y corte geológico de la Sierra de Noez (Toledo). Basado en YAGÜE y GIL Cid, 1972.

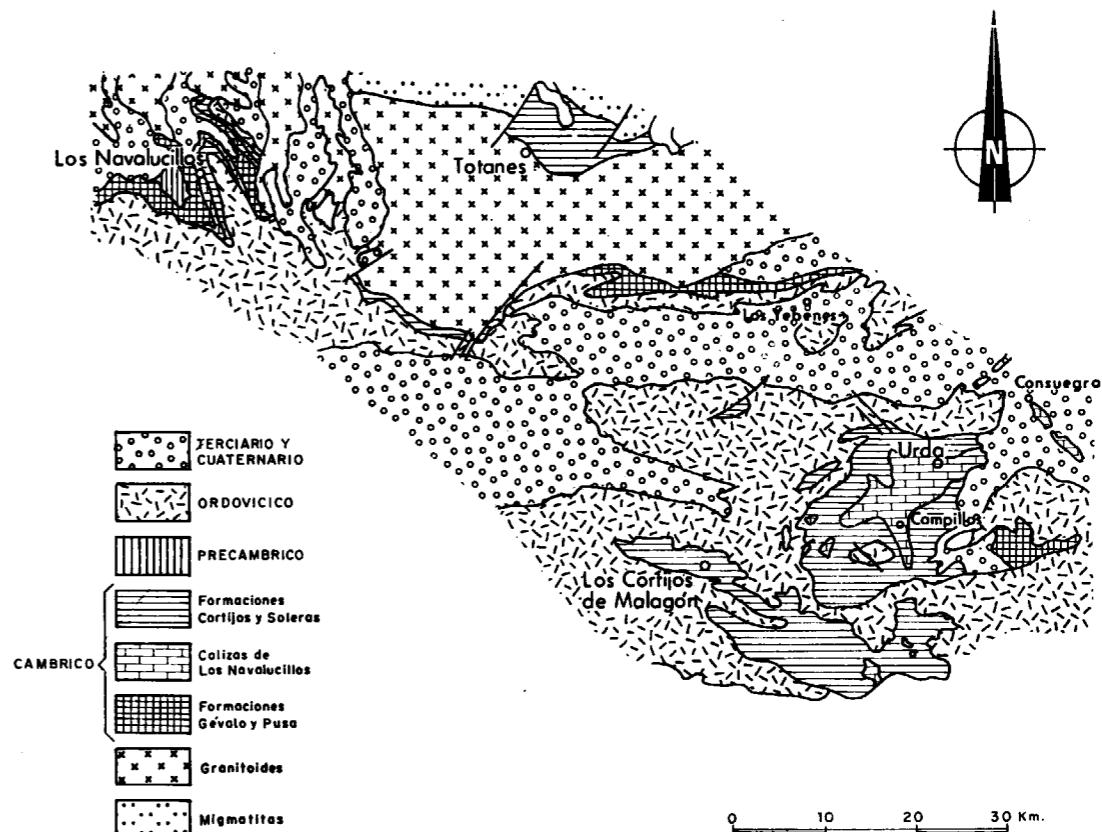


Figura 2.—Situación del yacimiento de Totanés, dentro del marco general de Montes de Toledo.

trilobites, con una ausencia total de polímeros; no es un caso aislado en el Cámbrico Inferior, ya que en la zona de Ossa Morena hemos podido comprobar casos similares en los yacimientos de Llerena, también de una edad semejante y con un contenido genérico y específico similar, si bien presenta polímeros y abundante material de *Sce-nella morenaica* (YOCHELSON y GIL, 1984).

El yacimiento de Totanés presenta una gran dificultad de estudio dada la escasez de fósiles, haciéndose necesario movilizar grandes cantidades de material para conseguir un número de ejemplares razonable; los trilobites aparecen en unas pizarras de grano fino, de color gris oscuro y de relativa dureza; los ejemplares son de tamaño muy reducido (tabla I) y aparecen preferentemente como piezas céfálicas o pigidiales, siendo poco numerosos los ejemplares completos.

Los trilobites que hemos obtenido acusan, todos, los efectos de deformaciones, las cuales les han afectado en sentido diagonal y anteroposterior; este hecho se puede apreciar en los ejemplares fi-

TABLA I
**Medidas tomadas sobre los ejemplos del
 yacimiento de Totanés**

	L-P	A-P	L-C	A-C
PM T- 5	4 mm	4 mm	5 mm	6 mm
PM T- 7	3,5	4	4	5
PM T- 6	3,6	4,1	4,2	4,7
PM T- 8	4,1	4,3	5,1	5,2
PM T- 9	3,2	3	4,1	4,3
PM T-10	4,1	4	—	—
PM T-11	—	—	5,2	5
PM T-12	—	—	3,2	3
PM T-13	2,3	2,1	—	—
PM T-15	3,1	3	—	—
PM T-16	—	—	4	4,1
PM T-17	—	—	3,6	3,4
PM T-18	4,3	4,2	—	—
PM T-19	5,1	5,5	—	—
PM T-20	4,6	4,7	—	—
PM T-21	4,8	4,4	—	—

Abreviaturas de la tabla I

L_TP=longitud total del pigidio (sag.)

L-T = longitud total del pigidio (sag.).
 A-P = anchura total del pigidio.

AT=anteriora total del pigidio.
L-C=longitud total del céfalon (

gurados en la lámina I, siendo de destacar que este material se ha seleccionado por ser el que presentaba unos índices menores de deformación.

Los caracteres morfológicos aparecen, como consecuencia, muy atenuados, haciéndose, en algunos casos, muy difícil establecer la delimitación posicional de los elementos que componen el exoesqueleto; tal es el caso del raquis pigidial y las características del mismo en cuanto a anillos o cuantificación de los mismos, tipo de surcos, etcétera; ha sido necesario recurrir a técnicas auxiliares tales como látex tratados y fotografiados con luz rasante para poder identificar adecuadamente los elementos por separado ubicándoles correctamente en el contexto del exoesqueleto.

En rasgos generales podemos afirmar que este yacimiento es diferente en edad y composición de los existentes hasta el momento en el Cámbrico de Montes de Toledo; en los Navalucillos estamos en presencia de trilobites polímeros fosilizados en materiales carbonatados; en los Cortijos de Malagón y Urda nos situamos ante una variedad de areniscas en las cuales aparecen trilobites (polímeros) y monoplacoforos. Estratigráficamente, el yacimiento de Totanés ocuparía una posición intermedia por encima del de los Navalucillos y por debajo del de los Cortijos de Malagón; dada su composición podríamos relacionarle con el que existe en Llerena en la zona de Ossa Morena, en el cual aparece una fauna semejante, si bien las características litológicas y tafonómicas harían aconsejable una exposición separada, dado que presentan trayectorias diferentes, fundamentalmente en el resultado final de estado de conservación, deformación y tipo de fosilización. No obstante, consideramos que el estudio comparado de estos yacimientos compete a un entorno paleoecológico que rebasa las intenciones del presente trabajo.

Material

Hemos contado para realizar este trabajo con un total de 62 ejemplares, numerado con las siglas PMT-01 - PMT-062.

Terminología utilizada

Se ha optado por la del Treatise (1959) en Moore, tomo 0, Arthropoda 1.

Medidas tomadas sobre el material objeto de este trabajo

Se ha procedido a medir todo el material, si bien sólo hemos trabajado con 62 ejemplares que hemos encontrado en mejor estado de conservación. Los ejemplares de mayor longitud (sag.) han dado 11-12 mm, y los de menor, 5-6 mm.

Depósito de material

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

SISTEMATICA

Orden: Agnostida (KOBAYASHI, 1935).

Suborden: Eodiscina (KOBAYASHI, 1939).

Familia: Eodiscidae (RAYMOND, 1913).

Eodiscus (Serrodiscus) serratus: R. y E. RICHTER, 1941.

Tipo: Lám. 1, núm. 1, Senck. núm. 455.

Localidad tipo: Sur de la Sierra del Venero.

Estrato tipo: Banda-serratus; margas de Herreña (cb M3) Cámbrico Inferior.

Diagnosis: Ver R. y E. RICHTER, 1941, pp. 24-26.

Explicación de la lámina I

Números 1, 2, 3, 5 y 6 (PMT-27, PMT-29, PMT-31, PMT-35 y PMT-40), moldes de ejemplares conservando en conexióncefalón y pigidio. Número 4 (PMT-25), ejemplar en que aparece dislocado elcefalón del pigidio por giro en la zona torácica. Números 7, 8, 9, 10, 11 y 12 (PMT-32, PMT-33, PMT-34, PMT-36, PMT-38, PMT-39 y PMT-43), moldes de pigidios.

Números 1 al 12: *Eodiscus (Serrodiscus) serratus*. R. y E. RICHTER (1941). Localidad: Totanés (Toledo).



LÁMINA I

LAMINA I



Descripción: El material sobre el cual hemos realizado este trabajo consta de ejemplares completos de escudos cefálicos aislados y pigídios. En la región cefálica se puede observar un contorno semicircular de borde entero, siendo la anchura cefálica algo mayor que la longitud (sag.); aparece bien visible un surco marginal que recorre subparallelamente el borde externo del cefalón, si bien en la zona anterior delimita una banda ligeramente ensanchada; las mejillas presentan un marcado relieve y tienen forma subtriangular en ángulo recto; el surco que delimita la glabella aparece claramente significado y ocupa casi 1/3 de la longitud del cefalón; no está presente ninguna ornamentación aparente; el número de segmentos torácicos es de tres y presenta un surco pleural que puede alcanzar el borde lateral. El pigidio muestra una geometría similar a la del escudo cefálico, es decir, un contorno entero semicircular ligeramente más ancho que largo (sag.); el raquis está, generalmente, bien conservado en nuestro material, y podemos comprobar la existencia de un raquis en forma de cono con un ángulo agudo que alcanza prácticamente el borde posterior del borde pigidial; la superficie exoesquelética raquidial se muestra surcada transversalmente; el número de surcos que es posible contabilizar de forma fiable oscila entre 11-13; RICHTER (1941) cifra en 13-14 el número de surcos raquidiales, si bien los dos últimos ocupan una posición ambigua para su determinación fiable; a ambos lados del raquis aparecen dos zonas triangulares, abultadas y lisas, sin rastros evidentes de ecos de los surcos raquidiales; estas zonas triangulares están delimitadas por un surco marginal de recorrido totalmente dorsal y de marcado trazado que se inicia en el borde derecho anterior del raquis y alcanza el borde izquierdo anterior del mismo. No hemos obtenido material atribuible a piezas hipostomales; en los trabajos de RICHTER (1941) tampoco hemos encontrado referencias a hipostomas del material andaluz, por lo cual prescindimos de la descripción de este elemento morfológico.

Relaciones

El material del Cámbrico Inferior de Totanés podemos compararlo con el figurado por RICHTER y RICHTER en 1941 para el Cámbrico Inferior de Cala, si bien en nuestro yacimiento aparece en solitario a diferencia de las asociaciones que encontramos en yacimientos de edad similar (verbi gratia, LLERENA).

RESULTADOS

La fauna de Trilobites encontrada en Totanés es semejante a la descrita por R. y E. RICHTER en 1941, en lo que se refiere al género *Serrodiscus*; no hemos encontrado vestigios de la asociación presente en Cala, siendo el género *Serrodiscus* el único que hasta el momento se ha encontrado; estas capas son, pues, equivalentes a las margas superiores (pizarras de *Eodiscus*=capas de *E. serratus*). El hecho de contar con la presencia del género *Serrodiscus* nos indica la caracterización del tramo alto dentro del Cámbrico Inferior; el género *Eodiscus* sólo se encuentra en la provincia acadobáltica, y en España podemos confirmar su presencia en Montes de Toledo (Totanés) y Sierra Morena Oriental (Cala, Llerena y Guadalcanal), y en Portugal, en el Cámbrico de Vila Boim, para K. SDZUY (1971), *Serrodiscus* marcaría el Cámbrico Inferior B (Marianiense) y se correlacionaría con las pizarras de Huérmeda en la Cordillera Ibérica.

Hasta el momento habíamos encontrado *Serrodiscus* sp. y *Serrodiscus* aff. *speciosus* (GIL CID, 1971), si bien el nuevo material que aparece figurado en este trabajo ve ampliada esta relación con *Eodiscus* (*Serrodiscus*) *serratus* RICHTER (1941).

Este trabajo ha sido financiado con cargo al Proyecto núm. 456, «Bioestratigrafía y Paleoecología del SW del Macizo Hespérico», del C.S.I.C.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A., y GIL CID, D.: *Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes Isla de Toledo*. Estudios Geológicos, 28, 105-109, Madrid (1972).
- GIL CID, D.: *Los Trilobites Agnóstidos del Cámbrico inferior y medio de España*. Bol. Geol. Min., 92, 111-126, Madrid (1981).
- LOTZE, F.: *El Precámbrico en España*. Not. y Com. I.G.M.E., 60, 227-239, Madrid (1960).
- LOTZE, F.: *Sobre la estratigrafía del Cámbrico de España*. Not. y Com. I. G. M. E., 61, 131-164, Madrid (1961).
- LOTZE, F.: *El Cámbrico de España*. Mem. I. G. M. E., 75, 256 pp., Madrid (1970).
- LOTZE, F., y SDZUY, K.: *Das Kambrium Spaniens*. Abh. Mathem. Naturw. Klasse, 6, 405 pp. (1961).

MOORE, R.: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. 0 (Arthropoda) (1955).

GIL CID, D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A.: *Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)*. Tecniterrae, 13, 11-29, Madrid (1976).

RICHTER, R. y E.: *Die Fauna des Unter-Kambriums von Cala in Andalusien*. Abh. Senckenberg. naturf. Ges, 455, S. 1-90 (1941).

SDZUY, K.: *Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spanien)*. Senckenbergiana lethaea, 3, 181-242 (1962).

SDZUY, K.: *Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica*. I Congreso Hispano-Luso-American de Geología Económica (II), 1, 753-766 (1972).

ZAMARREÑO, I.: *Estratigrafía del Paleozoico en el Macizo Ibérico*. Libro Jubilar J. M. Ríos, t. I, 117-191, (1983).

Recibido: Noviembre 1985.

GEOLOGIA

La deformación en el sector oriental de la Zona Sudportuguesa

Por J. F. SIMANCAS (*)

RESUMEN

En el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa la deformación se debe fundamentalmente a una primera y principal fase de plegamiento (F_1) que fue seguida por fallas inversas y cabalgamientos. Hay otras dos fases de plegamiento pero su importancia es pequeña y no parece que hayan formado pliegues grandes. El plegamiento principal es moderado a fuertemente inclinado, con vergencia al Sur y amplia dispersión en el buzamiento de los ejes; se formó clivaje. Las determinaciones de la deformación finita dan un acortamiento (Z) del 50 por 100 aproximadamente y razones X/Y muy bajas. No es seguro que la deformación fuese transpresiva, pero si hubo componente lateral (izquierda), se puede estimar que $\gamma=1$ es su valor máximo posible. Todas las fallas y cabalgamientos observados son posteriores a los pliegues. En la parte occidental de ZSP hay algunas diferencias significativas, para las que se sugiere explicación: *a*) las estructuras se orientan según NW-SE a NNW-SSE; *b*) el nivel de erosión es más alto.

ABSTRACT

In the eastern region of the South Portuguese Zone deformation is accomplished by a principal and nearly E-W phase of folding (F_1) followed by thrusting. Two other later phases are only of minor folding. Folds are moderately to steeply inclined, with southward vergence and variable plunge; a slaty cleavage is developed. From the finite strain determinations, shortening following Z is evaluated as about 50 per 100 and X/Y ratio is determined as very low (oblate strain). If a lateral component (left) has accompanied shortening, a maximum value $\gamma=1$ is estimated. Reverse faults and thrusts develop after folding. In the west of the South Portuguese Zone structures show some differences which are tentatively explained: *a*) orientation NW-SE to NNW-SSE; *b*) a shallower level of erosion.

INTRODUCCION

En la Zona Sudportuguesa (ZSP) afloran materiales comprendidos entre el Devónico superior (o más antiguos: Grupo Pulo do Lobo) y el Carbonífero medio, formando unidades litoestratigráficas cuya distribución general se muestra en la figura 1. En la Faja Pirítica, la columna estratigráfica comprende, de abajo a arriba (e. g., SCHERMERHORN, 1971), un conjunto de pizarras, cuarcitas y cuarzovacas (Devónico superior) seguido por el Complejo vulcanosedimentario (Tournaisiense-Viseense), que, a su vez, está coronado por pizarras y grauvacas (Viseense sup.-Namuriense inf.). Al Sur, el dominio casi absoluto corresponde a

materiales flyschoides carboníferos progresivamente más modernos (OLIVEIRA et al., 1979). Los conjuntos de la banda norte, Grupo Ferreira-Ficalho y Grupo Pulo do Lobo, tienen una posición estratigráfica más discutida (CARVALHO et al., 1976a; OLIVEIRA et al., 1977, y OLIVEIRA, 1982).

El objetivo de este artículo es ofrecer el cuadro estructural de la región oriental de ZSP, incluyendo estudios sobre la deformación total. Los datos presentados corresponden al área que queda al este de Riotinto, aunque se abordarán finalmente algunas consideraciones tentativas sobre el conjunto de ZSP.

Al hablar de deformación en este área hay que distinguir entre la que es propiamente hercíniana y la que puede calificarse como tardiherciniana. Esta última, de notable importancia en la región

LA DEFORMACION EN EL SECTOR ORIENTAL...

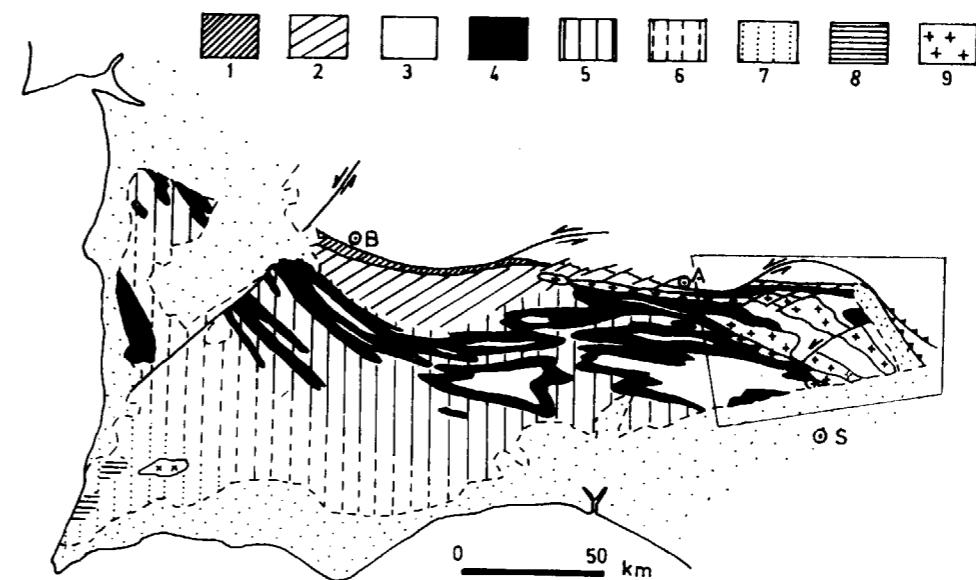


Figura 1.—Esquema geológico de la Zona Sudportuguesa (ZSP), según CARVALHO et al., 1976, OLIVEIRA et al., 1979, y datos propios. A: Aracena; B: Beja; S: Sevilla. 1: Faja Ferreira-Ficalho; 2: Grupo Pulo do Lobo; 3: Grupo prevolcánico; 4: Complejo vulcanosedimentario; 5: Formación Mértola; 6: F. Mira; 7: F. Brejeira; 8: Grupo de Carrapateira; 9: rocas plutónicas.

considerada, es esencialmente frágil y constituye una cizalla izquierda compleja alineada en coincidencia con el límite entre ZSP y la Zona de Ossa Morena; su edad es estefaniense. Ha sido descrita en publicaciones anteriores (SIMANCAS, 1983, 1985a) y no será tratada aquí.

FASES DE DEFORMACION, METAMORFISMO E INTRUSIONES IGNEAS

Lo esencial de la deformación es debido a una primera fase (F_1) causante de los pliegues cartográficos y de abundantes pliegues de orden menor. La dirección de plegamiento es casi E-W, con vergencia al S y desarrollo generalizado de clivaje («cleavage»); el buzamiento más frecuente de los planos axiales es de unos 50° N (fig. 2).

En asociación con estos pliegues se han formado fallas inversas y cabalgamientos. Existen también otros pliegues, únicamente de escala mesoscópica, que pliegan el clivaje anterior (fases F_2 y F_3). Estos últimos tienen un desarrollo generalmente pobre, aunque en algunos sectores adquieran cierta importancia, y pueden llevar asociado un clivaje de fractura o de crenulación. La fase F_2 es de dirección E-W y los ejes de sus pliegues suelen tener escaso buzamiento a uno y otro lado; los pliegues F_3 buzan en general de forma moderada al N-NW (fig. 3).

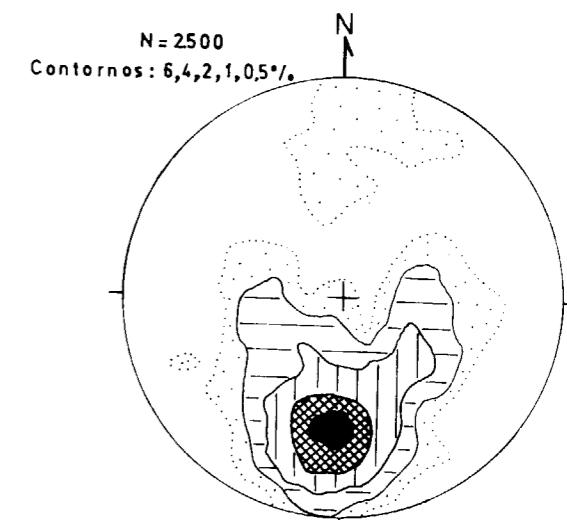


Figura 2.—Proyección equiárea, hemisferio inferior, de estratificación y clivaje, en el extremo oriental de ZSP.

El metamorfismo regional es muy débil, de baja presión y sincinético a postcincinético respecto de F_1 (SCHERMERHORN, 1975; MUNHA, 1983, y SIMANCAS, 1983). Con extensión más reducida, se observa un metamorfismo térmico inducido por intrusiones ígneas. El plutonismo está constituido

(*) Departamento de Geotectónica y Geomorfología y Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada, C. S. I. C., Universidad de Granada.

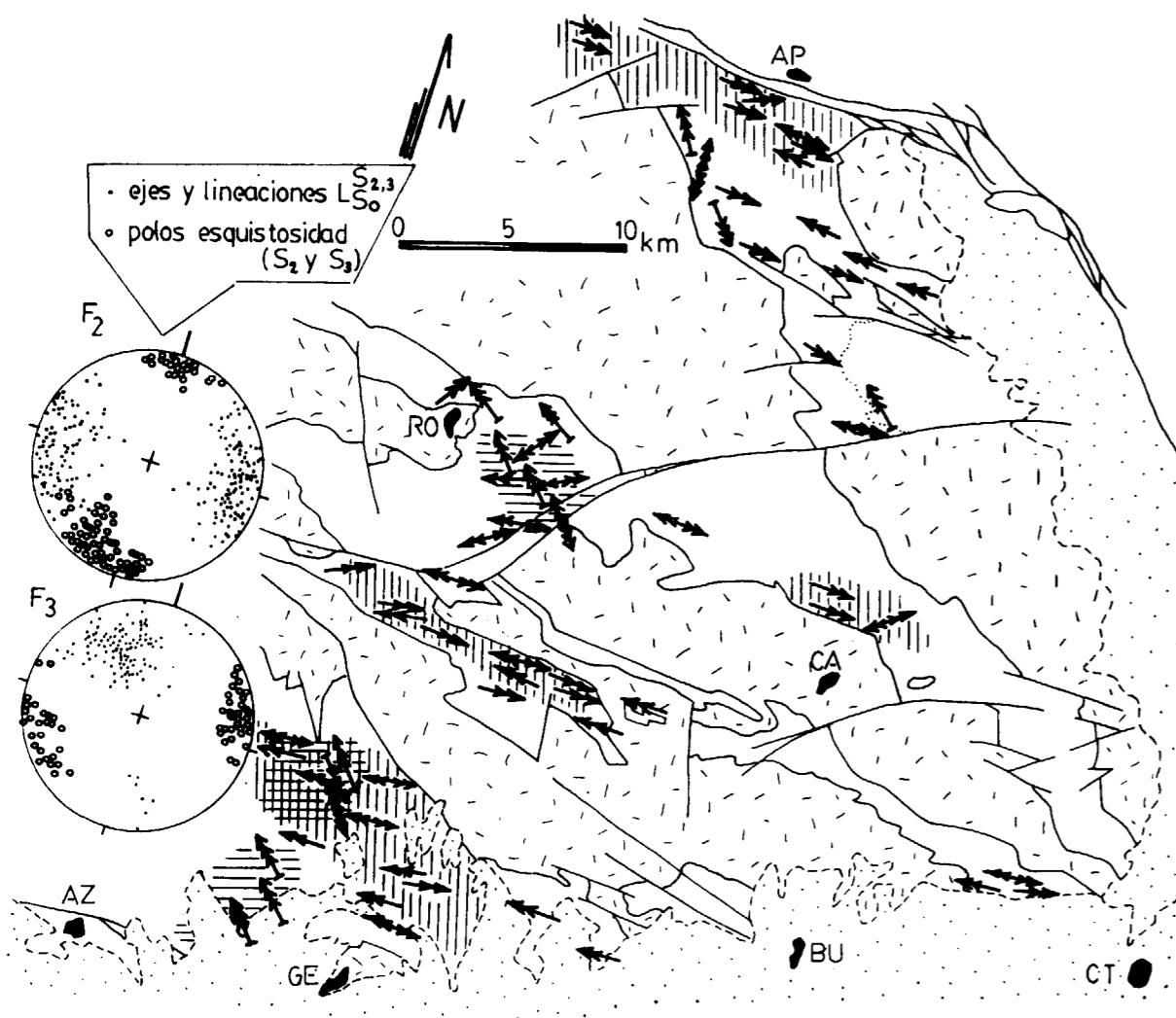


Figura 3.—Mapa y proyecciones equiáreas de ejes de mesopliegues y lineaciones de intersección de las fases F_2 y F_3 . Flechas dobles: estructuras F_2 ; flechas triples: estructuras F_3 ; rayado vertical: áreas en que F_2 está relativamente desarrollada; rayado horizontal: idem, F_3 . AP: Almacén de la Plata; AZ: Aznalcóllar; BU: Burguillos; CA: Castilblanco de los Arroyos; CT: Cantillana; GE: Gerena; RO: Ronquillo. Con puntos la cuenca pérmica del Viar y los sedimentos miocénicos; con trazos pequeños desorientados las rocas plutónicas; en blanco formaciones sedimentarias y vulcanosedimentarias.

por un conjunto tardicinemático respecto de F_1 (dioritas-gabros y granito) y otro netamente post-cinemático (granitoides hipovolcánicos) (SIMANCAS, 1981, 1984). Deformación, metamorfismo e intrusiones tardicinemáticas son de edad intrawestfaliense, mientras que los granitoides hipovolcánicos deben de ser esencialmente estefanienses.

CARACTERES GEOMETRICOS DE LOS PLIEGUES F_1

La primera fase de deformación ha producido pliegues de todas las escalas. Sin embargo, la delineación suficientemente precisa de los pliegues macroscópicos (cartográficos) es difícil, y a veces imposible, por las razones que a continuación se

señalan. La extremada monotonía de amplios sectores de pizarral, carentes de cualquier nivel guía, impide el seguimiento cartográfico de pliegues. Por el contrario, en el Complejo vulcanosedimentario existe una variada gama de materiales, pero los bruscos cambios de facies y potencias, tan frecuentes, son otra dificultad en las investigaciones estructurales. En este aspecto sobresale por sus características como nivel guía, al menos local, la facies de pizarras violáceas, tufitas y jaspe, que suele coronar episodios volcánicos ácidos («polvo de hematites», «Formación manganesifera», en denominación de otros investigadores): en el sector Riotinto-El Alamo, esta facies aparece en el techo del Complejo vulcanosedimentario, dando paso a las pizarras y grauvacas superiores; en Aznalcóllar, separa el vulcanismo ácido del paquete basáltico superior, dibujando el núcleo sinclinal del río Agrio (fig. 6). En fin, las alternancias del Com-

plejo vulcanosedimentario con las unidades infravolcánica y supravolcánica son la mejor expresión del plegamiento macroscópico, especialmente a una escala regional (fig. 8).

Los pliegues mesoscópicos son adecuados para el análisis geométrico detallado. Sus características varían lógicamente en función de la naturaleza litológica de las capas afectadas, pero en casi todos los casos son pliegues 1C (RAMSAY, 1967), y para la mayoría de ellos puede estimarse un aplastamiento, supuestamente posterior al «buckling» inicial, $4 > (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2} > 2$ (gráfico $t' \alpha - \alpha$; fig. 4). En la superficie de capas competentes se han observado a veces fibras de cuarzo que indican deslizamiento entre estratos («flexural slip») según una dirección aproximada N10-20E; en los flancos pueden aparecer venas sigmoides de cuarzo, evidencia de deformación «flexural flow».

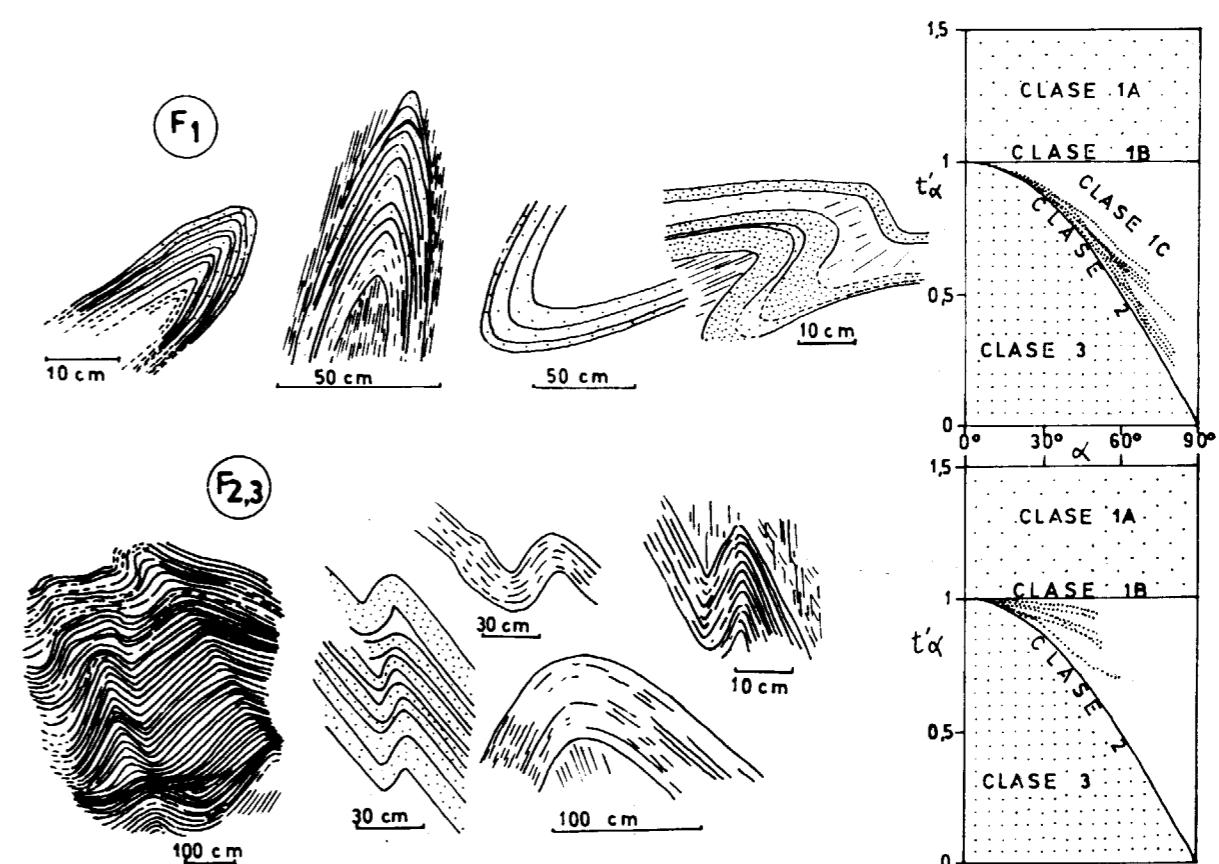


Figura 4.—Algunos ejemplos de mesopliegues F_1 , F_2 , F_3 , en sección perpendicular al eje. Los diagramas $t' \alpha/\alpha$ (RAMSAY, 1976) muestran el diferente grado de aplastamiento de los pliegues F_1 respecto de los F_2 y F_3 .

El plegamiento F_1 dista del modelo cilíndrico. Los ejes de pliegues mesoscópicos y las lineaciones de intersección tienen orientación muy variable, aunque estadísticamente se ajustan al plano medio del clivaje regional (fig. 5). Hay sectores en que la inestabilidad axial es pequeña, como sucede en la franja norte de la región considerada, donde suele haber orientación cercana a E-W y buzamiento moderado. En otros, particularmente en el área norte de Aznalcóllar, no es posible distinguir dominios homogéneos de tamaño cartográfico (fig. 5) e, incluso, en un mismo afloramiento las orientaciones de los ejes de pliegues mesoscópicos pueden diferir fuertemente. En raras ocasiones se ha observado directamente cierta curvatura en las charnelas. Algunos pliegues cartográficos también muestran rápidos cierres periclinales, entre los que constituye un ejemplo sobresaliente el anticlinal de Riotinto, pliegue de orden menor dentro de un amplio sinclinal carbonífero. Por el contrario, el estrecho núcleo sinclinal que corre al sur de Almadén de la Plata (figs. 8 y 9) se mantiene por muchos kilómetros, al menos hasta más allá de la vertical de Aracena. En todo caso, es de destacar que no hay congruencia entre los pliegues mesoscópicos y los cartográficos, siendo estos últimos mucho menos inestables que los primeros. Las causas de la inestabilidad axial serán analizados más adelante, cuando se hayan expuesto datos sobre la deformación total.

Sobre los planos de clivaje la única lineación que se observa comúnmente es la de la intersección con planos de estratificación; faltan, pues, lineaciones minerales o de estiramiento. Tan sólo en las rocas piroclásticas puede considerarse definida en ocasiones una lineación de estiramiento débil, marcada por la forma de los piroclastos (un caso excepcional será comentado más adelante). Una debilísima lineación mineral (clorítica) se ha observado en un par de afloramientos.

En general, tampoco se observa boudinage. En un punto se ha detectado esta estructura afectando a niveles delgados de areniscas de grano fino interestratificados con pizarras, y es interesante reseñar que su morfología no es la más típica, sino que corresponde al ejemplo descrito por RAMSAY (1982, fig. 3b): tras una estrangulación inicial con relleno de cuarzo, estas cicatrices resultaron especialmente competentes, y la deformación subsiguiente (acompañada de un incremento térmico progresivo: el metamorfismo es

sin-post F_1) se tradujo en aplastamiento dúctil entre los resistentes núcleos de cuarzo.

Observando con detenimiento, puede reconocerse que el clivaje no es, en muchos casos, de plano axial. La transección de los pliegues en esta región ha sido descrita recientemente (SIMANCAS, 1983, 1985b), señalándose que la lineación de intersección forma, con frecuencia, un pequeño ángulo con la línea de charnela, y que el sentido de este ángulo varía sistemáticamente según que el eje se hunda con componente este o con componente oeste. Esta disposición simétrica de la transección no es compatible con una interpretación que ligue su génesis a la acción de una componente transcurrente durante el plegamiento, caso en que el sentido del ángulo de transección debería mantenerse constante (esto no significa, sin embargo, que no pudiese haber una cierta componente de movimiento lateral, simultánea con el acortamiento; véase bajo el último epígrafe). La génesis de esta transección no es aún clara; SIMANCAS (1985b) sugiere algunos mecanismos. El estudio de la transección en ZSP es una interesante tarea a realizar, con posibles implicaciones en cuestiones diversas.

FALLAS INVERSAS Y CABALGAMIENTOS

Son muy frecuentes las fallas inversas en los flancos cortos (generalmente inversos) de los pliegues, especialmente donde se ponen en contacto rocas de diferente competencia. En tránsito gradual con ellas, hay estructuras de mayor envergadura, como el cabalgamiento de Aznalcóllar (figura 6). Este accidente limita por el norte el afloramiento de Complejo vulcanosedimentario de Aznalcóllar, montando sobre él pizarras y areniscas prevolcánicas. Su trazado es ligeramente secante respecto de las estructuras de plegamiento visibles en el bloque cabalgado, por lo que resulta claro que es una estructura posterior al plegamiento. La localización, y mucho más el trazado cartográfico, de fallas inversas y cabalgamientos dentro de los extensos afloramientos de pizarras es muy difícil.

En la unidad más baja de las que afloran, la denominada por SIMANCAS (1983) Formación El Ronquillo existe, unos kilómetros al sur de la población de dicho nombre e inmediatamente al norte de la Rivera de Huelva, una banda en que la

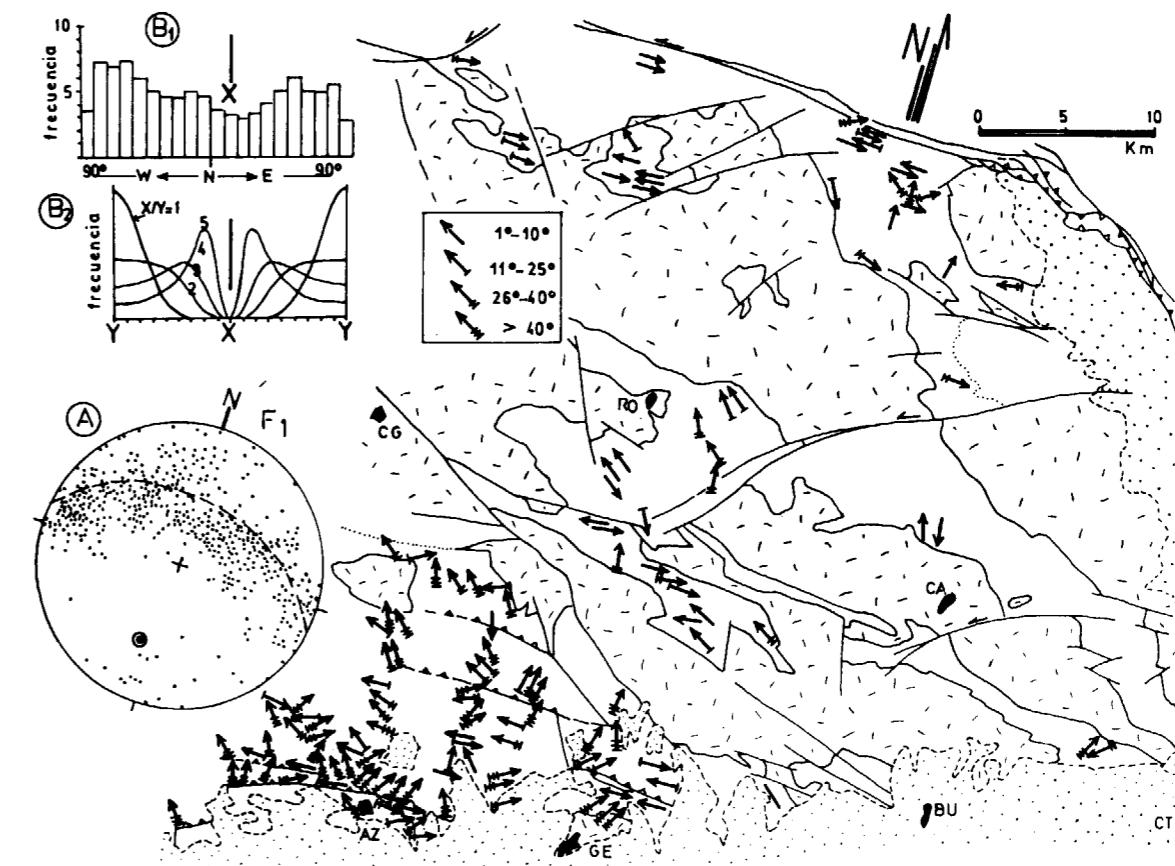


Figura 5.—Mapa y proyección equiárea de ejes de mesopliegues y lineaciones de intersección F_1 . El gráfico B1 muestra la frecuencia de lineaciones y ejes en función de su orientación; se compara con el modelo de SANDERSON (1973), B2, que explica la distribución por rotación pasiva relacionada con la razón X/Y del elipsoide de deformación.

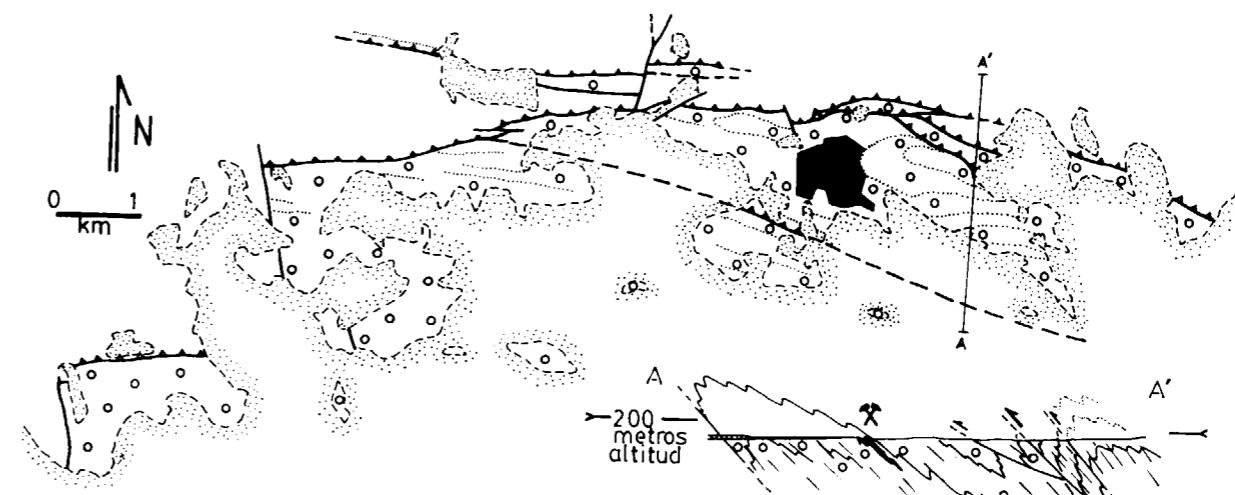


Figura 6.—Cabalgamiento de Aznalcóllar (el pueblo en negro). Este accidente monta materiales prevolcánicos (en blanco) sobre materiales del Complejo vulcanosedimentario (círculos). Sobre estos últimos, discordantes, materiales miocénicos (punteado). Nótese la disposición ligeramente secante respecto del plegamiento.

foliación (que aquí es una esquistosidad: «schistosity») se tumba progresivamente y la intensidad de la deformación es mayor, apareciendo una crenulación subhorizontal que afecta a una foliación previa; los mesopliegues se orientan en dirección N305-320E. Esta banda puede ser una zona de cizalla dúctil asociada al plegamiento F_1 ; no obstante, la existencia de intrusiones plutónicas y el metamorfismo de contacto que originan, intenso en este sector (se ha reconstituido totalmente la fábrica de las rocas), oscurecen el análisis estructural. Como se puede observar en la parte central de la figura 9b, se interpreta que en este lugar existe un importante cabalgamiento al cual se debería el ascenso de esta formación inferior, si bien en la cartografía lo más visible es una alineación de fracturas tardihercinianas subverticales que destruyeron el contacto original.

En Aljustrel (Portugal), SCHERMERHORN y STANTON (1969) fueron los primeros en describir cabalgamientos precoces anteriores a la esquistosidad regional, y desde entonces se han citado en otros pocos lugares de Portugal (CARVALHO et al., 1976b, y RIBEIRO y SILVA, 1983). En España, hasta el presente no se han reconocido cabalgamientos de esta clase.

MEDIDAS DE LA DEFORMACION

Para las determinaciones de la deformación («strain») se han utilizado diversos objetos marcadores: piroclastos en aglomerados volcánicos; vacuolas y venillas plegadas de calcita, en basaltos; granos de cuarzo en algunas areniscas (las de elevado cociente granos/matriz), y venillas plegadas de cuarzo. De todos ellos, el único marcador suficientemente abundante y que permite reconstruir sencillamente (con suficiente aproximación) el elipsoide de deformación son los piroclastos, por lo que éstos han sido la base de las determinaciones de elipsoide que se presentan. Otros datos han quedado necesariamente en forma bidimensional.

La orientación del elipsoide de deformación ha podido establecerse a partir de las observaciones que a continuación se indican. 1) Las dos dimensiones mayores de los piroclastos están contenidas en el plano de clivaje o forman con él un ángulo muy pequeño. 2) Salvo cuando la razón X/Y

(ejes mayor e intermedio) es prácticamente igual a 1, una observación promediada de la dimensión mayor de los piroclastos permite situar el eje X . 3) Igualmente cuando $X/Y > 1$, suele existir una lineación de estiramiento limitada al contacto de los piroclastos con la matriz causada por deformación diferencial; esta lineación marca también la posición de X . 4) A veces hay en los piroclastos venillas de tensión perpendicularmente a las cuales se debe situar X . De todas estas observaciones se puede concluir que el elipsoide de deformación tiene sus ejes mayor e intermedio contenidos (o casi) en el plano de clivaje, ocupando X una posición muy levantada, cercana a la línea de máxima pendiente (en otros términos: N-S a N30E). Gracias a esta disposición del elipsoide de deformación se han hecho medidas directas en afloramiento de sus secciones principales, considerando que los cortes horizontales dan con gran aproximación la sección YZ, los cortes verticales y perpendiculars a la esquistosidad dan XZ y en los planos de clivaje se observa XY. En otros casos, los piroclastos se han podido aislar de su matriz. Con estos datos se han calculado las medias armónicas correspondientes (LISLE, 1977, 1979), habiéndose omitido otros tratamientos más elaborados, como la proyección R_f/\emptyset (RAMSAY, 1967, y DUNNET, 1969), dada la dificultad práctica de la medida de \emptyset . En algunos casos se ha utilizado simultáneamente el método de Fry (FRY, 1979) sobre fotografías de los mismos afloramientos, lo que ha permitido contrastar resultados: en general, éstos han sido bastante próximos. Los elipsoides de la figura 7 son la síntesis de cerca de 400 medidas repartidas entre los siguientes afloramientos: río Los Frailes (Aznalcóllar); La Jarosa (Aznalcóllar); río Agrio (Aznalcóllar); carretera Madroño-Nerva, 2 y 5 km. al sur de Nerva; salida oriental de Nerva, y Sierras Blancas (al norte de Villagordo).

Es obvio que la deformación sufrida por las rocas varía con la naturaleza de éstas, como muestran no sólo los objetos marcadores de la deformación, sino la propia apariencia del clivaje. En las coladas basálticas potentes y en los domos riolíticos el clivaje es muy grosero, poco penetrativo, mientras que en tobas y pizarras está bien desarrollado. En este trabajo se propone, no sin cierto riesgo, que las medidas de la deformación realizadas permiten obtener una idea bastante aproximada sobre la deformación regional en su

conjunto, lo que se justifica sobre la base de que las rocas examinadas tienen un fuerte clivaje semejante al de las pizarras, que son las rocas dominantes en la región. Puede objetarse que los piroclastos son más competentes que la matriz y reflejan una deformación comparativamente algo baja; sin embargo, parece haber cierta compensación entre su deformación algo menor y los resultados un poco sobrelevados que da la media armónica al ser aplicada a objetos originalmente elipsoidales (LISLE, 1977). Así, en los pocos casos en que se ha podido aplicar simultáneamente el método de Fry los resultados han sido bastante parejos.

En la figura 7 se observa que los elipsoides determinados son discoidales («oblate»), de bajos cocientes X/Y . Comparando con el campo de deformación del conjunto de las pizarras (WOOD, 1974), las de esta región poseen un grado de deformación algo inferior y su cociente X/Y es más bajo que en la «pizarra media» (nube de puntos en la figura 7a). En los elipsoides, la razón X/Y hallada no supera la cifra 1,35; sin embargo, en determinaciones aisladas (bidimensionales) de X/Y se han encontrado, en puntos del sector de Aznalcóllar, valores de 1,4, superando apenas los más representativos 1,2-1,35. Un caso verdaderamente excepcional es el de una toba ácida que aflora en la mina Oriente, 7 kms. al sur de Zalamea: muestra una lineación clara definida por nódulos sericiticos elípticos, y según la media armónica de éstos $X/Y=2,7$, mientras que el método de Fry da $X/Y=2$; en cualquier caso, un valor anormalmente elevado respecto de todas las determinaciones restantes. Los datos sobre la deformación (excluyendo el recién comentado $X/Y \geq 2$) vienen a señalar, suponiendo volumen constante, alargamiento de un 40-65 por 100 según X y de 20-50 por 100 según Y, con un acortamiento del 45-55 por 100 según X (fig. 7b). Independientemente, unas pocas medidas de acortamiento según Z, a partir de venillas plegadas, han resultado entre 36 y 60 por ciento. A efectos comparativos, cabe señalar que en la «pizarra media» de WOOD (1974), centro de la nube de puntos en la figura 7a, $\Delta X=150\%$, $\Delta Y=35\%$ y $-\Delta Z=70\%$. Los resultados obtenidos son conformes con hechos tales como la falta de lineación mineral y de boudinage.

Puesto que estos resultados corresponden a la deformación total y, sin embargo, interesa primordialmente la deformación tectónica, resulta nece-

saria una consideración sobre el posible efecto de la compactación diagenética. Como han discutido RAMSAY y WOOD (1973) y, de una manera más general, SANDERSON (1976), una compactación fuerte tiene un notable efecto sobre la deformación total, especialmente si la deformación tectónica es débil. Considerando los casos seguramente más comunes de superposición (casos 1 y 2 de SANDERSON, 1976), los elipsoides de deformación total serán más discoidales («oblate») y el cociente X/Y será más bajo de lo que corresponde a la deformación tectónica. Esto puede suponer una cierta corrección sobre los datos de la figura 7, aunque se considera que la desviación debe ser muy pequeña

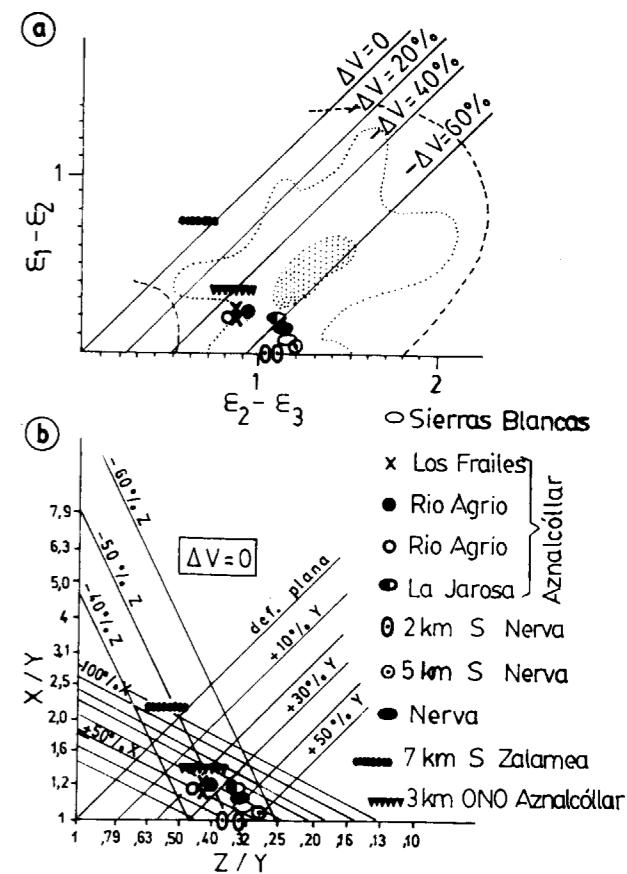


Figura 7.—Diagramas de Flinn con datos de deformación finita de la región estudiada. En a), se reproduce (curva de trazos y punteado) el campo de deformación de las pizarras (según WOOD, 1974) y la posición de la deformación plana en función de la pérdida de volumen (RAMSAY y WOOD, 1973). En b), suponiendo $\Delta V=0$, se muestran las variaciones de longitud sufridas por los ejes principales del elipsoide (WOOD, 1974).

teniendo en cuenta la superior competencia y menor porosidad inicial de los piroclastos respecto de una matriz que, en el comienzo de la diagénesis, sería un sedimento de cenizas volcánicas empapadas de agua.

CAUSAS DE LA INESTABILIDAD AXIAL Y DE LAS RELACIONES INCONGRUENTES DE LOS PLIEGUES

Conocido el tipo de deformación, pueden discutirse las causas de la inestabilidad axial atrás referida (fig. 5). Como hay seguridad de que la deformación no es constrictiva, sino que corresponde a un régimen de aplastamiento, ligar el cabeceo axial a un acortamiento según Y (BORRADAILE, 1972) es evidentemente incorrecto en este caso. Igualmente inaceptable es la idea de que son pliegues curvos formados por un proceso de cizalla simple heterogénea. Por el contrario, la rotación pasiva hacia X de ejes con una ligera desorientación inicial debe ser un mecanismo operativo. El modelo teórico de dispersión axial según este último mecanismo, supuesta una fluctuación inicial de 20° , aparece reflejado en la figura

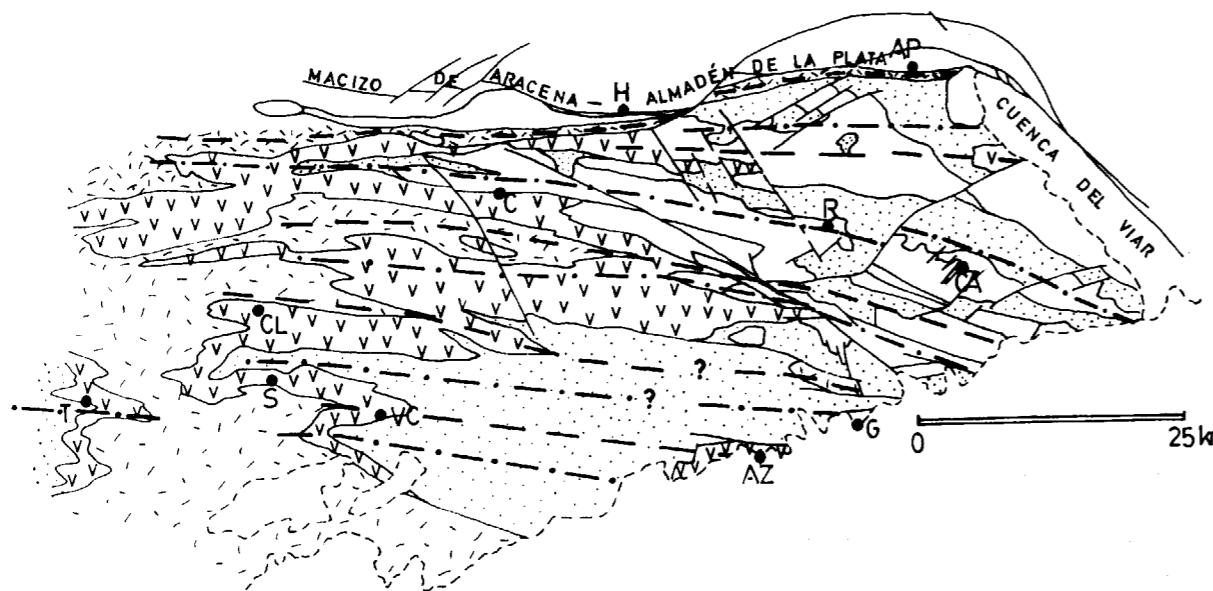


Figura 8.—Grandes estructuras de plegamiento en la parte española de ZSP. Punteado: formaciones prevolcánicas; uves: Complejo vulcanosedimentario; trazos desorientados: pizarras y grauvacas supravolcánicas o equivalentes laterales del vulcanismo; blanco: rocas plutónicas. AP: Almadén de la Plata; AZ: Aznalcóllar; C: Campofrío; CA: Castilblanco de los Arroyos; CL: Calañas; G: Gerena; H: Higuera de la Sierra; R: Ronquillo; S: Sotiel; T: Tharsis; VC: Valverde del Camino. Líneas gruesas interrumpidas: trazas axiales.

to más cerca esté el flanco del plano XY del elipsoide: en la zona de charnela no hay rotación (RAMSAY y STURT, 1973, y RAMSAY, 1979).

ALGUNAS CUESTIONES SOBRE LA DEFORMACION DE LA ZONA SUDPORTUGUESA EN SU CONJUNTO

No es posible calcular con suficiente exactitud el acortamiento regional; las causas son diversas. Se puede señalar, en primer lugar, que el control real sobre la geometría de las estructuras es insuficiente, al menos en los amplios sectores de monótono pizarral. El hecho de que existan abundantes pliegues menores dificulta aún más el problema porque a éstos se debe sin duda parte apreciable del acortamiento y sin embargo son especialmente difíciles de controlar en los cortes geológicos. De otro lado, se sabe que el proceso de plegamiento tuvo lugar con aplastamiento, diferente según la competencia de los materiales afectados, que causó cierto estiramiento en los flancos de los pliegues. A pesar de estas fuertes

limitaciones, y sin pretender olvidarlas, puede tener alguna utilidad una estimación tentativa del acortamiento regional, transversalmente a las estructuras, a partir de los cortes generales de la figura 9. «Desplegando» la línea de referencia (techo del conjunto prevolcánico) y tomándola como longitud original, se calcula una contracción del 50-55 por 100 en el corte superior (a), correspondiente a Portugal, y del 40-45 por 100 en el corte (b), que corresponde al extremo oriental de ZSP.

Otra vía, igualmente tentativa, para evaluar el acortamiento regional la proporcionan los datos de deformación finita. Las pizarras, que son el tipo de roca dominante, presentan un clivaje semejante al de las tobas en las que se han hecho las medidas de la deformación, y aunque es claro que la deformación es menor en las areniscas y cuarcitas interestratificadas con ellas, su acortamiento ha sido semejante: en estas rocas habría tenido lugar una etapa inicial de «buckling», tras la cual se habrían acortado por aplastamiento. Al contrario, en rocas menos competentes, tales como pizarras y tobas, la etapa inicial de «buc-

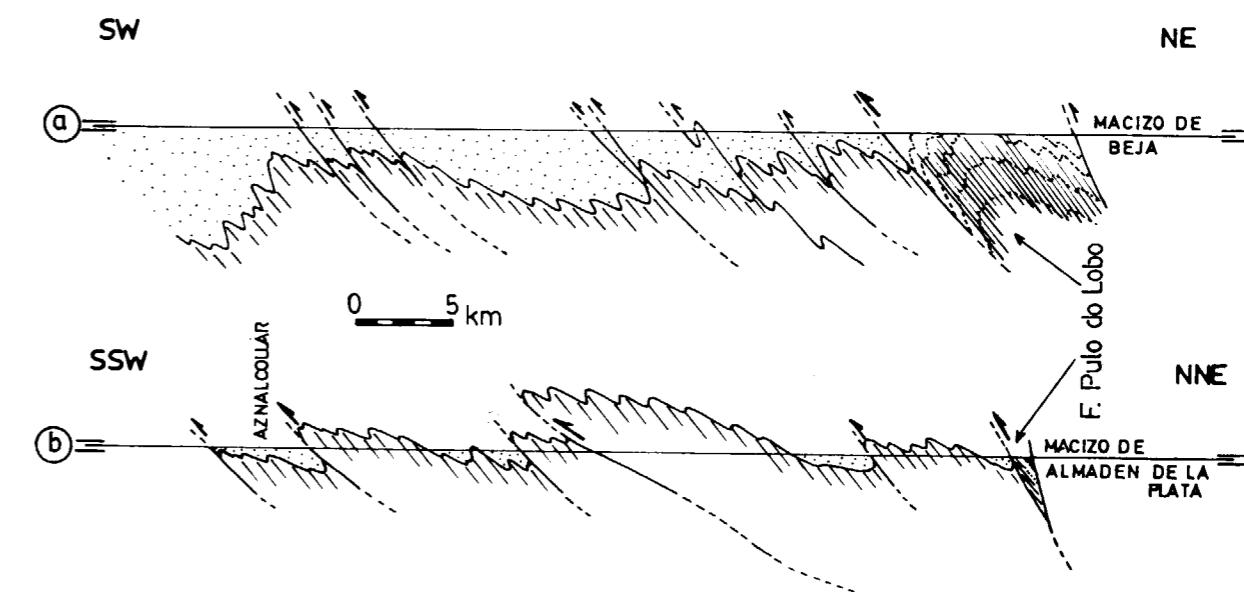


Figura 9.—Cortes muy esquemáticos a través de la Faja Pirítica, en su parte occidental (a) y en su extremo oriental (b). La superficie representada es la base de Complejo vulcanosedimentario. En el corte superior (a), esta superficie se ha extrapolado a partir del corte de RIBEIRO (1981), que ha sido modificado en la interpretación del borde meridional del Pulo do Lobo. En (b) se presenta un corte idealizado resultante de eliminar todas las intrusiones plutónicas y la fracturación tardiherciniana. Nótese la mayor profundidad alcanzada por la erosión en el sector oriental de ZSP (véase también fig. 1).

«kling» sería mínima, verificándose casi toda la contracción mediante aplastamiento. Por ello, y aunque sea de forma sólo aproximada, podría admitirse que el acortamiento deducido de los datos de deformación es extrapolable a la región en su conjunto. Tales datos indican una contracción dúctil del orden del 50 por 100, que habría que incrementar ligeramente para tener en cuenta el acortamiento debido a fallas inversas y cabalgamientos (probablemente en torno a un 5-10 por 100, según la fig. 9).

Otra cuestión es la posible existencia de una cierta componente transcurrente simultánea con el acortamiento, es decir, si la deformación fue, o no fue, transpresiva. Hechos que pueden considerarse pruebas de la realidad de tal componente son el desarrollo de un tipo determinado de transección de los pliegues por la esquistosidad (RAMSAY y HUBER, 1983, y SANDERSON et al., 1985) y la disposición escalonada de los pliegues (SANDERSON y MARCHINI, 1984). Los estudios sobre transección realizados en la región oriental de ZSP, ya mencionados, han revelado unas características que no concuerdan con las de la transección debida a una deformación transpresiva, sugiriendo que o no existió componente transcurrente o fue, al menos, de importancia comparativamente pequeña. Un examen del trazado de los grandes pliegues (figs. 1 y 8) no esclarece mucho la cuestión: aunque algunos autores han señalado una disposición en escalón (BADHAM, 1982), lo cierto es que se trata de una interpretación poco clara. Es posible que los pliegues formen un ángulo muy pequeño con el borde ZSP-Ossa Morena, que en todo caso no sería superior a unos 10°. Siguiendo el modelo de transpresión de SANDERSON y MARCHINI (1984), los datos de deformación finita obtenidos en la región oriental de ZSP, junto con un ángulo tan pequeño como el señalado, podrían ser compatibles con una componente de acortamiento del 50-60 por 100 y una componente transcurrente (izquierda) $\gamma=1$ (SIMANCAS, 1985b), aunque es posible también que la componente transcurrente hubiese sido prácticamente nula.

Finalmente se hará referencia a la cuestión de la existencia de ciertas diferencias entre la parte occidental de ZSP y la parte oriental. Uno de estos contrastes es obvio: en Portugal, las estructuras llegan a disponerse casi N-S en el extremo occidental, siendo casi E-W en España. Esta inflexión podría relacionarse con la cizalla derecha

Porto-Tomar, según sugieren los argumentos siguientes: a) congruencia geométrica; b) posible contemporaneidad entre el movimiento de la cizalla y el plegamiento en ZSP (Westfaliense; véase RIBEIRO et al., 1980, para la caracterización de la cizalla Porto-Tomar); c) existencia en Portugal de fallas transcurrentes derechas N-S a NNE-SSW que parecen simultáneas del plegamiento (CARVALHO et al., 1976b), y que podrían ser fallas satélites del accidente Porto-Tomar, y d) en la región de Santa Susana (Portugal), en lo que sería el sector más cercano a la falla Porto-Tomar, se ha referido (OLIVEIRA et al., 1977) una disposición N60W de pliegues y esquistosidad, netamente oblicua al cabalgamiento de Ficalho (N20W, en esta región), y tal organización es explicable por la acción de una componente transcurrente derecha asociada al acortamiento. Otra clara diferencia es el mayor nivel de erosión que se ha alcanzado en la parte oriental de ZSP, de manera que en la región analizada en este trabajo (extremo oriental) afloran con dominio neto formaciones prevolcánicas y granitoides, mientras que en Portugal existe en superficie abundante fysch supravolcánico y Complejo vulcanosedimentario (figs. 1 y 9). Es posible que este distinto levantamiento refleje algún tipo de variación en la estructura cortical de uno y otro lado de ZSP.

B I B L I O G R A F I A

- BORRADALLE, G. J.: *Variably oriented coplanar primary folds*. Geol. Mag., 109, 89-98 (1972).
- CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C. & INVERNO, C. M. C.: *Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e Grupo Pulo do Lobo*. Memórias e Noticias, 82, 145-169 (1976 a).
- CARVALHO, D.; CONDE, L.; ENRILE, J. H.; OLIVEIRA, V. & SCHERMERHORN, L. J. G. (Coords.): *Libro-Guía das excursões geológicas na Faixa Piritosa Ibérica*. Comun. Serv. geol. Portug., 60, 271-315 (1976 b).
- DUNNET, D.: *A technique of finite strain analysis using elliptical particles*. Tectonophysics, 7, 117-136 (1969).
- FRY, N.: *Random point distributions and strain measurements in rocks*. Tectonophysics, 60, 89-105 (1979).
- LISLE, R. J.: *Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers*. Geol. Mijnb., 56, 140-144 (1977).
- LISLE, R. J.: *Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape*. Tectonophysics, 60, 263-277 (1979).

- MUNHA, J.: *Low-Grade Regional Metamorphism in the Iberian Pyrite Belt*. Comun. Serv. Geol. Portugal, 69, 3-35 (1983).
- OLIVEIRA, J. T.: *The Devonian-Carboniferous Stratigraphy and Geodynamics of Southern Portugal: Some Comments*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163, 276-284 (1982).
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M. & PAPROTH, E.: *Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany*. Comun. Serv. Geol. Portugal, 65, 151-168 (1979).
- OLIVEIRA, V.; ANDRADE, A. A. S. & MUNHA, J.: *Sobre a natureza e o significado do vulcanismo do Grupo do Pulo do Lobo (Alentejo). 2. Observações na região de Santa Susana*. Memórias e Noticias, Univ. Coimbra, 84, 59-68 (1977).
- RAMSAY, D. M.: *Analysis of rotation of folds during progressive deformation*. Geol. Soc. America Bull., 90, 732-738 (1979).
- RAMSAY, D. M. & STURT, B. A.: *An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-Cambrian rocks of Soroy, Northern Norway. I. Noncylindrical, incongruous and aberrant folding*. Tectonophysics, 18, 81-107 (1973).
- RAMSAY, J. G.: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill (New York), 568 pp. (1967).
- RAMSAY, J. G.: *Rock Ductility and its Influence on the Development of Tectonic Structures in Mountain Belts*. In: HSÜ, K. J. (Ed.): *Mountain Building Processes*. Academic Press (London), 263 pp. (1982).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.: *The Techniques of Modern Structural Geology, vol. 1: Strain analysis*. Academic Press (London), 307 pp. (1983).
- RAMSAY, J. G. & WOODS, D. S.: *The geometric effect of volume change during deformation processes*. Tectonophysics, 16, 263-277 (1973).
- RIBEIRO, A. & SILVA, J. B.: *Structure of the South Portuguese Zone*. In: LEMOS DE SOUSA, M. & OLIVEIRA, J. T. (eds.): *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 83-89 (1983).
- WOODS, D. S.: *Current views of the development of slaty cleavage*. Ann. Rev. Earth Sci., 2, 1-35 (1974).

Recibido: Enero de 1986.

Revisión paleoecológica y estudio de las biofacies de la cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)

Por M. C. DIEGUEZ (*), J. TALENS (**) y F. FONOLLA (**)

RESUMEN

Se analiza la paleosucesión de agrupaciones vegetales fósiles de la cuenca carbonífera estefaniense de Henarejos (Cuenca), apoyándola en la sucesión litológica correspondiente. Estas definen claramente dos tipos de biofacies: una fluvial y otra lacustre. La evolución de la primera pasa gradualmente a la segunda mediante un lago de escasa extensión, que finalmente se convierte en una zona lacustre de gran tamaño, en la que la biomasa de higro y mesozona, permitió la formación de una gran capa de carbón. Más tarde, las condiciones geológicas hicieron revertir el paleobiotipo a las características fluviales iniciales.

Se citan por primera vez en esta localidad y en España: *Pinnularia capillacea* Lindley & Hutton y *Annularia asteris* Bell, siéndolo, también esta última especie, por primera vez en el Estefaniense.

SUMMARY

The paleosuccession of vegetal assemblages of the Carboniferous Coalfield of Henarejos (Cuenca) is analized, being supported in the corresponding lithological sequence. These are defined clearly in two types of biofacies: a fluvial and a lacustrine one. The evolution from one to another achieves gradually by a lake of limited extension, which finally is converted into a lacustrine zone of great size, in which the higro- and mesozone biomass, allow the formation of a great layer of coal. Later, geological conditions made the paleobiotipe to change to the original fluvial characteristics.

They are appointed for the first time in this location and in Spain: *Pinnularia capillacea* Lindley & Hutton and *Annularia asteris* Bell, being, also, this last specie, for the first time named in the Stephanian.

INTRODUCCIÓN

Los antecedentes geológicas de la Cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca) han sido explicados de forma prolífica en los trabajos realizados por FONOLLA, TALENS et al. (1972); MELÉNDEZ, TALENS et al. (1983), y WAGNER, TALENS y MELÉNDEZ (1983). En dichas publicaciones se incluyen, además, columnas estratigráficas detalladas, con la posición de los yacimientos, así como mapas y perfiles geológicos, que permiten la observación de sus características tanto en el tiempo como en el espacio.

(*) Museo Nacional de Ciencias Naturales del CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. Teléf. 261 25 13.

(**) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

MATERIAL Y MÉTODOS

El material estudiado en el presente trabajo, es básicamente el mismo de los trabajos citados anteriormente, al que hay que añadir ejemplares de especies pertenecientes al grupo de las Calamitaceas. Entre éstos hemos podido constatar la presencia de: *Calamites* sp.; *Annularia asteris* Bell; *Pinnularia capillacea* Lindley & Hutton; especies que son citadas por primera vez en España y *Asterophyllites equisetiformis* (Schl.) Brongniart forma *typica* sensu Kidston & Jongmans. Asimismo, se han estudiado ejemplares correspondientes a lo que pensamos pudiera constituir una nueva forma de *Asterophyllites equisetiformis* (Schl.) Brongniart y a una nueva especie de *Asterophyllites* Brongniart.

Existen distintos puntos de partida para la re-

GEOLOGÍA

visión paleoecológica y la posible reconstrucción del medio donde se efectuó la sedimentación, de entre ellos hemos tenido en cuenta: el estudio de KNIGHT (1974), sobre el yacimiento de Sabero (León), en el que se recogen las agrupaciones vegetales descritas por HAVLENA, ampliando el contenido de éstas, describiendo una flora formadora de carbón (Flöznah), en la que las especies de Pteridospermales predominan sobre las de Filicales y otra asociada a rocas arenosas (Flözfern), en la que, por el contrario, las especies de Filicales son más abundantes.

Nos basamos, fundamentalmente, en la interpretación esquemática de la distribución de la flora en facies sedimentarias dada por PEPPERS & PFEFFERKORN (1970), que ha sido utilizada como modelo de trabajo con resultados positivos, aún cuando las bases de algunas interpretaciones ecológicas, como áreas de pantano secas (Dry swamp) y áreas de pantano húmedas (Wet swamp), sean inciertas.

En el caso de llanuras de desbordamiento (Flood-plains), se ha intentado utilizar la zonación explicada por KRASILOV (1975), tanto en el sentido longitudinal, como en el transversal, recogiendo los conceptos de xerozona, mesozona e higrozona.

REVISIÓN PALEOECOLÓGICA

CORTÁZAR (1875) da la siguiente lista de especies encontradas: *Neuropteris acutifolius*; *Pecopteris miltoni*; *Calamites cannaeformis*; *Calamites suckowi* y *Calamocladus longifolius*.

Desde el punto de vista taxonómico, debemos precisar que *Calamites cannaeformis* Brong. es sinonimia p. p. de *C. suckowi* Brong., de *C. cisti* Brong. y de *C. undulatus* Stern., mientras que *Calamocladus longifolius* lo es de *Asterophyllites longifolius* Sternberg. Estas especies se encuentran en yacimientos cuya distribución estratigráfica va desde el Westfaliense al Pérmico.

Aunque el número de especies es muy reducido, sobre todo en el caso de las Pteridospermales y Filicíneas, el conjunto de ambas con las Calamitales nos induce a pensar en un medio de diques o llanuras de inundación (Levees, flood-plains).

La lista de macroflora dada por RUIZ FALCÓ y MADARIAGA ROJO (1941), fue comentada ya, desde

el punto de vista estratigráfico, por WAGNER, TALENS y MELÉNDEZ (1983, pág. 387). En ella encontramos tan sólo una especie perteneciente a las Pteridospermales: *Alethopteris aquilina*, un taxón perteneciente a las Filicíneas (*Pecopteris* sp.), y dos a las Licopodíneas (*Sigillaria* sp. y *Lepidodendron* sp.). Este conjunto no tipificado es de difícil interpretación, dado que Licopodíneas y Pteridospermales nos indican facies sedimentarias distintas, en tanto que las Filicíneas, por encontrarse en cualquiera de estas facies, con excepción de las tierras de nivel elevado, no nos permiten inclinarnos por un tipo determinado, ofreciendo la posibilidad tanto de una llanura de inundación como de la parte húmeda de un pantano (Wet swamp), aunque falten las Articuladas.

Un problema parecido presenta el listado de JONGMANS (1951), en el que se citan cuatro especies de Pteridospermales (*Neuropteris* cf. *planchardi* Zeiller, *Odontopteris genuina* Grand'Eury, *Pecopteridium devillei* Bertrand = *Callipteridium devillei*, *Alethopteris* cf. *costei* Zeiller); entre las Filicíneas, tres especies del género *Pecopteris* (*P. cf. unita* Brong., *P. cf. polymorpha* Brong. y *P. arborescens* (Schl.) Brong.); tres especies de Articuladas (*Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss) Unger, *Annularia stellata* (Schl.) Wood y *Equisetites zaeformis* (Schl.) Andrae), y una especie perteneciente a las Cordaitales (*Cordaites lingulatus* Grand'Eury). Posteriormente se añadió a esta lista otra especie de las Pteridospermales: *Alethopteris costei*.

Nos encontramos, por tanto, con elementos como las Cordaitales, que se hallan tanto en relieve altos (Uplands), como en zonas húmedas pantanosas (Wet swamp); sin embargo, la agrupación de Pteridospermales con Filicíneas y Articuladas nos indica claramente un dique o una llanura de inundación, lo que nos llevaría a considerar como hipóautóctona a la especie *Cordaites lingulatus* Grand'Eury.

MELÉNDEZ, TALENS et al. (1983) en la localidad marcada como *Hc-26* y a la que atribuyen una edad Estefaniense B-C, indican la presencia tan sólo de una especie de los siguientes géneros de Pteridospermales: *Callipteridium*, *Alethopteris* y *Pecopteris*, predominando el grupo de las Filicíneas con una especie del género *Sphenophyllum*, ocho del género *Pecopteris* y una perteneciente al género *Lobatopteris*. De Lycopodiales, así como de Calamitales, citan tres especies.

Dadas las características de la anterior relación, con la presencia de Lycopodiáceas podríamos interpretarlo como la parte seca de un pantano (Dry swamp), aunque, por otro lado, el hecho de encontrar Pteridospermales induce a considerarlo como una llanura de inundación (Flood-plain).

En la localidad Hc-39 sólo se encuentra *Pecopteris arborescens* (Schl.) Brtg., con lo que la interpretación paleoecológica, según el modelo usado, sería imposible, pero los autores especifican, en la columna estratigráfica, la existencia de un paleocauce.

En la localidad H-19 domina, netamente, el grupo de las Lycopodiáceas con cuatro especies: *Sigillaria brardi* Brtg.; *Lepidodendron aculeatum* Lesq.; *L. acutatum* Strbg., y *Stigmaria ficoides* Brtg.; existen, además, una especie de Pteridospermales: *Perispermum pachystestum* Lesq., y una de Filicíneas: *Pecopteris unita* Brtg. El hecho del claro dominio de las Lycopodiáceas, nos indica, de forma segura, una facies sedimentaria pantanosa o lagunar.

La localidad He-4, cuya flora es la más baja, dentro de la serie estratigráfica, se distingue por el dominio de las Pteridospermales, de las que se presentan cuatro especies: *Neuropteris auriculata* Brtg., *N. gallica* Zeiller, *N. ovata* Hoffman, *N. grandeuryi* Wagner, sobre las Filicíneas, de las que sólo se halla la especie *Pecopteris candolleana* Brtg. El hallazgo de estas especies hace que los autores asignen a esta localidad una edad de transición entre Westfaliense D-Estefaniense, e incluso Estefaniense A. Hay que añadir las especies de Calamitaceas que citábamos al comienzo de este trabajo, resaltando el hecho de que *A. asteris* Bell es la primera vez que se cita en el Estefaniense A.

Esta agrupación de Filicíneas, aún cuando sólo esté presente una especie, con Pteridospermales y Articuladas, es la indicada como típica de diques y llanuras de inundación, dato que se ve corroborado por la existencia a muro de un paleocauce, a continuación del cual encontramos conglomerados y una alternancia de lutitas arenosas, areniscas y cuarcitas y tramos carbonosos, que nos indicarían la presencia de un río con brazos anastomosados.

Al analizar los listados de WAGNER, TALENS y MELÉNDEZ (1983) encontramos que en la localidad 3093-JT, equivalente a la unión de las localidades

He-26 y He-19 de MELÉNDEZ, TALENS et al. (1983), se pone de manifiesto la existencia de Pteridospermales, Filicíneas, Articuladas, Lycopodiáceas y Cordaitales, que nos indicaría una zona de depósito, cerca del nivel de base, próximo a la zona de descarga aluvial, donde se acumularían representantes de grupos taxonómicos típicos de distintas facies sedimentarias.

En la localidad 3575 es claro el predominio de las Filicíneas con nueve taxones: *Dicksonites leptophylla* Doubinger, *Sphenopteris* sp., *Sph. castelli* Zeiller, *Alloillopteris angustissima* (Strb.) Stockmans & Williere, *Nemejcopteris feminaeformis* (Schl.) Baethel, *Lobatopteris corsini* Wagner, *Pecopteris* cf. *paleacea* Zeiller, *P. unita* Brtg.; sobre las Articuladas, de las que se enumeran: *Sphenophyllum thoni* var. *minor* Sterzel, *Sph. oblongifolium* (Germar & Kaulfuss) Unger y *Asterophyllites equisetiformis* (Schl.) Brongniart.

Este conjunto vegetal plantea dudas sobre su asignación a la parte seca de un pantano o a un dique o llanura de inundación.

En el análisis palinológico de la localidad He-26 no se han realizado porcentajes, pero se observa la presencia, entre otros tipos de esporas, de *Laevigatosporites perminutus*, con posible afinidad con el grupo de las Articuladas, y de la que dada su densidad debemos considerar autóctona, al igual que las especies de *Punctatosporites* con posible afinidad con las Medullosaceas. Hay, también, esporas semidensas y ornamentadas como *Verrucosporites*, cuya afinidad es con el grupo de las Marattiales. Esta agrupación, que indica diques o llanuras de inundación, está en concordancia con los resultados obtenidos del estudio de la macroflora, y resuelve las dudas que nos planteaba dicha localidad.

EL AMBIENTE SEDIMENTARIO

La reconstrucción paleoambiental de algunos yacimientos españoles ha sido realizada últimamente por diversos autores: KNIGHT (1974), en Sabero; ROLDÁN (1983), en la cuenca de Valdeinfierro; WALLIS (1983), en la de Puertollano; SÁNCHEZ DE LA TORRE et al. (1983), en la Cordillera Cantábrica; GISBERT (1983), en el Pérmico de los Pirineos españoles; WAGNER (1983), en la descripción de los yacimientos de la Península Ibérica hace, asimismo, un estudio paleogeográfico de éstos.

Son mínimos, sin embargo, los intentos de reconstrucción paleoambiental y estudio de las paleosucesiones uniendo los datos obtenidos del estudio litológico, con los del estudio de la macroflora, dándose escasa importancia a las biofacies.

La sucesión de Henarejos (sic. MELÉNDEZ et al., 1983), presenta a muro un conglomerado polimítico formado por cantes rodados de tamaño muy variable y de marcado carácter continental. Existen en ella varios tramos sucesivos, ciclotemas, con un conglomerado a muro, y en cada uno de los cuales se ha formado capa de carbón, si bien sólo la formada en la localidad He-26 está bien desarrollada, siendo las restantes simples «carboneros» o lutitas carbonosas asociados en algunos casos, localidades He-4, He-19 y He-39, con niveles que contienen plantas fósiles.

La localidad He-4 está constituida a muro por conglomerados polimíticos de bloques y cantes rodados y a techo existe una alternancia de lutitas arenosas, areniscas y cuarcitas y tramos carbonosos.

La macroflora encontrada presenta un predominio de las Pteridospermales y Calamitaceas, correspondiente a una agrupación vegetal arbustiva perteneciente a una mesozona.

Estos datos nos indican una facies de llanura de inundación con frecuentes cambios de nivel y la subsiguiente exposición al aire, que sería colonizada por las plantas en época de estiaje.

La localidad He-39 presenta a muro una alternancia de lutitas arenosas areniscas y cuarcitas y a techo la existencia de un paleocauce con conglomerados.

Sólo se han encontrado restos de una especie de Filicíneas, lo que nos indicaría una mesozona. Estos restos vegetales, restos flotados, podrían haber sido depositados por la corriente en un lago somero. Nos encontramos ante una agrupación Flözfern.

El estudio litológico de la localidad He-19 da como resultado la presencia de carboneros alternando con areniscas y cuarcitas micáceas.

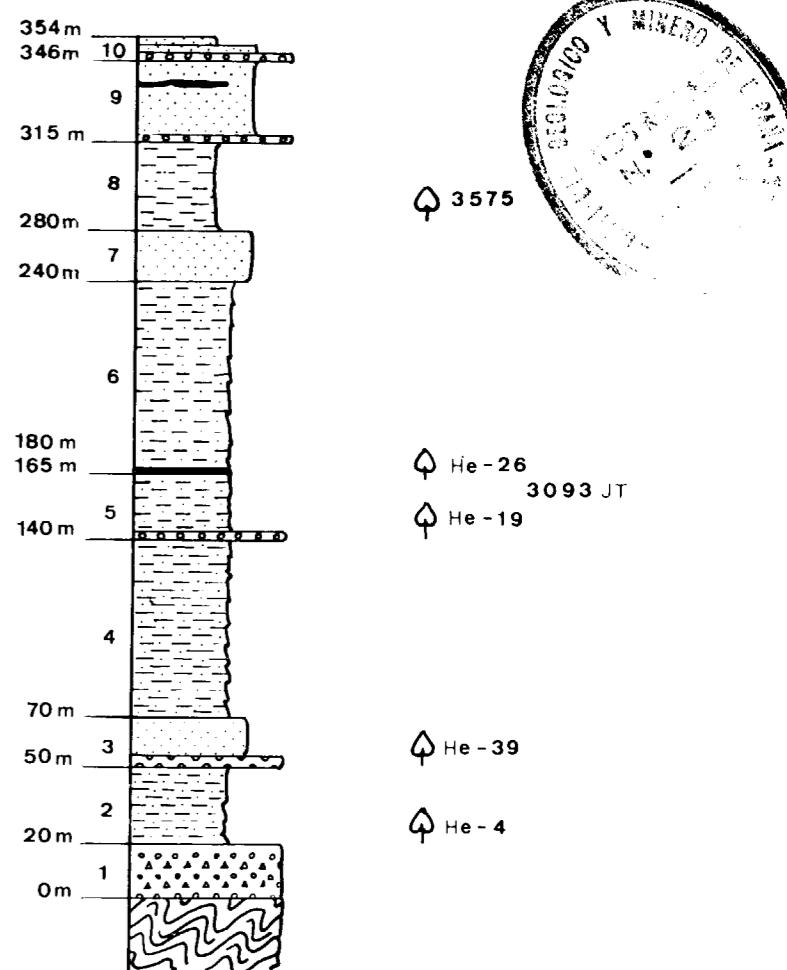
La agrupación vegetal es del tipo vegetación silvática pantanosa (Swamp forest vegetation), formadora de carbón (Flöznah), con claro dominio de las Lycopodiáceas que nos indican una higrozona.

Se trataría, por tanto, de una facies fluvial-pantanosa.

En la localidad He-26, cuyo muro está formado por carboneros, alternando con areniscas cuarcosas y a techo areniscas y pizarras alternando con carboneros, destaca como característica fundamental la capa de carbón, cuyo espesor medio es de 1,60 m.

La agrupación vegetal, cuya biomasa debía ser importante dado el espesor de la capa de carbón, es de tipo arbustivo (woody-shrub vegetation, sic. Oshurkova) y formadora de carbón (Flöznah), colonizando higro y mesozona.

Por último, la localidad 3575, perteneciente al mismo ciclo sedimentario que la anterior, se pre-



Columna estratigráfica de síntesis, sic. WAGNER, TALENS y MELÉNDEZ (1983), con la situación de las localidades.

sentan lutitas micáceas con horizontes carbonosos teniendo a muro areniscas y a techo conglomerados.

En la macroflora estudiada existe un claro predominio de las Filicales sobre las Calamitales y Sphenophyllales, tratándose de una agrupación vegetal arbustiva, propia de una mesozona y no formadora de carbón (Flözfern).

CONCLUSIONES

En resumen, podemos decir que la sucesión se inicia con un claro predominio de litologías y agrupaciones vegetales de tipo eminentemente continental. Esta situación se altera, con posterioridad, iniciándose, muy cerca del nivel de base local, una agrupación vegetal y una litología que indica una facies pantanoso-fluvial. La capa de carbón con sus esporas, agrupación vegetal y litología nos indica claramente la existencia de una facies lacustre de gran extensión relativa. Posteriormente se vuelve a las condiciones primitivas de agrupaciones arbustivas de facies fluvial.

BIBLIOGRAFIA

- CORTÁZAR, D.: *La cuenca carbonífera de Henarejos (Cuenca)*. Bol. Mapa Geol. de España, t. X (1883).
- DABER, R.: *Pflanzengeographische Besonderheiten der Karbonflora des Zwicau-Lugauer steinkohlenvieres*, Beih. Geol. Jb., 13, 1-95 (1955).
- DRAGUERT, K.: *Pflanzensoziologische untersuchungen in den Mittleren Essener Schichten des nördlichen Rurhgebietes*. Forsch. Ber. Landes. N Rhein-Westf., 1363, 1-295 (1964).
- FONOLLA, F.; GOY, A.; MENÉNDEZ, F.; ROBLES, F., y TALENS, J.: *Hoja núm. 665 Mira, MAGNA*. Inst. Geológico y Minero de España, 1972.
- FRENKEL, R. E. & HARRISON, C. M.: *An assessment of the usefulness of phytosociological and numerical classification methods for the Community biogeographer*. Jour. Biogeogr., 1, 27-56 (1974).
- GISBERT AGUILAR, J.: *El pérmino de los Pirineos catalanes*, in: MARTÍNEZ DÍAZ, C. (Coord.) *Carbonífero y Pérmino de España*. X Cong. Int. Estrat. Geol. Carb., 405-420 (1983).
- HABIB, D. & GROTH, P. K. H.: *Paleoecology of migrating Carboniferous peat environments*. Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol., 1, 27-56 (1967).
- HAVLENA, V.: *Einige bemerkungen zur phytogeographie und geobotanik des Karbons und Perms*. C. R. 6 Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Sheffield, 3, 901-912 (1970).
- KNIGHT, J. A.: *The Stephanian A-B Flora and Stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW Spain)*. C. R. 7 Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld, 1971, 283-306 (1974).
- KRASSILOV, V. A.: *Types of palaeofloristic successions and their causes*. Paleont. J., 3, 291-308 (1969).
- KRASSILOV, V. A.: *The Paleoecology of Terrestrial Plants. (Basic Principles and Methods)*. J. Wiley & Sons, New York, 1-283 (1975).
- MELÉNDEZ, B.; TALENS, J.; FONOLLA, F., & ALVAREZ RAMÍS, C.: *Las cuencas carboníferas del Sector central de la Cordillera Ibérica*, in: MARTÍNEZ DÍAZ (Coord.) *Carbonífero y Pérmino de España*. X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 209-220 (1983).
- PEPPERS, R. H. & PFEFFERKORN, H. W.: *A comparison of the floras of the Colchester (NO. 2) coal and Francis Creek shale*, in: SMITH, W. H. et al.: *Depositional environments in parts of the Carbondale Formation-Western and Northern Illinois*. Illinois State Geol. Survey, Guide Ser., 8, 61-74 (1970).
- PHILLIPS, T. L. & DIMICHELE, W. A.: *Paleoecology of Middle Pennsylvanian age coal swamps in Southern Illinois-Herrin Coal member at Sahara mine NO. 6*, in NIKLAS, K. J.: *Paleobotany, Paleoecology and Evolution*. Vol. I, Praeger, New York, 230-284 (1981).
- ROLDÁN, F. J.: *La cuenca Tournaisiense de Valdeinfierro, interpretación tectónica y paleoambiental (Córdoba, España)*, in LEMOS DE SOUSA, M. J. (Ed.): *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula*. Univ. Porto, Fac. Ciencias, 41-50 (1983).
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENAREJO NAVARRO, J. R.; GARCÍA RAMOS, J. C., y GONZÁLEZ LASTRA, J.: *Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica*, in MARTÍNEZ DÍAZ: *Carbonífero y Pérmino de España*. X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 133-162 (1983).
- WAGNER, R. H.: *The Paleogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula*, in LEMOS DE SOUSA, M. J. & OLIVEIRA, J. T. (Ed.): *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 153-177 (1983).
- WAGNER, R. H.; TALENS, J., y MELÉNDEZ, B.: *Macroflora del Carbonífero superior de Henarejos (Provincia de Cuenca, Cordillera Ibérica)*. X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb. Madrid, 387-392 (1983).
- WALLS, R. J.: *A lacustrine/deltaic/fluvial/swamp succession from the Stephanian B of Puertollano (Spain)*, in LEMOS DE SOUSA, M. J. (Ed.): *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula*. Univ. Porto, Fac. Ciencias, 52-67 (1983).

Recibido: Noviembre 1985.

El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcánogeno-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas)

Por F. LEYVA (*), J. MATAS (*) y M. RUIZ MONTES (**)

RESUMEN

Un reciente estudio de las mineralizaciones de manganeso de La Fuensanta, hasta ahora citadas como filonianas, ha demostrado que aquéllas están espacial y genéticamente ligadas a un paquete de lítas que forman parte de la serie del Carbonífero inferior del Complejo Maláguide. Los datos disponibles sugieren un proceso genético volcánogeno-sedimentario.

La tectónica de cabalgamiento —en esta zona con rasgos característicos— es responsable de laminación y repetición del tramo de lítas que, por otra parte, ha actuado como nivel de despegue; de aquí que la mineralización esté casi invariablemente asociada a superficies de cabalgamiento.

ABSTRACT

Manganese deposits near La Fuensanta (Lorca, Murcia) have been described in the past as vein deposits; a recent study shows that the mineralization is spatial and genetically related to lyddites enclosed into the Lower Carboniferous sequence of Malaguide Complex. The available data suggest a volcanogenic-sedimentary origin.

The thrust tectonic, here with distinctive features, is responsible for lamination and repetition of lyddites which had actuated as plastic level, and therefore they are frequently associated with thrust surfaces.

INTRODUCCION

Al S y SW de la aldea La Parroquia de La Fuensanta (Lorca, Murcia), en el extremo nor-oriental de la Sierra de Las Estancias, hay indicios de tres tipos de mineralizaciones que, en orden creciente de importancia según la magnitud de las labores mineras, son:

- de plomo, en rocas carbonatadas alpujárries;
- de cobre, en episodios lentejonares detríticos (areniscas, microconglomerados) blancogrisáceos —que, por lo general, representan el relleno de paleocauces— incluidos en la serie detrítica predominantemente rojiza del Permotriás maláguide; y
- de manganeso, asociados a un tramo de li-

(*) ENADIMSA. Madrid.

(**) IGME. Servicio de Infraestructura Metalogenética y Minera. Granada.

ditas pertenecientes a la serie del Carbonífero inferior maláguide.

La minería del manganeso debió comenzar allí quizás antes de la primera mitad del siglo XIX, permaneciendo inactiva desde 1860 hasta 1956; la última etapa de explotación se limitó al estriado y tratamiento, mediante cribas cartageneras, de escombreras y rellenos de pozos.

Durante 1984, las mineralizaciones de manganeso han sido objeto de un programa básico de investigación, fruto del interés convergente de IGME y ENADIMSA, que ha aportado datos interesantes relativos a estratigrafía y tectónica del Complejo Maláguide y a génesis y controles de la mineralización.

ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO MALAGUIDE

En las zonas internas de las Cordilleras Béti-

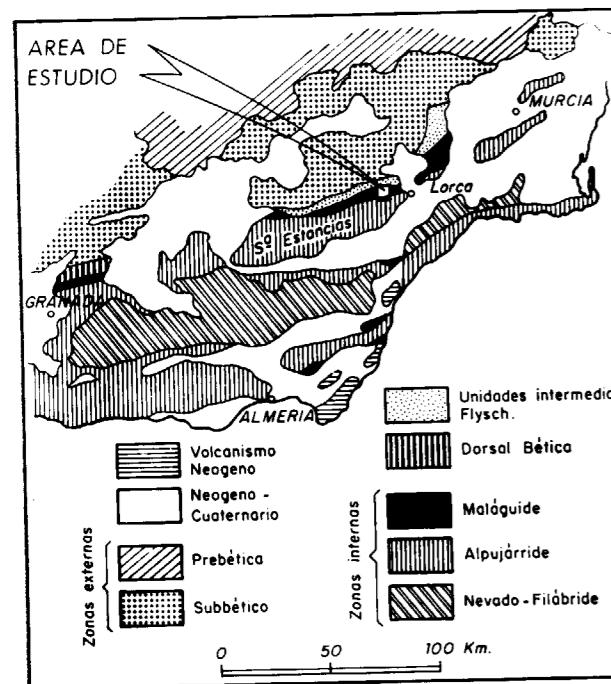


Figura 1.—Unidades estructurales del sector oriental de las Cordilleras Béticas y situación del área de estudio. (Basado en FOUCAULT, 1974.)

cas se diferencian tres grandes unidades estructurales mútuamente cabalgantes: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Este último aflora preferencialmente en los sectores occidental (Montes de Málaga, donde fue definido) y oriental de La Cordillera, siempre cabalgante sobre el Complejo Alpujárride, constituyendo, si bien de forma discontinua, una a manera de orla del edificio bético interno. Es el conjunto que presenta la secuencia estratigráfica más completa, con materiales desde paleozoicos a terciarios, y en menor grado afectada por el metamorfismo regional, de todas las unidades béticas internas.

En el entorno del área de estudio, el Complejo Maláguide se extiende, dentro de la franja conocida como «Corredor de Vélez-Rubio» (BLUMENTHAL, 1933), desde el ESE de Cúllar Baza hasta el W y WNW de Lorca. Aquí, los materiales maláguides muestran los efectos de la orogenia hercínica y, sobre todo, de la alpina, cuyo rasgo más característico es la tectónica de cabalgamientos, a veces imbricados, de vergencia al SSE (ver esquema tectónico, fig. 4).

Tal complejidad estructural supone la mayor dificultad a la hora de establecer la serie estratigráfica continua; de cualquier forma, correlaciones entre múltiples columnas levantadas en varias transversales de las diferentes unidades, y comparaciones a nivel regional, permiten concluir que la serie maláguide en este sector consta, en síntesis y de abajo a arriba, de los siguientes términos:

- * PRE-SILURICO (Cámbrico-Ordovícico): pizarras y areniscas afectadas por esquistosidad y metamorfismo regional de grado bajo.
- * SILURICO-DEVONICO. SERIE DE LAS CALIZAS ALABEADAS o «Formación Santi Petri» (MICHELAU, 1943; MON, 1971): calizas en capas finas alternantes con lutitas y grauvacas.
- * CARBONIFERO INFERIOR. FORMACION LIDITAS o «Formación Falcoña» (HERBIG, 1983): liditas y lutitas ocasionalmente coronadas a techo por un tramo de calizas con silex. Mineralizaciones de manganeso.
- * CARBONIFERO INFERIOR - CARBONIFERO SUPERIOR. «Formación Almogía» (MON, 1971): grauvacas («Miembro de Retamales») y lutitas verdes («Argilotitas oliváceas») con carbón.
- * [«Miembro del Conglomerado de Marbella». Definido en la zona de Málaga, pero ausente en el área de estudio.]
- * PERMICO-TRIASICO. «Formación Saladilla» (GEEL, 1973): arenas y lutitas rojas, intercalaciones de conglomerados, yesos, dolomías y rocas ígneas básicas. Mineralizaciones de Cu y Cu-Pb.
- * MESOZOICO-TERCIARIO:
 - Jurásico: calizas, calizas dolomitizadas, dolomías.
 - Cretácico: arenas, calizas, margocalizas.
 - Terciario: calizas, margocalizas.

Formación metamórfica (Cámbrico-Ordovícico)

Conforma la mayor parte de la unidad tectónica 1 (fig. 4) limitada en la base por el propio cabalgamiento sobre materiales alpujárrides, en tanto que a techo se sitúa el Permotriás, muy restringido y en contacto discordante, o los materiales de la unidad 2, cabalgante.

Es una monótona alternancia de areniscas (litaneritas) en capas de centimétricas a decimétricas con base plana y estructuras de corriente (groove

casts, flute casts, ...), de aspecto gradado en paso a capas de granulometría inferior —metalmolitas y pizarras (filitas)— de color gris oscuro que por meteorización, y dado su alto contenido en hierro, adquieren tonalidades pardo-rojizas.

Dos esquistosidades, subperpendiculares entre sí, son patentes en lámina delgada: una provoca recristalización de sericitas y cuarzo; la segunda, bastante penetrativa, crenula a la primera al tiempo que reorienta y recristaliza láminas de mica y granos de apatito. El metamorfismo alcanza la zona de la biotita de las fases de «grado bajo» (Winkler) o de los esquistos verdes.

Ritmidad, gradación de los términos inferiores de las secuencias y estructuras de corriente son criterios que presumen el carácter turbidítico de la formación, pero la falta de otros datos imposibilita el asignarla a una u otra de las diversas facies turbidíticas. Igualmente imprecisa resulta su posición relativa en la serie maláguide, dada la ausencia de criterios paleontológicos y estratigráficos: no se han encontrado restos fósiles y sus relaciones con las unidades suprayacentes no están claras, ni siquiera a escala regional. De cualquier forma, por su marco geotectónico (la más meridional de las formaciones maláguidas), esquistosidad y grado de metamorfismo, se acepta que constituye la base del Complejo Maláguide y se le asigna edad pre-Silúrico.

Formación de las Calizas Alabeadas (Silúrico-Devónico)

Aflora preferentemente en la mitad meridional del área (unidades tectónicas 2 y 4), con potencias variables como consecuencia de la geometría de la superficie de cabalgamiento que la superpone a la formación anterior (unidad 1); a techo, el contacto es concordante con los materiales del Carbonífero inferior.

La sucesión estratigráfica, síntesis de varias columnas levantadas en diversas transversales es, de muro a techo:

- * Tramo inferior de pizarras negras, similares a las que en el Rif marroquí han proporcionado fauna de graptolites (AGARD et al., 1958), de edad Silúrico inferior.
- * Tramo intermedio de litología muy variable: en la transversal del Cerro del Cuco (uni-

dad 2) es mayoritariamente pizarroso, con intercalaciones métricas de microconglomerados con base plana; en la transversal Cerro Gordo-Cortijo de Los Pintores (también en la unidad 2) el episodio conglomerático adquiere desarrollo espectacular, aunque con rápidos acumamientos y cambios laterales de facies a términos similares a los de la transversal del Cerro del Cuco; en una y otra transversal, algunos términos pasan lateralmente a facies con olistolitos.

- * Tramo superior, potente y monótono, constituido por repetición secuencial de arenas, limolitas, pizarras y mudstone negras y fétidas: fauna y flora fósiles abundan en los subtramos medios y superiores.

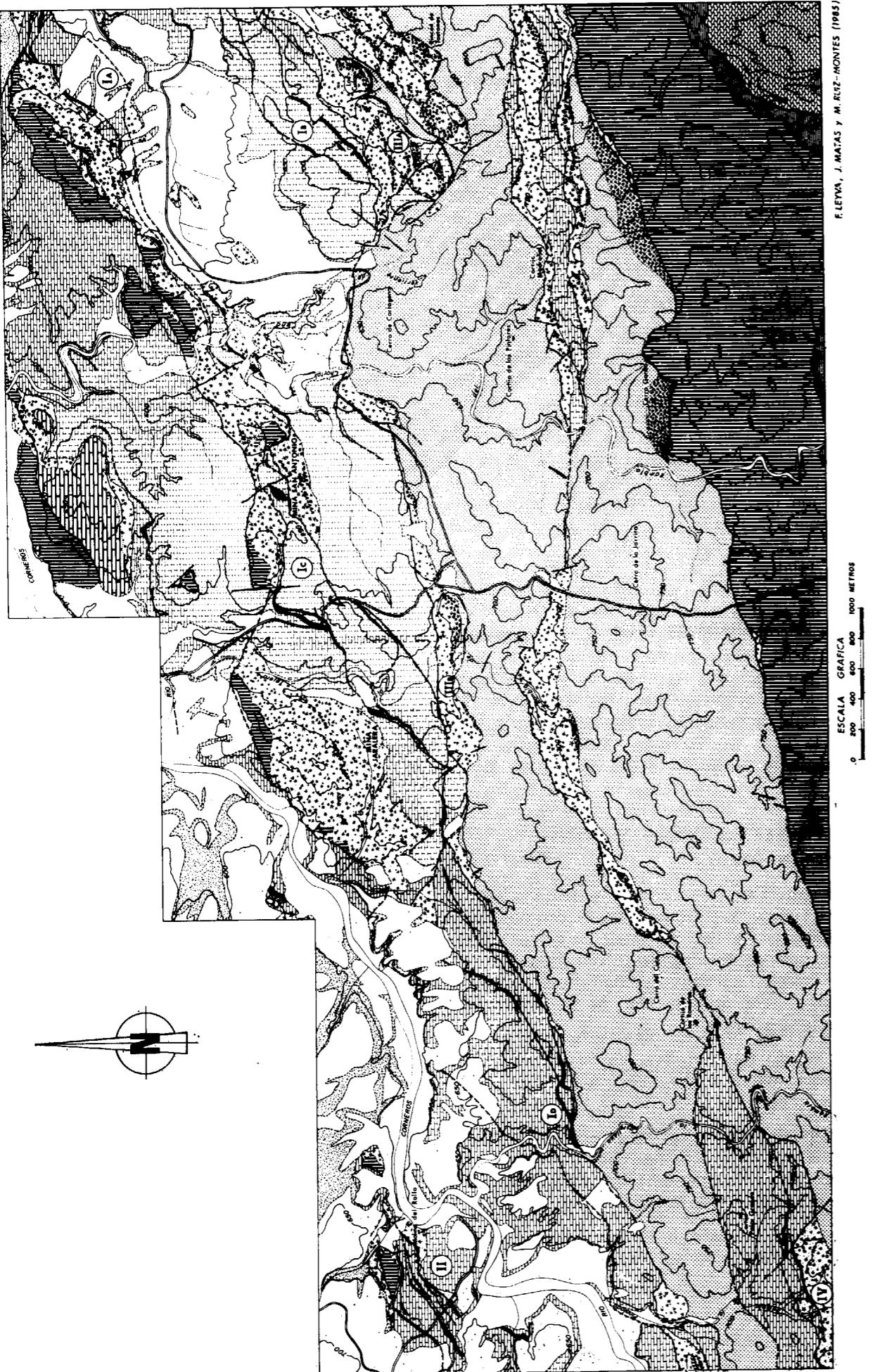
En la unidad 4, al tramo superior sucede un episodio de potencia métrica y características de «suelo ferralítico removilizado en canales fluviales»: conglomerado heterométrico con cantos redondeados de cuarzo, fragmentos ferruginosos y cantos blandos ferrificados.

Las condiciones variables del medio de depósito quedan patentes en la propia evolución de las facies litológicas: desde facies euxínicas (pizarras negras basales) a facies de talud y cañones submarinos (términos olistolíticos y conglomerados de Cerro Gordo) y facies típicas de lagoon; incluso pueden diferenciarse, en este último caso, facies de lagoon externo, medio e interno atendiendo a la distribución secuencial en las transversales, porcentaje creciente de terrígenos en los subtramos de techo y presencia de restos fósiles.

El nivel de «suelo removilizado» marca, así, un cambio sustancial en el sentido de la subsidencia: culminación de la megasecuencia de somerización, que representa la Formación de las Calizas Alabeadas, e inicio de la etapa de clara profundidad del medio durante la que se depositarán las secuencias suprayacentes del Carbonífero. Ello permite correlacionar este nivel con otros de características similares en series paleozoicas donde están representadas formaciones sincrónicas bien datadas y en las que marcan el inicio del Ciclo Carbonífero (Cordillera Cantábrica y Pirineos).

Formación Liditas (Formación Falcoña. Carbonífero inferior)

Esta formación está bien representada en nume-



LEYENDA

CUATERNARIO

Cuaternario indiferenciado

SIGLOS CONVENCIONALES

TERCIARIO

Marcos amarillentos, grises y calizos arenosos

COMPLEJO MALAGUIDE

PERÍODO	MÉDIO	INFERIOR		CONTACTO
		ECOCENO	CRETAICO	
PALÉOGENO				Calizos y marocachizos
TERCIARIO				Areniscas, calizos y margas
JURÁSICO				Calizos, calizos dolomitizados y dolomías
TRÍASICO				Areniscas, lutitas, lutitas carbonatadas, calizos y dolomías. a) Conglomerados. b) Coladas de rocas básicas. (Form. Soladilla).
PERMICO				Lutitas. (Formación Falcada)
CARBONÍFERO				Areniscas, lutitas y calizos. a) Conglomerados polimicticos (Formación "calizas alioedadas")
DEONÍFICO				Metarenitas y pizarras.
SILURIICO				
ORDOVÍCICO				
CAMBRIICO				

COMPLEJO ALPUJARRIDE

PERÍODO	SUPERIOR	MÉDIO		CONTACTO
		INFERIOR	PERMICO	
TRÍASICO				Calizos y dolomías. (Formación Estanques).
				Filitos. a) Niveles de conglomerados. (Formación Tornosa).

ROCAS INTRUSIVAS



Figura 2.—Mapa geológico.

EL MANGANESO DE LA FUENSANTA...

rosos puntos del área de estudio (fig. 2), ya sea en posición estratigráfica normal o asociada a superficies de cabalgamiento.

La columna-tipo se ha definido en la Rambla de La Tejera, donde se superpone en sucesión normal a la Formación de las Calizas Alabeadas, y a ella se ajustan otras múltiples columnas levantadas allí donde la mineralización de manganeso es más aparente. Dado su interés metalogénico, la Formación Liditas merece una descripción más detallada que la del resto de las formaciones maláguides; consta de los siguientes términos, de muro a techo (figura 3):

- 1) Tramo basal con secuencias positivas de areniscas y microconglomerados de estructuración interna compleja, color gris-rojizo, abundantes cantos blandos de orla ferrífera y restos vegetales (carbonizados o no). Presencia constante de granos de carbón bien dispersos o bien acumulados en los lags y contactos de los sets. Las dos últimas secuencias, de potencia métrica, terminan con lechos centimétricos de lutitas negras carbonosas.

2) Tramo (1,60 m.) de lutitas negras con intercalaciones centimétricas de calizas (mudstone) negras fétidas que muestran laminación paralela; el tramo culmina en un nivel centimétrico de carbón, rico en sulfuros cuya oxidación origina cierta cantidad de azufre.

3) Nivel carbonatado con base erosiva: grainstone de crinoides, a la base, en tránsito a packstone con crinoides e interclastos, a techo. Potencia máxima visible de 75-80 centímetros, pero, por su propia naturaleza, son previsibles bruscos cambios laterales.

4) Lidotitas s. str. (60 cm.) en capas centimétricas; color negro propio, tanto en superficie como en fractura fresca.

5) Episodio volcánico espilítico (2,5 m.) en contacto «irregular» sobre el tramo anterior. Petrográficamente es una roca afírica y amigdalar, tipo espilita, constituida por un entramado de pequeños cristales tabulares de plagioclasa albítizada y muy argilitizada. Aproximadamente el 30 por 100 de la masa de la roca es carbonatos, mineral

7) Liditas s. str., en capas de 3 a 6 cm., con intercalaciones esporádicas de lutitas verdes que contienen piroclastos tamaño arena; hacia techo, nivel carbonatado (12 centímetros) de textura esferulítica (esferulitos de siderita).

8) Lutitas: tramo de 5,60 m. conformado por dos secuencias de lutitas muy compactas, verde grisáceas y de fractura astilosa, coronadas por sendos niveles centimétricos de carbón y lutita carbonosa; hacia la base de la secuencia superior se intercala un horizonte carbonatado esferulítico similar al del tramo precedente.

9) Tramo principal de «jaspes» (liditas) (1), de aproximadamente 12,5 m. de potencia, repetición de secuencias constituidas por una lámina basal (milimétrica-centimétrica) de aspecto lutítico, seguida de un nivel de lidita bandeada de espesor variable entre 3 y 15 cm. La lámina lutítica es de color verdoso y contiene granos de tamaño arena (media a gruesa) muy alterados y li-

(1) No parece haber uniformidad de criterios en el empleo de términos de nomenclatura aplicados a ciertas rocas silíceas. Para CRILAT (1981) «lidita» es una roca silícea dura, constituida por cuarzo o calcedonia, no detrítica, primaria (en lechos continuos) y negra (contenido en materia orgánica); «jaspe» es un término más amplio referido a rocas de composición semejante pero que muestran bandeados internos en colores variados. Resulta, pues, que lidita es un término restrictivo de jaspe.

Según este criterio, cabría continuar hablando de «liditas», en parte, y de «jaspes» en la mayoría de los casos; pero, en adelante, se utilizará el término liditas para hacer referencia tanto a liditas s. str. como a jaspes, dado que así se hace en la bibliografía más reciente publicada en España sobre formaciones similares.

No parece haber uniformidad de criterios en el empleo de términos de nomenclatura aplicados a ciertas silíceas. Para CRILAT (1981) «lidita» es una roca silícea, constituida por cuarzo o calcedonia, no detrítico-primaria (en lechos continuos) y negra (contenido en materia orgánica); «jaspe» es un término más amplio referido a rocas de composición semejante pero que muestra bandeo interno en colores variados. Resulta, pues, que lidita es un término restrictivo de jaspe.

gún este criterio, cabría continuar hablando de «lidas», en parte, y de «jaspes» en la mayoría de los casos; en adelante, se utilizará el término liditas para referencia tanto a liditas s. str. como a jaspes, dado así se hace en la bibliografía más reciente publicada en España sobre formaciones similares.

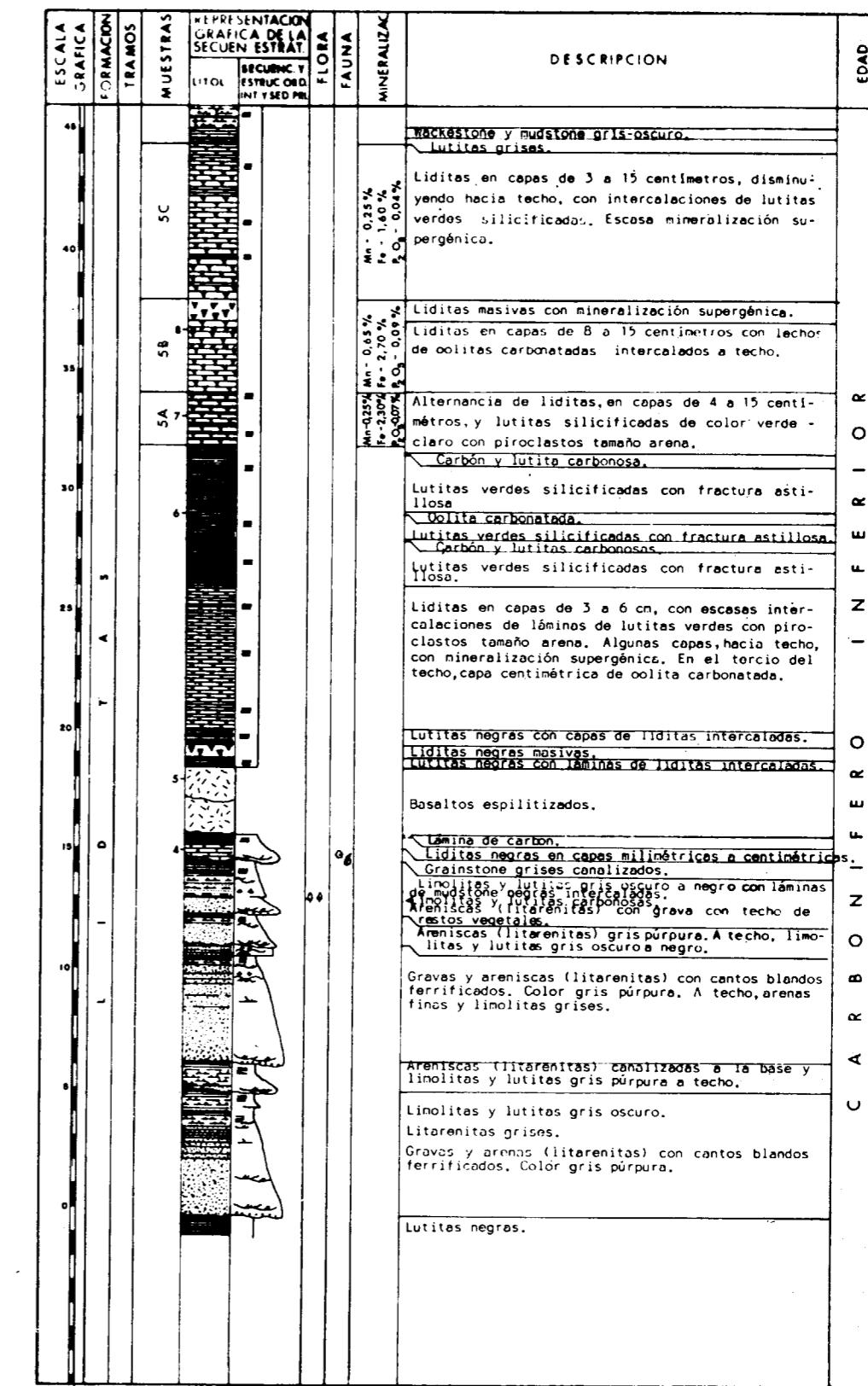
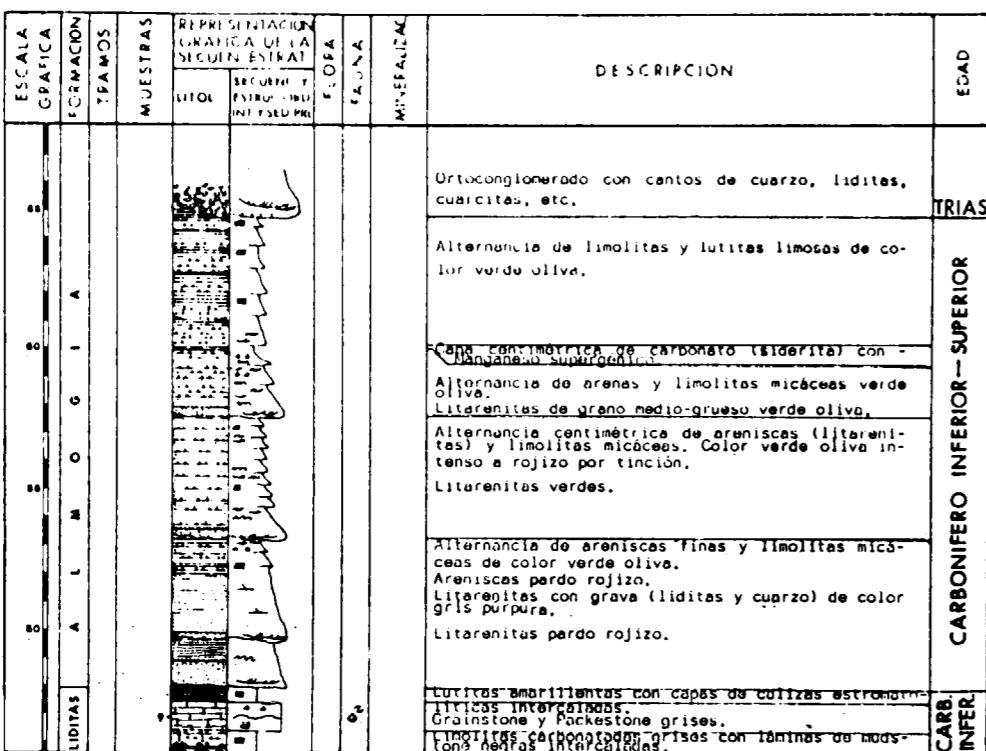


Figura 3.—Secuencia estratigráfica en la Rambla de La Tejera



Sigue figura 3.

monitzados; se interpreta como un sedimento con importante proporción de material volcánico (piroclastos). La lidita se muestra al microscopio como una roca bandeada, de posible filiación volcánica (cinerita) o volcano-sedimentaria, cuyos componentes, de muy bajo grado de cristalinidad, son: mineral de arcilla (caolinita?), cuarzo, albita y sericit; mineral de hierro, opacos y zircon son accesorios; cuarzo y/o albita rellenan pequeñas fisuras.

La secuencia-tipo en el horizonte de liditas puede definirse así: piroclastita-lutita-silice micro/criptocristalina blanquecina-silice negruzca con mineralización a techo. En la columna (fig. 3), este tramo principal se ha diferenciado en tres subtramos atendiendo al grosor medio de las capas de lidita: de 4 a 15 cm. en el subtramo inferior; de 8 a 15 cm. en el intermedio (coronado por un nivel carbonatado, de 20 cm., con esferulitos de siderita, al que sigue un horizonte de liditas masivas con mineralización supergénica), y de 3 a 15 centímetros en el subtramo superior.

10) Tramo carbonatado-lutítico que, sobre las liditas, se inicia con un horizonte de lutitas y limolitas grises carbonatadas y continúa con otros niveles de: mudstone negras fétidas (≈ 1 m.) con laminación paralela; limolitas y lutitas grises con láminas de mudstone negras intercaladas; calizas (banco de 1,10 m.), constituidas por grainsstone-packstone de crinoides y lechos lamaqueíticos a techo; y, por último, 1 m. de lutitas amarillento-rojizas (por tinción) con intercalaciones decimétricas de calizas estromatolíticas.

11) Tramo con términos terrígenos groseros (areniscas, gravas + areniscas, etc. ...) que marcan el paso a la formación superior.

De forma más concisa, la Formación Liditas (Formación Falcoña) puede considerarse integrada por cuatro tramos claramente identificables y con características litoestratigráficas diferenciales:

1. Tramo inferior con abundante materia orgánica: liditas s. str., lutitas carbonatadas, pequeños «carboneros» e intercalaciones de rocas volcánicas básicas espilitizadas.

2. Tramo de lutitas, de coloración y espesor variables, con intercalaciones centimétricas de carbonatos (esferulitos de siderita) y delgados lechos carbonosos.

3. Tramo principal de liditas («jaspes») bandeadas formado por repetición de una secuencia-tipo en niveles de potencia variable (de centimétrica a decimétrica): piroclastita-lutita verde-silice blanquecina-silice negruzca con mineralización y/o carbonatos. Episodios carbonatados (esferulitos de siderita), más frecuentes a techo; sombras de restos fósiles (espículas, radiolarios, ...) en los términos silíceos, sobre todo a muro.

4. Tramo superior carbonatado: calizas, de bioclasticas a biogénicas, alternando con niveles terrígenos finos (lutitas y limolitas), éstos últimos en proporción creciente hacia techo. Cambios laterales de facies son responsables de que ese tramo superior esté ausente en algunos puntos donde la formación suprayacente (grauvacas y lutitas) se apoya directamente sobre las liditas.

Del análisis de las facies descritas se desprende que el medio donde tuvo lugar el depósito de la Formación Liditas evolucionó, por transgresión paulatina, desde el ambiente fluvial distal (marcado por el conglomerado ferruginoso, culminación del proceso regresivo que reflejan los tramos terminales de la Formación de Calizas Alabeadas) hasta ambiente marino restringido (lagoon) con aportes terrígenos finos muy escasos y predominio de sedimentación química favorecida por aportes fumarolianos.

Formación Almogía (Carbonífero inferior-Carbonífero superior)

Aflora en la unidad tectónica número 3, parte superior de la unidad 4, y constituye el total de los materiales paleozoicos de las unidades 5, 6 y 7. De forma esquemática, pueden diferenciarse:

* Tramos basales. Atribuidos de forma imprecisa a la parte alta del Carbonífero inferior, muestran bruscos cambios laterales de una a otra transversal. Así, en el sector central del área (Rambla de La Tejera), al tramo superior de la Formación Liditas siguen litarenitas y arenas, teñidas en tonos rojizos, en paso gra-

dual a una secuencia positiva, alternancia de areniscas finas y limolitas arenosas, de coloración verdosa, que se repite hasta el contacto erosivo con materiales del Trías, si bien disminuyendo progresivamente la proporción de términos areniscosos en favor de los lutíticos y limolíticos.

Por cambio lateral de facies, en el sector oriental (Corral de Cartagena) la secuencia de estos tramos basales es equiparable al «Miembro de Retamales» definido en la zona de Málaga; «microconglomerados», litarenitas gruesas, limolitas y lutitas estructuradas en secuencias positivas.

En la Rambla de La Pinalada (sector occidental), directamente sobre las liditas (jaspes) de la Formación Falcoña, se dispone un paquete de unos 18 m. en el que alternan: lutitas negras, litarenitas, lutitas gris oscuro, calizas (mudstone) negras fétidas, arenas y lutitas con materia orgánica y restos vegetales y lutitas color púrpura-verdoso. Continúa luego la serie con la repetición monótona de dos secuencias: una más simple (secuencia A) con litarenitas gris-verdosas en paso gradual a arenas de cemento carbonatado y calizas negras fétidas (2); otra más compleja (secuencia B) con arenas finas, limos arenosos-carbonatados, calizas (mudstone) negras fétidas (3) y lutitas verdes de fractura astillosa. Hacia la base del tramo repetitivo predominan las secuencias A; en la parte media son mayoritarias las B, con términos lutítico bien desarrollado y arenoso más restringido; hacia techo son más frecuentes las del tipo A, con miembro arenoso basal particularmente bien desarrollado.

* Tramos intermedios. De edad entre Carbonífero inferior y Carbonífero superior, están representados en la serie de La Rambla del Chortal por la repetición de una secuencia-tipo, de potencia métrica a decimétrica, constituida por dos términos detriticos: uno basal

(2) Estas calizas (mudstone) negras fétidas petrográficamente son microesparitas dolomíticas de grano uniforme con pequeñas fisuras y estilolitos llenos de espárrita y silice y algo de mineralización, probablemente de manganeso, en los bordes, lo cual es razón de la existencia de pequeñas labores mineras de reconocimiento.

(3) En este caso, contiene pirita relativamente abundante.

grosero (conglomerados, litarenitas de grano medio a grueso, grauvacas, ...) con base erosiva, y otro superior más fino (areniscas de grano medio a fino en paso gradual a delgadas secuencias con areniscas finas y limolitas o lutitas de color gris-verdoso); hacia techo adquieren gran desarrollo los términos finos. Algunas secuencias de este tramo intermedio culminan en capas de carbón y lutitas carbonosas de espesor decimétrico.

* Tramo superior, sólo presente en algunos puntos, de orto- y para-conglomerados con cantos de cuarzo/cuarcita, lidita y caliza, y base erosiva con buenos ejemplos de calcos de carga.

Las características litoestratigráficas de la Formación Almogía evidencian un cambio notable de las condiciones de depósito respecto a aquellas bajo las que tuvo lugar la acumulación de la Formación Liditas (medio tipo lagoon con predominio de depósitos de precipitación química). El cambio es más brusco en sectores externos de la cuenca (Rambla de La Tejera y Corral de Cartagena), donde a sedimentos de precipitación química y calizas biogénicas siguen facies terrígenas propias de medio fluvial y ambientes asociados (canales, llanuras de inundación, pantanos, ...); en zonas internas de la cuenca el cambio es paulatino persistiendo, al menos durante el depósito de los tramos inferiores, el régimen de lagoon, si bien con volumen considerable de aportes terrígenos. Más tarde se generaliza en todos los sectores la invasión por facies terrígenas con rasgos propios de depósitos de «abanicos deltaicos» en sentido amplio.

Formación Saladilla (Permotriásicas)

Es una formación mixta terrígeno-carbonatada, de coloración rojo-vinosa preponderante, que se superpone a cualquiera de las formaciones antes descritas siempre en discordancia angular y erosiva. La columna sintética está integrada, de muro a techo, por los siguientes tramos:

1) Tramo basal conglomerático. Conglomerados canalizados de base fuertemente erosiva, polimicticos con cantos de cuarzo/cuarcita y

lidita (4), gravas y areniscas (litarenitas) en paso gradual a limolitas y lutitas rojas con episodios lentejonares de material carbonatado (dolomías arenosas) de color amarillo o asalmonado.

- 2) Tramo intermedio «areniscoso» que se inicia con areniscas multicolores (rojo-verde-amarillo), alternantes con niveles métricos de lutitas y limolitas rojas ferruginosas, y prosigue con areniscas (subarcosas) de cemento carbonatado y coloración rojiza por tinción externa o de blanquecinas a verde-amarillentas en corte fresco, también en alternancia con limolitas y lutitas carbonatadas nodulosas rojas. Interestratificadas a techo del tramo hay coladas de rocas volcánicas, de color oscuro y grandes vacuolas llenas de calcita y/o cuarzo, clasificadas como basaltos doleríticos amigdalares.
- 3) Tramo superior detritico-carbonatado en el que areniscas similares a las del tramo intermedio alternan con paquetes carbonatados de potencia métrica: calizas dolomitizadas en paso a dolomías hacia el techo.

El conjunto de la serie triásica puede interpretarse como una secuencia positiva acumulada en un medio de depósito cuya profundidad aumenta progresivamente al tiempo que disminuyen los aportes terrígenos. Así, el tramo basal incluye facies fluviales en sentido amplio (de debris-flow a facies canalizadas) que pasan a otras de llanura de inundación en medio salino y muy oxidante; los términos del tramo intermedio son similares a facies lacustres (depósitos mixtos siliciclasticos-químicos) y circunlacustres (cuerpos dunares); las facies del tramo superior son propias de ambiente algo más profundo con depósitos carbonatados predominantes en alternancia con otros detriticos finos muy bioturbados.

Mineralizaciones de cobre se alojan en areniscas de los tramos medio y superior, y también, a veces, en areniscas del techo del tramo basal conglomerático.

(4) En ocasiones, como ocurre en las unidades más surorientales, los cantos de lidita mineralizada son de tamaño relativamente grande y en proporción tal que han dado lugar a concentraciones supergénicas de minerales de manganeso objeto de pequeñas labores mineras.

Mesozoico y Terciario maláguide.

Terciario tarditectónico

Materiales postriásicos maláguide y terciarios tarditectónicos están escasamente representados en la zona de referencia y, además, no están implicados, ni directa ni indirectamente, en los procesos metalogénicos; resulta, pues, innecesaria una descripción detallada.

La secuencia maláguide se completa con formaciones del Jurásico (calizas, calizas dolomitizadas, dolomías), Cretácico (arenas, calizas, margocalizas) y Eoceno (calizas, margocalizas); este último es transgresivo y a veces traslata sobre terrenos permotriásicos.

Materiales terciarios tarditectónicos (gravas, arenas, margas) fosilizan superficies de cabalgamiento.

Rocas ígneas

No son aquí particularmente abundantes, pero sí hay manifestaciones de tres etapas volcánicas claramente diferenciables, algunas ya mencionadas.

- 1.ª Delgados niveles espilíticos interestratificados en la serie del Carbonífero inferior, producto del volcanismo básico con el que están genéticamente ligadas las mineralizaciones de manganeso.
- 2.ª Coladas básicas interestratificadas en la serie permotriásica: basaltos doleríticos amigdalares de textura microporfídica con matriz intersertal de grano fino.
- 3.ª Diabasas en diques irregulares de dirección dominante N-S que intruyen en materiales de los complejos Alpujárride y Maláguide y cortan a las superficies de cabalgamiento. En afloramiento se muestran muy alteradas, con la típica disyunción en bolos y no afectadas por la esquistosidad.

TECTONICA

El análisis estructural se ha centrado en aquellos rasgos que puedan haber repercutido en la distribución actual de las mineralizaciones. Cualquier pretensión seria de encuadrar la tectónica de área tan reducida en un esquema tectónico glo-

bal correría el riesgo de resultar desproporcionada y fuera de lugar, máxime cuando se trata de un sector clave para la interpretación geotectónica de la Cordillera Bética. De cualquier forma, la exposición de algunos hechos de observación y ciertas disquisiciones a la luz de modelos tectónicos vigentes, aunque sin ánimo generalizador, pueden ser útiles a la resolución de problemas pendientes.

El modelo tectónico de KAMPSCHUUR et al. (1973) contempla tres fases principales de deformación:

- I) Empilamiento inicial de mantos con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo de grado bajo.
- II) Alteración de la geometría del empilamiento inicial que culmina en el emplazamiento definitivo de los complejos Alpujárride y Maláguide, al tiempo que se desarrolla una esquistosidad de crenulación que deforma, y en algunos casos borra, a la primera.
- III) Modifica las superficies de los mantos originando pliegues angulares de plano axial subvertical y esquistosidad de crenulación responsable de la linearidad visible.

Más tarde sobreviene una etapa de traslación que se traduce en imbricaciones y cabalgamientos de escasa magnitud.

Por su parte, GEEL (1973) ha definido las siguientes etapas tectónicas en el Complejo Maláguide del sector de Vélez Rubio:

- I) Generación, en época terciaria, de las subdivisiones de primer orden, acompañada de metamorfismo regional.
- II) Primera fase visible, que genera las subdivisiones de segundo orden, con plegamiento de los planos de corrimiento dirigidos al N (?). Este movimiento actuó en el Oligo-Mioceno y en el Mioceno inferior a medio-inferior.
- III) Segunda fase visible, de la misma edad que la anterior, que produjo desplazamientos hacia el Sur y perturbaciones en las subdivisiones de segundo orden del Complejo Maláguide, afectando también a las secuencias alpujárrides.

De forma muy sintética (ver esquema de la figura 4) la estructura del área está marcada por

una tectónica principal de cabalgamientos vertientes al SSE; tectónica que actuó sobre materiales previamente afectados por plegamiento, esquistosidad y metamorfismo regionales (serían, pues, cabalgamientos encuadrables en la etapa II del esquema de KAMPSCHUUR).

ESTRUCTURAS DE LA OROGENIA HERCINICA

El contacto «anormal» de la serie permotriásica maláguide, traslapante sobre formaciones diversas de su substrato paleozoico, ha sido interpretado por los autores de la escuela holandesa como resultado de un fenómeno de despegue. Ciertamente es que el contacto está, en ocasiones, mecanizado, pero existen argumentos en favor del carácter de discordancia angular y erosiva, lo que implica la actuación de la orogenia hercínica:

* En cartografía se aprecia cómo el Permotriásica se ha depositado en discordancia a diferentes niveles estratigráficos de las secuencias paleozoicas según las distintas unidades: sobre Paleozoico pre-Silúrico en la unidad 1; un centenar de metros por encima del tramo de lítitas en la unidad 2, de forma que se conserva el tramo carbonatado del Carbonífero inferior; a techo de la serie silúrico-devónica en la unidad 3; muy próximo al tramo de lítitas en la unidad 4; y un centenar de metros por encima de las lítitas en la unidad 6.

* En campo es muchas veces patente que el contacto encierra un cambio brusco en las condiciones del medio de depósito e importante salto en edad.

* También en ocasiones hay pruebas inequívocas de meteorización y erosión pre-permotriásica con desarrollo «in situ» de suelo ferrílico que contiene cantos de todas las formaciones infrayacentes y que alcanza potencias desde unos metros a varias decenas de metros. Esto se observa de forma particularmente clara en el afloramiento que se extiende desde el sur del Cortijo del Madroñal hasta el Cerro del Cuco.

* Cambios bruscos de dirección y buzamiento de los materiales de la serie permotriásica en relación con las formaciones paleozoicas

ponen de manifiesto el carácter angular de la discordancia.

Las características de facies de los tramos básicos del Permotriásica denotan que éstos se depositaron sobre una superficie subhorizontal reflejo no de una prolongada etapa de emersión y peniplanización (el «salto estratigráfico» no es suficiente), sino del estilo de plegamiento que previamente afectó a las secuencias paleozoicas. Se desprende, pues, que la orogenia hercínica imprimió un plegamiento de cobertura del tipo «flexural slip» con pliegues de gran longitud de onda, asimétricos y de vergencia sur —según la posición actual, que puede ser muy diferente de la original—; tipo de deformación que, por otra parte, afecta a materiales de la misma edad en áreas del Macizo Hespérico cercanas (zona de Ossa Morena).

Tal estilo de plegamiento hercíniano se evidencia en la zona por algunos hechos de observación:

- Plegamiento suave y poco penetrativo: no desarrolla estructuras menores (pliegues de pequeña amplitud y esquistosidad) ni tampoco la fracturación es fuerte.
- Pliegues de gran radio (plurikilométrico): a pesar del importante acortamiento que ocasiona la tectónica alpina de cabalgamiento, sólo se detecta un anticlinal al sur (unidad 1) seguido, hacia el norte, por un sinclinal (unidad 5) y otro anticlinal, de menor envergadura que el primero, en la unidad más septentrional.
- Fuerte asimetría de los pliegues y vergencias al sur: flancos meridionales de sinclinal (según la posición actual) muy largos y de buzamiento suave, en tanto que los flancos septentrionales deben ser muy cortos y de menor pendiente, dado que no se producen inversions ni buzamientos locales en sentido contrario a como se disponen los estratos del Permotriásica.

ESTRUCTURAS DE LA OROGENIA ALPINA

Los efectos de la Orogenia Alpina se manifiestan en dos tipos de tectónica superpuestos y cla-

ramente diferenciables en el tiempo, esquema de esfuerzos y geometría:

- I) Tectónica de plegamiento (cronológicamente la primera) construida en dos o más fases: una principal, acompañada de esquistosidad y metamorfismo regional, y otra, u otras, menos relevantes que producen esquistosidad de crenulación.
- II) Tectónica de cabalgamiento, más aparente y tan penetrativa que enmascara parcialmente a la primera.

Tectónica alpina de plegamiento

Las estructuras mayores originadas por la tectónica de plegamiento no son observables directamente, dado que han sido borradas por la tectónica de cabalgamiento y fenómenos de trasposición muy generalizados; sí son observables, en cambio, las estructuras menores reflejo de aquéllas: pliegues menores, esquistosidad, elongación de cantos, ...

Los pliegues menores son isoclinales, tumbados y asimétricos, con sus ejes dispuestos oblicuamente respecto a la dirección de las superficies de cabalgamiento, pero sin llegar a ser ortogonales: de N30 a N50, como dirección media estadística aproximada, y ángulo de inmersión variable.

La esquistosidad de plano axial se ha desarrollado en grado muy desigual: mayor en las unidades maláguidas meridionales, menor o nulo en unidades septentrionales, lo que permite marcar la posición aproximada del frente de esquistosidad. En las unidades más meridionales es esquistosidad primaria («slaty cleavage»); subparalela a la estratificación; paralela al plano axial de pliegues asimétricos isoclinales (próximos a la clase B de RAMSAY, 1967) formados esencialmente por mecanismo de «buckling» sin apenas aplastamiento; muy penetrativa en las lutitas, pero casi inexistente en niveles de arenisca, y que provoca reorientación total de la fábrica sedimentaria. En las unidades 4 y 5 los pliegues menores parecen haberse originado gracias a mecanismos de «flexural slip» y son frecuentes pliegues «chevron» en estratos carbonatados que se han comportado como modelo «multilayer»; la esquistosidad a ellos asociada es «slaty cleavage» muy espaciado que produce lajamiento grosero en las lutitas y es divergente en los estratos calizos.

Es muy probable que la vergencia general del plegamiento principal sea hacia el NE, y algunos hechos así lo apuntan, pero es un extremo difícil de confirmar, dado que en unos puntos se aprecian vergencias al N y en otros al S, lo que se explica por la superposición de la tectónica de cabalgamientos.

Particularmente interesante, por su repercusión en la evaluación de recursos de manganeso en el área, es el fuerte replegamiento sufrido, en esta fase, por los tramos de lítitas, el cual se manifiesta en pliegues muy característicos: isoclinales tumbados (perfil 50 de HUDLESTON, 1973) de gran amplitud de onda, con ejes de dirección próxima a N-S, sin periodicidad definida y que frecuentemente se resuelven con fracturas o deslizamientos entre capas, causa de una aparente disarmonía. La estructura se puede explicar por mecanismos de «flexural slip» con rupturas y deslizamientos de capas por exigencias volumétricas, en un modelo «multilayer» de características especiales derivadas de la litología y condiciones termodinámicas en los momentos del plegamiento.

GÁLVEZ y OROZCO (1980) han estudiado la estructura del paquete de Lítitas en los alrededores de Málaga y diferencian cuatro fases de plegamiento cuya superposición origina complejas figuras de interferencia. En nuestra zona también hay figuras de interferencia similares y es probable que la fase principal de plegamiento sea equiparable a la primera de aquellas cuatro fases; las tres restantes se pueden enmarcar en un modelo tectónico de «multilayer» superficial que produciría estructuras de chevron, kink, etc., como respuesta a esfuerzos propios de la fase de cabalgamiento o incluso de etapas más tardías.

Pliegues decimétricos que afectan a la esquistosidad anterior son visibles en algunos puntos de la unidad maláguide meridional y en el Complejo Alpujárride. Se cree que representan una fase menor de plegamiento durante la cual también se desarrolla esquistosidad de crenulación de plano axial y reorientación y recristalización de micas y grafito. Esta fase podría relacionarse, en principio, con la que en bibliografía se cita como fase generalizada de deformación con características de tectónica superficial, compatible con un estadio inicial de la tectónica de cabalgamientos.

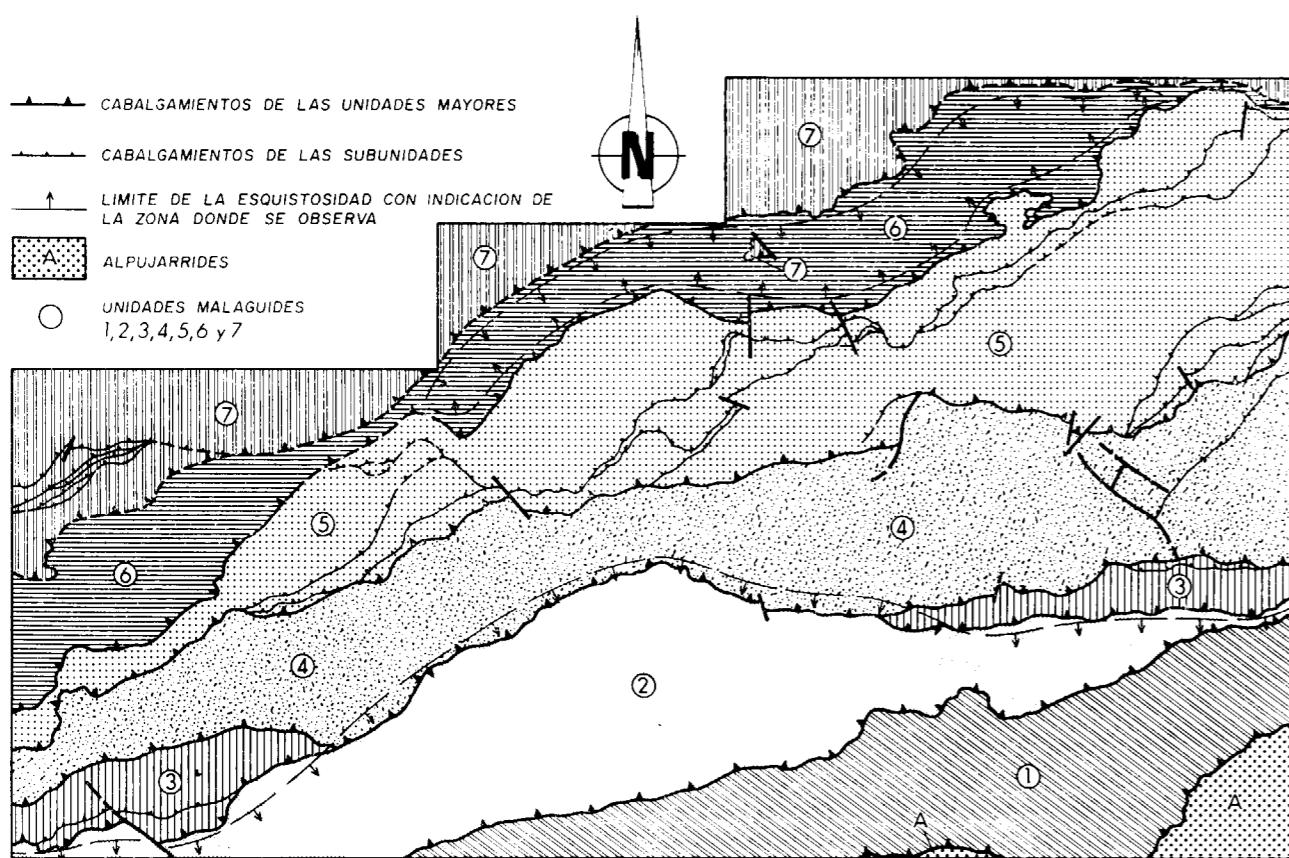


Figura 4.—Esquema tectónico.

Tectónica alpina de cabalgamiento

Es la responsable principal de la disposición actual de los materiales; disposición bastante complicada, en ocasiones calificada de caótica, dado que los cabalgamientos afectan a terrenos previamente plegados originándose situaciones extrañas o contradictorias explicables unas, más problemáticas otras: el cabalgamiento hacia el S de la unidad 2 sobre la 1 (ver esquema fig. 4), aunque probablemente implica traslaciones importantes en horizontal y vertical, da lugar a la disposición aparentemente normal de series devónicas sobre otras del Paleozoico inferior, y así se hubiese interpretado de no encontrarse retazos de Permotriás bajo una superficie de cabalgamiento. La vergencia de las estructuras de cabalgamiento es claramente hacia el SE, en contradicción con el esquema general de vergencias al NW y contraria a la muy probable vergencia también al NW de las estructuras de plegamiento; ello produce el empilamiento

hacia el SE de unidades cada vez más externas, lo que supone que la dirección de máximo acortamiento (y, consiguientemente, del máximo esfuerzo de compresión) es NW-SE en el sentido de zonas externas hacia zonas internas, también en contradicción con el esquema general de plegamiento considerando el conjunto de la Cordillera. La superposición de estructuras de vergencias contrarias dificulta, por otra parte, la resolución de problemas interesantes (restitución de cortes, reconstrucción paleogeográfica, ...).

Gracias a experiencias mecánicas de laboratorio conjugadas con estudios tectónicos en cordilleras de cabalgamiento («thrust belts») —calificación que se aplica, entre otras, a todas las cordilleras alpinas circunmediterráneas, incluida la Cordillera Bética—, se dispone hoy de muy recientes modelos geomecánicos (geométricos y genéticos) que se pueden aplicar a la tectónica de las Cordilleras Béticas. En el análisis que aquí se hace de

las estructuras alpinas de cabalgamiento se ha adoptado la terminología de BUTLER (1982), siempre con las limitaciones antes expuestas y sin ánimo de extrapolar conclusiones al conjunto de la Cordillera, ni aún siquiera al resto del Complejo Malaguide, ya que ello requeriría estudios estructurales de ámbito regional; queda, pues, claro que sólo son válidas para la zona estudiada.

En el esquema tectónico adjunto (fig. 4) se han trazado todas las superficies de cabalgamiento cartografiadas en campo y otras deducidas según criterios geométricos o estratigráficos. Tras una primera visión global destaca el dispositivo de cabalgamientos imbricados («imbricate zone»), que, como más adelante se describirá, está acompañado por las estructuras menores características de este modelo tectónico.

Estructuras mayores de cabalgamiento

La «zona imbricada» consiste en secuencias de cabalgamiento de tipo «overstep thrust sequence». En este tipo de estructuras el esfuerzo, que inicialmente hace cabalgar una unidad sobre otra, provoca una serie de fallas en la unidad cabalgante, las cuales se convierten en nuevas superficies de despegue provocando una secuencia de cabalgamientos y empilamientos de unidades en la unidad que cabalga. Las nuevas superficies de cabalgamiento (curvas, cóncavas hacia la unidad que cabalga y asintóticas en profundidad respecto a la superficie inicial de cabalgamiento) aparecen como respuesta al movimiento principal y, por tanto, la unidad de desplazamiento más tardío es la más alejada de la superficie inicial, en este caso la más septentrional. Para interpretar las estructuras de la zona a la luz de este modelo se ha considerado al Complejo Malaguide como unidad inicial («hanging-wall») que cabalga sobre el Alpujarride («footwall») mediante una superficie de corte (representada en la esquina SE del área) subparalela a la esquistosidad, a la que corta ligeramente sin apenas desarrollo de brechas ni estructuras de cizalla. Posteriormente se originan varias superficies de cabalgamiento en el Malaguide que lo fragmentan en seis unidades mayores que se cabalgan sucesivamente de S a N; unidades mayores perfectamente individualizadas por dos superficies de cabalgamiento —una a muro, mediante la que se superpone a la unidad adyacente al S, y otra a techo sobre la que cabalga la unidad

adyacente al N— y por apreciables diferencias estratigráficas que se refieren a la secuencia del Carbonífero y, sobre todo, a la situación de la base erosiva del Permotriás. Resulta así que la disposición actual supone un acortamiento importante de la cordillera; acortamiento no evaluable, ya que afecta a series plegadas cuya disposición inicial se desconoce en detalle.

Las superficies mayores de cabalgamiento merecen varias consideraciones. En primer lugar se supone que el trazado actual cartografiado está muy cerca de su salida a superficie inicial; es decir, no estamos en un nivel de erosión muy bajo, lo que se deduce por la presencia de Permotriás en las unidades cabalgadas y por el fuerte buamiento que presentan normalmente. No están plegadas: su geometría ligeramente irregular se debe, sobre todo, a las características litológicas del substrato sobre el que cabalgan, como se observa espectacularmente en el cabalgamiento de la unidad 6 sobre la 5 al E de la Rambla del Chortal, en donde la superficie de cabalgamiento rodea a un pliegue de calizas preexistente. Las superficies más septentrionales son más modernas que las meridionales, a las que solapan en varios puntos; por ejemplo, la unidad 4 solapa a la unidad 3 al E del cortijo del Palar Grande y al W del Cerro de la Jarrita. En las superficies internas dentro de la unidad 5, las septentrionales cortan a las meridionales en el sector S de Cerro Gordo. Hay un «klippe» de la unidad 7 sobre la 6 al N de Cerro Gordo. Todo ello ha permitido definir secuencias de cabalgamiento de tipo «overstep» (imbricación de la unidad cabalgante).

Otra característica de estas superficies es que generalmente son paralelas (o subparalelas) a la estratificación o esquistosidad tanto de la unidad cabalgante como de la superpuesta, lo que implica que las superficies de rotura iniciales se adaptan de alguna manera a estructuras preexistentes, como planos axiales de pliegues o flancos tumbados de gran envergadura.

La tectonización que producen los cabalgamientos depende del nivel estructural donde se encuadran: en las unidades internas prácticamente no se ve la superficie de base, mientras que hacia el N, en las más externas, desarrolla brechas, con clastos muy angulosos de los materiales afectados, que pueden alcanzar varios metros de potencia; tal es el caso del cabalgamiento que superpone la unidad 6 sobre la 5 (Rambla del Chortal).

Por último, un dato de importancia para la prospección del manganeso es que estas superficies mayores no se adaptan a niveles determinados de la unidad del techo, sino que suelen cortar los niveles; de aquí que en afloramientos de lítitas ligadas a superficies de cabalgamiento (situación bastante frecuente) no se conserve la secuencia completa del paquete y son más bien fragmentos brechificados del tramo de lítitas (o de Permotriás, en su caso) arrastrados sin continuidad a modo de «virutas».

Estructuras menores

La fase tectónica de cabalgamiento es muy penetrativa y conlleva la aparición de múltiples superficies subsidiarias de deslizamiento, a favor de las cuales tienen lugar cabalgamientos menores que absorben parte del esfuerzo y movimiento de la unidad mayor y originan zonas de imbricación de subunidades («imbricate slices»).

En la zona de trabajo estas superficies subsidiarias suelen estar geométricamente bien definidas —muy tendidas, siempre buzando al norte y afectando a la unidad cabalgante («hanging wall imbricates»)—, aunque a veces sólo se detectan en levantamientos estratigráficos de detalle y son de difícil seguimiento cartográfico.

Un caso particularmente interesante de imbricación de subunidades (por cuanto repercute en la evaluación de recursos de manganeso en la zona) es aquel en que la superficie principal de cabalgamiento de la unidad mayor llega a cortar a la serie de la unidad que cabalga en el horizonte de lítitas; éste se constituye en nivel de despegue, por su plasticidad diferencial, y la superficie de cabalgamiento se dispone paralela a la estratificación en niveles a techo; a partir de ella se forman láminas o unidades menores de cabalgamiento, cuya acumulación origina zonas de imbricación de segundo orden. Esta estructura es muy interesante, ya que, por un lado, multiplica el nivel de lítitas con manganeso en determinados sectores y, por otro, al seguir el nivel de lítitas permite que se reflejen en cartografía la mayoría de las estructuras ligadas a este tipo de tectónica, lo que ha permitido definir el modelo expuesto al extraerlas a las unidades mayores.

Zonas de imbricación menores se encuentran al N de Los Cuzcos, en el Molino del Rollo y prá-

ticamente en toda la zona central de la unidad 5. Así, al N del Cerro del Cuco la superficie de cabalgamiento principal sirve de base («branch line») a otras superficies secundarias, asintóticas, que, con trazado irregular debido al plegamiento de los materiales infrayacentes, se resuelven mediante rampas oblícuas («oblique ramps») que afectan a niveles cada vez más altos de la serie de la unidad cabalgada. En profundidad la geometría sería igual que el corte en superficie. Las rampas pasan a ser frontales («frontal ramps»), cortando la secuencia de la unidad cabalgada, pero paralela a la estratificación de la lámina que cabalga.

Estas superficies son a su vez «branch lines» de otras que se resuelven a veces con pequeñas láminas cuya superficie de base se une con la principal mediante rampas. Puede haber también láminas de cabalgamiento no aflorantes.

Es normal que las superficies de cabalgamiento de las láminas tectónicas se unan longitudinalmente con la superficie principal, pero a veces se resuelven con rampas laterales («lateral ramps») que son en realidad fallas de desgarre que acortan el movimiento. Un buen ejemplo de este tipo se tiene en las subunidades de la unidad 2, al SW del Cortijo del Palar Grande.

En estas subunidades es en donde se ha observado que las superficies más septentrionales cortan a las meridionales, lo que permite definir a esta zona de empilamiento como una secuencia de cabalgamiento en la unidad que cabalga («overstep thrust sequence»). Todas estas subunidades tectónicas tienen en el muro el nivel de lítitas que ha funcionado como nivel de despegue.

En varios puntos de la unidad 5 (sobre todo al N de Los Cuzcos) hay ejemplos de «horses», estructuras menores así denominadas por los autores anglosajones y que consisten en un desdoblamiento de la superficie de cabalgamiento en las rampas frontales que da lugar a pequeñas láminas de cabalgamiento, de geometría sigmoidal, que pueden presentar la secuencia invertida. Otras estructuras características son los pliegues causados por el propio arrastre de las unidades que cabalgan; esto se observa muy bien en la unidad 5, al N del Cortijo de Los Romeros y Cerro del Cuco.

Tectónica post-cabalgamientos

Las estructuras tardías son muy escasas. Hay

fallas inversas con vergencia S que deben obedecer a impulsos últimos de la fase de cabalgamiento. Se observa también una fuerte brechificación de las series calcáreas altas del Maláguide, lo que puede deberse a fases anteriores, y, sobre todo, un sistema de fracturas de direcciones alrededor de N-S y E-W, con escaso salto real, aunque pueden provocar desplazamientos cartográficos de los contactos subhorizontales; esta fracturación da lugar a zonas de distensión donde intruyen diajas tardías; también suele inducir rejuegos en fallas de desgarre anteriores provocando saltos aparentes en ocasiones muy importantes y en direcciones anómalas, como sucede en la Vertiente de la Cuna.

En bibliografía se hacen referencias a una posterior fase de plegamiento vertical muy suave; esta fase no se puede detectar en área tan reducida, pero ha podido dar lugar a variaciones en la disposición de las superficies de cabalgamiento.

Por último, la neotectónica es responsable de fracturaciones y basculamientos que afectan a los glacis cuaternarios: es el caso de la falla normal que corta a los depósitos cuaternarios de la Rambla de Corneros, al N de Cerro Gordo, cuya dirección es aproximadamente E-W y buza fuertemente al N.

MINERALIZACIONES Y METALOGENIA

INDICIOS DE MINERALIZACION

Dado que, como ya se vislumbró al iniciar la cartografía geológica a escala 1/10.000, existe una muy estrecha relación espacial y genética entre mineralización de manganeso y paquete de lítitas, se ha puesto especial cuidado en la diferenciación cartográfica del mayor número posible de afloramientos de lítitas (fig. 2) y en la descripción, muestreo y análisis del tramo en los puntos más significativos, que normalmente coinciden con los que han sido objeto de explotación o prospección mineras.

Las características esenciales de las lítitas mineralizadas se mantienen prácticamente constantes en toda la zona. Las variaciones de uno a otro sector o subsector (fig. 2) son más bien geométricas y casi siempre consecuencia de la tectónica de cabalgamientos imbricados.

El sector I coincide en extensión con la unidad tectónica 5, estructurada por el empilamiento de unidades menores que se han generado por despegues a favor del horizonte de lítitas. Consiguientemente, todos los afloramientos del metalotecto (tramo de lítitas) están ligados a superficies de cabalgamiento. Los despegues se han producido, casi siempre, en los episodios basales del tramo; de aquí que no aparezca la secuencia completa de lítitas, aunque sí se conserva bastante uniformemente su mitad superior. El plegamiento previo —y de dirección distinta— a los cabalgamientos coadyuva a las variaciones manifiestas de potencia y continuidad tanto lateralmente como en profundidad.

En el subsector I_A (Sur del Peñoso) las lítitas afloran a la base de dos unidades menores de cabalgamiento, y en otras láminas o pliegues menos relevantes, con espesor variable desde una decena de metros, en el extremo N, a sólo métrico, y de forma más discontinua, hacia el Sur. La corrida acumulada supera 100 m. y en ningún punto se observa el horizonte de calizas a techo del tramo de lítitas.

En el subsector I_B (Norte de Los Cuzcos) se aprecia claramente una zona imbricada de cabalgamientos; las lítitas a ellos asociadas afloran en una corrida acumulada de 950 m. con potencias que disminuyen rápidamente al aumentar la distancia al punto en que las superficies secundarias de cabalgamiento se separan de la principal. Aquí el horizonte de lítitas es poco potente (no más de 10 m.), en tanto que las calizas del techo adquieren mayor desarrollo, constituyendo hasta el 70 por 100 del espesor total.

En el subsector I_C —el más interesante desde el punto de vista minero— dos unidades menores se superponen gracias a superficies de cabalgamiento a partir de las cuales se separan láminas subsidiarias; unas y otras están jalonadas por afloramientos de lítitas, de dimensiones y continuidad variables, sobre las que se han abierto las más importantes labores minerales de la zona: Mina SAN ANTONIO, en la superficie de cabalgamiento meridional, y Mina LA JARALERA, en la superficie de cabalgamiento septentrional. La primera es, sin duda, el punto donde el paquete de lítitas (figura 5) alcanza las mayores cotas de potencia

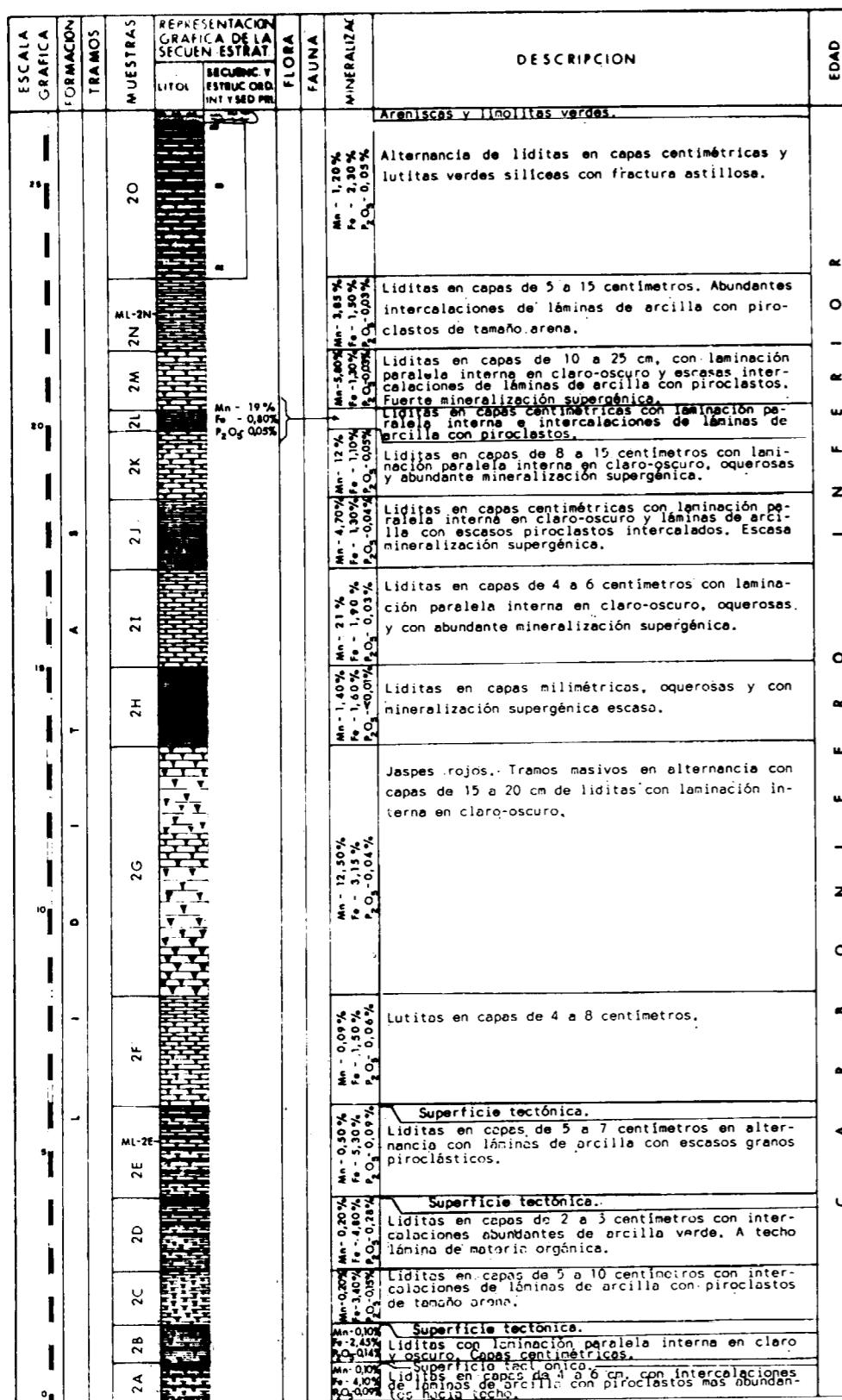


Figura 5.—Secuencia de las lidades en Mina San Antonio.

(27,3 m.) y contenidos en manganeso, si bien de reducida continuidad lateral. En La Jaralera hay dos horizontes de lidades ligados a sendas superficies de cabalgamiento producto del desdoblamiento de la superficie principal iniciado algo más al SW; ninguno de los dos horizontes ofrece la secuencia completa del paquete de lidades, y sólo el superior (fig. 6) adquiere potencia significativa (12 m.).

La situación en el subsector I_p es similar a la descrita en el I_B : zona imbricada de cabalgamiento, mayor desarollo del tramo superior carbonatado de la Formación Lidades en contraste con el tramo de lidades mineralizadas (10 m.) y mineralización pobre. Localmente se define una estruc-

tura sinclinal condicionada por la propia tectónica de cabalgamiento.

El sector II (Molino del Rollo) se enmarca en la unidad tectónica 7, donde, a pesar del amplio recubrimiento con materiales terciarios tarditectónicos y glaciares cuaternarios, se aprecia la imbricación de varias escamas despegadas a favor del paquete de lidades; éstas jalanan todas las superficies de cabalgamiento con potencias variables (máxima de 21,5 m. en el corte tipo, fig. 7) y notable continuidad lateral, lo que hace pensar que la zona de intersección de cabalgamientos no debe estar demasiado profunda.

Los subsectores III_A y III_B corresponden a dos parajes (Rincón de Tostones y parte alta de la

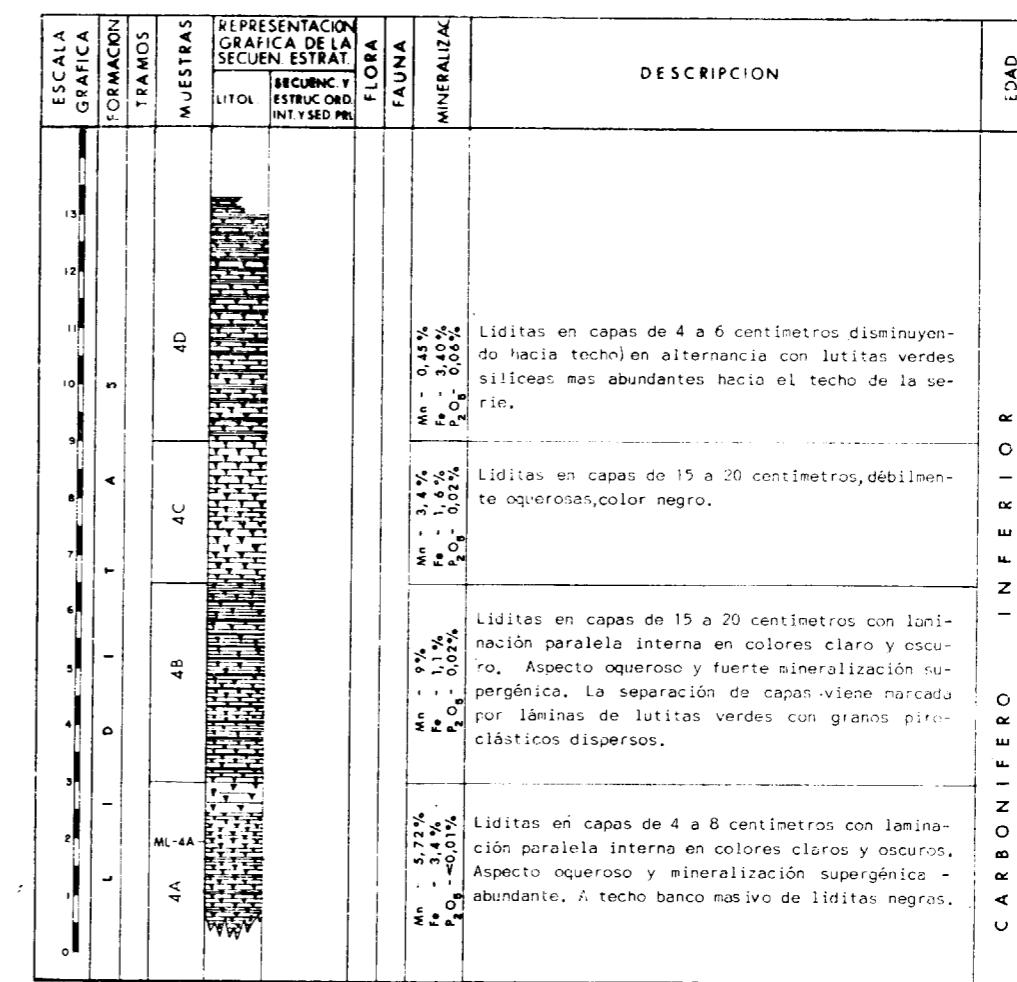


Figura 6.—Secuencia de las lidades (tramo superior) en Mina La Jaralera.

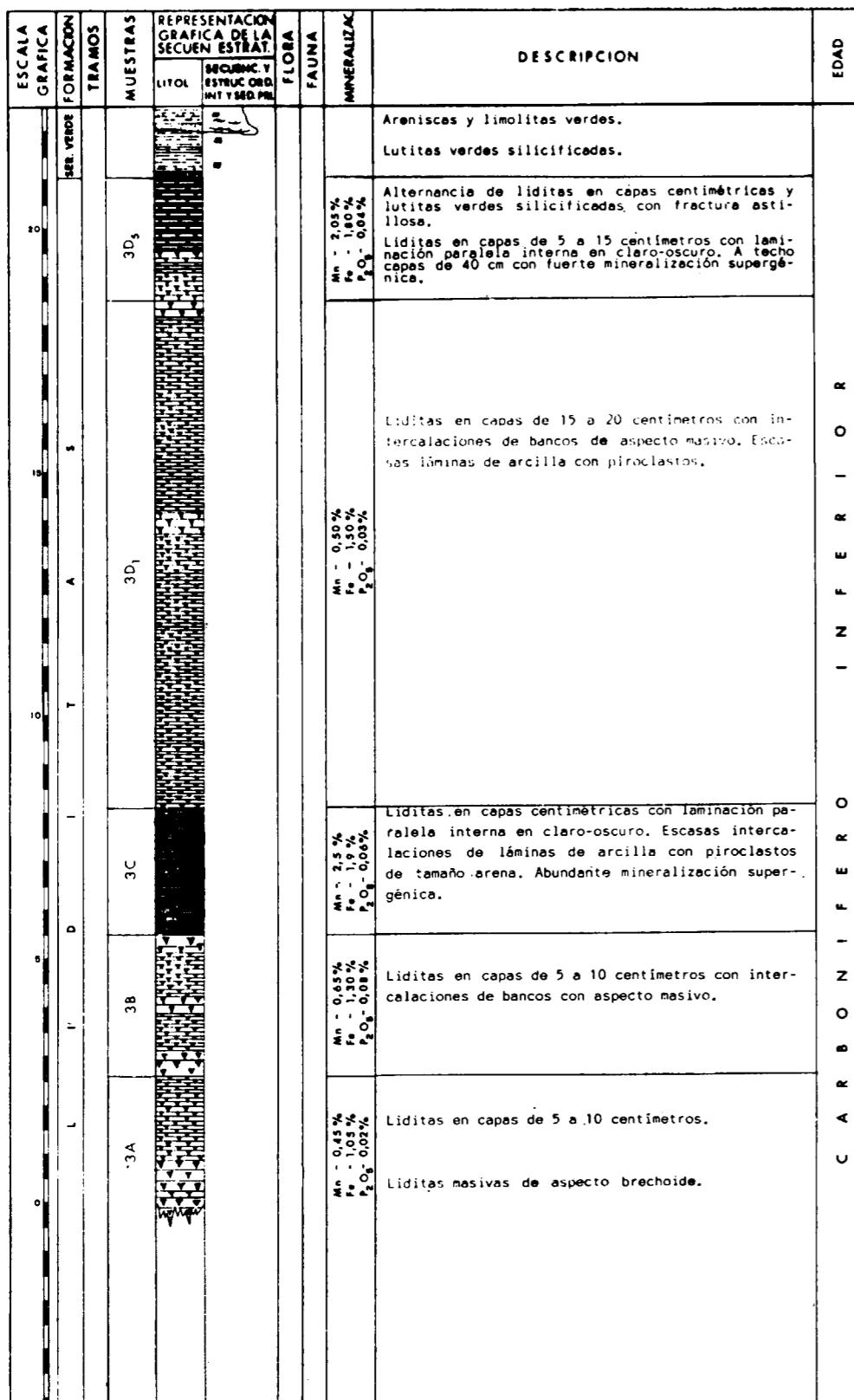


Figura 7.—Secuencia de las lidades en Molino del Rollo.

Rambla de La Tejera) no adyacentes, pero en igual marco geológico: en ambos casos la secuencia de la Formación Liditas (figs. 8 y 3, respectivamente), con algo de calizas a techo, se sitúa en contacto normal sobre la Formación de las Calizas Alabeadas y discordante bajo los materiales permotriásicos; es decir, el metalotecto de manganeso está próximo al techo de la unidad 4 y sus acuñamientos laterales no responden a causas tectónicas, sino estratigráficas.

En el sector IV (esquina SW del área) la unidad tectónica 3 se ha estructurado en dos subunidades menores: en la base de ambas subunidades afloran las liditas de forma discontinua, con potencias variables y pequeñas (4-5 m.), acompañadas de los tramos calcáreos superiores aquí bien

desarrollados y contenidos en manganeso muy reducidos.

PARAGENESIS MINERAL

En campo no es posible apreciar la mineralización primaria, puesto que óxidos e hidróxidos negros, productos de alteración supergénica, impregnán el tramo de liditas con mayor o menor intensidad según el grado de mineralización. Mediante la aplicación de las técnicas habituales de análisis mineralógico y metalogénico (difracción de rayos X, microscopía por luz transmitida y reflejada, microsonda electrónica) se ha identificado la asociación mineral relativamente simple que incluye las siguientes especies, no siempre presentes:

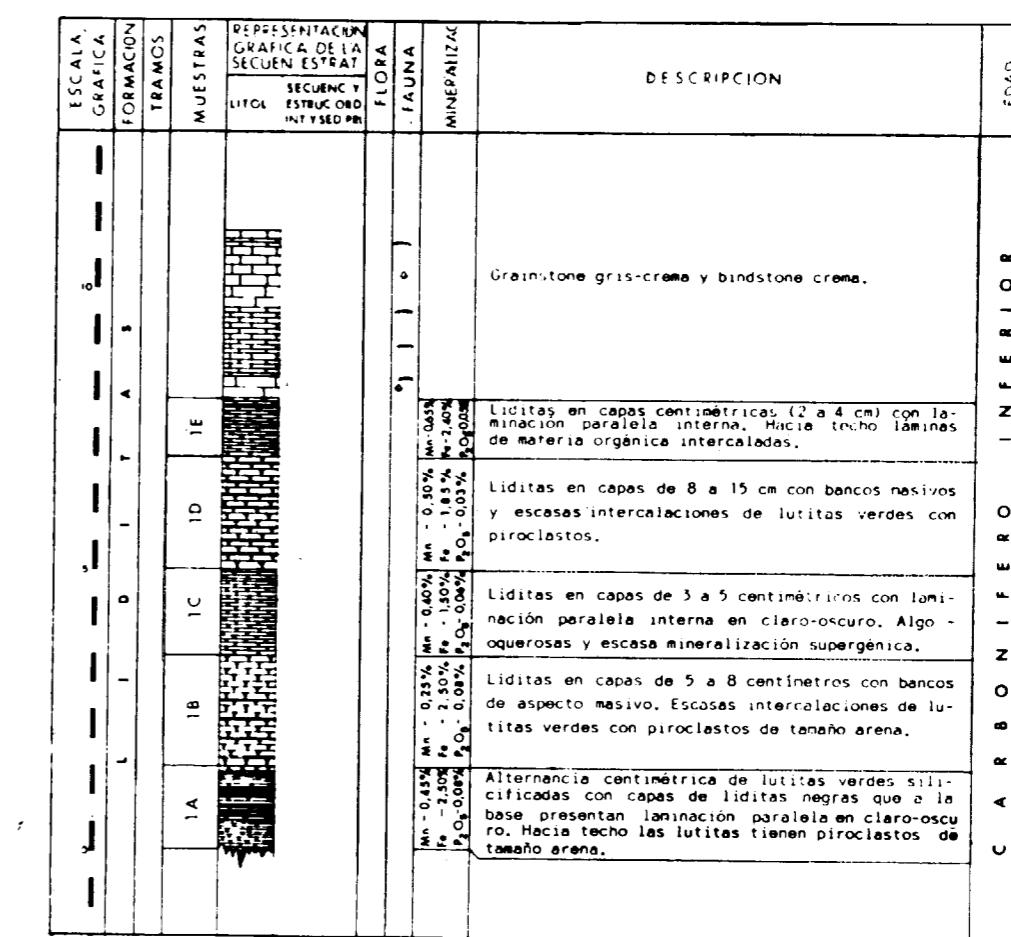


Figura 8.—Secuencia de las liditas en Rincón de Tostones.

todorokita	ankerita-dolomita
rodocrosita	cuarzo
hematites	plagioclasa
goetita	calcita
pirita	caolinita
siderita	mica
limonita	sericitia
psilomelana	

La *todorokita* (hidróxido de Mn con Ca y Mg) es el mineral de Mn más abundante, y aunque generalmente se le atribuye origen secundario hay fundadas razones para pensar que, en este caso, es mineral primario, al menos en una proporción importante. Habitualmente presenta textura colomorfa en agregados criptocristalinos divergentes, a veces de tendencia esferulítica, en dos variedades ópticas (una blanca pleocroica, otra gris no pleocroica) consecuencia de variaciones en los contenidos de Ca, Mg, Na, K y Fe; cristales idiomorfos llenan en ocasiones pequeñas fisuras; también ocasionalmente hay restos fósiles no identificables mineralizados en *todorokita*.

Rodocrosita es mineral muy minoritario sólo detectado en una muestra en forma de cristales idiomorfos. La *pirita* es siempre mineral accesorio que se presenta bien en pequeños cristales idiomorfos, dispersos y parcialmente sustituidos por *limonita*, bien en agregados con textura framboidal. La *psilomelana* (s.l.) aparece, en muy pequeña proporción, como diminutos cristales aciculares y triangulares. La *goetita* es intersticial.

El control litológico de la mineralización es manifiesto: invariablemente se aloja en un tramo silíceo de la serie del Carbonífero inferior, que contiene jaspes (líditas) bandeados, lutitas, episodios piroclásticos y niveles (coladas) de rocas básicas espilitizadas. El bandeadado de los jaspes obedece a la alternancia de delgados lechos claros y oscuros, constituidos los primeros por cuarzo micro-criptocristalino, plagioclasa y minerales de la arcilla, y los segundos, además —y en ocasiones casi exclusivamente—, por minerales de manganeso y hierro.

TIPO DE YACIMIENTO. METALOGENIA

Paragénesis, textura y modo de presentación (morfología y naturaleza de la serie en que se incluyen) aquí descritos son características propias

de depósitos formados por precipitación química, en ambiente sedimentario, de elementos aportados por vía volcánica, al menos en parte; ello permite homologar estas mineralizaciones con el grupo de «depósitos volcano-sedimentarios de manganeso» y más concretamente con los ligados a «formaciones de jaspes» (Roy, 1981).

Yacimientos de este tipo se citan en posición cronoestratigráfica muy diversa. Cámbrico inferior: Ir-Nimiy, en la región de Okhosk (URSS). Paleozoico: Formación Calaverous (Sierra Nevada, California). Jurásico: Grupo Amador (Sierra Nevada, California) y Alpes Suizos. Cretácico: Formación Franciscan (Coast Range, USA) e Indonesia. También varios en Japón: minas de Manako, Kaso, Noda Tamagawa, Kanoiri, etc. ... Más próximas —y por lo mismo utilizados como referencia constante en este estudio— son las mineralizaciones de manganeso ligadas a los «jaspes dinantenses», descritas (y a veces objeto de explotación) en: Pirineos orientales franceses, sector Vieille Aure-Bagnères de Luchon y macizo de L'Arize (Mina Las Cabesses); Montaña Negra; macizos de Monthoumet y L'Alaric' entre los Pirineos y La Montaña Negra; Harz, y Macizo Rhenano (explotación en Fronhhausen, Alemania).

Diferencias en la paragénesis de algunos de estos ejemplos se explican como efectos del metamorfismo, pero en todos es constante la asociación con manifestaciones volcánicas.

Los hechos de observación sugieren que la mineralización de Mn-Fe se ha generado en una cuenca marina, en ambiente restringido, y que manifestaciones de volcanismo básico son responsables en gran medida de la concentración anómala de aquellos elementos en la cuenca. Ahora bien, ¿en qué forma ha tenido lugar el «aporte volcánico» de los elementos?, y ¿en virtud de qué mecanismos se han formado y depositado las especies minerales?

Respecto a la primera cuestión, lo más probable es que la mayor parte del manganeso llegue directamente a la cuenca en soluciones hidrotermales propias de la actividad fumaroliana submarina del volcanismo. Podría pensarse que el Mn procediera de alteración de material volcánico (sobre todo piroclastos) extruido en la cuenca o de la lixiviación de áreas volcánicas emergidas y próximas; ambas posibilidades son descartables como fuente principal de Mn, ya que, por una parte, éste

va ligado a la sílice de precipitación y no a los tramos con clastos volcánicos ni a las coladas básicas; y, por otra parte, algunos rasgos litoestratigráficos —escasez de aportes detríticos, ausencia de estructuras de corriente y marcada periodicidad de las secuencias sedimentarias— son indicadores de que la erosión continental no ha jugado un papel importante en este sentido. El estudio de áreas volcánicas actuales en fondos oceánicos (Indonesia, Santorin, Dorsal Medio-Atlántica) confirma que las efusiones hidrotermales submarinas pueden contener, entre otros, Si, Mn, Fe, P y SH₂.

En relación con el mecanismo o mecanismos mediante los cuales se produce la formación, separación y precipitación de los minerales de hierro y manganeso esta es una cuestión aún hoy no clarificada. STANTON (1972) discute tres posibles mecanismos de separación de minerales de Fe y Mn: segregación en origen, segregación por precipitación diferencial y segregación diagenética. Cualquiera que fuere el proceso responsable principal de la separación de minerales de Fe y Mn en la cuenca sedimentaria, éstos se han depositado por precipitación química, y este proceso está controlado por las constantes físico-químicas del medio (pH, Eh) y los factores que las modifican: pH y Eh de las propias soluciones hidrotermales, presencia o no de materia orgánica, acción de microorganismos, etc. ... La evolución de las condiciones de pH y Eh del medio, desde los valores bajos inducidos en parte por el fenómeno productor de la anomalía geoquímica hasta los valores normales de la cuenca condiciona no sólo la separación de minerales de distintos elementos (primero los de hierro, más tarde los de manganeso), sino la formación y precipitación de unas u otras especies minerales de un mismo elemento: sulfuros, carbonatos, óxidos. KRUSKOPF (1957) ha definido los campos de estabilidad de minerales de hierro y compuestos anhidros de manganeso en función de los valores de pH y Eh.

Los datos disponibles sobre las mineralizaciones de manganeso de La Fuensanta son insuficientes para hacer mayores precisiones en este campo. No obstante, ciertos rasgos son congruentes con la hipótesis volcanogénico-sedimentaria adoptada y con el mecanismo de precipitación someramente expuesto:

* Los contenidos de P₂O₅ en el paquete de líditas mineralizadas son muy bajos. Hacia la

base del paquete hay jaspes acompañados de materia orgánica (carbón y lutita carbonosa); estos episodios basales no han sido analizados, ya que la mineralización de manganeso es particularmente pobre, pero en idéntica situación se han descrito indicios y yacimientos de P en puntos de los Pirineos y Cordillera Cantábrica. Ello se explica porque la descomposición de la materia orgánica es un factor adicional en el descenso del pH, lo que favorece el depósito de P y el consiguiente enriquecimiento relativo en Fe y Mn del medio de depósito.

* Hierro y manganeso se depositan al mismo tiempo que los tramos medios y superiores del paquete de líditas cuando ya no está presente la materia orgánica y previamente al depósito del tramo carbonatado. Los resultados de análisis químicos evidencian una correlación inversa entre los contenidos de manganeso y la presencia de materia carbonosa y depósitos carbonatados.

* Dentro del tramo mineralizado, el hierro es mayoritario hacia la base en tanto que el manganeso predomina hacia techo; es decir, los minerales de hierro han precipitado antes que los de manganeso.

* La coexistencia, en la paragénesis, de carbonatos y óxidos de manganeso —e incluso óxidos con distinto grado de oxidación— como especies minerales primarias tienen justificación en las relaciones de estabilidad pH-Eh (KRAUSKOPF, 1957) y otros condicionantes físico-químicos. Así, la *todorokita*, considerada habitualmente como mineral secundario, puesto que representa el mayor grado de oxidación (Mn⁴⁺), es mineral mayoritariamente primario en este caso —no se encuentran reliquias de minerales a los que pueda sustituir— y en su composición figuran iones Mn²⁺ y Mn⁴⁺, es decir, en distinto grado de oxidación: TAYLOR (1983) considera que la inclusión de iones Na⁺, K⁺, Ca²⁺ y Ba²⁺ aumenta la estabilidad de la red de la *todorokita* y ésta, consiguientemente, dispone de un amplio margen en las condiciones de formación.

* Las texturas coloformes (de la *todorokita*) y framboidal (de la *pirita*) son casi omnipresentes en este tipo genético de mineralizaciones.

COROLARIO

A modo de resumen y conclusiones conviene destacar algunos aspectos importantes que se refieren a Estratigrafía, Tectónica, Metalogenia y Criterios de prospección.

Estratigrafía

A parte los materiales metamórficos pre-silúricos, tres formaciones se han descrito en el Paleozoico maláguide de este sector del «Corredor de Vélez Rubio».

Formación de las Calizas Alabeadas (Silúrico-Devónico)

Comienza con depósitos turbidíticos en facies E, C y A, sucesivamente, que evolucionan a facies de plataforma y lagoon hasta culminar en un conglomerado ferruginoso constituido por fragmentos de suelo ferralítico removilizado y cantos ferruginosos, indicador de un episodio de somerización bastante generalizado.

Formación Liditas (Formación Falcoña. Carbonífero inferior)

Se inicia, a partir del conglomerado ferruginoso, con sedimentos terrígenos (areniscas, limolitas, lutitas) ordenados en secuencias granodecrescentes a la base y, hacia techo, en secuencias positivas y negativas alternantes; las secuencias positivas terminan normalmente con lutitas negras carbonosas o carboneras y en sus términos más finos ya comienzan a intercalarse sedimentos silíceos de precipitación química (liditas y jaspes) que llegan a ser dominantes.

Ausencia de terrígenos groseros, presencia de materia orgánica, componentes de origen volcánico en proporción variable y definición macro- y micro-secuencial son características de la Formación Liditas que sugieren una etapa de calma en medio de depósito tipo lagoon o de estuario muy posiblemente cerrado —alta concentración salina que impide el desarrollo de fauna— y en el que tuvieron lugar fenómenos volcánicos (coladas y fumarolas) subacuáticos en su mayor parte. Grado de salinidad y, paralelamente, las condiciones de pH y Eh del medio alcanzan, de forma progresi-

va, los niveles normales de la cuenca, tal como lo evidencian el depósito de carbonatos que conforma el tramo carbonatado, superpuesto al paquete de liditas, en el que se conservan restos fósiles de macrofauna y algunos de cuyos episodios son capas bioconstruidas; ello parece indicar, de un lado, la destrucción de hipotéticas barreras del lagoon y, de otro, la disminución de la actividad volcánica, responsable, en parte, de la elevada concentración salina.

Formación Almogía (Carbonífero inferior-Carbonífero superior)

Representa una fase de reactivación de la cuenca sedimentaria con aumento progresivo en aportes de terrígenos y velocidad de sedimentación: los tramos basales son secuencias típicas de lagoon o estuario, de salinidad normal; hacia techo, los sedimentos presentan características (secuencia, litología, capas de carbón, ...) propias de «fan deltas» s.l.

Puede hablarse, en conjunto, de tres ciclos sedimentarios mayores en el Complejo Maláguide, posteriores al Cámbrico-Ordovícico. Durante el primero, de carácter regresivo, se depositó la Formación de Calizas Alabeadas, cuyas facies evolucionan, de muro a techo, desde turbidíticas a conglomeráticas. El segundo es transgresivo-regresivo y da lugar a la acumulación de las formaciones Liditas y Almogía. Los conglomerados permotriásicos se sitúan en discordancia angular y erosiva a distintos niveles sobre materiales del Paleozoico y marcan el inicio de un tercer ciclo globalmente transgresivo durante el cual sedimentaron las series del Permotriásico, Mesozoico y Terciario maláguides.

Tectónica

La tectónica es aquí particularmente compleja, pero las estructuras parecen mostrar una sucesión muy clara, aunque de difícil encuadramiento en los esquemas tectónicos hasta ahora descritos en este ámbito de la Cordillera Bética.

La Orogenia Hercínica debió producir en esta zona un plegamiento suave, sin estructuras menores asociadas, no visible, pero fácilmente deducible por la naturaleza y disposición de los materiales permotriásicos siempre en discordancia an-

gular y erosiva sobre las formaciones del Paleozoico.

Las estructuras más aparentes son producto de la Orogenia Alpina, la cual actuó en, al menos, dos fases bien diferenciadas:

1.^a Fase de plegamiento en la que se desarrollan pliegues isoclinales asimétricos, esquistosidad y metamorfismo regional de grado bajo. Resulta difícil precisar el sentido de las vergencias, pero debió ser hacia el N como se deduce de la distribución de la esquistosidad, lógicamente heterogénea en el Complejo Maláguide, dado que éste ocupa una posición límite entre las zonas internas y externas del orogen bético; en efecto, en las unidades meridionales (es decir, hacia zonas internas) muestran metamorfismo regional de bajo grado, esquistosidad primaria y esquistosidad de crenulación menos penetrativa, en tanto que las zonas septentrionales escapan al frente de esquistosidad.

2.^a Fase muy penetrativa de cabalgamientos vergentes al sur que actúa sobre los materiales previamente plegados y es responsable de su disposición actual. El conjunto se estructura en varias unidades mútuamente cabalgantes, laminares a gran escala y con visibles diferencias litoestratigráficas, dentro de las cuales se individualizan subunidades a favor de superficies subsidiarias de cabalgamiento que aprovechan horizontes relativamente plásticos como nivel de despegue. Resulta, así, en el área de estudio, una zona imbricada de cabalgamientos que se traduce en el empilamiento, hacia el sur, de unidades tectónicas y el consiguiente e importante acortamiento del Complejo Maláguide.

En este marco el paquete de liditas mineralizadas ha sido aprovechado como nivel de despegue en múltiples ocasiones; de aquí que la tectónica de cabalgamiento, con sus efectos de repeticiones y acuñamientos, se convierta en uno de los principales controles de la mineralización y, por tanto, en criterio ineludible de prospección.

Fases menores y tardías del ciclo alpino son poco penetrativas y sus estructuras no modifican sustancialmente el edificio tectónico logrado durante las dos fases mayores.

Metalogenia

En la zona existen mineralizaciones de Cu y Pb en materiales permotriásicos y de Pb en series alpujárrides; son muy conocidas y de tipología bien definida en el ámbito de las Cordilleras Béticas, pero aquí sin interés económico. Son las de manganeso las peor conocidas y objetivo prioritario de este trabajo. De forma muy esquemática, sus características geológicas esenciales pueden resumirse así:

* La mineralización de manganeso, con cantidades menores de Fe y P, están genética y espacialmente ligada a un paquete de rocas silíceas de precipitación química (liditas y jaspes) incluido en la parte basal de la serie del Carbonífero inferior (Formación Falcoña o Formación Liditas).

* El paquete de liditas presenta estratificación tableada y contiene algunos episodios de claro origen volcánico: pequeñas coladas de rocas básicas espilitizadas y lechos con piroclastos.

* Las liditas están constituidas, casi exclusivamente, por sílice micro y criptocristalina, con algo de plagioclasa y sericita, y muestran estructura interna bandeadas, típicamente sedimentaria, en lechos claros y oscuros alternantes; los segundos contienen gran proporción de minerales de manganeso en tanto que los primeros son prácticamente estériles.

* La paragénesis es muy simple: todorokita (mayoritaria), rodocrosita y productos de alteración supergénica (psilomelanitas). Se presentan en forma de pequeños cristales inmersos en los lechos silíceos oscuros y también, por removilización, como cristales mayores llenando, junto con cuarzo y carbonatos, pequeñas fracturas que afectan a las propias liditas y a otros materiales competentes de la formación. Hay todorokita de origen primario y otra secundaria como fase más estable.

* El medio de depósito se interpreta como una cuenca marina restringida (lagoon) a la que llegan no muy abundantes detritus terrígenos finos, escasa materia orgánica y soluciones de probable origen hidrotermal fumaroliano cargadas de Si, Mn, Fe, P, etc.; elementos que precipitan, dando lugar a concentraciones relativas, en función de las condiciones paleogeográficas y constantes físicas-geoquímicas (pH y Eh) del medio.

* Las condiciones del medio donde se depositó este litosoma (Formación Liditas) son muy especiales, pero no por ello ocasionales y aisladas, sino que se enmarcan en una situación paleogeográfica (sedimentaria y tectónica) generalizada, durante la misma época, en casi la totalidad del orógeno hercínico. Las características litoestratigráficas del tramo de liditas son, por otra parte, tan peculiares que permiten hacer correlaciones bastante precisas con otras formaciones bien definidas del Bloque de Alborán, Cordillera Cantábrica, Pirineos y cordilleras hercínicas centroeuropeas; en Francia, Alemania y Suiza hay, sobre este horizonte, numerosos indicios de mineralizaciones de P y Mn de pequeñas dimensiones, aunque algunas han sido objeto de explotación.

* Respecto a la clasificación tipológica, estas mineralizaciones son perfectamente homologables al tipo definido por Roy (1981) como «depósitos volcano-sedimentarios de manganeso», más concretamente «depósitos ligados a formaciones de jaspes», conocidos por los autores europeos como «depósitos de manganeso ligados a los jaspes dinantienses» (CRILAT, 1981).

Criterios de prospección

Conocidos los rasgos esenciales de las mineralizaciones y los efectos de la tectónica sobre el horizonte mineralizado, se comprende fácilmente la importancia de los controles litológicos, estratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos en cuanto al origen y morfología primaria de las concentraciones de manganeso, y de los controles estructurales en cuanto a la distribución espacial de afloramientos y modificaciones geométricas.

Así, del examen de las secuencias estratigráficas de la Formación Falcoña y del cuadro tectónico se derivan ciertos criterios aplicables a la investigación y prospección futuras.

1.º En el tramo de liditas se diferencian claramente dos subtramos separados por un episodio de lutitas silíceas verdes con capas, de centimétricas a decimétricas, de carbón o lutitas carbonosas.

El subtramo inferior se caracteriza por:

- Presencia de componentes orgánicos (carbón, lutitas carbonosas y materia orgánica dispersa).
- Las lutitas se presentan en capas de espesor variable sin (o muy poco manifiesta) estructuración microsecuencial interna y con algo de materia orgánica dispersa.
- Niveles volcánicos intercalados (pequeñas coladas de rocas básicas espilitizadas).
- Mineralización pobre, incluso la supergénica.

Por contra, en el subtramo superior:

- La materia orgánica es muy escasa o ausente.
- Las liditas están internamente estructuradas en microsecuencias, lo cual se manifiesta en el típico bandeo de lechos claros y oscuros alternantes. A veces son oquerosas por disolución parcial de determinados componentes.
- La presencia de material volcánico se limita a piroclastos limonitizados de tamaño variable (de arena fina a gruesa) incluidos en láminas arcillosas de coloración verdosa que separan los estratos de liditas.
- La mineralización es más abundante, sobre todo la supergénica.
- Hay intercalaciones de capas decimétricas o centimétricas de carbonatos con textura oolítica (oolitos ferruginosos y esferulitos de siderita).

- 2.º El paquete calizo, que en ocasiones se superpone al tramo de liditas, no es continuo ni uniforme. Paleogeográficamente representa ambientes más someros de la cuenca de sedimentación y se ha constatado que allí donde está bien desarrollado la mineralización de manganeso en las liditas es más pobre.
- 3.º Con frecuencia, como ya se ha repetido, los afloramientos de liditas están asociados a los frentes de cabalgamiento, dado que estos aprovechan aquéllas como nivel de despegue. Cuando esto ocurre suele estar re-

presentado, de forma casi exclusiva, el subtramo superior del tramo de liditas, lo que muy probablemente es debido a que el despegue se ha producido a favor del episodio lutítico que separa ambos subtramos.

- 4.º A pesar de este truncamiento en vertical del horizonte mineralizado, la imbricación de múltiples cabalgamientos secundarios se traduce, a veces, en aumentos de potencia por repetición tectónica.
- 5.º Otros efectos, observados y previsibles, del modelo tectónico son acuñamientos laterales y en profundidad, así como brechificación que puede favorecer los procesos de alteración supergénica.

Con base en estos criterios resulta evidente que los métodos más adecuados de prospección han de ser los puramente geológicos; métodos geofísicos y geoquímicos no supondrían un apoyo importante si se tienen en cuenta los no fuertes contrastes litológicos y las notables dispersión y contaminación a que dan lugar este tipo de mineralizaciones.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresamos nuestro agradecimiento a la Dirección de Recursos Minerales y al Servicio de Infraestructura Minera y Metalogenética del IGME por la autorización y ayuda concedidas para la publicación de este trabajo. También a aquellas personas que han colaborado en algunas parcelas, en especial a Belén Asensio (Enadimsa) por el estudio de muestras.

BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL, M.: *Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien*. Geol. Rdsch., 24, 170-187, Berlín (1933).
- BOOGARD, M. VAN DIEN: *Two conodont faunas from the Paleozoic of the Betic of Málaga near Vélez Rubio, SE Spain*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 68, 33-37 (1965).
- BOOY, T. DE, y EGELER, C. G.: *The occurrence of Betic of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhama (SE Spain)*. Geol. Mijnb., 40, 209-218, Gravenhage (1961).
- BOURROUILH, R.: *Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nort-Est de Majorque* (Baléares). *La terminaison Nor-Orientale de Cordillères Bétiques en Méditerranée Occidentale*. Thèse de Docteur des Sciences, 822 pp., París (1973).
- BOYER, S., y ELLIOT, D.: *Thrust systems*. Bul. Am. Ass. Petrol. Geol., 66, 1196-1230 (1982).
- BUCHROITHNER, M. F.; FLUGEL, E.; FLUGEL, H. W., y STATTINGER: *Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Jarbon «Flysch» der Beticischen Kordillere, Spanien*. Facies, 2, 1-54, Erlangen (1980).
- BUTLER, R. W. H.: *The terminology of structures in thrust belts*. Jour. of Structural Geol., 4, 230-245 (1982).
- CORTÁZAR, D.: *Reseña física y geológica de la región N de la provincia de Almería*. Bol. Com. Mapa Geol. España, II, 161-235 (1875).
- CRILAT, S.: *Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire*. Tesis, no publicada, de la Univ. P. et M. Curie, París VI, 475 pp. (1981).
- DURAND-DELGA, M.: *Coup d'oeil sur les unités malagueñas des Cordillères bétiques (Espagne)*. C. R. Acad. Sci., (D), 266, 190-193, París (1968).
- EGELER, C. G.: *On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE. Spain)*. Geol. Rundschau, 53, 260-268 (1963).
- EGELER, C. G., y BOOY, T. DE: *Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Málaga dans le Sud-Est des Cordillères Bétiques avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Málaga et Subbétique*. Libre Mém. Prof. P. Fallot, 1, 155-162, París (1962).
- EGELER, C. G.; RONDEL, H. E., y SIMON, O. J.: *Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain*. Estud. Geol., 27, 467-473 (1971).
- EVANS, A. M.: *An Introduction to Ore Geology*. Blackwell Scientific Publications, London (1980).
- FERNEX, F.: *Remarques sur la tectonique du Bétique de Málaga oriental de Lorca-Vélez Rubio (Espagne méridionale)*. Arch. Sc., Geneve, 15, 333-361 (1962).
- FERNEX, F.: *Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordilleres Bétiques, Espagne méridionale)*. These, París (1968).
- GÁLVEZ, R., y OROZCO, M.: *Estructuras de superposición complejas en la Cordillera Bética (Región de Los Montes de Málaga)*. Bol. Geol. y Min., 91, 697-704 (1980).
- GEEL, T.: *The relation between the Betic of Málaga and some post-eocene formations in the area near La Fuen-santa-La Parroquia (Prov. de Murcia, SE, Spain)*. Geol. en Mijnb., 46, 400-405 (1967).
- GEEL, T.: *The Geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern, Spain)*. Thesis, Amsterdam. GUA Papers of Geology, Serie I, núm. 5 (1973).
- HERBIG, H. G.: *El Carbonífero de las Cordilleras Béticas*.

El Carbonífero y Pérmico de España. Libro del X Congr. Int. Estrat. Geol. Carbonífero, pp. 343-356 (1983).

HERBIG, H. G.: *Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The Limestone Boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain).* Facies, II, Erlangen, 1984 (1984).

HERBIG, H. G., y MAMET, B.: *Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain).* C. R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carbonífero, 1, 199-212 (1983).

HERMES, J. J.: *Planktonic Foraminifera from Tertiary of the region of Vélez-Rubio.* Appendix to Mac Gillavry et al. (1963), Geol. Rundschau, 53, 256-259 (1963).

HERMES, J. J.: *New data from the Vélez-Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure.* Reprinted from Proc. Kon. Ned. Akad. Wetens., serie B, 87, 319-333 (1984).

HERMES, J. J., y KUHRY, B.: *Remarks on the age of emplacement of the Betic of Málaga in the Sierra Espuña, Spain.* Geol. en Mijnb., 48, 72-74 (1969).

HEWITT, D. F.: *Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese.* Econ. Geol., 61, 431-461 (1966).

IGME: *Cartografía y memoria Hoja Vélez-Blanco número 952, E. 1:50.000. MAGNA.* IGME (1977).

IGME: *Ordenación y valoración de los conocimientos geológicos de la región del borde meridional de la Península (Málaga, Granada, Almería, Murcia) para el establecimiento de una sistemática de investigación minera integral.* Inédito, Centro Documentación IGME (1977).

IGME: *Cartografía y Memoria Hoja Vélez-Rubio, número 974. E. 1:50.000 MAGNA* (1979).

IGME: *Revisión del Mapa Metalogenético de España. Escala 1/200.000.* Varios informes inéditos, Centro Documentación IGME.

KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W., y RONDEEL, H. E.: *Polyphase Alpine deformation on the Eastern part of the Betic Zone of Spain.* Estud. Geol., 29, 209-222 (1973).

KAMPSCHUUR, W., y RONDEEL, H. E.: *The origin of the Betic orogen, southern Spain.* Tectonophysics, 27, 39-56 (1975).

KOCKEL, F.: *Conodontos del Paleozoico de Málaga.* Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 53, 149-164, Madrid (1959).

KOCKEL, F., y STOPPEL, D.: *Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España).* Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 68, 133-170 (1963).

KRAUSKOPF, K. B.: *Separation of manganese from iron in sedimentary processes.* Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 61-84 (1957).

MAC GUILAVRY, H. J.: *Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla.* Geol. en Mijnb., 43, 299-309 (1964).

MAC GUILAVRY, H. J., y GEEL, T.: *Note préliminaire sur la serie géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne).* Libre Mém. P. Fallot, I, 169-174 (1962).

MAC GUILAVRY, H. J.; ROEP, TH. B., y GEEL, T.: *Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE, Spain).* Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 63, 623-626 (1960).

MAC GUILAVRY, H. J.; ROEP, TH. B.; GEEL, T., y SOEDIONO, H.: *Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between those two units in the region of Vélez Rubio (Southern Spain).* Geol. Rundschau, 53, 233-259 (1963).

MARTÍN MARTÍN, J. M.: *Las dolomías de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctorales de la Univ. de Granada, número 265 (1980).

MICHELAU, P.: *Das Paläozoikum der Beticischen Ketten nordwestlich von Málaga.* Unpubl. thesis, 44 pp., Berlin (1943).

MOLLAT, H.: *Schichtfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Bétische Kordilleren, Südspanien).* Geol. Jb., 86, 471-532 (1968).

MON, R.: *Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga).* Bol. Inst. Geol. Min. España, 82, 132-146 (1971).

NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E.: *Nuevo yacimiento paleontológico en las series béticas (Vélez Blanco-Lumbrales).* Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 59, 37-40 (1960).

NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E.: *La geología Murciana.* Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 70, 201-204 (1963 a).

NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E.: *Problemas de las Béticas españolas.* Bol. Inst. Geol. Min. España, 74, 415-469 (1963 b).

NAVARRO-VILA, F.: *Los mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada.* Tesis doct. Univ. Bilbao, 288 pp. (1976).

PAQUET, J.: *Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne).* These, Lille (1967).

RAMDOHR, P.: *The ore minerals and their intergrowths.* Pergamon Press (1980).

ROEP, TH. B.: *Stratigraphy of the «Permo-Triassic» Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio region, SE. Spain).* Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 75, 223-247 (1972).

ROEP, TH. B.: *The hercynian diastrophism in the Betic of Málaga SE Spain: a discussion.* Geol. Mijnb., 53, 245-247 (1974).

ROEP, TH. B., y MAC GUILAVRY, H. J.: *Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of Vélez Rubio (SE. Spain).* Geol. en Mijnb., 41, 423-429 (1962).

ROY, S.: *Manganese Deposits.* Academic Press Inc. London (1981).

RUIZ DE ALMODÓVAR, G., y GALÁN, E.: *Mineralizaciones de manganeso-hierro del suroeste de Badajoz (zona de Ossa Morena).* I Congr. Esp. de Geol., II, 643-657 (1984).

RUIZ-MONTES, M.: *Actualización del mapa metalogenético de España, E. 1/200.000, en el sector oriental de las Cordilleras Béticas.* I Congr. Esp. Geol., II, 659-683 (1984).

SHATSKIY, N. S.: *On manganiferous formations and the metallogenesis of manganese, Paper I. Volcanogenic-sedimentary manganiferous formations.* Int. Geol. Rev., 6, 1030-1056 (1966).

SOEDIONO, H.: *Planktonic Foraminifera from the Vélez Rubio region, SE Spain, Part. I: The Ciudad Granada formation (Oligo-Miocene).* Rev. Esp. Micropal., I, 335-353 (1969).

SOEDIONO, H.: *Planktonic Foraminifera from the Vélez Rubio region, SE Spain, Part II: The Espejos formation.* Rev. Esp. Micropal., II, 215-234 (1979).

SOEDIONO, H.: *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería. SE Spain.* Thesis, Amsterdam (1971).

STANTON, R. L.: *Ore Petrology.* McGraw-Hill, London (1972).

TAYLOR, G. R.: *Manganese Oxide Mineralogy in an exhalative environment from the Solomon Islands.* Mineral Deposit, 18, 113-125 (1983).

VARENTSOV, I. M.: *Sedimentary Manganese Ores.* Elsevier Publishing Company, Amsterdam (1964).

VRIES, V. C. P., y ZWAAN, R. B.: *Alpujárride sucesion in the central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE. Spain.* Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 70, 443-453 (1967).

Recibido: Diciembre 1985.

AGUAS SUBTERRANEAS

El karst del sur y oeste del Moncayo (*)

Por E. SANZ PEREZ (**)

RESUMEN

En el trabajo realizado se ha pretendido estudiar el karst de la cara occidental y meridional de la Sierra del Moncayo desde el punto de vista hidrogeológico. El objetivo principal es el manantial de Vozmediano (Soria), intentando cuantificar completa y detalladamente el macizo kárstico drenado por esta importante fuente de más de 1 m³/s. de caudal medio.

Para la explicación del funcionamiento del sistema se ha llevado a cabo un estudio hidrogeológico convencional de la zona. A ello hay que añadir la aplicación satisfactoria del modelo matemático SIMERO, modelo que posteriormente se ha simplificado significativamente, y del que se ha obtenido un balance hidráulico general, las diferentes curvas de agotamiento del manantial y la dependencia funcional entre pluviometría e infiltración que ha sido comprobada mediante otro método diferente. Posteriormente se ha llegado a una aproximación a los balances de las dos partes que constituyen el acuífero: el karst y el Paleozoico-Triásico.

Finalmente, se apunta el gran interés que supondría la regulación del manantial para atender las posibles demandas de agua para riego y otros usos.

ABSTRACT

In the present work we have pretended to study the karst of the western and southern face of the Moncayo Mountains from the hidrogeological point of view. The main goal is the Vozmediano's water spring (Soria), trying to quantify completely and with detail the karstic mountain mass drained by this important spring of more than 1 m³/s of mean flow.

In order to explain the functioning of the system, a conventional hidrogeological study of the region has been done. We must add to this, the satisfactory application of the mathematical SIMERO pattern, that has been remarkably simplified. We have obtained from it an hydraulic general balance, the different exhaustion curves of the spring and the functional dependance between pluviometry and infiltration, that has been checked by another different method. Subsequently, we have come to an approximation to the balances of the two parts that constitute the water-bearing: the karst and the Paleozoic-Triassic.

Finally, we point out the great interest that would present the adjustment of the spring in order to attend the possible requests of water for irrigation and for other uses.

1. INTRODUCCION

En este trabajo se ha pretendido estudiar el karst de la cara occidental y meridional de la Sierra del Moncayo, tanto desde un punto de vista geológico como hidrogeológico. El objetivo principal es el estudio del manantial de Vozmediano,

intentando cuantificar completa y detalladamente el macizo kárstico drenado por esta importante fuente de más de 1 m³/s. de caudal medio (SANZ PÉREZ, 1984).

El área de estudio se encuentra situada al este de la provincia de Soria, en sus límites con la de Zaragoza. El karst desarrolla en gran parte de los materiales carbonatados del Jurásico marino que rodean las laderas paleozoicas y triásicas de las sierras del Moncayo por el sur y oeste, y las de Toranzo y Tablado por el norte. La zona que

(*) Resumen de la Tesis Doctoral realizada por el autor «El karst del sur y oeste del Moncayo» (Soria). Univ. Compl. Madrid, 1984.

(**) Cátedra de Geología Aplicada a las Obras Públicas. Esc. Téc. Sup. de Ing. de Caminos. Madrid.

nos interesa está surcada por el río Araviana, perteneciente a la cuenca del Duero, y Queiles, Isuela y Keiles que son tributarios del Ebro.

El problema del origen del vadero y su posible explicación quedó planteado por SÁENZ GARCÍA (1955 y 1958). La hipótesis de este autor, de la existencia de un dispositivo hidrogeológico de características relativamente especiales, como es el «traspase subterráneo» de las aguas del valle superior del Araviana, perteneciente a la vertiente atlántica, a la del Mediterráneo, que es donde se encuentra el referido manadero, queda confirmada por el presente trabajo cualitativa y cuantitativamente.

La masa de nieve que blanquea las cumbres del Moncayo gran parte del año, y las frecuentes precipitaciones que se originan en las regiones más elevadas de esta montaña, alimentan copiosos raudales que se reparten desigualmente por una y otra vertiente, tocando en esta distribución la mayor parte a las comarcas aragonesas fronterizas, a donde descienden gran número de arroyos que llevan la fertilidad a las huertas y vegas de Los Fayos, Torrelles, Tarazona, etc. Esta circunstancia, y la versión muy generalizada que atribuye el Moncayo cierta influencia en la formación de las nubes tormentosas que suelen descargar asoladores pedriscos en las inmediatas comarcas de Soria y de Logroño, han inspirado el dicho tan conocido en aquel país: «Moncayo traidor, haces pobre a Castilla y rico a Aragón». Hidrogeológicamente, veremos que el Moncayo también «traiciona» a Castilla, dando la razón a la sabiduría popular y a Pedro Palacios —que es quien hacía este comentario en su obra sobre la descripción geológica de la provincia de Soria (PALACIOS, 1890)—, quienes, sin conocer el transcurso lento de las aguas por el seno del Gigante Castellano, barruntaban su funcionamiento hidrológico extraño y singular.

El resumen que aquí presentamos del estudio realizado ha llevado un trabajo de campo consistente en la revisión de los mapas geológicos publicados, levantamiento de columnas estratigráficas, observaciones geomorfológicas como exploración de cuevas, localización de sumideros, etc., excavación de un yacimiento paleontológico de relleno kárstico (SANZ PÉREZ, 1983), campaña de aforos durante tres años e inventario de 216 puntos de agua. El trabajo de gabinete ha sido laborioso para lograr la precisión necesaria a parte de la

recopilación de abundante información sobre pluviometría, aforos, evaporación, escorrentía, etc., ha habido necesidad de un tratamiento estadístico (correlaciones, distribuciones de frecuencias, etc.), no sólo para completar lagunas sino, principalmente, para conseguir que esta información básica reflejase la realidad de todo el acuífero. Posteriormente se han estudiado las dependencias funcionales de todas las variables, tanto de entrada como de salida, y de entre la diversa metodología se destaca un modelo matemático.

Se ha pasado revista a toda la literatura que se ha escrito sobre geografía, geología, hidrogeología, etc., de la zona y que directa o indirectamente hubiesen podido, en principio, interesarnos. Hay que destacar la ausencia, prácticamente total, de estudios hidrogeológicos extensos y detallados.

2. MARCO GEOLOGICO

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada forma parte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Comprende un zócalo hercínico, un tegumento posiblemente pérmino y triásico, y unas formaciones de cobertura constituidas por materiales del Jurásico marino y de las facies «Purbeck-Weald».

El zócalo está formado por una potente serie de materiales detríticos cámbicos y quizás ordovícicos. Discordantemente sobre ellos se disponen los pertenecientes al tegumento que comprende conglomerados, areniscas y limolitas del Buntsandstein, por encima de los cuales se encuentran los del Muschelkalk y Keuper, formados por arcillas y carbonatos, y arcillas, yesos, ofitas y posibles carbonatos, respectivamente.

El espesor que tiene el Buntsandstein es de 150 m. en la columna realizada en Beratón, aunque sobre este aspecto se sospecha que debe presentar una gran variabilidad, ya que en las sierras del Madero y Toranzo alcanza una potencia de 650 m. (IGME, 1973). El Muschelkalk está constituido por una serie reducida de potencia. Tiene 79 m. en la columna de Beratón, repartido en 36 m. de margas y arcillas versicolores y en una barra carbonatada de 43 m. El espesor del Keuper, como es de suponer, debido a la tectónica de despegue que lamina y desplaza las masas plásticas, es muy variable, observándose unos 36 m. en la columna de Beratón.

Todas las potencias observadas, excepto acaso los niveles carbonatados del Muschelkalk, pueden ser muy distintas de las reales en profundidad debido a causas tectónicas, y quizá a la posible disolución de niveles yesíferos en superficie. Así es como los materiales del Muschelkalk pueden desaparecer por completo debido a que su contacto con el Keuper puede estar tectonizado, como ocurre en los flancos O, N y SO del anticlinorio del Moncayo, apoyándose entonces las series jurásicas directamente sobre los materiales del Buntsandstein.

Siguiendo la diferenciación de los autores de las hojas geológicas a escala 1:50.000 núms. 319 (1981), 351 (1973) y 352 (1982), y en base también a observaciones propias, hemos separado para esta zona siete tramos dentro del Jurásico marino.

La unidad inferior corresponde a la conocida formación de carniolas constituida por dolomías masivas y oquerosas, que en Cueva de Agreda alcanzan una potencia de más de 300 m., y de 140 m. en Beratón. Encima del conjunto dolomítico anterior, se encuentran unas calizas de grano fino azuladas y bien estratificadas de 400 m. de espesor en Cueva de Agreda. Hacia la parte superior de esta litología empiezan a intercalarse, en progresivo aumento, niveles de margocalizas y margas que nos hacen diferenciar otro tramo, que culmina en otro con gran abundancia de niveles margosos y muy fosilíferos. Ambos tienen un espesor de 450 m. (IGME, 1973) y parecen perder su componente arcilloso hacia el norte. Apoyado sobre el último nivel se presentan unas calizas oolíticas bien estratificadas y con un espesor de 480 m. en Cueva de Agreda. Sobre estas calizas se asientan otras detríticas que tienen una potencia variable entre 250 y 340 m., y sobre ellas se pasa bruscamente a unas calizas de ambiente recifal bien estratificadas, que llegan a desaparecer hacia el norte.

En continuidad estratigráfica con los materiales anteriores, se disponen otros pertenecientes a la facies «Purbeck-Weald», de los cuales están representados el grupo Tera, fundamentalmente detrítico, y el grupo Oncala, éste ya con considerables niveles calizos. Ambos tienen un espesor desconocido en nuestra zona.

En discontinuidad sobre todas las demás formaciones se apoyan los materiales detríticos terciarios y cuaternarios.

Es la litología carbonatada del Jurásico marino la que más nos interesa y en especial los tramos inferiores, por estar más o menos karstificados y constituir el acuífero del manadero de Vozmediano. Las margas o margocalizas pueden comportarse como acuitardos que separan quizá el embalse subterráneo en dos compartimentos durante un cierto espacio, pero como hacia el norte cambian lateralmente a calizas, ello hace que la conexión hidráulica se haga efectiva, con lo que se considera que hay un solo acuífero.

Las calizas pararrecifales, debido a su gran pureza litológica, su elevada densidad de fracturación y de estratificación, están altamente karstificadas, por lo que se comportan como un buen acuífero, aunque la escasa superficie de afloramiento impide que esté sobradamente alimentado. Está drenado para los manantiales de Vomitrosa en Olvega, de no menos de 15 l/s. y de los Ojos del Keyles en Agreda, de más de 100 l/s., sin que se descarte la posibilidad de que esta última fuente pueda estar alimentada también por formaciones del Jurásico marino, aunque creemos que son independientes del karst de Vozmediano. La surgencia de los Ojos se localiza en el contacto de menor cota (940 m.) entre las calizas pararrecifales y los materiales impermeables del Grupo Tera.

Estructuralmente, se pueden distinguir tres grandes unidades: la zona estructural hercínica de Jarque-Tablado, el Anticlinorio del Moncayo y zona estructural Moncayo-Olvega, y el sector norte de nuestra región. La falla inversa de Tablado pone en contacto la unidad Jarque-Tablado formada por materiales paleozoicos, con la fosa de Beratón, sinclinal que estructura los materiales jurásicos marinos que limitan el flanco sur del anticlinorio del Moncayo. Por el flanco oeste del anticlinorio, el Jurásico marino se dispone en general monocinalmente, aunque también presentan algunos repliegues.

3. LA KARSTIFICACION Y SUS FORMAS

Numerosos autores han estudiado la geomorfología del Moncayo, en especial la correspondiente a la vertiente septentrional aragonesa. Para no nombrar a todos, y a modo de ejemplo, citaremos a GARCÍA SÁINZ (1947), MENSUA FERNÁNDEZ y PELLICER CORELLANO (1980), dentro de geomorfología general, GÓMEZ DE LLANERA (1916), MARTÍNEZ DE

PISÓN y ARENILLAS PARRA (1977), entre otros, sobre el glaciario; PELLICER CORELLANO (1980) sobre periglaciario, etc. Faltaba, sin embargo, un trabajo que diese a conocer el Karst que con notable desarrollo se instala en las series carbonatadas jurásicas de las laderas suroccidentales del Moncayo castellano, dando lugar a un acuífero importante que tiene una singularidad hidrogeológica destacable.

La karstificación se limita a los materiales carbonatados del Jurásico marino, en concreto a los tramos formados por las carniolas y calizas del Sinemuriense, Pliensbachiense y Toarcense. Para conocer la intensidad de la karstificación, hemos de tener en cuenta que los afloramientos carbonatados se encuentran en depresiones, o al menos a cotas inferiores a la de los terrenos menos permeables circundantes de las sierras de Tablado (1.747 m.), Toranzo (1.620 m.) y Moncayo (2.315 m.). Al haber en estas montañas precipitaciones relativamente elevadas de lluvia y nieve, recogen un abundante caudal de aguas agresivas y dulces, provenientes de terrenos altos y de naturaleza silícea. Estas vienen a filtrarse en su mayor parte en las calizas y dolomías del acuífero de Vozmediano.

El polje del valle superior del río Araviana, en concreto, donde la litología de carbonatos permeables alcanza gran espesor y superficie de afloramiento, actúa como una zona de alimentación idónea. El mismo aplanamiento dificulta la concentración y ordenación de la red hidrográfica, lo que facilita la karstificación y la percolación de las aguas. El diaclasado no parece influir tanto como la estratificación, cuyo espaciado es pequeño y se dispone, generalmente, en dirección perpendicular a la de los cauces de los arroyos que bajan de los relieves montañosos, lo que favorece, lógicamente, la filtración.

El valle superior del Araviana se instala sobre un accidente tectónico importante de dirección NO-SE, correspondiente a un sinclinal denominado Fosa de Beratón, truncado en su flanco sur por la falla de Tablado, que tiene la misma o parecida dirección. Esta fosa tiene ya originalmente una geometría que dificulta el drenaje y sobre ella se ha desarrollado un karst relativamente importante. El valle de Araviana es un polje kárstico abierto (fig. 1), ya que es una cuenca kárstica con drenaje subterráneo hacia el fontarrón de Vozmediano, y subaéreo mediante el río Araviana o Torambil, que logra una salida hacia el Duero, atra-

vesando la alineación montañosa de Toranzo y Sierra del Madero por el llamado Estrecho de Araviana. Esto es así porque los arroyos provenientes de los bordes relativamente impermeables de las sierras de alrededor, constituyen el caudal del río Torambil, filtrándose estas corrientes totalmente por numerosos sumideros, y tan sólo en avenidas de deshielos y lluvias logra salir del polje, aunque sea un río influente durante todo su recorrido. Los sumideros, a veces, están en puntos localizados (hemos contabilizado 25 de este tipo) y en otras se trata de pérdidas lentas a lo largo del cauce de los arroyos. Dependiendo del tiempo de su funcionamiento, los dividimos en permanentes, periódicos y accidentales. Los primeros, que son unos 14, se encuentran generalmente en los ríos y arroyos que bajan del Moncayo. Los periódicos en el interior del polje de Araviana y al pie de las Sierras de Toranzo y Tablado, y los sumideros ocasionales en la red de drenaje de los montes de Fuentes de Agreda. Todos ellos se localizan preferentemente en los contactos litológicos entre los diferentes tipos de calizas y entre las carniolas y los materiales paleozoicos y/o triásicos.

Los valles epígeos que han dejado de funcionar a consecuencia de la karstificación en las zonas de sus cabeceras, se presentan en nuestra región como valles y barrancos secos en Fuentes de Agreda y polje de Araviana. Seguramente son redes relictas de épocas más húmedas y actúan como formas de absorción, puesto que aún son susceptibles de funcionar durante grandes precipitaciones, según tenemos constancia, excepto la escorrentía que se recoge en la ladera norte de la Sierra de Tablado, que se pierde en las formaciones superficiales arenosas que sobre las rocas carbonatadas se encuentran, sin que ningún cauce de arroyo llegue con agua a confluir con el río Torambil.

En nuestra región se desarrollan campos de dolinas que se instalan sobre todo en las unidades litológicas formadas por las carniolas y las calizas del Sinemuriense. Se trata en su mayor parte de dolinas en forma de cubeta según la clasificación morfológica de CIVIĆ (1893) y SWEETING (1972), aunque también las hay de hundimiento según la clasificación de BIROT (1966), en las que se puede observar en alguna de ellas una débil subsidencia y algún caso de colapso. En este sentido, hace 24 años, se originó una torca de 20 m. de profundidad por desplome del terreno como consecuencia del movimiento sísmico que ocurrió el 4 de septiembre de 1961 con epicentro en Aguilar del río

Alhama (Logroño). Por este motivo, el manantial de Vozmediano, situado a poca distancia del lugar y donde el terremoto alcanzó una magnitud de 4,6 en la escala de Richter, dejó de manar durante nueve horas. Dependiendo de la forma de relieve en que se ubiquen podemos distinguir dolinas de penillanura, de vertiente, de valle y de hombriera. Algunas están capturadas por barrancos hoy sin funcionamiento, lo que hace pensar en una karstificación heredada e incluso de una edad de captura antigua también. Muchas dolinas se encuentran llenas de arcilla de decalcificación, otras de clastos de roca, siendo alguna de ellas cultivables en su fondo. Otras se encuentran emplazadas bajo materiales de formaciones superficiales de tipo «raña», lo que demuestra el poco espesor que deben alcanzar estas formaciones, dando lugar a un karst cubierto en algunas zonas. La litología es el principal factor que influye en la distribución de las dolinas, apareciendo éstas, sobre todo, como se ha dicho antes, en las formaciones calcáreas, así como en el contacto, entre otros diferentes tipos de rocas carbonatadas, quedando la fracturación relegada a un papel accesorio.

Las formas menores de disolución o lapiaces son escasos en nuestra zona y los más importantes son los que aparecen en las cumbres de la Sierra de Fuentes.

Por otra parte, se han localizado y explorado 12 cavidades entre cuevas y simas de escaso recorrido y profundidad, todas ellas inéditas, excepto la Cueva de Agreda (ARENILLAS PARRA e HIGES ROLANDO, 1974).

En el extremo sureste de la zona, el río Isuela ha cortado los niveles de carniolas, Muschelkalk y del Keuper, formando un cañón de corto recorrido, pero que alcanza un desnivel de 200 m. La verticalidad de las paredes se limita a los bordes superiores del congosto, es decir, a las carniolas, cuyo fondo, simétricamente ataludado, tiene forma de V.

MENSIK y MERTMANN (1981), en su estudio de los restos mamíferos encontrados en tres yacimientos de la Sierra del Madero (Arancón, Aldealpozo y Olvega), y en base también al trabajo nuestro sobre un yacimiento de vertebrados fósiles en Matalebreras (SANZ PÉREZ, 1983), todos cercanos a la zona estudiada y en formaciones carbonatadas jurásicas iguales a las del acuífero de Vozmediano, datan el proceso inicial de karstificación de las

rocas, en el período comprendido entre el Plioceno - Pleistoceno hasta el Pleistoceno Superior (?).

4. HIDROGEOLOGIA DEL ACUIFERO

La cuenca de alimentación del manantial de Vozmediano tiene una superficie total de 130 Km², de los cuales 40 Km² pertenecen hidrográficamente al valle del Ebro y 90 Km² a la del Duero. Ella, a su vez, está formada por dos zonas perfectamente delimitadas: una kárstica de 70,5 Km² de extensión y en cuyo límite norte, a 905 m. de altitud, surge el manantial, y otra triásica-paleozoica de 59,5 Km² de extensión, que rodea a la primera por la parte este y sur y está formada, a manera de divisoria de aguas, por las laderas oeste del Moncayo y norte de Tablado y Toranzo (fig. 1). A su vez, el Karst se divide en el Polje de Araviana, con 37 Km² de extensión y perteneciente a la vertiente atlántica, y la Sierra de Fuentes, con 33,5 Km² de afloramiento acuífero.

El estudio hidrogeológico de esta cuenca y comportamiento del acuífero es el objeto principal de este trabajo. La información disponible sobre datos hidrológicos para hacer el balance ha obligado a un primer estudio del comportamiento global; pero en la última parte se intenta una aproximación al balance de cada una de las dos zonas.

4.1. Características y funcionamiento del acuífero

La geometría de los materiales acuíferos es de un sinclinalio en el Polje de Araviana, para pasar a una disposición monoclinal bordeando el oeste y norte del Moncayo. El Keuper es el nivel de base kárstico y por la parte superior queda limitado por el norte y oeste, por un techo impermeable confinante, que es un nivel dentro del Bathoniense. En el vallejuelo alóctono de Vozmediano, que es donde este contacto de litologías de diferente permeabilidad está a una cota más baja, brota el manantial del mismo nombre. Los terrenos acuíferos paleozoicos hacen de barrera por el sur mediante la falla de Tablado, falla de gran salto que interrumpe bruscamente la continuidad del acuífero en profundidad. Por el noreste está limitado por los materiales del Buntsandstein y Keuper.

La recarga se lleva a cabo a partir de la infiltración

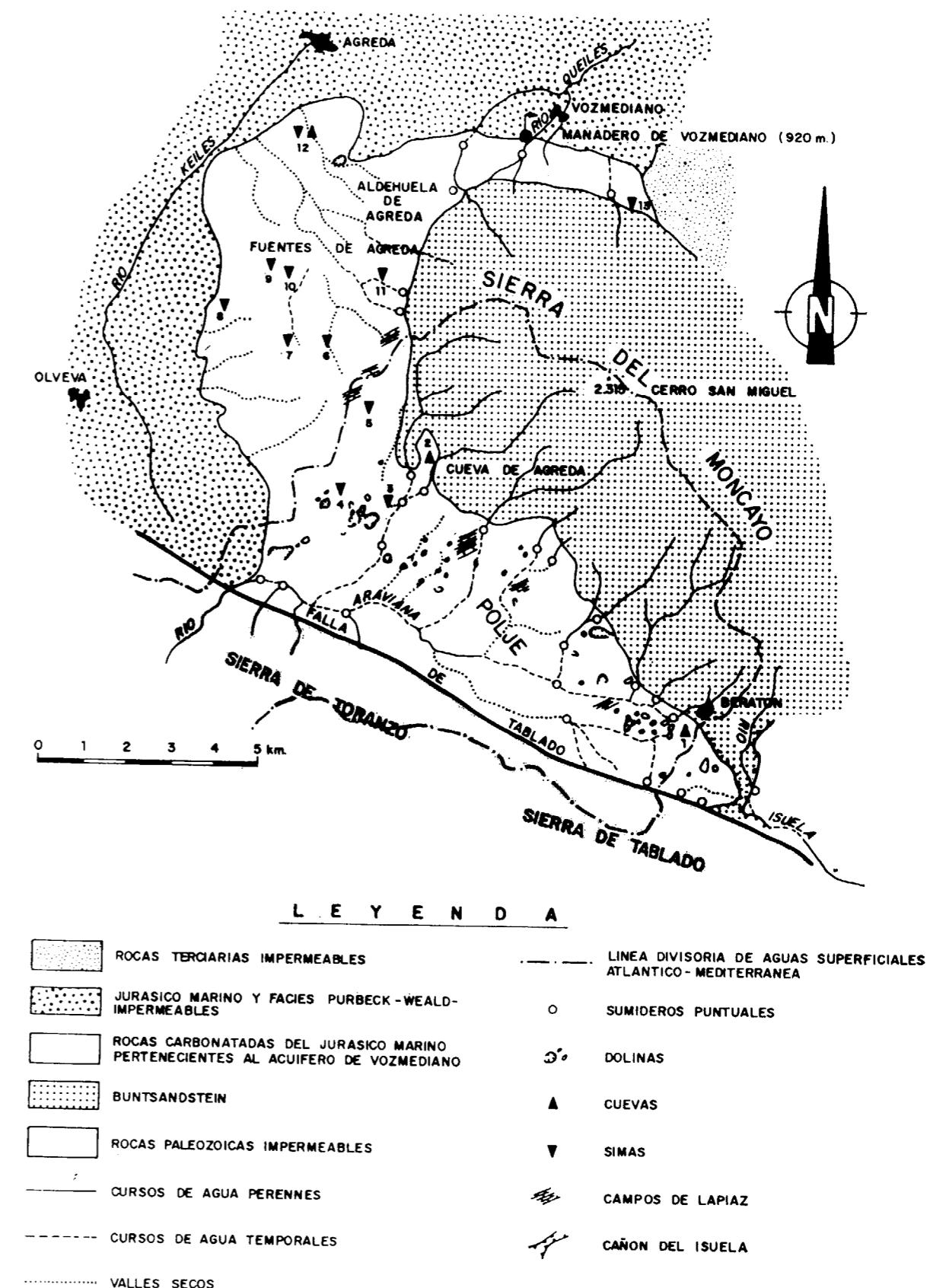


Figura 1

ción directa del agua de las precipitaciones que sobre los afloramientos del acuífero caen, tanto en los montes de Fuentes de Agreda (PALACIOS, 1890), como en el Polje de Araviana, y de la infiltración indirecta de los numerosos arroyos y barrancos que de las áreas montañosas provienen, bien como escorrentía superficial, bien como de corrientes que nacen en fuentes en estos terrenos paleozoicos o triásicos, que al llegar a las calizas y dolomías jurásicas desaparecen.

Se ha realizado un inventario de más de 200 puntos de agua, extendido a las áreas cercanas a la cuenca por si hubiera nuevas salidas del sistema kárstico que se trata, habiéndose comprobado que no existe otra que la del susodicho manantial de Vozmediano, no hallándose ningún trop-plein propiamente dicho situado lejos o cerca del punto de emisión principal. Como hemos podido comprobar al hacer el inventario, las sierras paleozoicas de Toranzo y de Tablado son pobres en fuentes.

En las dehesas y pasturajes que ocupan sus faldas occidentales manan algunos regajos, que casi se agotan durante los veranos secos y calurosos. Sin embargo, se hace observar la cierta importancia que adquieren algunos manantiales que brotan en el Buntsandstein, los cuales podemos dividir en dos tipos: aquellos que son la descarga de acuíferos de formaciones de arenas, como los de la Dehesa, los Regachales, etc., que tienen un caudal considerable de una gran regularidad, y aquellos otros que drenan los mantos de alteración que cubren las laderas del Moncayo, alimentando multitud de fuentecillas o burdiales, que son de poca importancia, pero que en ocasiones pueden concentrarse en el mismo lugar muchas de estas fuentes formando reunidas un caudal nada despreciable. De todas formas, podemos considerar a nuestros efectos y en comparación con el acuífero de Vozmediano, que estos terrenos son relativamente impermeables, aunque no descartamos que puedan descargar subterráneamente al acuífero carbonatado, si bien el Keuper haría de pantalla impermeabilizadora entre ambas litologías. El Muschelkalk, por su reducida potencia y extensión de afloramientos, no adquiere importancia desde el punto de vista hidrogeológico, como tampoco lo tienen los grupos Tera y Oncala, por su carácter generalmente poco permeable, aunque se emplacen en ellos un cierto número de pozos de escaso rendimiento en Olvega y Agreda.

La descarga se efectúa a través de dos alivia-

deros naturales: la fuente de Vozmediano y el río Araviana. Las pequeñas fuentes que se localizan en la superficie de recarga del karst no representan sino los puntos de emisión de acuíferos colgados poco importantes sin relación con el flujo profundo del karst.

El manadero de Vozmediano es una surgencia permanente en la que brota por un solo conducto un caudal medio de $1,1 \text{ m}^3/\text{s.}$, lo que significa una aportación de 32 Hm^3 al año. Presenta una variabilidad en su caudal de 136 por 100 para un período considerado de 17 años de aforos diarios, lo que significa una gran regularidad natural, aunque podría modificarse significativamente para adaptarse a las necesidades estacionales explotando adecuadamente el acuífero, lo que beneficiaría el riego de la fértil vega navarro-aragonesa del Queiles.

La regularidad del manantial puede explicarse seguramente por ser un acuífero de una gran capacidad y por las características de sus parámetros hidráulicos. Secundariamente se podría pensar en que las nieves del Moncayo son reservas que recargan el acuífero en meses más secos, así como la existencia de otra salida por el río Araviana que resta las entradas en tromba, en las avenidas. Quizá también las formaciones superficiales detriticas que cubren parcialmente el Polje de la Araviana constituyen posiblemente un regulador hídrico de la zona seca del karst, puesto que el agua percola por el sedimento yacente. La recarga de los arroyos del Moncayo es también bastante constante en su caudal, según hemos podido comprobar en los aforos realizados durante tres años.

La variación del caudal de un manantial durante la fase de agotamiento puede representarse por la expresión

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad [1]$$

siendo

Q_t =caudal del manantial en el momento t
 Q_0 =caudal en el momento t_0
 α =coeficiente de agotamiento.

Esta es la expresión que representa la ley de disminución del caudal en manantiales que drenan acuíferos cautivos o libres de potencia considerable y con desague a nivel constante, tal como es el acuífero de Vozmediano. El coeficiente de agotamiento es constante y depende de las carac-

terísticas geométricas del acuífero, de su transmisividad y coeficiente de almacenamiento (porosidad eficaz, si se trata de un acuífero libre).

El agotamiento del manantial de Vozmediano no puede asimilarse al regido por la expresión [1], ya que ésta no puede utilizarse cuando existe recarga en el acuífero, tal como ocurre en nuestro caso, en que los arroyos del Moncayo y sierras circundantes al río Araviana lo están recargando durante todo el año, inclusive en estiaje. Es por ello que la expresión correcta debe ser

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha' \cdot t} + R (1 - e^{-\alpha' \cdot t}) \quad [2]$$

donde R es la recarga del acuífero.

La expresión [2] sólo es aplicable para acuíferos cuya transmisividad y coeficiente al almacenamiento no varíen en la vertical y para recargas aproximadamente constantes.

En primer lugar se ha aplicado la expresión [1], utilizando después la [2] con la recarga de los arroyos que se sumen en el acuífero, que ha dado los mismos resultados.

Se dispone de datos de 17 años con los caudales diarios aforados en el socaz de la central eléctrica Keyles II. La fiabilidad de estos datos para el fin que perseguimos, es suficiente.

Entre el manantial y la toma de agua del canal de la central no existen ganancias ni pérdidas a lo largo del cauce, ya que los materiales por los que circula el río son margas impermeables. Ello ha sido verificado en campo.

Para cada uno de los 17 años se han representado en papel semilogarítmico el hidrograma, buscando en los últimos meses del año hidrológico el trayecto rectilíneo que es el que corresponde con la curva de agotamiento, tramos que resultan difíciles de localizar, ya que seguramente se han medido los caudales con poca precisión.

Dicho tramo rectilíneo, con sus dificultades de localización, se presenta para cada año en intervalos de días diferentes, por lo que en el cuadro de resultados se han indicado las fechas inicial y final del citado tramo y la longitud de dicho intervalo expresado en días. La fecha más temprana para comienzo de la curva de agotamiento es la que corresponde al 15 de junio del año 1978-79, y la más retrasada la del 3 de septiembre del año 1973-74. Los tramos finales de la curva están com-

prendidos entre el 3 de septiembre del año 1978-79 y el 22 de noviembre del año 1980-81.

El valor de α viene expresado por

$$\alpha = \frac{1_n Q_0 - 1_n Q_t}{t}$$

Los valores de Q en la ecuación [1] se han expresado en $\text{m}^3/\text{día}$ y t en días. Ahora bien, como los datos originales de caudales están expresados en $1/\text{seg.}$, llamando a éstos Q' , se tendrá:

$$Q = \frac{3.600 \cdot 24}{1.000} \cdot Q' = 86,4 Q'$$

$$1_n Q = 4,46 + 1_n Q'$$

De acuerdo con ello se ha formado la siguiente tabla:

Años	α
1962-63	0,00410
1963-64	0,00403
1964-65	0,00237
1965-66	No se aprecia tramo rectilíneo
1966-67	0,00382
1967-68	No se aprecia tramo rectilíneo (en 74 días es hontal.)
1968-69	No se aprecia tramo rectilíneo
1969-70	0,00295
1970-71	No se aprecia tramo rectilíneo
1971-72	No se aprecia tramo rectilíneo
1972-73	No se aprecia tramo rectilíneo
1973-74	0,00304
1974-75	0,00309
1975-76	0,00310
1976-77	No se aprecia tramo rectilíneo
1977-78	0,00209
1978-79	0,00289
1979-80	0,00630 (1)
1980-81	0,00257
1981-82	0,00491 (1)
	0,00302

(1) Se rechaza por atípico.

Como se observará, algunos años no se han podido utilizar sus datos porque las precipitaciones habidas en los mismos no ha permitido poner de manifiesto la curva de agotamiento. Tampoco se tiene en cuenta el año 1978-79, por considerar que sus resultados son anómalos.

Si se dedujese el valor de α en función de los caudales medios (870 l/s., el 1 de agosto, y 707 l/s. el 8 de octubre) para un incremento de tiempo medio de 70 días, se obtendría $\alpha=0,00295$, y calculando el valor de α como la media de los coeficientes de cada año, sale $\alpha=0,00302$. Adoptamos para α el valor medio de estos dos, o sea, $\alpha=0,003$.

El caudal medio al comienzo de las curvas de agotamiento ha resultado ser de 870 l/s. = 75.168 metros cúbicos por día, y la fecha inicial media de dichas curvas se sitúa el 1 de agosto. Por tanto, la expresión que se obtiene para la curva de agotamiento, expresando los caudales en $m^3/día$ y el tiempo en días, contado a partir de la fecha 1 de agosto, es:

$$Q_t = 75.168 e^{-0,003 t} \quad [3]$$

De acuerdo con ella, se obtiene el siguiente valor para el agua almacenada por encima del nivel de drenaje (región hidrodinámica) en la fecha 1 de agosto:

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} = 25,065 \text{ Hm}^3$$

El río Torambil representa la escorrentía superficial que sale del sistema kárstico. Aunque sólo se ha aforado estos últimos años, se sabe que no son muchos los días en que el tramo superior del Araviana logra tributar sus aguas al Rituerto, afluente éste del Duero.

En base al inventario de puntos de agua, a la geometría del acuífero y a la disposición y naturaleza de la estratificación, se deduce que las aguas dentro del acuífero kárstico, se desplazan desde el valle de Araviana hasta el manantial de Vozmediano bordeando el macizo del Moncayo. La fracturación no influye aquí de manera fundamental en el sentido de flujo de las aguas.

4.2. Datos hidrológicos de entradas y salidas

Si bien los estudios geológicos dependían fundamentalmente del autor del trabajo, no ocurría lo mismo en lo que se refiere al registro y control de las observaciones metereológicas y aforos de caudales, ya que siendo éstas unas variables estocásticas, es necesario largos períodos de observación para poder obtener conclusiones fiables. Ha sido necesario, por tanto, basarse en la información disponible y únicamente, durante el corto pe-

riodo de realización de este trabajo, se ha ampliado esta información con aforos (durante 32 meses) de los arroyos del Paleozoico y Triásico, de los cuales no existía ninguna.

Sobre datos pluviométricos se han recopilado los correspondientes a 11 estaciones, de las cuales siete de ellas tienen influencia directa en la cuenca del acuífero y las restantes indirectamente, pues a través del grado de correlación con las primeras han servido para estimar algunas lagunas. Efectivamente, dentro del período de 34 años seguidos que abarcan estas observaciones, las de las distintas estaciones pluviométricas cubren etapas muy diversas y presentan frecuentes lagunas. Se han recopilado más de 14.000 datos primarios que corresponden, generalmente, a pluviometrías mensuales y se han calculado 20 correlaciones entre otros tantos pares de estaciones. Con ello se han completado datos anuales de las siete que tienen influencia directa en la cuenca, habiendo preocupado fundamentalmente la calidad de estas estimaciones y a este respecto se destaca que las series más largas y completas de datos primarios corresponden a estaciones con mayor grado de influencia en la zona.

Con todo, ha de tenerse presente que estos datos pluviométricos corresponden a observaciones puntuales y en base a ellas habrá necesidad de inferir la pluviometría sobre toda la cuenca. Un primer paso fue determinar el grado de influencia de cada estación en la cuenca, mediante los polígonos de Thiessen; pero dado lo accidentado de su topografía, se pensó que dicho método habría de ser perfeccionado mediante el de isoyetas (fig. 3). En él tenía especial significado el gradiente pluviométrico respecto a la altitud, tanto en la ladera norte como en la suroeste del Moncayo, fue posible su determinación en base a los datos primarios de varias estaciones que dio una correlación muy satisfactoria y gradientes de 43 mm. y 37 mm. anuales por cada 100 m. de altitud (fig. 2).

Este método de isoyetas permitiría también el calcular la pluviometría en cada una de las dos zonas que comprende la cuenca.

Para las estimaciones mensuales se ha estudiado la variación estacional y cómo ésta variaba, bien según la localización espacial de las estaciones pluviométricas, bien según una clasificación de los años respecto a su volumen pluviométrico.

90 por 100 del total de salidas. La del río de la Aldehuela es regular (de unos 20 l/s.), por lo que su control ha resultado fácil y en todo caso su variación apenas influye en los cálculos. La del río Araviana que abandona la cuenca por el Estrecho de su nombre, es intermitente y se ha podido comprobar que tiene lugar cuando el caudal del mismo rebasa la capacidad de filtración del karst, por el cual discurre antes de abandonar la cuenca. Esta capacidad de filtración se ha estimado en los 500 l/s.

En las campañas de aforo que se han hecho, hemos podido observar que a caudales menores de 400 l/s., las pérdidas ocurrían sólo en los tramos de los arroyos que circulaban por encima de las carniolas, que son las primeras rocas que encuentran los arroyos después de abandonar los terrenos paleozoicos y triásicos. Ello quiere indicar que en las carniolas se filtran el 80 por 100 de estas aguas, y en las otras calizas el 20 por 100. Del total de 26,5 Km. de recorrido que estos arroyos tienen en el valle de Araviana sobre los carbonatados, 9,5 Km. son sobre carniolas, y 17 Km. sobre los restantes. En los primeros se filtran 400 l/s. como máximo, en los otros 100 l/s., también como máximo, ya que si se superan los 500 l/s. logra salir del sistema por el Estrecho de Araviana. Esto equivale a que los cauces de los arroyos que pasan por las carniolas tienen una filtración máxima de 42 l/s./Km. de cauce; siete veces más que en el resto de las calizas. Ello, desde luego, nos da una idea de la diferente permeabilidad de los tramos calcáreos.

Puesto que no se disponían de aforos fiables de las salidas por Araviana y Vozmediano, salvo en los 32 últimos meses de todo el período a que hace referencia este trabajo, ha habido necesidad de estimarlas como se dirá a continuación.

Respecto a la salida más importante, por el manantial de Vozmediano, los datos disponibles no se refieren a aforos directos, sino a caudales turbinados en la central Keiles-II situada a 3 Km. río abajo, que discurre por un barranco impermeable. Estos datos de caudales diarios turbinados tenían el inconveniente de no recoger siempre todo el caudal del río, y ello debido a dos motivos principales: uno, que pudo corregirse fácilmente y que por otra parte no suponía gran pérdida, hace referencia a la puesta en funcionamiento de uno,

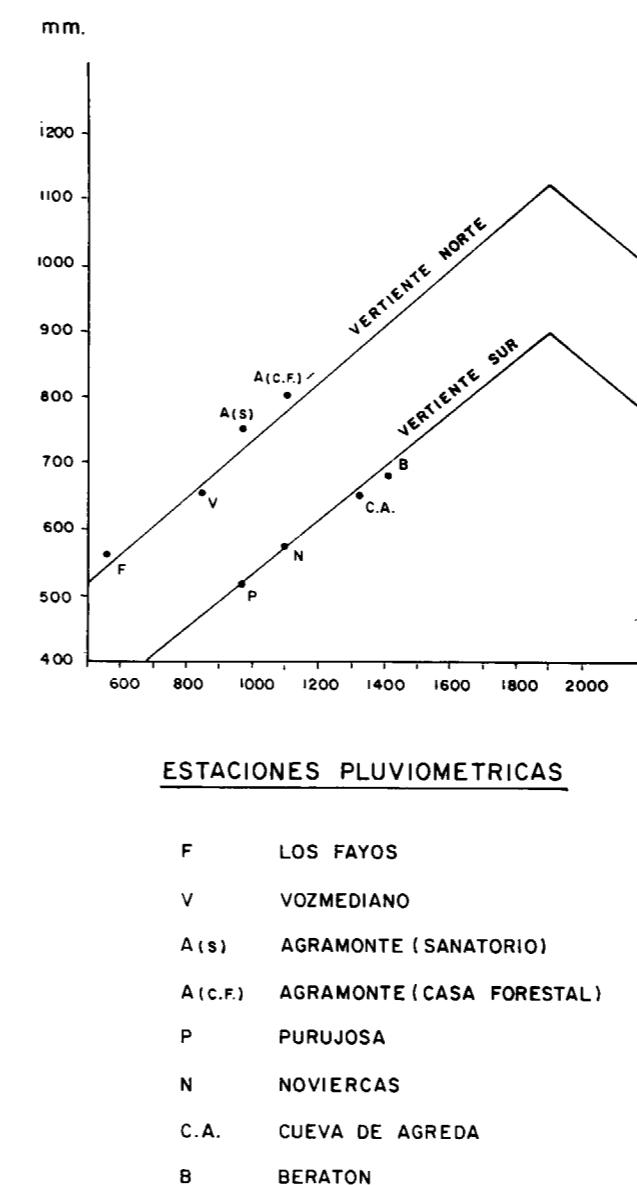


Figura 2.—Variación de la pluviosidad en función de la altitud en las vertientes Norte y Sur del Moncayo.

Todo ello ha permitido obtener unos valores pluviométricos mensuales que se piensa reflejan con aproximación suficiente la realidad.

Otra variable importante es la que hace referencia a las salidas de agua de la cuenca. Hay dos salidas de agua superficial, de no gran importancia (ríos de la Aldehuela y Araviana), y otra por el manantial de Vozmediano, que aporta más del

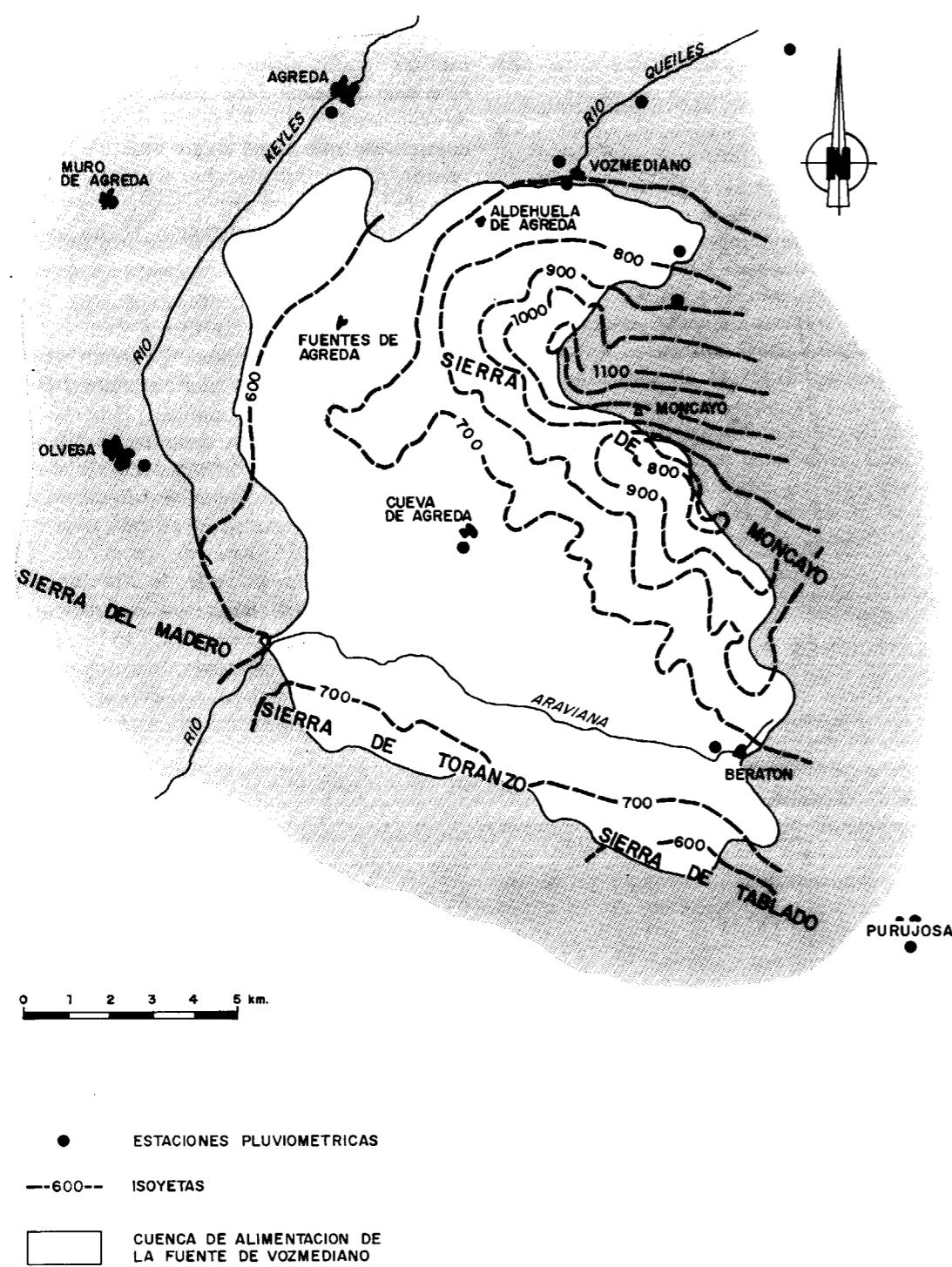


Figura 3.—Mapa de curvas isoyetas (1938-1980).

dos o los tres alternadores instalados en dicha central, pues había momentos en que el caudal excedía algo al funcionamiento de uno o dos alternadores y no compensaba poner en marcha otro; el otro hace referencia a la capacidad de transporte del canal que deriva el agua hacia la central con cota superior de 1.750 l/s., por lo que para superiores a esta cota, el exceso quedaba sin controlar.

Por otra parte tenían la ventaja de la gran cantidad de datos disponibles (más de 10.000), lo que permitía un buen análisis estadístico de dichas series con clasificaciones de años, según pluviometría. Ello se hizo en base a las curvas de caudales clasificados que no sólo permitió estimar las pérdidas debidas al tope de capacidad del canal, sino también las salidas de la cuenca por el río Araviana (fig. 4).

Con ello quedaba completado el volumen de salidas en lo que se podían considerar valores reales, tanto las aportadas por el manantial de Vozmediano, como las salidas superficiales (por los ríos de la Aldehuela y Araviana), que a los efectos de establecer el balance de la cuenca se han considerado como escorrentía.

Mayores dificultades ha tenido el cálculo de la evaporación real y respecto a la cual la información disponible hace referencia a la potencial en Agramonte (situado en los límites de la cuenca), en función de la temperatura. Y puesto que esta información correspondía a un año medio, para la variación entre los años que abarca el estudio, se tomó como referencia las medidas que se vienen haciendo en Soria-capital. De todas formas, siendo esta variable de muy difícil control, se ha tratado posteriormente, y a la vista de los resultados obtenidos, de su eliminación como variable a considerar, estudiando la correlación múltiple entre infiltración, pluviometría y temperatura. Con ello, el control de caudales queda bastante simplificado.

4.3. La infiltración anual

Quizá el aspecto más destacable y esclarecedor de esta parte hidrogeológica sea la aplicación del modelo SIMERO para obtener una simulación del funcionamiento del acuífero. Pero antes, nos ha parecido de interés explicar la infiltración anual a partir de la pluviometría, mediante una función lineal, y que entre otras aplicaciones, pudiera ser-

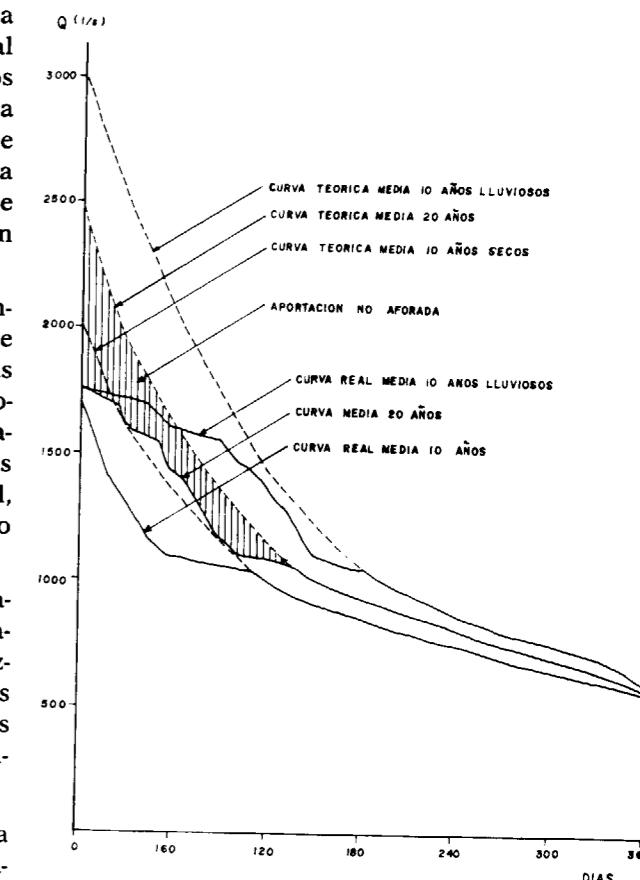


Figura 4.—Curva de caudales clasificados.

vir de contraste con los resultados de la primera parte del modelo SIMERO (denominada Balance). Ello era posible con los datos disponibles, pues se ha seguido un procedimiento en el que intervienen las variables de pluviometría y aportaciones del manantial y que ha sido aplicado al acuífero kárstico (SAHUQUILLO, 1972, 1983). Es un método iterativo de aproximaciones sucesivas hasta conseguir un grado de correlación aceptable.

No nos detenemos aquí a explicar el fundamento teórico del método, tan sólo diremos que su aplicación al acuífero de Vozmediano ha resultado la recta de regresión y coeficiente de correlación siguiente:

$$I = 0,075 P - 19,16; \quad \rho = 0,919$$

donde P es la pluviometría anual en mm. e I la infiltración anual en Hm^3 , o bien expresando todo en láminas de agua para los 130 Km^2 de cuenca:

$$I = 0,58 P - 147,4$$

Así obtenemos, como primer avance, los siguientes datos medios para toda la cuenca:

Pluviometría	714 mm.
Infiltración	264,5 mm.
Coeficiente de infiltración	38,1 %

Y puesto que el 80 por 100 de los valores pluviométricos anuales varían entre 600 mm. y 900 mm. podemos concluir que el coeficiente de infiltración varía entre el 33 por 100 y el 41 por 100.

La fórmula [4] se verá confirmada más adelante siguiendo otro camino.

4.4. Aplicación del modelo Simero al acuífero de Vozmediano

La aplicación del modelo SIMERO de R. DEGALLIER (1972) al acuífero de Vozmediano exige un aporte de información, de cuya posesión dependerá el período de ajuste o simulación, la unidad de tiempo y la fase de tanteos para el ajuste de los parámetros y de los valores iniciales.

Respecto al período de tiempo para simular la aplicación del modelo a través de las series históricas de entradas y salidas del acuífero, y en base a la información disponible sobre estas series históricas, se ha pensado que un período de 21 años seguidos (entre 1959-60 y 1978-80) puede ser suficiente y que para este período se puede conseguir información fiable, como se puede ver en los apartados correspondientes, tanto para la pluviometría, evaporación y escorrentía superficial, como para las salidas por manantial a efectos de contraste y ajuste del modelo a los parámetros del acuífero.

Ahora bien, si bien algunos de estos datos son de periodicidad diaria, el conocimiento de los demás corresponde a períodos mensuales y aun los de periodicidad diaria, como caudales aforados y pluviometría de algunas estaciones, no son directos y comprensivos de toda la cuenca del acuífero, por lo que, en base a ellos, se hace preciso recurrir a estimaciones.

Para la aplicación del modelo SIMERO se hace necesario utilizar una medida de tiempo, evidentemente más pequeña que el año, ya que durante esta unidad de tiempo se supone que la entrada es de flujo constante; pero ha de conjugarse el menor error posible que la discretización del tiempo pueda introducir en las fórmulas de flujo y el que pueda introducirse en los datos originales

o finales de contraste al tener que ser éstos estimados. Teniendo en cuenta estos efectos en la calidad de los resultados se ha considerado prudente el adoptar el mes como unidad de medida del tiempo, con lo que el período de 21 años que va a abarcar la aplicación y contraste del modelo supondrá un total de 252 meses.

Por lo que se refiere a los parámetros del acuífero (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, etc.), aparte de la heterogeneidad del mismo, no se dispone de medidas directas. Ahora bien, la geometría y geología del acuífero se conoce con bastante detalle como para inferir unos intervalos entre los que sea lógico esperar estén comprendidos los valores medios de estos parámetros y con ello facilitar u orientar la fase de tanteo. Incluso se pueden inferir las líneas de flujo para el estudio de la tercera capa o manto freático. De todas formas, en esta fase de tanteo, se hace una aplicación del modelo, con cálculo manual, a lo que ha sido el año medio del período de 21 años, pensando que su ajuste puede ser significativo.

Para su introducción en el programa se recopilan y ordenan las variables de entrada, así como las de salida con periodicidad mensual; se hace una aplicación al año medio que da una primera aproximación de los parámetros, se hace una simplificación del esquema operativo que se traduce a lenguaje de programación y mediante un ordenador se ejecuta el programa. Después de unos tanteos de calibrado se adoptan unos valores finales para los parámetros y se obtienen unos resultados que reflejan con bastante aproximación las series históricas de caudales.

Dichos resultados se analizan con detalle, pero aquí reflejaremos a modo de síntesis el balance del año medio:

	mm.	%	Fecha del tiempo medio	Desviación relativa
Pluviometría	714,2	100,0	18,3	18%
Escorrentía	35,6	5,0	25,2	40%
Evaporación real	404,9	56,7	15,5	51%
Infiltración gravífica	273,7	38,3	13,2	67%
Infiltración llegada al manto	273,7	38,3	21,2	60%
Salidas manantial	273,7	38,3	1,5	13%

Respecto a las curvas de agotamiento que proporciona el modelo se tienen los siguientes resultados:

Capas del acuífero	Coeficientes de agotamiento (día^{-1})	Semivida (meses)	Aportación media anual		Reserva dinámica media en mayo (Hm^3)
			Hm^3	%	
Capa profunda	0,0037	6,23	29,7	85,1	26,8
Capa intermedia	0,0185	1,27	5,0	14,3	1,1
Capa somera	0,0925	0,27	0,2	0,6	0,01
			34,9	100,0	

Con los resultados de la infiltración gravífica, se ha vuelto a calcular la dependencia entre los valores anuales de pluviometría y dicha infiltración, obteniéndose:

$$I = 0,59 \cdot P - 150,6; \quad p = 0,924$$

que coincide prácticamente con los obtenidos en el punto anterior.

Pero, lo que creemos más importante, se ha calculado la correlación múltiple entre los valores mensuales de pluviometría, temperatura e infiltración, obteniéndose los siguientes resultados:

$$I = 0,6 \cdot P - 2,7 \cdot T + 11,7; \quad R_{I \cdot PT} = 0,900$$

donde I y P vienen expresados en láminas de agua (mm.) y T en grados centígrados.

La importancia de este plano de regresión es que la infiltración gravífica se puede calcular fácilmente en función de dos variables (precipitación y temperatura), que son de fácil y más corriente control, con lo que el modelo SIMERO puede quedar muy simplificado en la parte más laboriosa y de más difícil control como es el Balance, al prescindir de las variables de entrada, «evapotranspiración» y «escorrentía» y de su detallado esquema operativo.

De acuerdo con ello, un modelo SIMERO simplificado, que explica las aportaciones mensuales del manantial (U), en función de las dos variables únicas de entrada, precipitación (P) y temperatura (T), puede quedar así:

$$\begin{aligned} S(I) &= 0,6 \cdot P(I) - 2,7 \cdot T(I) + 11,7 \\ T'(I) &= 0,6 \cdot S(I) + 0,4 \cdot S(I-1) \\ U(O \cdot I) &= 0,8949 \cdot [0,1 \cdot T(I) + U(0, I-1)] \\ U(1 \cdot I) &= 0,574 \cdot [0,1 \cdot T(I) + U(1 \cdot I-1)] \\ U(2 \cdot I) &= 0,0623 \cdot [0,1 \cdot T(I) + U(2 \cdot I-1)] \\ U(I) &= U(0 \cdot I) + U(1 \cdot I) + U(2 \cdot I) \end{aligned}$$

modelo que daría como fórmula final para los caudales del mes I, expresados en láminas de agua:

$$\begin{aligned} U(I) &= 0,055 P(I) + 0,037 P(I-1) - 0,248 T(I) - \\ &- 0,165 T(I-1) + 0,4949 \cdot U(0, I-1) + \\ &+ 574 \cdot U(1, I-1) + 0,0623 \cdot U(2, I-1) + 1,792 \end{aligned}$$

Teniendo en cuenta que la contribución media de la aportación de caudales de cada una de las tres capas de caudal total está en la proporción de 85 : 14 : 1, una aceptable simplificación de los tres últimos sumandos de la expresión última sería:

$$\begin{aligned} [0,8949 \cdot 0,85 + 0,574 \cdot 0,14 + 0,0623] \cdot \\ \cdot U(I-1) &= 0,830 \cdot U(I-1) \end{aligned}$$

y dicha expresión quedaría simplificada así:

$$U(I) = 0,055 P(I) + 0,037 P(I-1) - 0,248 T(I) - \\ - 0,165 T(I-1) + 0,83 U(I-1) + 1,79$$

Se hace una interpretación de los sumandos que componen el caudal total en esta fórmula: El primer componente, suma de los cuatro primeros sumandos, es el «efecto próximo de la infiltración gravífica» que, a su vez, depende de las pluviometrías y temperaturas del mes actual y del anterior; esta aportación supone, por término medio, el 8,6 por 100 del caudal anual. El segundo componente, 0,83 U(I-1) representa el «caudal básico» (el 83,4 por 100 del total anual) y está en función del reservorio. El tercero es el denominado «caudal permanente», y representa el 8 por 100 del total anual medio.

Se ensaya esta fórmula para el año medio y sus resultados apenas difieren de los reales y de los obtenidos con el modelo SIMERO completo.

Esta fórmula simplificada puede usarse cómodamente para completar medias hidrométricas, para prever los efectos de años excepcionales de

gran pluviosidad o de prolongada sequía con ciertos supuestos sobre las variables de entrada, para cuantificar alternativas de regulación o modificación del régimen estacional del manantial y aun para hacer previsiones a corto plazo según las distribuciones aleatorias que pueda preverse para las dos variables de entrada y partiendo del caudal registrado en el mes inicial.

4.5. Aproximación al balance del Pérmico-Triásico y a la recarga del karst

Toda la cuenca del acuífero se divide en dos zonas perfectamente diferenciadas y con características hidrogeológicas diferentes:

- a) *Zona del Permotriásico*, situada al este y sur por cuyos laterales constituye una divisoria de aguas. Es la de mayor altitud e hidrológicamente es una zona no influenciada. Tiene mayor precipitación (parte en forma de nieve), mayor escorrentía y la salida de sus aguas, tanto de escorrentía superficial como de manantiales, es con destino a la zona kárstica.
- b) *Zona kárstica*, que limita el acuífero por la parte norte y oeste, mediante capas impermeables. Es de menor pluviometría y sus salidas son el manantial de Vozmediano (al norte), para el agua subterránea, y el río Araviana (al O), para el agua superficial. No da escorrentía superficial propia y aun la del Araviana proviene en su totalidad del Permotriásico. Además de la infiltración pluviométrica, recibe toda el agua de la zona, y cuando esta última llegada excede de su capacidad de filtración, presenta unos excedentes superficiales intermitentes que abandonan el sistema acuífero por el río Araviana.

Las extensiones superficiales de ambas zonas son:

	Km ²
Zona kárstica	70,5
Zona permotriásica	59,5
Total cuenca	130,0

Puesto que la zona permotriásica es una zona no influenciada, al formular el propósito de este estudio, se iniciaron medidas de aforos de sus

arroyos, como básicos para el estudio hidrológico de la misma. Y aunque la información conseguida es más bien corta, en este apartado se ha intentado una aproximación que esperamos pueda afinarse cuando se disponga de series más largas.

Por otra parte, se piensa que, después del estudio hecho en los apartados anteriores, y que hacen referencia a todo el acuífero, y como consecuencia de este conocimiento de la zona del Permotriásico, se pueden deducir algunas conclusiones propias de la zona kárstica.

Para la zona del Permotriásico y para un período de 32 meses se ha conseguido información, que ha permitido deducir datos mensuales sobre pluviometría, caudales de los manantiales, escorrentía y salidas por el estrecho de Araviana. De ellos se ha deducido el coeficiente de agotamiento de los manantiales ($\alpha=0,006$ día⁻¹) y a continuación el cálculo de la infiltración según un procedimiento original que supone el proceso inverso al establecido por el modelo SIMERO para la circulación del agua por la tercera capa o manto freático y que seguidamente comentamos.

El método seguido representa, como se ha dicho, un proceso inverso al establecido por el modelo SIMERO (SANZ PÉREZ, 1986) para la circulación del agua por la tercera capa y simplificado con el uso de sólo el primer factor exponencial que es el que proporciona la casi totalidad de los caudales.

A través de la curva de agotamiento ha quedado determinado, en el punto anterior, el coeficiente de agotamiento $\alpha=0,006$ días⁻¹=0,18 mes⁻¹.

Por otra parte, sabemos que, en el modelo SIMERO, es:

$$K(0)=e^{-\alpha}=\exp \cdot \frac{-\pi^2 \cdot D(3)}{8 \cdot X'}=0,835 \quad [5]$$

$K(0)$ un coeficiente exponencial de la tercera capa. Siendo $D(3)$ factor reductor de dimensión de caudales para la tercera capa. X' longitud media de las líneas de corriente.

Al objeto de deducir, de la igualdad anterior, el parámetro $D(3)$, se ha estimado el valor medio de X' , o sea de la longitud media de las diversas líneas de corriente; éstas guardan cierto paralelismo y se extienden desde la proximidad a las cimas respectivas hasta donde afloran los manantiales, que por regla general lo hacen antes de

terminar las laderas y de su llegada al karst, si bien no son fuentes únicas para cada arroyo. Dada la geometría de la zona se ha tomado $X'=3$ Km.

De acuerdo con este valor sale, despejando de [5]:

$$D(3)=\frac{8 X' \cdot \alpha}{\pi^2}=437,7$$

Respecto a $C(2)$, o factor corrector para caudales en tercera capa, se deduce la ecuación

$$C(2) \cdot D(3) \cdot \frac{1-K(0)}{K(0)}=X'$$

con lo que se obtiene el valor $C(2)=1,354$.

Por otra parte, los valores reducidos [Z(I)] de la infiltración [T(I)] llegada al manto, divididos por X' para expresarlos en mm., como los caudales, serán:

$$Z(1)=\frac{T(I) \cdot C(2) \cdot D(3)}{3.000}=0,1975 \cdot T(I) \quad [6]$$

$Z(I)$ lámina de agua llegada a la tercera capa reducida para caudales.

$T(I)$ lámina de agua llegada al manto.

Pues bien, si $U(I)$ son los caudales, expresados en láminas de agua (mm.), de la serie recurrente que usa el agua SIMERO para un sólo término exponencial

$$U(I)=[U(I-1)+Z(I)] \cdot K(0)$$

se deduce que

$$Z(I)=\frac{U(I)}{K(0)}-U(I-1)$$

o sea, en nuestro caso,

$$Z(I)=\frac{U(I)}{0,835}-U(I-1) \quad [7]$$

fórmula recurrente que nos permite calcular los valores de $Z(I)$ a partir de los de $U(I)$.

Y puesto que de la fórmula [6] se deduce que $T(I)=5,062 \cdot Z(I)$, la [7] quedará así:

$$T(I)=\left[\frac{U(I)}{0,835}-U(I-1)\right] \cdot 5,062$$

o bien

$$T(I)=6,06 U(I)-5,06 \cdot U(I-1) \quad [8]$$

Aplicada esta fórmula de recurrencia a los datos mensuales disponibles de caudales $U(I)$ para 31 meses, se obtienen los resultados para la infiltración llegada al manto $T(I)$ de 30 meses. Es de notar que los valores de $T(I)$ para algún mes son negativos y que corresponden a los meses con déficit pluviométrico.

A partir de estos valores de $T(I)$ han de calcularse los de infiltración gravífica $S(I)$ resultante del balance. Ello se ha hecho por estimación de cada mes, admitiendo un retraso medio de un mes para la percolación del agua a través de la capa no saturada y teniendo en cuenta que $S(I) \leq P(I) - E(I)$, lo cual ha sido posible, pues se conocen los datos mensuales de pluviometría, $P(I)$, y de escorrentía superficial, $E(I)$.

Con el mismo objeto de simplificar el balance de esta zona y conscientes de que el período de observación ha sido corto, lo cual puede restar precisión a los resultados, se intenta establecer la dependencia funcional, de tipo lineal, entre la infiltración, pluviometría y temperatura.

Ya ha quedado explicado cómo se han obtenido los datos básicos de pluviometría e infiltración para el período de treinta y un meses. Unicamente añadir que los de temperaturas medias mensuales han sido proporcionados por el observatorio meteorológico de Soria y corresponden, por tanto, a las habidas en dicha estación.

Dichos resultados, si bien con un grado de significación mediano, ya que $R_{S,PT}=0,6$, se sintetizan en el plano de regresión

$$S=0,4 P - 1,4 \cdot T - 7,4 \quad [9]$$

donde P (precipitaciones) y S (infiltración gravífica) están expresados en mm y T (temperaturas medias mensuales) en grados centígrados, correspondiendo éstas a la estación de Soria.

La recta que limita los valores positivos y negativos de la infiltración es:

$$0,4 P - 1,4 T + 7,4 = 0$$

La infiltración media dada por esta regresión [9], sin atender los déficits pluviométricos, o sea sin considerar los valores negativos de julio y agosto, sale 20,5 mm. mensual, lo que da para el coeficiente de infiltración un valor del 31,1 por 100 de la pluviometría. Este valor es inferior en ocho puntos al que sale como media (39,5%) para toda

la cuenca, y en ello influye principalmente la mayor escorrentía favorecida por la mayor impermeabilidad del terreno y por las fuertes pendientes topográficas.

De esta regresión múltiple se puede deducir la regresión simple entre *valores anuales* de precipitación e infiltración, suponiendo que todos los años son como el año medio en cuanto a temperaturas. Con este supuesto y sumando la infiltración negativa de julio y agosto para considerar solamente la infiltración gravífica, queda

$$\sum_{i=1}^{12} S_i = 0,4 \cdot \sum_{i=1}^{12} P_i - 1,4 \cdot \sum_{i=1}^{12} T_i + 7,4 \cdot 12 + 12,2$$

y expresando con $S' = \sum_{i=1}^{12} S_i$ y $P' = \sum_{i=1}^{12} P_i$, o sea los valores anuales de estas variables, queda

$$S' = 0,4 \cdot P' - 70 \quad [10]$$

Para una pluviometría media de 793,4 mm. sale una infiltración media de 247,4 mm., o sea el 31,2 por 100, y puesto que el 80 por 100 de los valores pluviométricos oscilan entre 650 mm. y 1.000 mm., podemos concluir que dicho coeficiente de infiltración oscila entre el 29 por 100 y el 33 por 100.

LA INFILTRACION EN LA ZONA KARSTICA

Se pretende deducir, por diferencia entre toda la cuenta y la zona del permotriásico, la infiltración de la zona kárstica.

La parte más insegura del balance corresponde a la escorrentía superficial del permotriásico, ya que los aforos efectuados durante treinta y dos meses han correspondido a un período de sequía y el porcentaje del 18,7 por 100, respecto a los caudales de las fuentes, que sale para dicho período, ha de considerarse bajo, ya que la escorrentía se nutre de la lluvia y la nieve, que ha sido escasa, y en los manantiales influyen además las reservas de los acuíferos.

Ahora bien, puesto que en la regresión obtenida para toda la cuenca, entre infiltración (S) y pluviometría (P) anuales,

$$S = 0,6 \cdot P - 146 \quad [11]$$

está incluida en S' , la recarga del karst, puesto que es agua que no sale de la cuenca y va al acuí-

fero, a la infiltración deducida en el punto anterior para el permotriásico ($S_t = 0,4 \cdot P - 70$), y a los efectos de deducir la infiltración en el karst por resta con la infiltración deducida de [11] habrá que añadir dicha escorrentía que no sale de la cuenca por el Araviana, lo cual supone un 7,4 por 100 de S_t .

Con ello se tendrá, teniendo en cuenta las superficies de las zonas

$$130 \cdot S = 59,5 - 1,074 S_t + 70,5 S_k$$

y poniendo para la infiltración S_k en el karst

$$S_k = m \cdot P_k - n$$

Las fórmulas respectivas para S y S_t y expresando todo en función de la pluviometría media (P) de la cuenca será:

$$130 (0,6 P - 146) = 59,5 \cdot 1,074 (0,4 \cdot 1,11 P - 70) + 70,5 (m \cdot 0,907 P - n).$$

O sea,

$$78 P - 18980 = (28,37 + 63,9 \cdot m) P - (4473,2 + 70,5 \cdot n)$$

y de esta identidad se deduce que

$$78 = 28,37 + 63,9 \cdot m \\ 18980 = 4473,2 + 70,5 \cdot n$$

de las cuales sale que

$$m = 0,77 \quad n = 205$$

con lo que la regresión entre pluviometría e infiltración de la zona kárstica será

$$S_k = 0,77 P_k - 205 \quad [12]$$

expresión que para una pluviometría media en dicha zona de 648 mm. corresponde una infiltración de 294 mm. y un coeficiente de infiltración del 45,3 por 100.

BALANCES HIDRAULICOS

Con los resultados de los puntos anteriores se pueden establecer los balances hidráulicos de cada zona y de toda la cuenca.

Zona del permotriásico:

Superficie: 59,5 Km².

Pluviometría media: 793,4 mm/año.

Regresión: $S_t = 0,4 \cdot P_t - 70$ (en mm. anuales).

Balance año medio:

Partidas	mm.	Hm ³	%
Pluviometría	793,4	47,2	100,0
Evaporación	484,1	28,8	61,2
Infiltración	247,4	14,7	31,2
Escorrentía	61,9	3,7	7,8
Destino:			
Infiltración+escorrentía	309,3	18,4	100,0
Salidas Araviana (1)	43,7	2,6	14,1
Salidas Aldehuela (2)	20,2	1,2	6,5
Recarga al karst	245,4	14,6	79,4

(1) Procede de escorrentía.

(2) Procede de infiltración.

Zona kárstica:

Superficie: 70,5 Km².

Pluviometría media: 648,2 mm/año.

Regresión: $S_k = 0,77 P_k - 205$ (en mm. anuales).

Balance año medio:

Partidas	mm.	Hm ³	%
Pluviometría	648,2	45,8	100,0
Evaporación	353,8	25,0	54,6
Infiltración	294,0	20,8	45,4
Escorrentía	—	—	—
Entradas	501,1	35,4	100,0
Infiltración	294,0	20,8	58,7
Recarga de permotriásico	207,1	14,6	41,3
Salidas (Vozmediano)	505,1	35,4	100,0

Toda la cuenca (fig. 5):

Superficie: 130 Km².

Pluviometría media: 715,3 mm/año.

Regresión: $S = 0,6 P - 146$ (en mm. anuales).

Balance del año medio:

Partidas	mm.	Hm ³	%
Pluviometría	715,3	93,0	100,0
Evaporación	413,8	53,8	57,8
Escorrentía superficial (1)	20,0	2,6	2,8
Infiltración	281,5	36,6	39,4
Destino de la infiltración:			
Vozmediano	272,3	35,4	97,0
Aldehuela	9,2	1,2	3,0

(1) Salidas por el Araviana.

Se parte del principio que los dos dispositivos hidrogeológicos descritos, el kárstico y el Permo-

EL KARST DEL SUR Y OESTE DEL MONCAYO...

triásico, están aislados uno de otro por el nivel impermeable del Keuper, por lo que no existe transferencia subterránea.

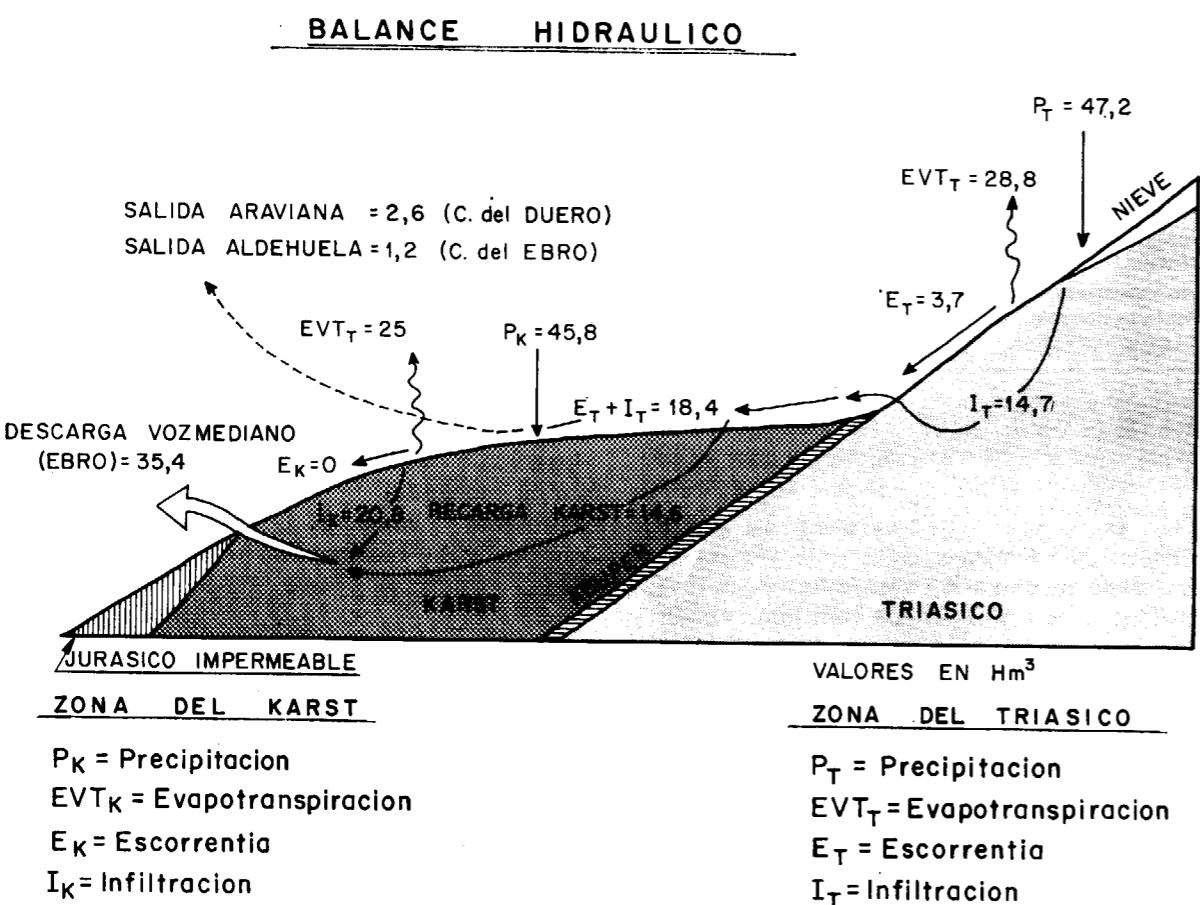
En lo que respecta a la zona del Permotriásico, ésta tiene una precipitación de 47,2 Hm³ y una evapotranspiración de 28,8 Hm³. El caudal saliente se efectúa por medio de escorrentía superficial (3,7 Hm³) y manantiales (14,7 Hm³). Del total de esta escorrentía (3,7 + 14,7 = 18,4), 14,6 Hm³ se recargan, por sumideros, al karst y 3,8 Hm³ salen superficialmente del sistema por los ríos Araviana (2,6 Hm³) y Aldehuela (1,2 Hm³).

La zona kárstica tiene una precipitación de 45,8 Hm³. No existe escorrentía superficial; la infiltración es de 20,8 Hm³. La descarga se efectúa por el manantial de Vozmediano (35,4 Hm³), que representa la suma de la infiltración en la zona kárstica y la recarga superficial del Permotriásico.

De este balance y considerando la superficie de la cuenca del Polje de Araviana, se puede deducir fácilmente que, aproximadamente el 75 por 100 de la alimentación del manantial de Vozmediano proviene de la cuenca del Duero, es decir, del polje y su cuenca circundante, y que tan sólo la cuarta parte es de la del Ebro, con lo que resulta evidente el traspase subterráneo de agua de la vertiente atlántica a la del mediterráneo. Aparte de que actualmente existe una labor superficial de zapa por parte del Isuela y del Keyles en la cabecera del Araviana, la cuenca alta de este río (90 Km²), se encuentra capturada, si no hidrográficamente sí hidrogeológicamente, ya que tan sólo un 10 por 100 de la aportación hídrica que recoge la tributaria al Duero, y el 90 por 100 restante va subterráneamente al Ebro.

4.6. Hidroquímica y calidad de agua

De los análisis químicos realizados en muestras de agua correspondientes al acuífero del Permotriásico y kárstico (Manantial de Vozmediano), queda de manifiesto las diferentes composiciones de agua de una y otra zona: mientras que las aguas del Triásico y Pérmico son frías, dulces, agresivas y con una débil mineralización, las de Vozmediano son algo más duras y más mineralizadas. Este manantial es potable para bebida y no representa problemas importantes para su utilización en regadíos o industria.



4.7. Aspecto práctico del estudio

No se pretende aquí estudiar en profundidad la aplicación práctica de este estudio, ya que la gestión del acuífero exigiría estudios y colaboraciones de otro carácter. Sólo queremos resaltar la importancia de la utilidad que puede tener este acuífero y apuntar algunas ideas sobre este tema.

El aspecto más práctico que vemos en la explotación del acuífero de Vozmediano es la regulación del manantial que lo drena. La regulación para ciclos de uno o más años beneficiaría la huerta de la vega del Queiles, aumentando y mejorando su superficie regable, pudiendo suplir, quizás, el papel que desempeñaría la presa proyectada, a tal fin, en Los Fayos de Tarazona —y que recientemente ha sido incluida en el plan de

construcción de nuevos embalses que el Gobierno quiere llevar a cabo—, pero con muchos menos coste de obra, ya que bastaría la realización de pozos de captación, y aún éstos serían muy posiblemente artesianos en las inmediaciones de Vozmediano, con el consiguiente ahorro total o parcial de energía. Dejamos aparte las sabidas ventajas que de por sí tienen los embalses subterráneos sobre los de superficie: ausencia de evaporación y soterramiento, vida ilimitada del embalse. Los 200 l/s. que tiene el Val serían los únicos que no entrarían en la regulación subterránea y sí interesaría embalsarse.

En cuanto a la calidad química del agua para su utilización en regadio no presenta problemas, según vemos por los análisis efectuados. Reúne también las condiciones necesarias de potabilidad.

No vemos que la regulación del manantial pueda afectar negativamente a los saltos hidroeléctricos ubicados aguas abajo del manantial, entre Vozmediano y Los Fayos de Tarazona, aprovechando el fuerte desnivel existente. En estiaje se podría bombear seguramente un gran caudal, la que mantendría las centrales en su máxima producción durante los meses en que desciende dicha producción de energía y es más cara.

SÁENZ RIDRUEJO (1968) ya pensó que si el Araviana tuviese un caudal importante, éste podría incorporarse al Ebro, vía acuífero de Vozmediano. Su aportación, que posteriormente se ha comprobado que para un año medio asciende a 2,2 Hm³, podría, desde luego, recargarse artificialmente de una manera fácil y económica en el Polje de Araviana.

Una utilización secundaria podría ser el abastecimiento de agua a Olvega, tal como recientemente la villa de Agreda ha hecho, realizando el único pozo existente en el acuífero.

AGRADECIMIENTOS

Deseo mostrar mi agradecimiento al profesor doctor don Clemente Sáenz Ridruejo por habernos sugerido este estudio y ayudado en su realización. Asimismo a la Sección de Hidrogeología del Servicio Geológico de Obras Públicas, cuyo titular era Andrés Sahuquillo, por la información proporcionada respecto a la zona. Por último, queremos hacer especial mención al doctor don Pedro Emilio Martínez Alfaro, por su planificación, orientación y dirección de nuestra Tesis Doctoral.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS PARRA, M., e HIGES ROLANDO, V.: *Contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Soria (Cuevas de Villacierbos y de Cuevas de Agreda)*. Celtiberia, número 48, C. E. S., Soria (1974).
- BIROT, P.: *Le relief calcaire*. C. D. U., 283 pp., París (1966).
- CVIJIC, J.: *Das Kartsphänomen*. Geogr. Abh., V, pp. 217-230, Berlín (1893).
- DEGALLIER, R.: *Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains: le modèle SIMERO*. Bulletin
- du B. R. G. M. (Deuxième série). Section III, núm. 3, pp. 23-42, 6 tabl. (1972).
- GARCÍA SAINZ, L.: *El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación*. Discurso leído en la solemne apertura del curso académico 1947-48, p. 41. Valencia (1947).
- GÓMEZ DE LLARENA, J.: *Excursiones a las sierras de la Demanda, Urbión y Moncayo*. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, núm. 16. Madrid (1916).
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 351 del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (Olvega)* (1973).
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 319 del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (Agreda)* (1981).
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 352 del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (Tabuenca)* (1982).
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E., y ARENILLAS PARRA, M.: *La morfología glaciar del Moncayo*. Tecniterra, núm. 18, pp. 132-134. Madrid (1977).
- MENSUA FERNÁNDEZ, S., y PELLICER CORELLANO, F.: *El Piedemonte del Moncayo*. Cuadernos de Estudios Borjanos, VI, pp. 109-135. Borja (1980).
- PALACIOS, P.: *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria*. Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid (1890).
- PELLICER CORELLANO, F.: *El periglaciarismo del Moncayo*. Geographicalia, núms. 7-8. Zaragoza (1980).
- SÁENZ GARCÍA, C.: *Anecdotal geológico de los ríos sorianos*. Celtiberia, núm. 6 C. E. S. Soria (1953).
- SÁENZ GARCÍA, C.: *Miscelánea de la historia fluvial española*. Notas y Comunicaciones del IGME, núm. 50, pp. 149-180. Madrid (1958).
- SÁENZ RIDRUEJO, C.: *Estudio de la viabilidad técnico-ecológica del plan de riegos del Queiles. 1.ª etapa*. Direcc. General de Obras Hidráulicas. Madrid (1968).
- SANZ PÉREZ, E.: *Un yacimiento de vertebrados fósiles en el término de Matalebreros (Soria)*. Boletín de Informaciones y Estudios del Servicio Geológico de Obras Públicas, núm. 42, pp. 139-146. Madrid (1983).
- SANZ PÉREZ, E.: *El karst del sur y oeste del Moncayo*. Inédita. Tesis Doctoral. Univ. Complut. Madrid (1984).
- SANZ PÉREZ, E.: *Un modelo SIMERO de simulación de la escorrentía superficial y subterránea*. Boletín Geol. y Min., T. XCVI, nov.-dic. 1985, pp. 54-74.
- SANZ PÉREZ, E.: *Aplicación del modelo SIMERO al manantial de Vozmediano*. Boletín Geológico y Minero, Tomo XCVII, enero-febrero 1986, pp. 42-64.
- SWEETING, M. M.: *Karst Landsforms*. The Macmillan Press, p. 362. Londres (1972).

GEOQUIMICA

Determinación espectrofotométrica del wolframio en muestras minerales con contenidos comprendidos entre 0,005 y 0,15 %

Por A. CAMARA (*) y J. ZATO (**)

RESUMEN

Se recomienda una técnica de microdeterminación cuantitativa del wolframio por espectrofotometría U-V que, utilizando el tiocianato como agente de formación del complejo, la metil-isobutil-cetona como agente de extracción y midiendo a un λ de 420 nm después de 15 minutos de tiempo de retención, permite, partiendo de una muestra de mineral de 0,5 g., determinar contenidos en wolframio entre 0,005 por 100 y 0,15 por 100.

ABSTRACT

A technique for quantitative microdetermination of wolframium they by means of U-V spectrophotometry is recommended. Conditions for such technique are: thiocyanate as agent for the formation of complex, methyl-isobutyl-ketone as extraction agent, 420 nm wavelength and 15 minutes retention time. For a 0.5 g sample of mineral, such conditions allow the determination of wolframium contents in the range 0.005 per cent to 0.15 per cent.

REACTIVOS

- Disgregante (mezcla al 50 por 100 de K_2CO_3 y Na_2CO_3).
- Ácido clorhídrico concentrado.
- Cloruro de estaño II (disolución al 10 por 100 en ácido clorhídrico 6N).
- Tiocianato potásico (disolución acuosa al 25 por 100).
- Metil isobutil cetona.

PROCEDIMIENTO

Disgregación

Se pesan 0,5 g. de muestra y se disgregan con unos 3 g. de fundente, añadiendo además una lenteja de NaOH en crisol de platino, acero inoxidable o, en su defecto, en un tubo de vidrio pequeño.

(*) Dr. Ingeniero de Minas. Profesor de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

(**) Dr. en Ciencias Químicas. Profesor de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

La masa disgregada se extrae con agua y lleva a 20 ml. en un tubo graduado.

Si se fundió en tubo de vidrio, se introduce éste caliente en un vaso, con unos 10 ml. de agua, para que rompa, y luego se calienta a ebullición hasta disolución total, vertiendo en un tubo graduado el extracto y llevando a 20 ml. con sucesivas aguas de lavado. Parte del contenido del tubo graduado, bien homogeneizado, se deja decantar o se centrifuga, tomando con una pipeta 4 ml. del líquido claro sobrenadante.

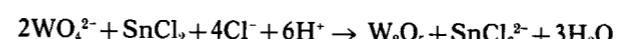
Método analítico

Las obras clásicas de análisis estudian los métodos de determinación de wolframio agrupándolos según tres reactivos principales: tiocianato, diol y hidroquinona. BUSEV, en su revisión de los métodos que utilizan tiocianato, concluye que este método es bueno para muestras minerales con contenidos entre 0,0003 y 1,5 por 100 de wolframio en presencia de hasta 10 por 100 de arsénico, 3 por 100 de antimonio, 0,5 por 100 de molibdeno, 0,3 por 100 de cromo y 0,1 por 100 de vanadio, selenio y teluro.

Determinación con tiocianato

El wolframio (VI) obtenido en la disgregación se trata con ácido clorhídrico, se reduce con cloruro de estaño (II) y se le adiciona el tiocianato.

La reducción con cloruro de estaño (II) en medio ácido vendría dada mediante la reacción



La adición del tiocianato produce la formación de complejos wolframio (V) — Tiocianato, que son los que determinan el color.

A los 4 ml. del líquido obtenido de la disgregación se le añaden 3 ml. de ácido clorhídrico concentrado, 4 ml. de $SnCl_2$, y se lleva a baño maría durante cinco minutos, previa agitación.

A continuación, se tapan los tubos con un tapón de caucho blanco y se llevan a un baño de hielo durante otros cinco minutos.

Transcurridos éstos, se añade a cada tubo 1 ml. de la disolución de tiocianato y se vuelve a colocar otros 10 minutos en el baño de hielo para que se desarrolle el color, después de haber agitado bien.

Extracción con disolvente

Como consideraciones generales se puede establecer que:

- La extracción del catión depende directamente de la solubilidad del complejo en la fase orgánica y viene definida mediante el coeficiente de distribución.
- La extracción del catión es proporcional a la constante de estabilidad del complejo.
- La extracción del complejo depende del pH de la disolución.

Se han experimentado varios de los reactivos, especialmente recomendados para la extracción del wolframio, tales como el alcohol isomílico, octanol, decanol, algunos entre los acetatos de etilo, isobutilo, éter isopropílico, fosfato de isobutilo, etc., y se comprueba que el comportamiento de la metil isobutil cetona hace recomendable este disolvente para la extracción del complejo wolframio-tiocianato. Así, una vez transcurridos los 10 minutos en el baño de hielo, se le añaden 5 ml. de metil isobutil cetona y previa agitación se dejan sobre una gradilla. La medida se debe realizar tras la espera del denominado tiempo de retención, es decir, aquel en que además de conseguir la linealidad de los puntos se obtiene el máximo de pendiente de la recta. En la representación gráfica de las medidas realizadas (fig. 1), a 2 minutos, 15 y 30 minutos se comprueba que la medida óptima debe realizarse a 15 minutos.

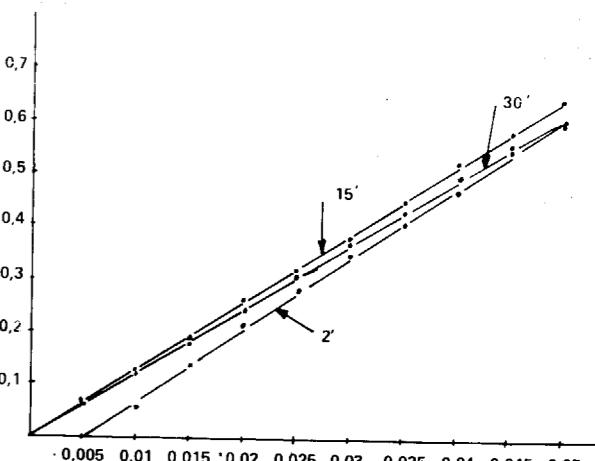


Figura 1

La lectura espectrofotométrica se realiza a una longitud de onda de 420 nm. en cubeta de 1 cm. y con anchura de ventana de 1 nm.

Preparación de patrones

Se pesan 1,2611 g. de WO_3 reactivo análisis, o bien 1,7942 g. de $Na_2WO_4 \cdot 2H_2O$ r.a. y se disuelven el primero con auxilio de unas lentejas de NaOH ó KOH y el segundo simplemente con agua destilada, llevando el volumen total a 1 litro. Esta disolución corresponde a 1.000 p.p.m. de wolframio, y cuando se toma 1 ml. de la misma, se lleva a 20 y del extracto se toma otro ml., llevándolo hasta 4 ml. nos referiremos a una concentración de 0,05 en tanto por ciento de contenido en wolframio de una supuesta muestra, tratada según se indicó anteriormente. Esta disolución la utilizaremos para dosificar cantidades de wolframio comprendidas entre 0,05 por 100 y el 0,5 por 100, según partamos de 1 hasta 10 ml. de la disolución madre.

Las disoluciones diluidas siguientes se prepararán por diluciones de la disolución original.

Como blanco se toma un tubo con 4 ml. de agua destilada y se opera de modo idéntico al descrito.

Tratamiento estadístico de resultados

El método de mínimos cuadrados realiza el mejor ajuste, de forma tal que el objetivo es minimizar la suma de cuadrados de las desviaciones:

$$S = S(\beta) = \sum_{i=1}^n (y_i - \eta_i)^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \beta x_i)^2$$

Una forma de encontrar el parámetro β que hace

S mínima sería mediante la representación de S en función de β y determinar el mínimo de dicha representación (sólo existiría uno, puesto que se trata de una parábola).

Para ciertos problemas lineales de mínimos cuadrados existe una identidad entre la suma de los cuadrados y sus grados de libertad:

$$\sum_{i=1}^n y_i^2 = \sum_{i=1}^n \bar{y}_i^2 + \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2$$

Si llamamos P al número de parámetros estimados, la tabla del análisis de la varianza sería:

	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Media cuadrados	F
Modelo	$S_m = \sum_{i=1}^n \bar{y}_i^2$	P	S_m/P	$\frac{S_m}{S_R} \rightarrow F$
Residuos	$S_R = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2$	$n - P$	$S_{R/(n-P)}$	

donde $\frac{S_m}{S_R} \rightarrow F$ quiere decir que sigue una distribución F de Fisher con $(P, n - P)$ grados de libertad, e informará sobre la significancia del análisis.

Este test de Fisher es equivalente al de la T de Student, ya que si $\beta^* = 0$ para $P = 1$,

$$T = \sqrt{\frac{S_m}{S_R}}$$

Los valores obtenidos en las determinaciones con la metil isobutil cetona con un tiempo de retención de 15 minutos y para concentraciones de wolframio comprendidas entre 0,005 y 0,15 por 100 se resumen en los siguientes datos.

Coeficiente de regresión = 1.

$$F = 33.183,5 \quad (T = 182, 163)$$

Recibido: Enero 1986

Estudio del efecto de matriz en la determinación de elementos pesados por fluorescencia de Rayos X

Por A. VERGARA PARDEIRO (*) y J. A. MARTIN RUBI (*)

RESUMEN

Se ha efectuado la medida de Ce, La, Y, Th, Nb, Ta, por fluorescencia de Rayos X, estudiándose el efecto de matriz en la determinación de estos elementos.

Se han elegido tres matrices (metalica, débilmente metálica y silicatada) y se han obtenido las rectas de calibrado correspondientes. Las curvas de calibrado obtenidas se han aplicado al análisis de Ce, La, Y, Th, Nb y Ta en arenas procedentes de diferentes playas de Galicia.

SUMMARY

Ce, La, Y, Th, Nb, Ta have been determined by X-Ray Fluorescence Analysis, by studying the matrix effects in special the Fe and Ti influence.

Three matrixes have been selected (metallic, weakly metallic and silicated) and the corresponding calibration curves obtained are applied to the determination of these elements in four samples of sand from several beaches of Galicia.

INTRODUCCION

La intensidad de la radiación de fluorescencia emitida por un elemento a , cuya concentración se define como C_a , se puede expresar por la ecuación

$$I_a = K \frac{C_a}{C_n (\mu_1 + \mu_2)_n}, \quad [1]$$

siendo K una constante que depende de la distribución espectral del haz primario (distribución espectral del tubo que se emplee para excitar la muestra), de la geometría del sistema de excitación y de la propia naturaleza del elemento a . Los términos μ_1 y μ_2 son respectivamente los coeficientes de absorción másicos de cada elemento de la muestra referidos a las radiaciones de excitación y de fluorescencia del elemento a . C_n se define como la concentración de cada elemento presente en la muestra.

La ecuación [1] referida a un elemento particular (por ejemplo, el Ce) es:

$$I_{ce} = K \frac{C_{ce}}{C_{ce}(\mu_1 + \mu_2)_{ce} + C_m(\mu_1 + \mu_2)_m}, \quad [2]$$

siendo el término C_m la concentración de los restantes elementos distintos del Ce que se encuentran presentes en la muestra, de forma que

$$C_{ce} + C_m = 1 \quad [3]$$

Por la ecuación [2] se puede deducir fácilmente que la intensidad del Ce vendrá afectada por la concentración de los restantes elementos de la matriz, y principalmente por sus coeficientes de absorción másicos.

Según la ecuación [2], para conseguir que la I_{ce} no dependa de la matriz en que se encuentre y represente efectivamente la concentración del elemento Ce, independiente de los restantes términos presentes en la matriz, se puede conseguir de varias formas:

1) Haciendo que los coeficientes de absorción

(*) Laboratorio de Rayos X. IGME.

- másicos de la matriz sean tan altos que al denominador de la ecuación [2] no le afecte cualquier variación de matriz.
- 2) Aumentando el término C_m de tal forma que la variación de los coeficientes de absorción másicos no representen variaciones sensibles en el denominador de la ecuación [2].
 - 3) Efectuando las curvas de calibrado con matrices muy similares a las que se van a medir con cada elemento.

Para el presente trabajo se han desecharado las soluciones [1] y [2] (adición de un elemento con alto coeficiente de absorción y dilución de la muestra) debido a que se intentan determinar elementos pesados, en muy baja concentración, y que además presentan el problema de que con el tubo de Rh disponible en el equipo de Fluorescencia presentan muy baja respuesta, incluso con los dos contadores simultáneos y con condiciones de excitación extremas.

Es por tanto que se han hecho las curvas de calibrado para los tres tipos de matrices que se han considerado más apropiadas: una matriz A metálica (45 por 100 de $TiO_2 + Fe_2O_3$), la matriz B medianamente metálica (20 por 100 de $TiO_2 + Fe_2O_3$) y la matriz C silicatada (70 por 100 de SiO_2). Para la selección de estas tres matrices se ha tenido en cuenta la composición real de las muestras en las

TABLA 1
Condiciones experimentales

Elemento	Línea	2Ø	Cristal	Contador	Potencia tubo
Ce	$K\alpha$	10.07	FLi 200	F+C	80 Kv, 30 mA
La	$K\alpha$	10.52	FLi 200	F+C	80 Kv, 30 mA
Y	$K\alpha$	23.70	FLi 200	F+C	50 Kv, 50 mA
Th	$L\alpha$	27.40	FLi 200	F+C	50 Kv, 50 mA
Nb	$K\alpha$	21.34	FLi 200	F+C	50 Kv, 50 mA
Ta	$L\alpha$	44.36	FLi 200	F+C	50 Kv, 50 mA

Matrices utilizadas

	A	B	C
	%	%	%
TiO_2	25	10	1
Fe_2O_3	20	10	4
SiO_2	40	55	70
Al_2O_3	5	10	15
Na_2O	2	2.5	2.5
MgO	2	2.5	2.5
CaO	3	5	1
K_2O	3	5	4

Ce y La se ha utilizado la línea $K\alpha$, con la que se ha tenido que hacer una discriminación electrónica muy cuidadosa de la señal emitida debido a que la línea $L\alpha$, que sería la más adecuada para la medida de estos elementos por no encontrarse en el espectro continuo del tubo y presentar la suficiente separaciónpectral, no se ha podido utilizar por no presentar con el tubo de Rh la suficiente sensibilidad para medir estos dos elementos a las concentraciones que se requerían en el presente trabajo.

que interesa medir estos elementos. Las matrices A y B se han elegido con alto contenido en Fe y Ti, ya que en las arenas de playas, fundamentalmente en arenas de playas gallegas, en las que se sabe que existen estos elementos, se encuentran acompañados por Ilmenitas y Magnetitas, y al efectuar un concentrado de elementos pesados éstos van a ir acompañados de estos dos minerales como componentes principales.

La matriz C (fuertemente silicatada) se ha elegido para el caso que se quieran medir estos elementos en la muestra todo uno, de gran contenido en cuarzo, sin efectuar ninguna concentración, o bien en el caso de Granitos o Rocas silicatadas.

CONDICIONES EXPERIMENTALES

Se ha usado un espectrómetro de fluorescencia Philips, modelo PW-1450-ADP, con un ordenador Philips P-855-M conectado al espectrómetro.

Las muestras se han medido en el espectrómetro en forma de pastilla, obtenida por prensado a 40 Tm/cm² de 8 gramos de muestra finamente pulverizada mezclados con 3,5 cc. de una disolución de ELVACITE 2044 en acetona al 20 por 100.

Las condiciones de trabajo se expresan en la tabla I. Hay que hacer notar que para la medida de

RESULTADOS

Los resultados obtenidos se expresan en la tabla 2. Como se puede observar, las desviaciones típicas calculadas a las rectas de regresión oscilan entre 10 y 80 pmm., lo que se considera aceptable para la medida de estos elementos, ya que el rango de concentración estudiado varía entre 50 y 1.000 pmm.

De la tabla 2 se deduce que la composición de la matriz influye diferentemente según sea el elemento que se analiza. En el caso de Ce se obtienen curvas de calibrado semejantes para las matrices C y B y sensiblemente distintas para la matriz A, lo que revela que el contenido metálico de la muestra influye en la determinación de Ce sólo en el caso de ser éste alto. Para la determinación de La se obtienen tres curvas de calibrado distintas, lo que indica que incluso un bajo contenido metálico en la matriz influye en la determinación de este elemento.

En los restantes elementos (Y, Th, Nb y Ta) se deduce de la tabla 2 que se pueden diferenciar claramente dos casos: Que las muestras tengan un

TABLA 2
Condiciones curvas de calibrado

Elemento	Matriz A			Matriz B			Matriz C		
	E	D	σ	E	D	σ	E	D	σ
Ce	6.1797	4.8641	4.8290						
	0.00438	0.00412	0.00579						
	0.00122	0.00233	0.00126						
La	6.6541	5.1640	5.9063						
	-0.00202	-0.00278	-0.0133						
	0.00268	0.00186	0.00120						
Y	1.6237	1.6333	1.08612						
	0.0049	-0.00069	-0.00036						
	0.0060	0.00109	0.00100						
Th	4.5493	4.68517	3.27522						
	-0.00232	-0.01320	-0.1264						
	0.00790	0.00107	0.00153						
Nb	1.1977	1.0755	0.66947						
	-0.0200	-0.01215	-0.00060						
	0.00343	0.00115	0.00141						
Ta	10.6284	9.8035	6.5067						
	0.00314	0.00253	0.00357						
	0.00647	0.00299	0.00475						

E=Pendiente de la recta. D=Ordenada en el origen.

σ =Desviación típica recta de calibrado.

contenido metálico medio o alto (caso de las matrices A y B), en cuyo caso se obtienen curvas de calibrados similares, o bien en una matriz silicatada (matriz C) que se obtiene una curva de calibrado muy distinta que con las dos matrices anteriores.

También se deduce, de la tabla 2, que el contenido metálico en las muestras a analizar produce una disminución en la intensidad de las líneas de emisión de estos elementos, lo que traerá consigo que cuanto mayor sea el contenido metálico de una muestra se obtenga un mayor límite de detección en la medida de Ce, La, Y, Th, Nb y Ta.

En la tabla 3 se expresan los valores obtenidos para cada muestra empleando las curvas de calibrado que se detallan en la tabla 2.

APLICACION DE LAS RECTAS DE CALIBRADO A LA DETERMINACION DE ELEMENTOS PESADOS EN ARENAS DE PLAYA

Se han elegido cuatro muestras de arenas de playa procedentes de las rías de Arosa, Pontevedra, Vivero y Ribadeo. De cada muestra se ha realizado un análisis granulométrico previo por tamizado, sometiéndose distintas fracciones granulométricas a una concentración gravimétrica en mesa Wilfley, obteniéndose de cada uno un concentrado, que es el que se ha medido por fluorescencia de Rayos X, una parte estéril y una fracción de mixtos. Los resultados de la concentración quedan expresados en la tabla 4. Con el fin de comprobar la eficacia del proceso de concentración se efectuó un estudio por Difracción de Rayos X de la muestra A, que dio como resultados que en la muestra «todo uno» los minerales principales eran Cuarzo, Feldespatos, Anfibol y Mica, y el concentrado, entre 0,250 mm. y 0,125 milímetros; sus componentes principales eran Ilmenita, como componente principal, y Anfibol, Monacita y Círcón, como componentes secundarios, acompañados por cuarzo en pequeñas cantidades.

Los resultados del análisis por F. R. X quedan expresados en la tabla 5. La playa que da mejores resultados es la de Compostela (Ría de Arosa), hecho fácilmente explicable debido a que en dicha zona existen granodioritas tardías, ricas en tierras raras.

TABLA 3
Resultados obtenidos en las curvas de calibrado para las diferentes matrices

Matriz A

Elemento	T	C	T	C	T	C	T	C
Ce	0.0100	0.0097	0.0250	0.0248	0.0500	0.0510	0.1000	0.0994
La	0.0100	0.0103	0.0250	0.0231	0.0500	0.0529	0.1000	0.0986
Y	0.0100	0.0122	0.0250	0.0234	0.0500	0.0408	0.1000	0.1044
Th	0.0100	0.0126	0.0250	0.0226	0.0500	0.0416	0.1000	0.1049
Nb	0.0100	0.0112	0.0250	0.0229	0.0500	0.0458	0.1000	0.1027
Ta	0.0100	0.0121	0.0250	0.0232	0.0500	0.0468	0.1000	0.1044

Matriz B

Elemento	T	C	T	C	T	C	T	C
Ce	0.0100	0.0104	0.0250	0.0232	0.0500	0.0523	0.1000	0.0990
La	0.0100	0.0114	0.0250	0.0239	0.0500	0.0486	0.1000	0.1010
Y	0.0100	0.0099	0.0250	0.0259	0.0500	0.0487	0.1000	0.0998
Th	0.0100	0.0096	0.0250	0.0258	0.0500	0.0500	0.1000	0.0997
Nb	0.0100	0.0108	0.0250	0.0240	0.0500	0.0501	0.1000	0.1002
Ta	0.0100	0.0102	0.0250	0.0239	0.0500	0.0460	0.1000	0.1024

Matriz C

Elemento	T	C	T	C	T	C	T	C
Ce	0.0100	0.0092	0.0250	0.0258	0.0500	0.0504	0.1000	0.0995
La	0.0100	0.0093	0.0250	0.0257	0.0500	0.0505	0.1000	0.0995
Y	0.0100	0.0104	0.0250	0.0248	0.0500	0.0500	0.1000	0.1040
Th	0.0100	0.0104	0.0250	0.0239	0.0500	0.0486	0.1000	0.1011
Nb	0.0100	0.0100	0.0250	0.0259	0.0500	0.0483	0.1000	0.1007
Ta	0.0100	0.0120	0.0250	0.0245	0.0500	0.0440	0.1000	0.1034

T=Valor teórico. C=Valor calculado (resultado en %).

TABLA 4

Resultados obtenidos en concentrados de arenas de playas gallegas

Muestra	Concen- trado %	Estéril %	Mixtos %	Muestra	Ce	La	Y	Th	Nb	Ta
A>0.250 mm.	3.04	86.88	10.08	A>0.250 mm.	0.097	0.056	0.025	0.003	0.008	0.004
A>0.125 mm.	6.59	79.70	13.71	A>0.125 mm.	0.284	0.135	0.033	0.031	0.024	0.007
C>0.250 mm.	3.16	85.29	11.55	C>0.250 mm.	0.0026	0.0016	—	0.001	—	—
C>0.125 mm.	1.20	92.68	6.12	C>0.125 mm.	0.0100	0.0090	0.006	0.002	—	—
E>0.500 mm.	3.32	82.92	13.76	E>0.500 mm.	—	—	0.008	0.013	—	—
E>0.250 mm.	0.88	91.84	7.28	E>0.250 mm.	—	—	0.011	0.012	—	—
E>0.125 mm.	2.45	88.18	9.37	E>0.125 mm.	—	—	0.010	0.011	—	—
F>0.250 mm.	1.37	90.31	8.32	F>0.250 mm.	—	—	—	—	—	—
F>0.125 mm.	1.00	91.63	7.37	F>0.125 mm.	—	—	0.008	0.004	—	—

Fracciones obtenidas en Mesa Wilfley

A—Playa de Compostela (Ría de Arosa).
C—Playa de Portonovo (Ría de Pontevedra).
E—Playa de Vivero (Ría de Vivero).
F—Playa de los Castros (Ría de Ribadeo).

BIBLIOGRAFIA

1. RODRÍGUEZ BALTAZAR, C.: *Beneficiación de minerales densos en las playas de Galicia*. Overdrux uit hede Geologische Medige Lingen, 36, pp. 305-318 (1965).
2. PÉREZ MATEOS, J.: *Contribución al estudio de los arenales costeros de Galicia. La costa norte de Carballo*. Real Sociedad Española de Historia Natural, pp. 63-69 (1966).
3. SÁINZ AMOR, E.: *Separación de los minerales pesados en muestras profundas recogidas en Guisar (Ría de Vigo)*. Est. Geol., núm. 15, pp. 329-333 (1959).
4. AMOR, A., y TEVES RIVAS, N.: *Erosión marina y formación de canturrales en la ría de Vivero*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 63, pp. 49-62 (1965).
5. ASENSIO AMOR, I.: *Observaciones geológicas sobre la naturaleza de cantos rodados de la ría de Ribadeo*. C. S. de I. C. Estudios geológicos, vol. XV, pp. 25-30 (1959).
6. DÍEZ TABOADA, J. M.: *Procesos de acumulación y evolutivo de las fases arenosas de la ría de Arosa*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 63, pp. 129-134 (1965).
7. SÁINZ AMOR, E.: *Estudio morfoscópico de las arenas de la ría de Vigo*. Est. Geol., núm. 15, pp. 329-333 (1959).
8. REEVES, R. D., y BROOKS, R. R.: *A series of monographs on analytical chemistry and its applications. Trace element analysis of geological materials*. Chemical Analysis.
9. TERTIAN R., y CLAISSE, F.: *Principles of quantitative X-Ray Fluorescence Analysis*. Heyden & Son Ltd. (1982).
10. GOULD, R. D.: *Quantitative X-Ray spectrometry*. Marcel Dekker Inc. (New York and Basol) (1981).
11. MULLER, R. D.: *Spectrochemical Analysis by X-Ray Fluorescence*. Adam Hilger Ltd. London (1972).
12. KLUG, H., y ALEXANDRE, L.: *X-Ray Diffraction procedures*. New York, John Wiley & Sons, Inc., London (1962).
13. BROWN, G.: *The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals*. Mineralogical Society, London (1963).
14. BERTIN, P.: *Principles and practice of X-Ray spectrometric analysis*. 2.ª edición, Plenum Press, New York (1975).

Recibido: Enero 1986

GEOTECNIA

Resistencia a la tracción en rocas sometidas a ciclos térmicos

Por L. CALLEJA, V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA, L. M. SUAREZ DEL RIO y M. MONTOTO (*)

RESUMEN

Se ha realizado el estudio de la evolución de la resistencia a la tracción indirecta (ensayo brasileño) en tres rocas (granodiorita de Gondomar, epidiorita de Mellid y serpentinita de Moeche, procedentes de Pontevedra, Lugo y La Coruña, respectivamente), con posterioridad a la realización de ciclos térmicos hasta 130, 230, 330 y 430°C, comparándola con los resultados obtenidos sobre muestras no calentadas.

Durante la realización de los ensayos se ha registrado la emisión acústica/actividad microsísmica generada durante los mismos, estudiándose la evolución de los umbrales de microfisuración mecánica obtenidos a partir de ella.

Los resultados obtenidos se han interpretado en función de la petrografía y textura de las rocas y de la evolución que experimenta su porosidad, determinada con posterioridad a someterlas a los ciclos térmicos.

ABSTRACT

The evolution of the indirect tensile strength (brasilian test) of three rocks (Gondomar granodiorite, Mellid epidiorite and Moeche serpentinite, respectively from Pontevedra, Lugo and La Coruña, Spain) after been subjected to thermal cycles up to 130, 230, 330 and 430°C is presented and compared with the results obtained for the non-heated samples.

During testing, the acoustic emission/microseismic activity has been monitored in order to study the evolution of the mechanical microfissuration thresholds.

The results have been interpreted taking into consideration the rock petrography and texture as well as the evolution of their porosity, measured after each thermal cycle.

INTRODUCCION

El conocimiento de la evolución que experimentan las propiedades físicas, en general, de los materiales rocosos sometidos a incrementos térmicos viene condicionado por la creciente tendencia a utilizar el seno de formaciones rocosas para el almacenamiento de diversas sustancias (gases presurizados y licuados, derivados del petróleo, agua caliente, residuos radioactivos, etc.).

Dentro de este campo adquiere una especial relevancia el estudio de los macizos rocosos para su posible utilización como depósitos permanentes de residuos radioactivos de alta actividad, que inducen en el material circundante incrementos positivos de temperatura.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. 33080 Oviedo.

En este sentido existen en la bibliografía diversos trabajos relacionados con el tema y, más concretamente, con el comportamiento y evolución de las propiedades de las rocas, tanto durante el calentamiento como con posterioridad al mismo (ver, por ejemplo, HEUZE, 1983).

En la presente investigación se ha estudiado la evolución que experimenta la resistencia a la tracción indirecta, determinada mediante el ensayo brasileño, en tres materiales rocosos, muy distintos mineralógica y texturalmente, con posterioridad a ser sometidos a ciclos térmicos.

Asimismo, se han determinado las porosidades total y abierta de las rocas antes y después de los ensayos de calentamiento con el fin de conocer su variación y en qué medida ésta afecta a los resultados de la resistencia a la tracción, ya que

la porosidad es una de las características de las rocas que más influyen en sus propiedades mecánicas (MONTOTO, 1983).

Durante los ensayos mecánicos se ha registrado la emisión acústica/actividad microsísmica generada por efecto de las tensiones a que están sometidas las rocas, ya que esta técnica se ha revelado como muy apta para el estudio de los procesos de fisuración que ocurren durante los ciclos de carga (MONTOTO et al., 1984), así como para la determinación del umbral de microfisuración mecánico (SUÁREZ DEL RÍO et al., 1984).

PETROGRAFIA Y FRACTOGRAFIA DE LAS ROCAS

Las tres rocas estudiadas se caracterizan petrográficamente y fractográficamente por:

Granodiorita de Gondomar

Compuesta esencialmente por cuarzo (31,5 por ciento), microclina (14,6 por 100), plagioclasa (An_{25-40}) (41,5 por 100), biotita y moscovita (9,3 y 2,6 por 100), distribuidos en una textura granular, alotriomórfica ligeramente heterogranular de grano fino. Fractográficamente presenta fisuras transgranulares conectadas con otras intergranulares.

Epidiorita de Mellid

Textura intergranular subidiomórfica de grano fino, formada fundamentalmente por plagioclasa (An_{35}) (66,5 por 100), pigeonita (11,3 por 100), clorita (15,5 por 100), anfíboles (2,3 por 100) y óxidos de hierro (3,4 por 100). Fractográficamente presenta escasa fisuración, preferentemente trans e intragranular en piroxenos.

Serpentinita de Moeche

Compuesta mineralógicamente por 77,2 por 100 de serpentina, 13,5 por 100 de magnesita y 9,3 por 100 de óxidos de hierro, talco e hidromicas. La serpentina presenta una textura criptocristalina, mientras que la magnesita aparece, junto con el resto de los minerales, en bandas subparalelas con textura granular poligonal. Fractográficamente

presenta fisuras abiertas asociadas a las vetas de magnesita. Una descripción más amplia de estas rocas puede verse en CALLEJA (1985).

Para la cuantificación de los espacios vacíos de las rocas se ha seguido los métodos de la balanza hidrostática y el picnométrico (BELIKOV et al., 1967), determinándose así las porosidades abierta (n_0) y total (n), respectivamente. Dichas medidas se llevaron a cabo tanto sobre muestras no calentadas como sobre otras que habían sido sometidas previamente a subidas lineales de temperatura hasta 130, 230, 330 y 430°C en las mismas condiciones que las muestras que serían sometidas a los ensayos de tracción indirecta. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla I.

TABLA I

Valores de las porosidades total (n) y abierta (n_0) después del calentamiento a las distintas temperaturas de referencia

	No calentada	Roca precalentada			
		130°C	230°C	330°C	430°C
Granodiorita					
n	1,37	1,37	1,55	1,74	2,10
n_0	0,73	0,94	0,99	1,10	1,40
Epidiorita					
n	1,78	1,43	1,78	1,95	2,12
n_0	0,55	0,48	0,88	1,10	1,40
Serpentinita					
n	3,78	3,60	4,32	4,50	4,50
n_0	2,20	1,85	1,90	1,90	2,10

A partir de la evolución de la porosidad se define un umbral de microfisuración térmico (UMT) (CALLEJA y RUIZ DE ARGANDOÑA, 1984) con valores ligeramente inferiores a 130°C para la granodiorita, en el entorno de esa temperatura para la epidiorita y ligeramente superior a los 230°C para la serpentinita, temperaturas que coinciden con las fijadas por RUIZ DE ARGANDOÑA (1985) para estas mismas rocas utilizando técnicas de registro de la emisión acústica generada durante los ciclos de calentamiento.

MÉTODO EXPERIMENTAL

Los ensayos de tracción indirecta (ensayo brasileño) se han realizado en una prensa IBERTEST

de sistema rígido, con capacidad máxima de carga variable entre 6 y 60 Tm., sobre muestras cilíndricas de roca de $49,8+/-0,1$ mm. de diámetro, y 0,5 de esbeltez, aplicándose una velocidad de carga de 200 N/s, siguiendo las recomendaciones de la I. S. R. M. (1981).

Los ensayos se realizaron a temperatura ambiente, tanto sobre muestras no calentadas como sobre muestras precalentadas a 130, 230, 330 y 430°C. El calentamiento de estas últimas se realizó en un horno eléctrico a una velocidad de calentamiento constante de 2°C/min., controlada por medio de un emisor regulador JUMO-OPTOMAT con detección opto-electrónica. Una vez alcanzada la temperatura máxima programada, ésta se ha mantenido constante hasta que se uniformizase en toda la muestra; conseguida ésta, se ha procedido al enfriamiento de las muestras a una velocidad máxima de 1°C/min.

Para conseguir una distribución uniforme de la carga aplicada se utilizó el dispositivo cuyo esquema puede verse en la figura 1, que permite minimizar la componente de esfuerzo debida a la compresión, transformando el mayor porcentaje

de la carga aplicada en esfuerzos tensionales (ADINAL y HACKETT, 1964).

Durante los ensayos, además de la resistencia a la tracción, σ_T , se ha registrado la emisión acústica generada, utilizando para ello un equipo AET (Acoustic Emission Technology) GR-204, con un transductor AC-175-L capaz de captar emisión acústica en el entorno de frecuencias entre 100 y 300 kHz; la amplificación de la señal fue de 90 dB, registrándose el número de counts/s (cuentas/s).

La resistencia a la tracción se determinó a partir de la fórmula

$$\sigma_T = 2 \times P / \pi \cdot h \cdot D,$$

donde

σ_T : Resistencia a la tracción indirecta (MPa).

P : Carga de rotura (MN).

h : Altura del disco (m).

D : Diámetro del disco (m).

Para cada una de las rocas y a cada temperatura, se han ensayado un mínimo de cinco probetas. Atendiendo a la anisotropía textural y fractográfica presente en las muestras de serpentinita se han realizado ensayos con las vetas (y la fisuración asociada) dispuestas paralela y perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos de tracción. Con el fin de no dar lugar a posibles confusiones, al referirse a las probetas de serpentinita, la disposición del veteado se dará siempre con referencia a la dirección de los esfuerzos tensionales.

RESULTADOS OBTENIDOS

Los resultados de resistencia a la tracción indirecta obtenidos para las tres rocas estudiadas aparecen en la tabla II.

Granodiorita de Gondomar

En los resultados obtenidos para la granodiorita puede verse que no existe un decrecimiento real de la resistencia hasta que la roca no ha sobrepasado los 230°C, lo que parece estar de acuerdo con los resultados obtenidos por BAUER y JOHNSON (1979) en el sentido de que la resistencia a la tracción no está influenciada por la

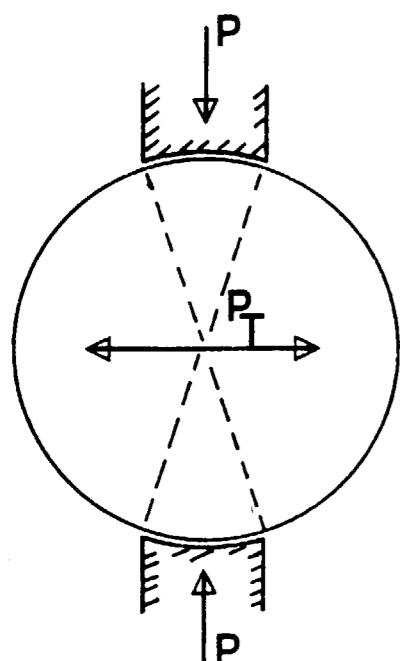


Figura 1.—Esquema de la distribución de los esfuerzos de tracción (P_T) respecto de la carga aplicada (P).

TABLA II
Resistencia a la tracción indirecta (MPa) de las rocas estudiadas. (1): Perpendicular a los esfuerzos de tracción. (2): Paralela a los esfuerzos de tracción.

	No calentada	Roca precalentada			
		130°C	230°C	330°C	430°C
Granodiorita ...	10,8+/-0,1	10,7+/-0,2	10,6+/-0,1	9,7+/-0,1	9,3+/-0,3
Epidiorita ...	20,0+/-0,3	21,1+/-0,1	19,5+/-0,2	18,2+/-0,3	17,4+/-0,3
Serpentinita (1) ...	1,6+/-0,2	3,0+/-0,5	2,4+/-0,3	2,2+/-0,3	1,7+/-0,2
Serpentinita (2) ...	6,5+/-0,5	6,6+/-0,5	5,7+/-0,5	5,9+/-0,4	6,0+/-0,5

temperatura de calentamiento hasta niveles térmicos que se sitúan por encima de, prácticamente, el doble del umbral de microfisuración térmica de la roca.

Simultáneamente a la determinación de la resistencia a la tracción se ha registrado la emisión acústica generada durante los ensayos con el fin de constatar en qué medida esta técnica es capaz de discriminar la posible variación en el comportamiento de las distintas muestras. En las figuras 2 (a y b), 3 (a y b) y 4 se ha representado la emisión acústica registrada frente al porcentaje de resistencia a la tracción, y a partir de ellas se ha determinado el umbral de microfisuración mecánica (U. M.), cuyos valores promedio aparecen en la tabla III expresados en tanto por ciento de resistencia.

TABLA III

Umbrales de microfisuración mecánica determinados a partir de las curvas de evolución de la emisión acústica y expresados en porcentajes de resistencia a la tracción. (1): Paralela a los esfuerzos tensionales

	No calentada	Roca precalentada			
		130°C	230°C	330°C	430°C
Granodiorita ...	80	65	55	43	24
Epidiorita ...	90,5	90,5	75	57	40
Serpentinita (1) .	31	60	53	50	35

En la figura 2a, que corresponde a las muestras no calentadas, aun existiendo un registro prácticamente constante desde el inicio del ciclo

de carga, la E. A. no rebasa los 150 counts/s hasta alcanzar el 80 por 100 de la carga de rotura, para, a partir de este punto, aumentar rápidamente hasta alcanzar la máxima resistencia portante.

En las muestras precalentadas a 130°C (fig. 2b) la E. A. presenta valores más altos ya desde los primeros estadios del ciclo de carga, y así la emisión oscila entre 250 y 500 counts/s durante prácticamente las primeras tres cuartas partes de la resistencia. La curva se asemeja más a la gráfica completa clásica de la emisión acústica registrada en rocas fisuradas (MONTOTO et al., 1984), con una etapa de asentamiento inicial, decrecimiento de la emisión hasta el U. M., y a partir de él, recuperación nuevamente de los niveles iniciales para, posteriormente, aumentar exponencialmente.

Comportamientos análogos a estas muestras son los que presentan el resto de las calentadas a 230, 330 y 430°C, es decir, alta emisión inicial, decrecimiento y posterior aumento a partir del umbral de microfisuración (figs. 3a, 3b y 4), con la única diferencia de que los umbrales de microfisuración mecánica son progresivamente alcanzados a niveles cada vez más bajos de resistencia, y que la emisión registrada es mayor, durante todo el ciclo de carga, cuanto mayor es la temperatura a que habían estado sometidas las muestras en el ciclo térmico previo a los ensayos de tracción.

Epidiorita de Mellid

Los resultados correspondientes a la resistencia a la tracción indirecta de la epidiorita, junto con la desviación de los mismos, pueden verse en la tabla II.

Los valores obtenidos decrecen a medida que aumenta la temperatura del ciclo térmico previo,

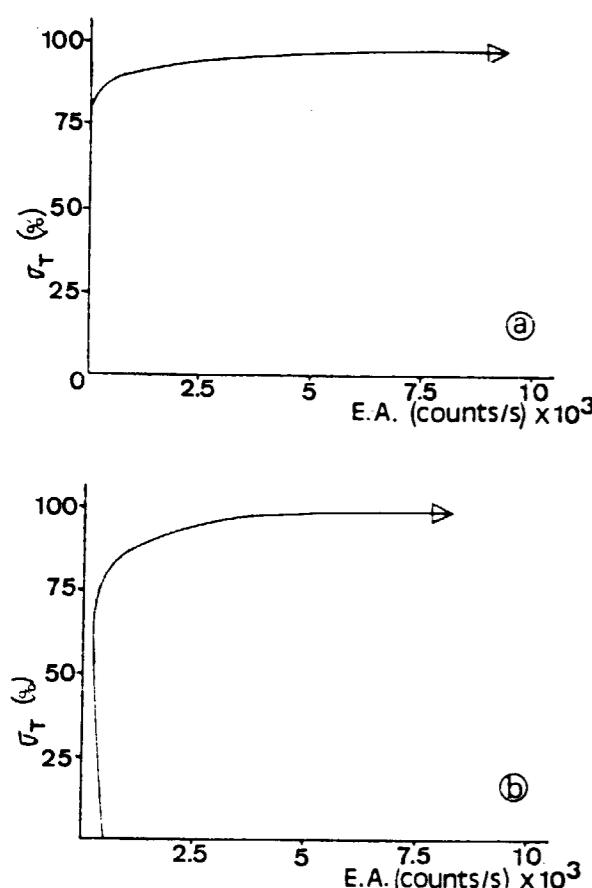


Figura 2.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en la granodiorita. a) Muestras no calentadas; b) Muestras precalentadas a 130°C.

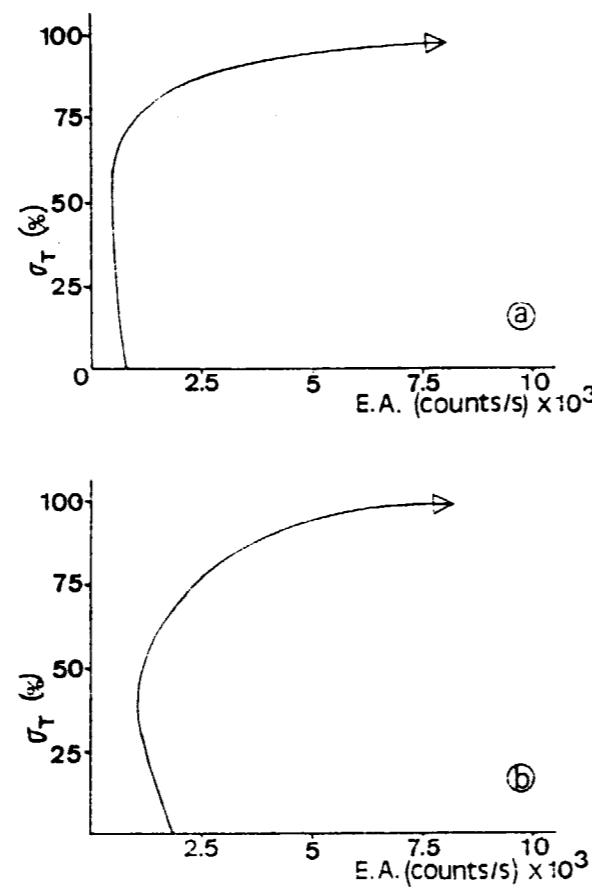


Figura 3.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de granodiorita. a) precalentadas a 230°C; b) precalentadas a 330°C.

excepto en el caso de las muestras precalentadas a 130°C, que presenta el valor más alto de todas las ensayadas; a este respecto es necesario recordar que, dentro de esta roca, éstas son las muestras que presentan una menor porosidad, tanto total como abierta (tabla I).

Este comportamiento de la roca está directamente relacionado con la variación de la porosidad con la temperatura, y queda también reflejado en los registros de emisión acústica realizados durante los ciclos de carga. A partir de esos registros, y al igual que en el caso de la granodiorita de Gondomar, se han establecido los umbrales de microfisuración mecánica; los resultados medios obtenidos se relacionan en la tabla III.

Como se puede observar, los U. M. determina-

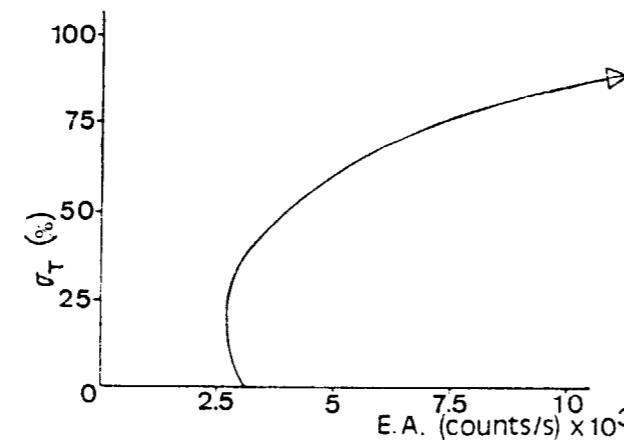


Figura 4.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de granodiorita precalentadas a 430°C.

dos en las muestras no calentadas y en las precalentadas a 130°C coinciden, mientras que para el resto de muestras el U. M. disminuye al aumentar la temperatura.

En las figuras 5 (a y b) y 6 (a y b) se han representado las curvas del registro de la E. A. frente al porcentaje de resistencia a la tracción indirecta. La curva de la figura 5a corresponde al comportamiento de las muestras no calentadas y precalentadas a 130°C, ya que los resultados obtenidos en ambos grupos son similares, y de ahí también su igualdad en cuanto a la localización del U. M. En esta figura puede verse que no se detecta E. A. hasta niveles muy altos de carga (90 por 100), siendo este fenómeno debido a la baja

porosidad abierta que ambos grupos de muestras presentan.

En las muestras precalentadas a 230°C (figura 5b), en las que la porosidad abierta prácticamente se duplica respecto de las anteriores, la curva de emisión presenta una etapa inicial de asentamiento para después ir decreciendo el número de counts/s hasta llegar al 75 por 100 de la carga total, donde se sitúa su umbral de microfisuración.

Las muestras precalentadas a 330 y 430°C (figura 6a y b) presentan un comportamiento similar a la anterior, presentando ambas una etapa de asentamiento inicial al principio del ciclo de carga. La E. A. registrada durante esta etapa es mayor cuanto mayor hubiese sido la temperatura alcanzada en el ciclo previo de temperatura, lle-

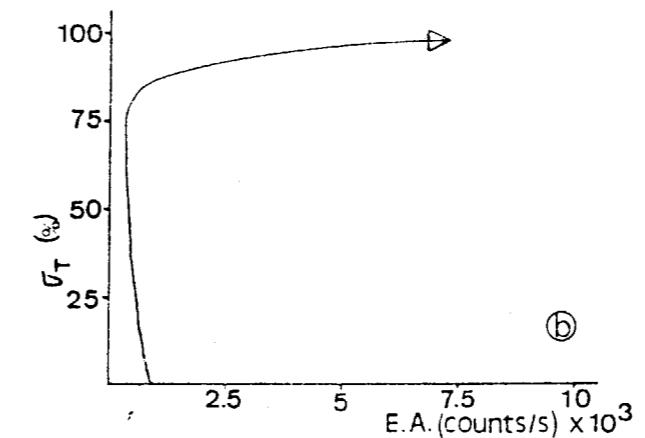
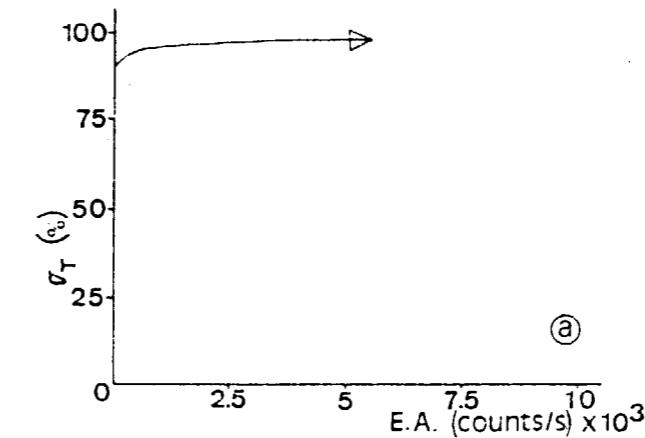


Figura 5.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de epidiorita. a) no calentadas y precalentadas a 130°C; b) precalentadas a 230°C.

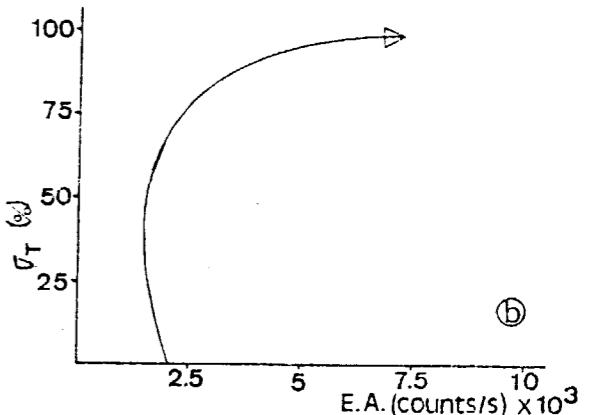
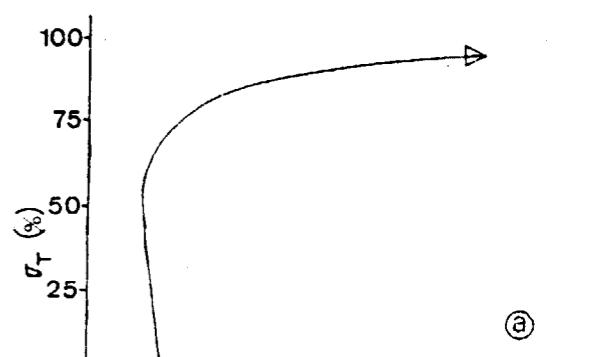


Figura 6.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de epidiorita; a) precalentadas a 330°C; b) precalentadas a 430°C.

gando a alcanzar 2.000 counts/s de registro inicial en las muestras precalentadas a 430°C. Puede verse, además, que el punto de inflexión correspondiente al U. M. se sitúa a niveles de carga progresivamente más bajos.

La evolución que experimentan las curvas de emisión acústica viene condicionada por la evolución de la porosidad. Así, las muestras no calentadas y precalentadas a 130°C, con una porosidad abierta muy baja, no presentan tramo de asentamiento (en las condiciones de trabajo en que se realizaron los ensayos). El aumento de esa porosidad a partir del umbral de microfisuración térmica implica un aumento de la etapa de asentamiento, que es mayor cuanto mayor sea esa porosidad. La emisión que se registra con anterioridad al umbral de microfisuración mecánica evoluciona en el mismo sentido; todo ello va unido a una disminución de los niveles tensionales a los que se sitúa este mismo U. M., disminución que está también propiciada por el aumento de la porosidad.

Serpentinita de Moeche

Como ya se ha mencionado anteriormente, de esta roca se han ensayado muestras orientadas de manera tal que, en una serie de ensayos, el veteado se dispuso paralelo a la dirección de los esfuerzos de tracción, mientras que en otra las direcciones de ambos eran perpendiculares. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla III.

Como puede observarse, la diferencia de los resultados entre ambos grupos de muestras es muy notable, llegando a ser los correspondientes a las muestras ensayadas con las vetas paralelas a la dirección de los esfuerzos de tracción hasta tres veces mayores que las ensayadas con el veteado perpendicular.

Este hecho es coherente con la disposición antes mencionada del veteado. Si se recuerda que la fisuración de esta roca está constituida, por una parte, por fisuras abiertas localizadas en la interfase de las vetas de magnesita y talco con la serpentinita, y, por otra, por fisuras y poros incommunicados que se disponen dentro de las vetas, se comprende que éstas constituyen zonas de debilidad importante dentro de la roca. Cuando estas zonas de debilidad se disponen perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos de trac-

ción (es decir, paralelamente a la dirección de aplicación de carga), facilitan en gran medida la rotura de la roca al producirse la fractura siempre perpendicular a los esfuerzos y por tanto paralela a las vetas.

En las muestras ensayadas con el veteado paralelo a la dirección de los esfuerzos de tracción la fisuración no facilita el desarrollo de grietas de tracción al disponerse ambas perpendicularmente, y es por ello que los resultados obtenidos con las muestras así ensayadas son mucho mayores que los de las anteriores.

Otra peculiaridad que presentan todos los resultados es su alto nivel de dispersión, que oscila entre aproximadamente el 10 y el 15 por 100 de la resistencia total final y que es debida a las heterogeneidades texturales que presenta la roca.

A partir de los registros de emisión acústica realizados durante todos los ciclos de carga se han determinado los umbrales de microfisuración mecánica en las muestras ensayadas con el veteado dispuesto paralelamente a los esfuerzos tensionales, obteniéndose los resultados medios que aparecen en la tabla III.

Al correlacionar estos valores con la porosidad abierta puede verse que ambos parámetros guardan una buena relación, lo que parece indicar que esta porosidad, aunque no condiciona la resistencia total a la tracción indirecta de las muestras, sí que está, en cambio, relacionada con los procesos que generan la emisión acústica.

La explicación de este fenómeno viene dada por el hecho de que aun cuando la carga aplicada se transmite a la muestra en su mayor parte como esfuerzos de tracción, una parte de la misma origina esfuerzos compresivos (ADDINAL y HACKETT, 1964), lo que provoca el cierre parcial de la fisuración que se dispone perpendicularmente a ellos, dando como resultado una etapa de asentamiento en las muestras, con la consiguiente «compactación» de las mismas. En base a esto, y cuanto mayor es la porosidad inicial, de acuerdo con los resultados experimentales, desciende el U. M. detectado mediante emisión acústica.

Por otra parte, la E. A. registrada durante los ciclos de carga es inicialmente más alta cuanto mayor es la porosidad abierta de las muestras. Este hecho se constata al ser representada la E. A.

registrada frente al porcentaje de resistencia a la tracción correspondiente a las muestras ensayadas con el veteado paralelo a los esfuerzos de tracción (figs. 7a y b; 8a y b, y 9).

En las muestras en las que las vetas se disponían perpendiculares a los esfuerzos de tracción no ha sido posible detectar el umbral de microfisuración mecánica debido al muy elevado registro de E. A. que se detecta desde el inicio mismo del ciclo de carga. En todas las muestras, la E. A. presenta curvas morfológicamente similares en las que existe un aumento constante del número de counts/s, sin que sea posible, en las condiciones de trabajo en que se realizaron los ensayos, no sólo distinguir distintos tramos en una misma curva, sino ni siquiera detectar diferencias signifi-

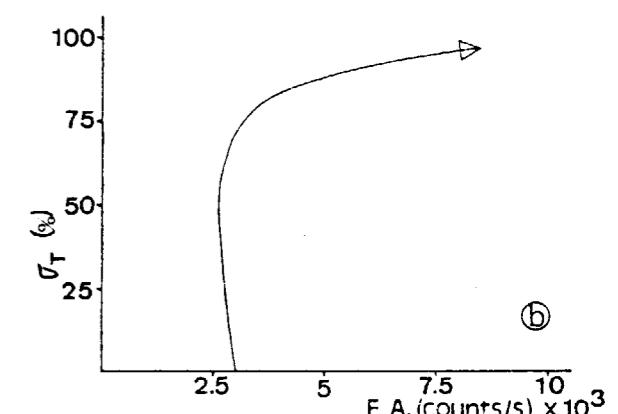
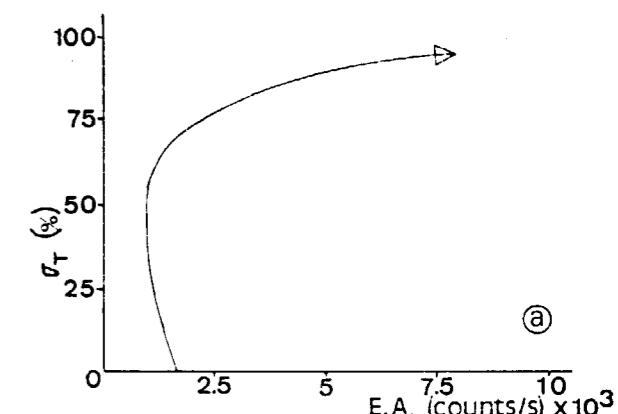


Figura 8.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de serpentinita ensayadas con el veteado paralelo a los esfuerzos de tracción. a) precalentadas a 230°C; b) precalentadas a 330°C.

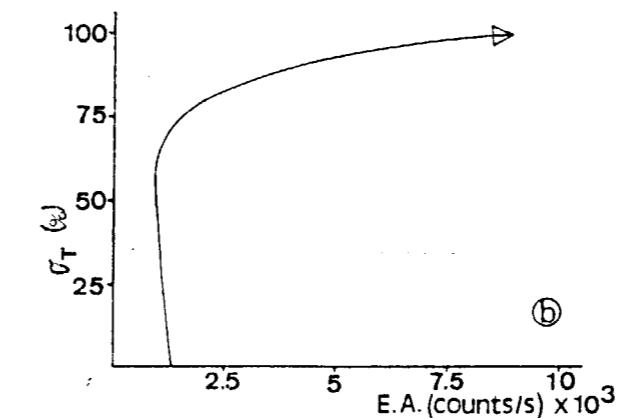
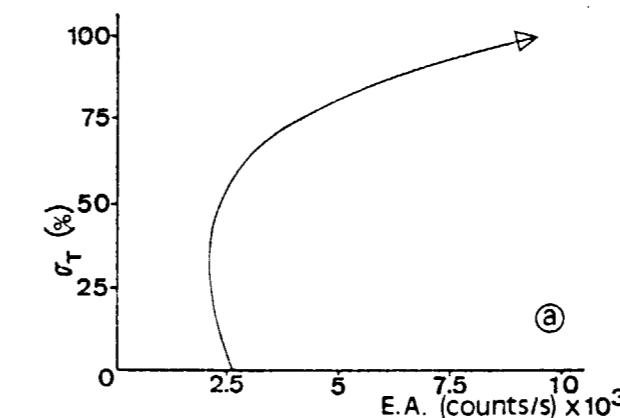


Figura 7.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de serpentinita ensayadas con veteado paralelo a los esfuerzos de tracción. a) no calentadas; b) precalentadas a 130°C.

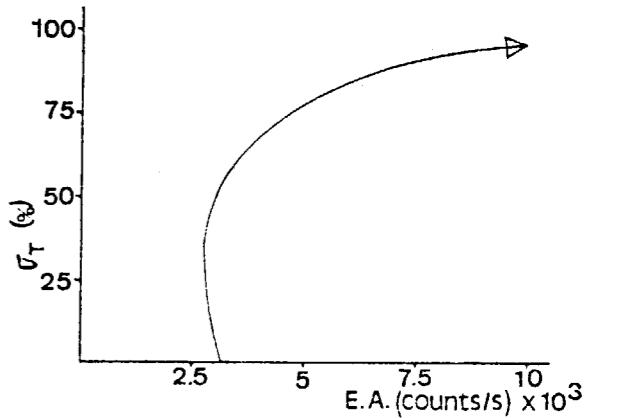


Figura 9.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de serpentinita ensayadas con el veteado paralelo a los esfuerzos de tracción y precalentadas a 430°C.

ficativas entre las diferentes muestras en función de que hubiesen sido o no previamente calentadas.

A modo de ejemplo se ha representado en la figura 10 una curva tipo de emisión acústica frente al tanto por ciento de resistencia a la tracción, que podría corresponder a cualquiera de las muestras ensayadas con el veteado dispuesto perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos de tracción.

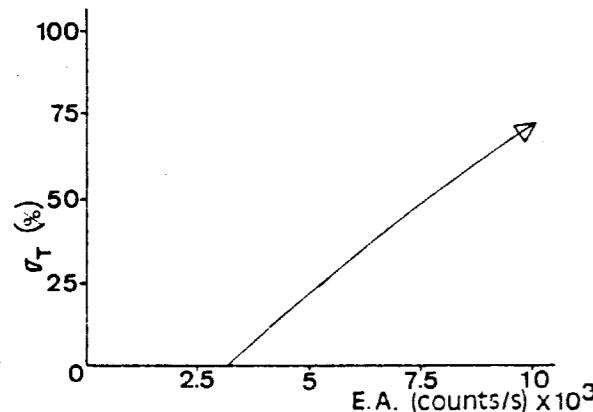


Figura 10.—Emisión acústica frente al porcentaje de resistencia a la tracción en muestras de serpentinita ensayadas con las vetas perpendiculares a los esfuerzos tensionales.

CONCLUSIONES

A partir del análisis del comportamiento de la emisión acústica/actividad microsísmica generada en estas rocas bajo situaciones tensionales, se han determinado sus respectivos umbrales de microfisuración mecánica en tracción (tabla III). En la granodiorita y epidiorita este umbral guarda una relación inversa con la porosidad, decreciendo a medida que aumenta la temperatura del ciclo previo a que habían estado sometidas.

En las muestras de serpentinita ensayadas con la fisuración orientada perpendicularmente a los esfuerzos de tracción no se ha podido determinar dicho umbral debido a la muy alta emisión acústica que presentaban desde el inicio mismo del ciclo de carga; sin embargo, sí ha podido determinarse cuando los esfuerzos tensionales y las fisuras se disponían paralelamente, constatándose que dicho umbral depende de la porosidad abierta.

En esta roca se ha puesto en evidencia la clara dependencia existente entre textura y porosidad con la resistencia a la tracción. Así, cuando los esfuerzos tensionales coinciden en dirección con las microfisuras, no existen apenas diferencias en los resultados obtenidos a las distintas temperaturas de referencia, pero cuando son perpendiculares, la relación es prácticamente lineal.

En resumen, a partir de una determinada temperatura, UMT, se produce un aumento de porosidad; dicho aumento condiciona la variación de la resistencia a la tracción de las rocas, dando lugar a la degradación de sus propiedades mecánicas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la C. A. I. C. Y. T., que, al financiar el Proyecto de Investigación 4.447/1979, permitió el desarrollo de esta investigación.

B I B L I O G R A F I A

- ADDINAL, E., y HACKETT, P.: *Tensile failure in rocks like materials*. Proc. 6th Symp. on Rock Mechanics. Missouri, U. S. A. (1964).
- BAUER, S. J., y JOHNSON, B.: *Effects of slow heating on the physical properties in the Westerly and Charcoal granites*. Proc. 20th. U. S. Symp. on Rock Mechanics. Austin (Texas), 12 pp. (1979).
- BELIKOV, B. P.; ZALESKII, B. V.; ROZANOV, Y. A.; SANINA, E. A., y TIMCHENKO, I. P.: *Methods of studying the physicochemical properties of rocks*. En: «Physical and mechanical properties of rocks». Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem, pp. 1-58 (1967).
- CALLEJA, L.: *Variación de propiedades físicas en rocas cristalinas sometidas a gradientes térmicos*. Tesis Doctoral. Dpto. de Petrología. Fac. de Geología. Univ. de Oviedo, 252 pp. (1985).
- CALLEJA, L., y RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.: *Variación de la porosidad y características dinámicas en rocas sometidas a incrementos térmicos*. Proc. VIII Simp. Nac. de la Soc. Española de Mecánica de las Rocas. Madrid. Cap. II-6, 6 pp. (1984).
- HEUZE, F. E.: *High temperature mechanical, physical and thermal properties of granitic rocks. A Review*. Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., vol. 20-1, pp. 3-10 (1983).
- I. S. R. M.: *Rock characterization testing and monitoring*. E. T. Brown (Ed.): Int. Soc. Rock Mech. Suggested Methods., 211 pp. (1981).

MONTOTO, M.: *Petrophysics: The petrographic interpretation of the physical properties of rocks*. Proc. 5th Cong. Int. Soc. Rock Mechanics. Melbourne. Australia. Sec. B, pp. 93-98 (1983).

MONTOTO, M.; SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; KHAIR, A. W., y HARDY, H. R., Jr.: *AE in uniaxially loaded granitic rocks in relation to their petrographic character*. 3 rd. Conf. on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic structures and Materials. Trans. Tech Publications, Clausthal, Germany, pp. 83-100 (1984).

RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G.: *Estudio de la microfisuración térmica mediante emisión acústica: Interpretación petrográfica*. Tesis Doctoral. Dpto. de Petrología. Fac. de Geología. Universidad de Oviedo, 253 pp. (1985).

SUÁREZ DEL RÍO, L. M.; ORDAZ, J.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G., y CALLEJA, L.: *Determinación experimental del umbral de microfisuración en rocas sometidas a esfuerzos compresivos*. I Cong. Español de Geología. Segovia, vol. 3, pp. 497-508 (1984).



ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España central

Por M.ª del Mar PASCUAL CARVAJAL (*) y F. BEA BARREDO (*)

RESUMEN

La Sierra de Gredos está atravesada de N a S por un haz de lamprófidos camptoníticos y rocas asociadas. Los diques de potencia superior al metro suelen presentar facies ocelares bien desarrolladas. Aquí se presenta un estudio morfológico, mineralógico y geoquímico de estos ocelos. Poseen una mineralogía fundamentalmente leucocrática: plagioclásas ($An_{40}-An_{50}$), epidota (pistachita) y calcita; como accesorios, microlitos aciculares de kaersutita y productos de alteración. Muestran una zonación mineral muy fuerte, caracterizada por: 1) masa holoplagioclásica; 2) núcleos internos de Ep o de $Ep \pm Cc$; 3) corona externa formada por microlitos aciculares de Krs y Pl. El límite ocelo-mesostasis puede ser neto o difuso; en el primer caso, aparece con frecuencia kaersutita acicular dispuesta tangencialmente al borde del ocelo. Los núcleos de Ep o de $Ep \pm Cc$ varían en forma, tamaño y número, encontrándose a menudo en un determinado margen de los ocelos. La Ep aparece en agregados cristalinos granudos, fibrosos y fibroso-radiados. Existe también una distribución no zonal: la Ep y Cc se hallan dispersas entre las plagioclásas, sin formar núcleos definidos. La mineralogía y morfología variables permiten clasificar los ocelos en distintos tipos.

Los ocelos presentan una composición fundamentalmente felsítica, enriquecida en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y Na_2O . Los diagramas de STRECKEISEN y AFM reflejan que la composición de la camptonita reproduce las tendencias de diferenciación del haz lamprofídico: la composición de mesostasis equivale a términos menos diferenciados (camptonitas), y la de los ocelos a productos más diferenciados (plagiófidos).

Basándose en las evidencias texturales y de composición mineral, se mantiene una hipótesis genética por segregación de fluidos en las últimas etapas de cristalización magmática, a favor de vesículas y fracturas, e incluso de huecos dejados por fenocristales primarios (probablemente Cpx) destruidos en curso de la importante retrogradación postmagmática.

ABSTRACT

Sierra de Gredos is crossed from N to S by camptonite lamprophyre dike sets and associate rocks. Dikes up to a metre thick exhibit frequently well developed ocellar facies. Here, a morphology and geochemistry study from these ocelli is presented. They have fundamentally leucocratic mineralogy: plagioclase ($An_{40}-An_{50}$), epidote (pistachite) and calcite; the accessory minerals are aciculate microlites of kaersutite, and alteration products. Ocellar structures show a very strong mineral zonation, characterized by: 1) holoplagioclase zone; 2) inward nucleus of Ep or $Ep \pm Cc$; 3) outside crown formed by aciculate microlites of Krs and Pl. The boundary ocelli-groundmass can be neat or diffuse; on first instance, aciculate kaersutite is arranged tangentially around the edge of ocellus. Nucleus of Ep or $Ep \pm Cc$ change in size, shape and number, they occur often at same end of adjacent ocelli. The epidote mineral occurs in crystalline masses, fibrous or fibrous-radially aggregates. Also there is no zonal arrangement: Ep and Cc are scattered among plagioclases, without to form definite nucleus. Mineralogy and morphology are changeables, which permit to classify ocellar structures in different types.

Ocellos have a fundamentally felsitic composition, which is enriched in SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , and Na_2O oxides. STRECKEISEN and AFM diagrams show that the composition of camptonite reproduce the trends of differentiation of lamprophyre dike sets: the groundmass composition is like less differentiated rocks (camptonites), whereas the composition of ocelli is like more differentiated products.

Agreed to textural and mineral composition evidences, a genetic hypothesis is supported by segregation of liquids during the late-stage of magmatic crystallization; into vesicles and cracks in the mesh, even into cavities (hollows) which are produced by destruction of primary phenocrysts (Cpx probably) long the important postmagmatic retrogradation.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

I. INTRODUCCION

Entre las formaciones filonianas que cortan los granitoides de la Sierra de Gredos destaca notablemente un haz regional, de dirección N-S o NNE-SSO, compuesto por diversos tipos de lamprófidos camptoníticos y rocas relacionadas. De acuerdo con su textura, mineralogía primaria e intensidad de la alteración deutérica, este conjunto de rocas se ha subdividido (BEA y CORRETGE, in litt.) de la manera siguiente:

1. Camptonitas:

- a) Facies común.
- b) Facies ocelares.
- c) Facies con anfíboles secundarios.

2. Facies diabásicas.

3. Plagiófidos:

- a) Facies común.
- b) Facies con seudomorfos de Cpx y Anf.
- c) Facies altamente hidrotermalizadas.

La presencia de facies ocelares está limitada a los diques de mayor potencia y adquieren un desarrollo espectacular en un dique situado al NO de Mombeltrán (Avila). El propósito de este trabajo es describir la petrografía y geoquímica de dichos ocelos, discutiendo al mismo tiempo sus posibles mecanismos genéticos.

Otras camptonitas con facies ocelares han sido descritas por NUEZ et al. (1981) y VILLASECA et al. (1983) en la vecina Sierra de la Paramera. No obstante, la naturaleza de tales ocelos parece significativamente distinta a la de los aquí considerados (VILLASECA, com. pers.).

II. GEOLOGIA Y PETROGRAFIA DEL DIQUE ESTUDIADO

El dique estudiado, de dirección N 5° O, se encuentra situado al NO de Mombeltrán (fig. 1), dentro del sector centro-sur de la Sierra de Gredos. Es el dique de camptonitas más potente (aproximadamente dos metros) de los conocidos en la zona, y el que tiene mejor desarrolladas las facies ocelares. Su continuidad es muy escasa, apenas 30 m., aunque produce un afloramiento excepcionalmente bueno, donde es posible recoger muestras muy frescas.

Al contrario que en el gran dique camptonítico de la Paramera (Avila), donde también se encuentran facies ocelares bien desarrolladas (op. cit.), este dique carece casi por completo de xenolitos: sólo esporádicamente aparecen enclaves (siempre de naturaleza granítica), por lo que parece poco probable un emplazamiento diatrómico. En apoyo de una intrusión magmática de tipo fisural habla, además, la existencia de abundantes estructuras fluidales. Es importante resaltar que paralelamente a dichas estructuras se disponen bandas muy ricas en ocelos que alternan con otras exentas de ellos (foto 1).

A escala mesoscópica, el lamprófido consiste en una roca de color oscuro, en la que destacan:

- 1) Fenocristales idiomórficos de anfíbol negro lustroso y de clinopiroxeno más o menos pseudomorfizado. Ambos se encuentran in-

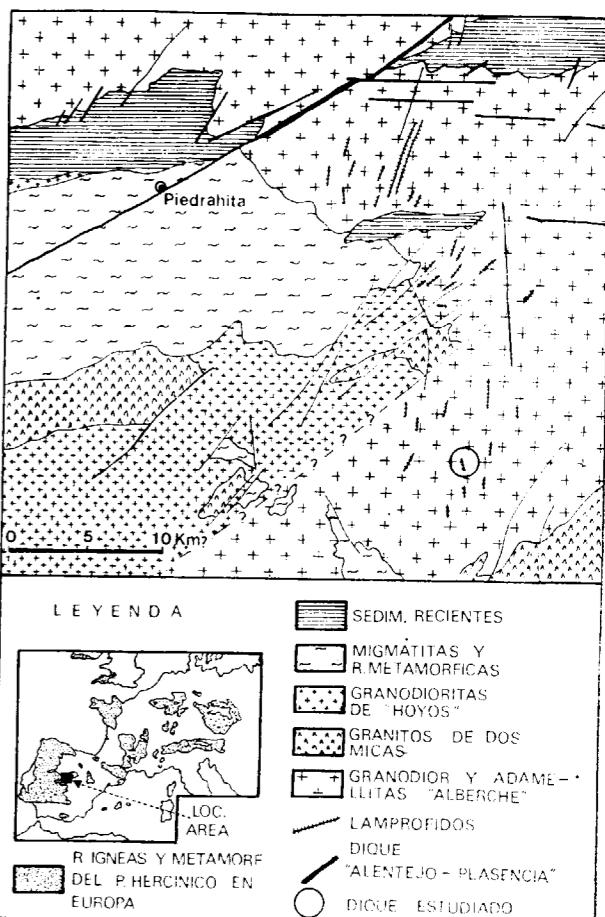


Figura 1.—Localización del dique estudiado.



Foto 1.—Disposición paralela de estructuras fluidales. Se observan bandas ricas en ocelos que alternan con otras exentas de ellos.

mersos en una mesostasis de grano fino, prácticamente afanítica. Los fenocristales pueden alcanzar unos pocos centímetros de longitud y formar en ocasiones estructuras cumuluporfídicas de aproximadamente 5 a 6 cm. de diámetro máximo.

- 2) Estructuras leucocráticas. Poseen formas variables y tamaño milimétrico a centimétrico. Están compuestas esencialmente por epidota, calcita y plagioclasa.

La textura es holocristalina, microlítica, porfídica, panidiomórfica. En la mesostasis afanítica se encuentran texturas fluidales e intersetales definidas por los microlitos de anfíbol y plagioclasa. También dentro de las estructuras ocelares se observan texturas intersetales, aunque con un tamaño de grano netamente superior al de las texturas de la mesostasis.

Los análisis de microsonda efectuados sobre fenocristales (BEA y CORRETGE, op. cit.), muestran que el anfíbol consiste en kaersutita rica en potasio, mientras que el clinopiroxeno es salita-augita titanada. Esporádicamente, también aparecen algunos xenocristales de titanflogopita, probablemente de origen mantélico. Los fenocristales de clinopiroxeno suelen presentar intensos fenómenos de retrogradación y pseudomorfismo (ibid.).

La mesostasis está compuesta por: 1) microlitos

subidiomorfos de plagioclasa ($An_{40}-An_{50}$) muy abundantes (20-35 por 100), y (2) microlitos de kaersutita (15-20 por 100) de hábito acicular, y cuya composición es prácticamente idéntica a la de los fenocristales (ibid.). Nunca se ha observado la presencia de microlitos de Cpx.

De manera accidental aparecen cristales de pirita, en ocasiones muy abundantes; localmente, pueden constituir microfenocristales, en cuyo caso se encuentran rodeados por mesostasis fluidal, atestiguando su carácter primario. Están parcial o totalmente transformada a goetita con exoluciones de lepidocrocita.

Además de la mineralogía primaria la mesostasis está integrada por un porcentaje significativo de minerales secundarios: carbonatos, cloritas, esfena, epidota, sericita, leucoxeno e hidróxidos de Fe, que generalmente ocupan posiciones intersticiales entre los microlitos de plagioclasa y anfíbol.

Por otra parte, como frecuentísimos minerales accesorios se cuentan zircón y apatito acicular, a veces muy conspicuo.

III. ESTUDIO DE LOS OCELOS

III.1. Morfología

Los ocelos están formados por una masa plagioclásica en cuya zona central es frecuente encontrar cristales de epidota, y en ocasiones también de calcita, definiendo una zonación más o menos marcada. Alrededor de dicha masa plagioclásica se disponen tangencialmente pequeños anfíboles aciculares.

Su tamaño oscila entre unos milímetros y unos pocos centímetros (1 a 5 cm.), aunque ocasionalmente aparecen glándulas de más de 10 cm.

Al corte estas estructuras presentan una morfología variable. Pero pueden sintetizarse en los siguientes tipos:

- 1) Ocelos irregulares.
- 2) Ocelos redondeados, ovalados o elipsoidales.
- 3) Ocelos en venas o fracturas.
- 4) Ocelos idiomorfos y subidiomorfos.

A continuación se describe cada uno de ellos.

Ocelos irregulares: Son el tipo más abundante.

Se pueden clasificar en:

— «*Ameboides*»: Muy irregulares, con entrantes y salientes pronunciados, a veces angulosos. Podrían encuadrarse aquí los que presentan apófisis que sugieren coalescencia de glóbulos. En distintas secciones paralelas, separadas entre sí unos milímetros, se observa que cambian rápidamente de forma (fig. 2, foto 2).

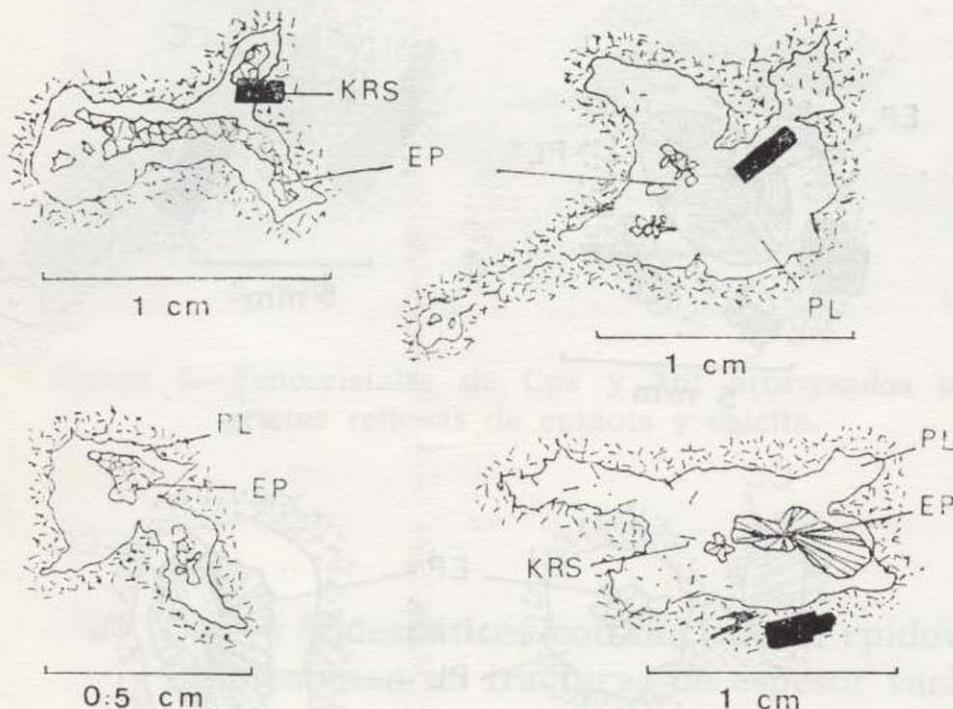


Figura 2.—Ocelos irregulares «ameboides».

— «*Globulares*»: Sin forma definida, pero con bordes mucho más suaves que en el caso anterior (fig. 3, foto 3).

— «*Alargados*»: Son bastante frecuentes y en muchas ocasiones tienen una orientación preferente, bien en grupos o individualmente, junto con los fenocristales de anfíbol (fig. 4, foto 4).

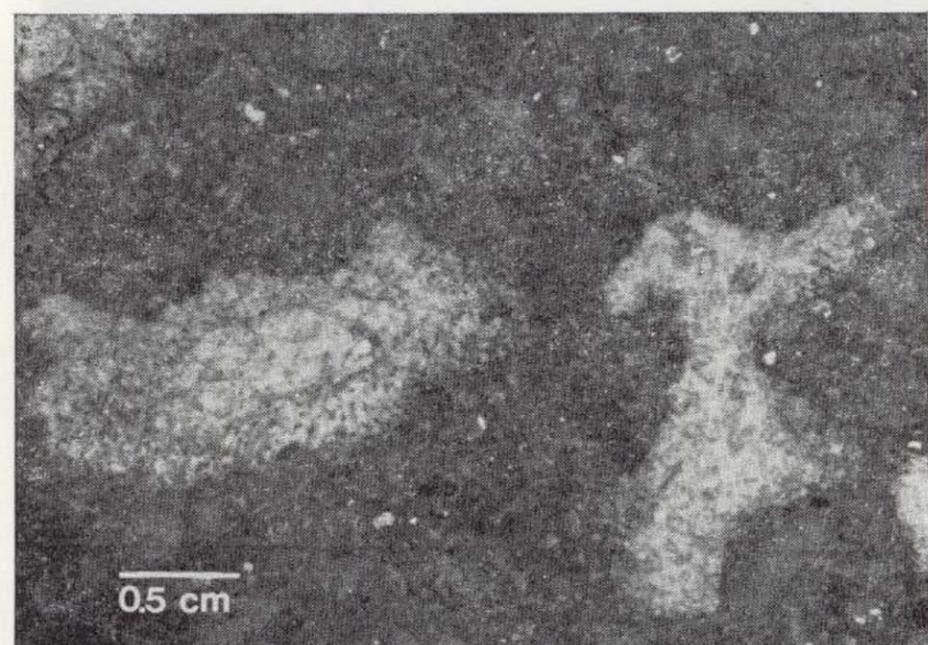


Foto 2.—Ocelos irregulares «ameboides». En el ocelo de izquierda se ve claramente la zona holoplagioclásica interna rodeada por una corona de microlitos de kaersutita y de plagioclasa.

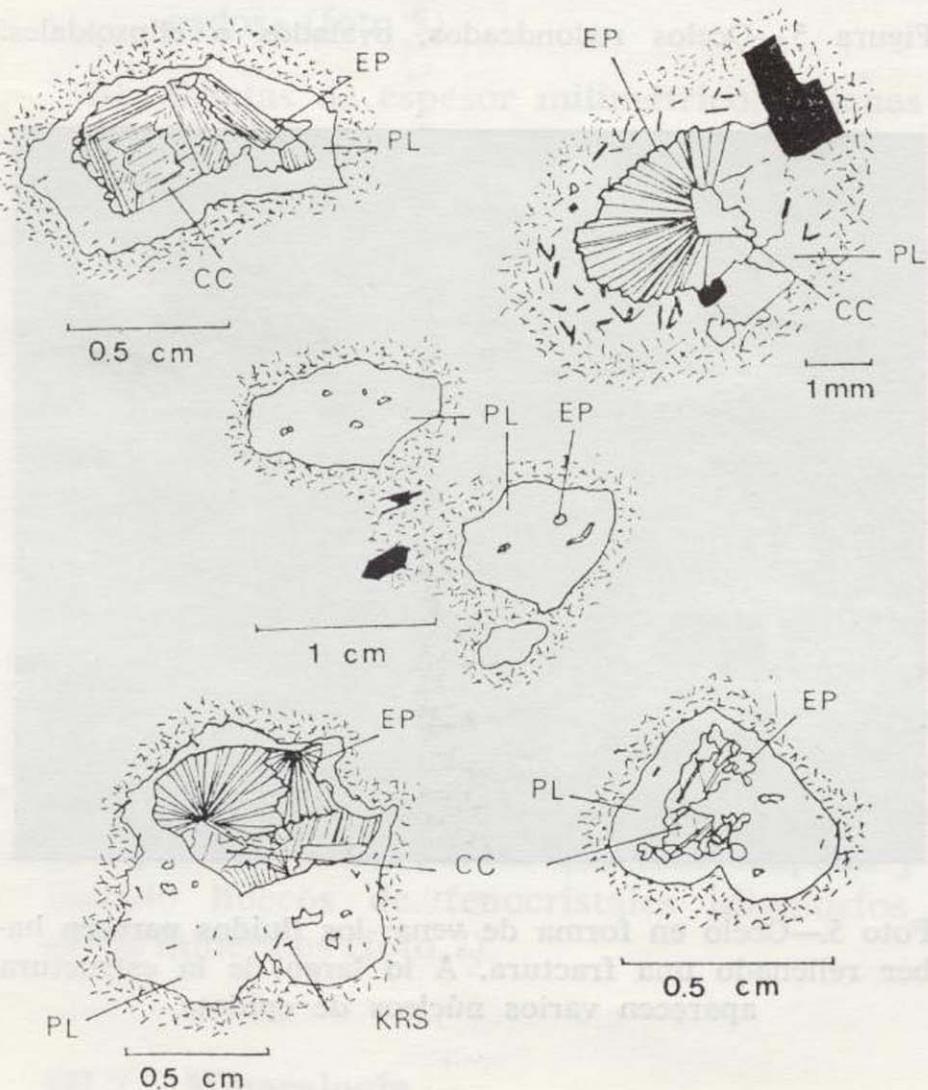


Figura 3.—Ocelos irregulares «globulares».

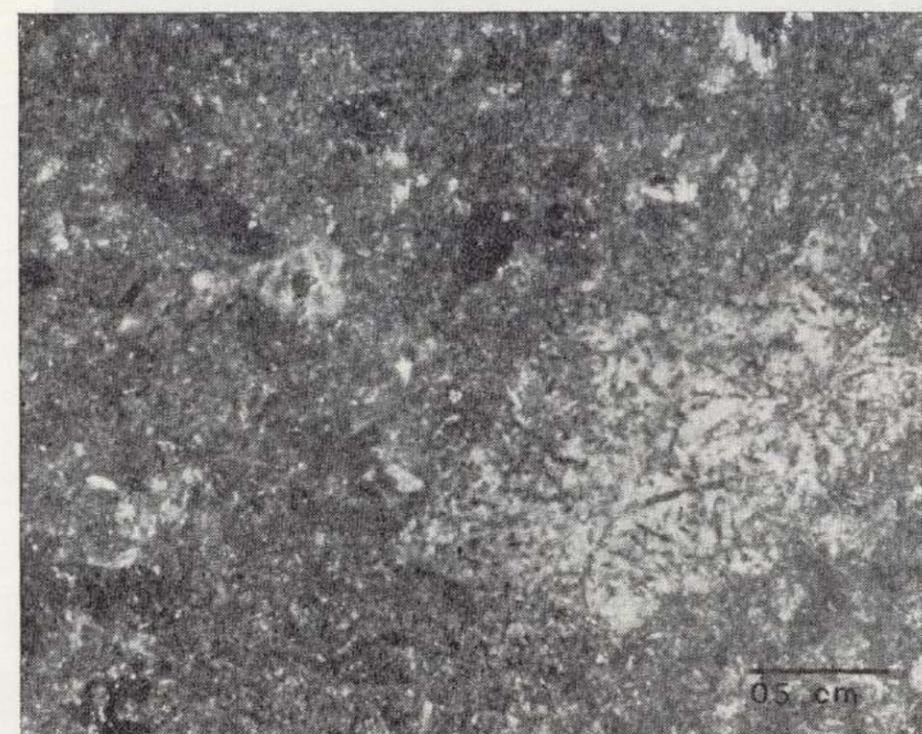


Foto 3.—Ocelo irregular globular. Entre las plagioclasas aparecen cristales aciculares de kaersutita.

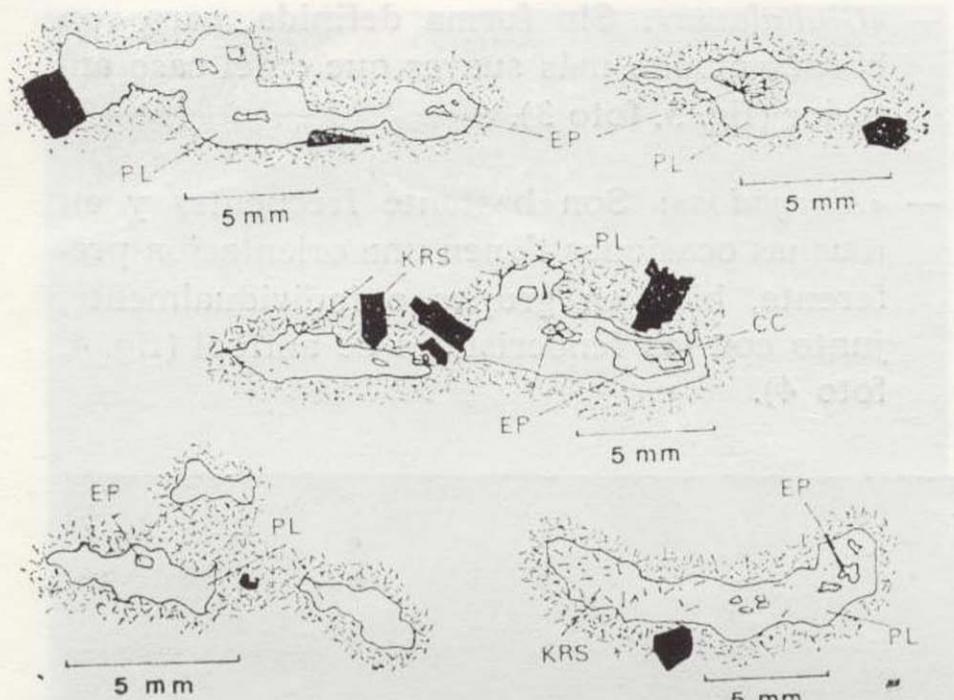


Figura 4.—Ocelos irregulares «alargados».



Foto 4.—Ocelo irregular alargado. En su parte central se aprecia una masa holoplagioclásica redondeada que incluye un núcleo de epidota.

Los tamaños cubren un rango que va desde unos pocos milímetros a unos pocos centímetros; generalmente, menos de dos cm. para ameboideos y globulares, y no más de tres o cuatro cm. para los alargados.

Ocelos redondeados, ovalados o elipsoidales: Tienen límites netos con la mesostasis. Generalmente son de tamaño milimétrico. Pueden estar formados exclusivamente por calcita y/o epidota, muchas veces con hábito fibroso-radiado (fig. 5).

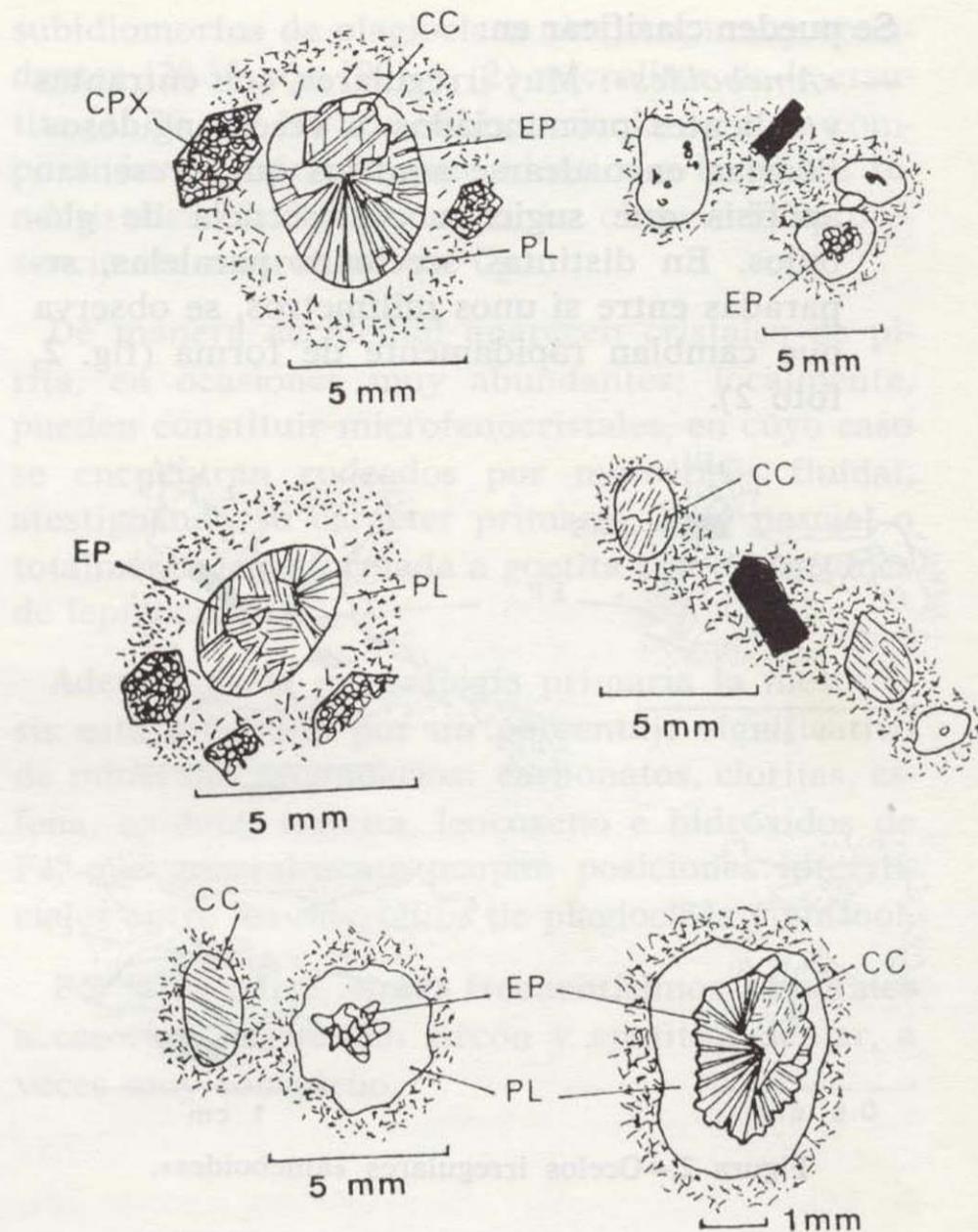


Figura 5.—Ocelos redondeados, ovalados o elipsoidales.

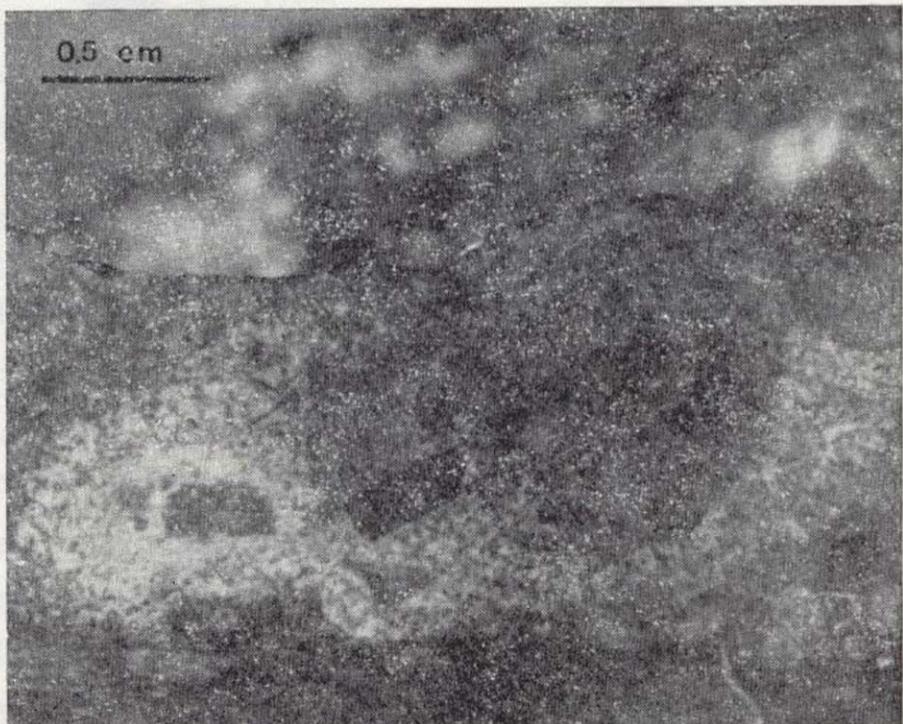


Foto 5.—Ocelo en forma de vena; los fluidos parecen haber llenado una fractura. A lo largo de la estructura aparecen varios núcleos de epidota.

Ocelos en venas o fracturas: Son menos frecuentes que los tipos anteriores. Es posible distinguir dos clases:

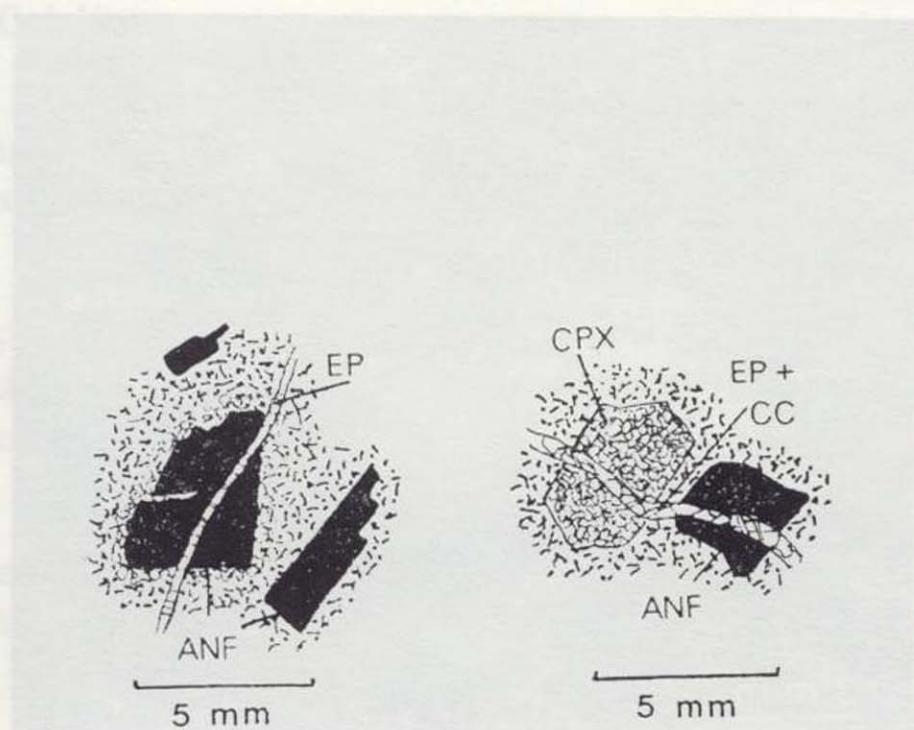


Figura 6.—Fenocristales de Cpx y Anf atravesados por grietas llenas de epidota y calcita.



Foto 6.—Ocelo atravesado por una venilla de epidota de espesor milimétrico.

- a)* Ocelos feldespáticos con núcleos de epidota. Se presentan en fracturas de espesor variable y de unos pocos centímetros de longitud. Quizá pudieran considerarse como un caso extremo de los ocelos irregulares «alargados» (foto 5).
- b)* Grietas de espesor milimétrico, llenas de epidota + calcita + plagioclasa. Cortan incluso a los demás ocelos y a fenocristales de anfíbol y Cpx, indicando una formación póstuma. Tienen una considerable continuidad lateral (fig. 6, foto 6).

No son estructuras ocelares típicas, pero se incluyen aquí por poseer la misma paragénesis.

Ocelos idiomorfos y subidiomorfos: En general, tienen tamaños que no sobrepasan un centímetro de longitud máxima. Aparecen con secciones prismáticas, cuyos contornos suelen ser exagonales u octogonales, y con simetría monoclínica. Tal morfología es idéntica (fig. 7) a la de los fenocristales de Cpx. Por tanto, parece que han ocupado y llenado huecos de fenocristales idiomorfos de otros minerales (foto 7).

III.2. Mineralogía

La composición mineral de los ocelos varía li-

geramente de unos tipos a otros. Pueden distinguirse las siguientes categorías:

1. *Ocelos comunes*

- Minerales fundamentales: plagioclasa, epidota y calcita.
- Minerales accesorios: apatito, kaersutita, esfena, zircón y opacos.
- Productos de alteración: sericita, seudomorfos de anfíboles y seudomorfos de titanflogopita.

2. *Ocelos de plagioclasa-calcita*

- Minerales fundamentales: plagioclasa y calcita.
- Minerales accesorios: apatito y zircón.
- Productos de alteración: clorita y sericita.

3. *Ocelos de epidota*

- Minerales fundamentales: epidota, clinozoisita y, a veces, calcita.
- Minerales accesorios: plagioclasa y opacos.

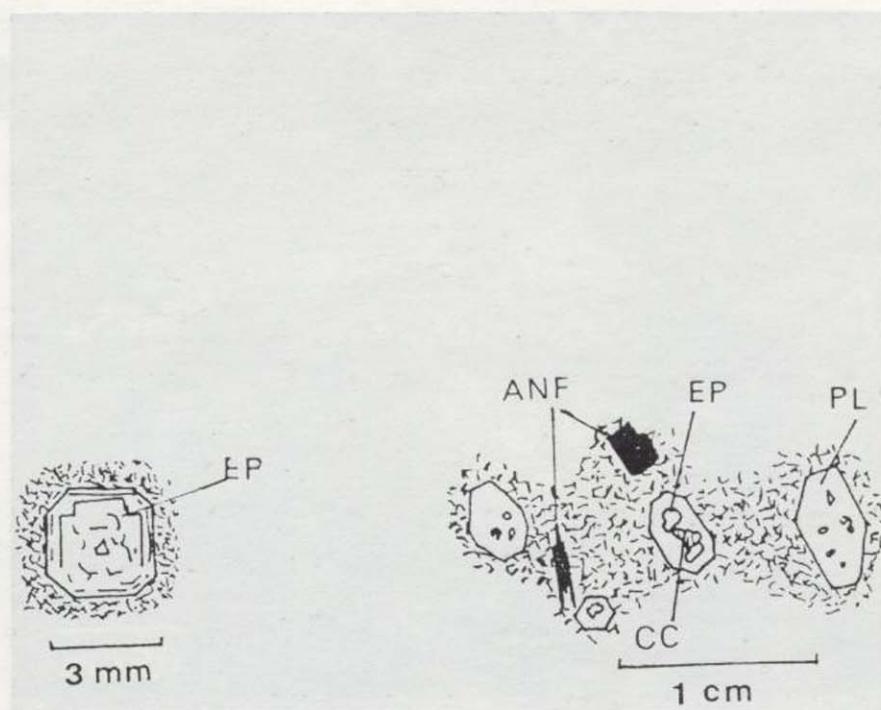


Figura 7.—Ocelos idiomorfos que presentan secciones octogonales y exagonales.

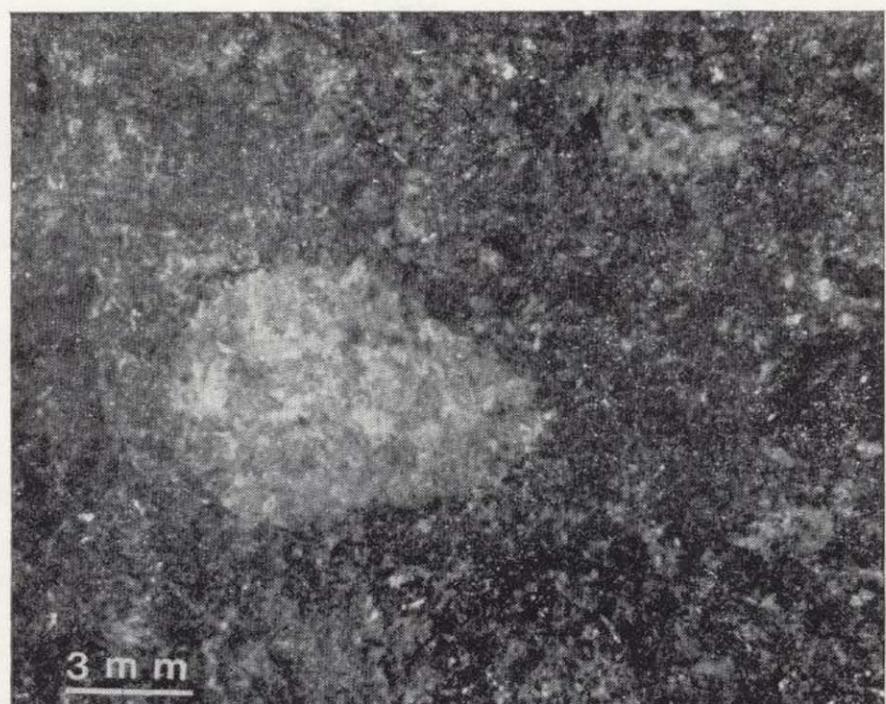


Foto 7.—Ocelo con sección idiomorfa.

4. *Ocelos de calcita*: Casi exclusivamente formados por calcita.

5. *Ocelos feldespáticos*

- a) Minerales fundamentales: plagioclasa.
- b) Minerales accesorios: apatito, zircón y opacos.
- c) Productos de alteración: sericitas y cloritas.

Las características de los minerales son prácticamente idénticas en todos los casos, salvo quizás pequeñas diferencias morfológicas. A continuación se describen las características de los más importantes.

Plagioclasa

Es el mineral más abundante, y el que da carácter leucocrático al ocelo. Al microscopio se observa un gran número de microlitos que definen una textura típica intersetal. Su tamaño es mayor que el de los microlitos plagioclásicos de la mesostasis; normalmente hasta 1,5 mm., y a veces hasta 2,5 mm. (foto 8).

exclusivamente por calcita y/o epidota, muchas veces con hábito fibroso-radiado (fig. 5).

Los contenidos en anortita de los microlitos mesostácticos y de los ocelos es prácticamente idéntica, oscilando entre An-40 y An-55. Presentan una alteración generalizada a minerales arcillosos criptocristalinos o a sericitas; la transformación de plagioclasa a sericitas puede ser parcial o total.

Incluyen gran cantidad de apatito acicular.

Epidota

Se trata de pistachita y, en menor proporción, de clinozoisita. Ambas variedades están siempre asociadas y poseen las mismas características morfológicas. Se presentan en cristales xenomorfos y subidiomorfos, de diverso tamaño (> 750 micras). La epidota s.s. posee un pleocroísmo verde pálido a verde oliva, mientras que la clinozoisita es incolora y no pleocroica. Ambas muestran fracturación.

Se encuentran cristales individuales y masas cristalinas; cuando son individuos aislados, ocupan intersticios entre las plagioclásas, por lo que sus formas son poligonales o muy angulosas; las masas están constituidas por agregados cristalinos granudos, fibrosos y fibroso-radiados, y poseen formas muy irregulares, subesféricas o seudomorfas de fenocristales.

Calcita

Es un mineral que puede alcanzar un volumen importante en el ocelo. Se presenta como cristales xenomorfos y raramente subidiomorfos.

Dentro del ocelo, la calcita adopta diversas posiciones: 1) interplagioclasas; 2) entre los cristales de epidota; y 3) en posiciones intermedias plagioclasa-epidota.

Principalmente, se encuentra asociada a la epidota. Al microscopio, se observan efectos de corrosión en los contactos plagioclasa-calcita.

Kaersutita

Es un accesorio abundante. Se presenta en microlitos semejantes a los de la mesostasis, bien como inclusiones o rodeando al ocelo. Los microlitos pueden ser idiomorfos y subidiomorfos.

Cuando se encuentran rodeando al ocelo, guardan una disposición tangencial, de modo que limitan claramente el contacto ocelo-mesostasis (foto 9). Constituyen la zona externa de la estructura ocelar.

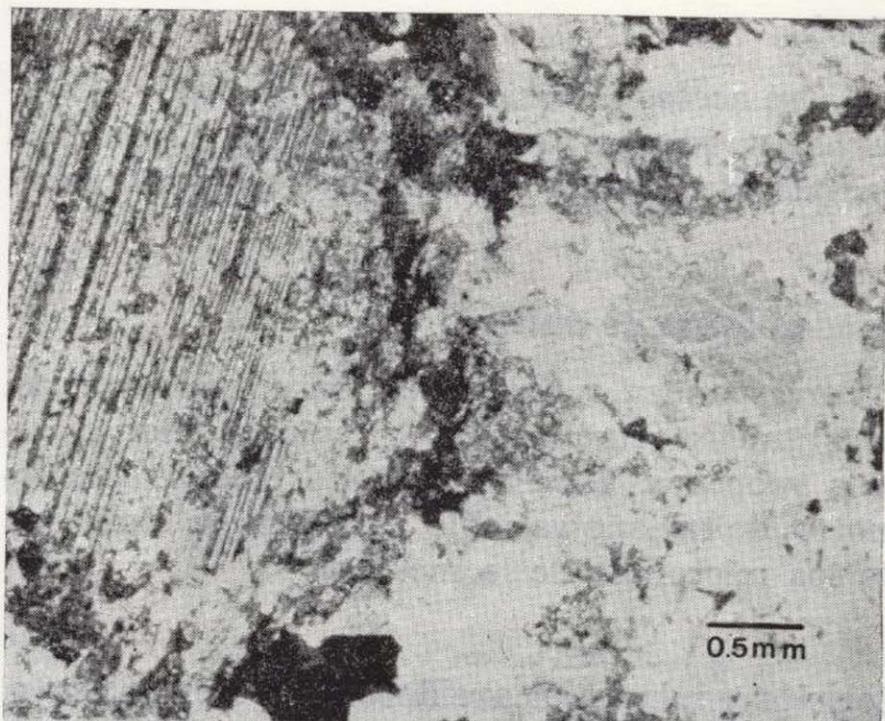
Cuando están dentro del ocelo como inclusiones se disponen al azar. Ocupan un volumen muy pequeño, que no suele exceder el 3-5 por 100. Pueden estar frescos o totalmente seudomorfizados a epidota, clorita y opacos, encontrándose a veces en contacto.

Apatito

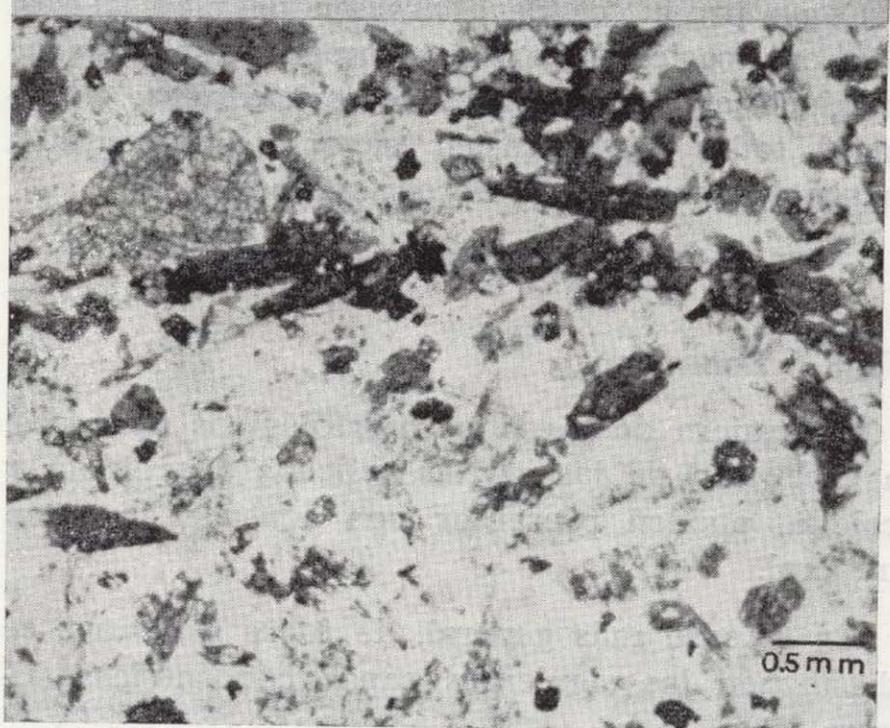
Es un mineral accesorio de hábito acicular muy abundante. Se encuentra incluido sobre todo en las plagioclasas, y menos en los anfíboles.

Esfena

Son cristales de unas 25 a 250 micras de tamaño, idiomorfos y subidiomorfos, a veces granudos. Es poco abundante, incluso puede no aparecer.



8



9

Foto 8.—Ocelo visto al microscopio. Se observan: un gran cristal de plagioclasa, maclado según la Ley de la Albite y visiblemente alterado, un cristal de calcita (dcha.) y diversos minerales accesorios y de alteración.

Foto 9.—Microlitos aciculares de kaersutita dispuestos tangencialmente al borde del ocelo.

Opacos

Composicionalmente, son piritas que presentan hábito idiomorfo y subidiomorfo, y tamaño variable. Pueden formar microfenocristales de unos milímetros de tamaño.

No son frecuentes dentro de los ocelos, normalmente están restringidos a la mesostasis.

Zircón

Es un accesorio escaso, a veces ausente. Presenta hábito idiomorfo y subidiomorfo, siempre en cristales de pequeño tamaño (aprox. 25 micras).

Seudomorfos de anfíbol

Corresponden a kaersutitas muy retrogradadas, constituidas actualmente por epidota, clorita, esfena y opacos. Tienen un hábito tabular subidiomorfo, de tamaño variable, casi siempre similar al de los microlitos de la mesostasis.

Sericita y minerales arcillosos criptocristalinos

Como productos de alteración de plagioclásas, son en ocasiones bastante importantes. Algunas plagioclásas están totalmente sericitizadas; en general, todas presentan, en mayor o menor grado, minerales arcillosos criptocristalinos.

III.3. Zonación

Cualquiera de los tipos morfológicos descritos, a excepción de las grietas llenas de epidota y calcita, pueden presentar una acusada zonación mineral.

En el caso más general, de fuera a dentro, se distinguen las siguientes capas concéntricas (figura 8 a):

- 1) Kaersutita acicular + plagioclasa.
- 2) Plagioclásas.
- 3) Epidota.
- 4) Calcita.

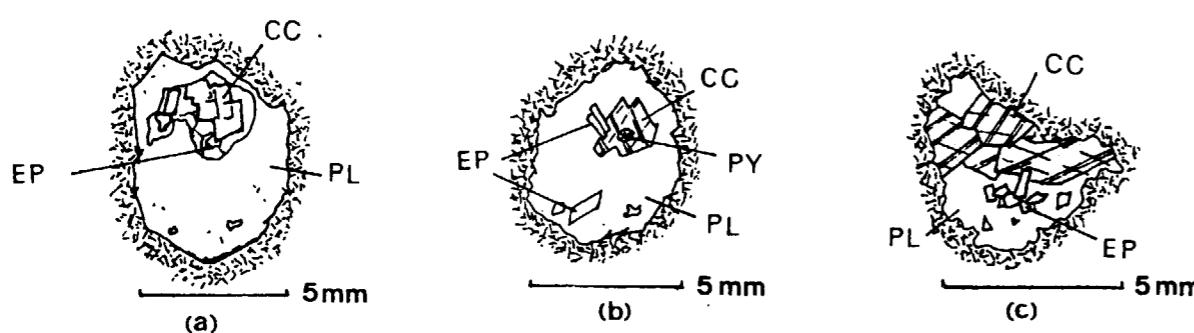


Figura 8.—Diversos tipos de estructuras: a) ocelo subidiomorfo con zonación mineral típica, de dentro a fuera Cc, Ep y Pl; b) y c) ocelo subidiomorfo e irregular, respectivamente, que no poseen zonado típico; Ep y Cc se distribuyen al azar dentro de la masa plagioclásica.



Foto 10.—Zonación mineral típica. De fuera a dentro se observa: 1) corona externa de microlitos aciculares de Krs y Pl; 2) zona holopagoclásica, y 3) núcleos de epidota (en su interior aparece un pequeño cristal de pirita).

IV. GEOQUIMICA**IV.1. Caracterización y tipología**

En la tabla I están representados los análisis de elementos mayores y normas C. I. P. W. de:

- 1) Una muestra de dos g. de un conjunto de ocelos (OC-0).
- 2) Cinco pares ocelo-mesostasis (OC-1, OC-2, OC-3, OC-4, OC-5 y ME-1, ME-2, ME-3, ME-4, ME-5).
- 3) Cinco muestras de mesostasis tomadas al azar (ME-I, ME-II, ME-III, ME-IV, ME-V).

A continuación se describen su composición y tipología químico-mineralógica.

Los resultados de la Norma de Rittman (facies volcánica) se proyectan sobre un doble triángulo

Foto 11.—Ocelo con tres núcleos de epidota. El contacto ocelo-mesostasis está definido por microlitos tangenciales de kaersutita acicular.



Foto 12.—Núcleos de epidota situados en un determinado margen de un ocelo irregular.

TABLA I

Elementos mayores	OC-0	OC-1	OC-2	OC-3	OC-4	OC-5	ME-1	ME-2
SiO ₂	53.62	45.45	56.02	56.36	51.71	53.89	41.73	44.65
TiO ₂	0.88	0.50	1.02	1.07	0.93	0.98	2.88	3.32
Al ₂ O ₃	18.88	14.35	18.85	18.76	18.75	18.16	13.85	14.53
Fe ₂ O ₃	1.89	3.28	3.15	2.93	3.45	1.46	4.52	4.20
FeO	1.80	2.29	0.84	0.83	1.56	1.85	4.20	5.00
MgO	0.39	0.47	0.67	0.95	0.77	0.83	9.83	10.23
MnO	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.13	0.13
CaO	8.64	15.24	7.54	7.40	11.11	7.35	13.41	11.22
Na ₂ O	3.47	1.08	2.87	3.15	2.77	3.02	2.04	2.40
K ₂ O	5.72	2.43	6.99	6.90	5.69	6.89	2.33	2.79
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.19	0.14	0.19	0.38	0.37	0.37
H ₂ O	0.98	8.16	1.84	1.01	2.13	2.97	2.01	1.19
CO ₂	3.70	6.28	0.56	0.55	0.70	2.16	2.48	0.32
TOTAL	100.14	99.71	100.56	100.08	99.79	99.97	99.78	100.35

TABLA I (Continuación)

Elementos mayores	ME-3	ME-4	ME-5	ME-I	ME-II	ME-III	ME-IV	ME-V
SiO ₂	42.50	42.09	41.90	40.86	41.26	41.50	41.30	41.26
TiO ₂	3.27	3.36	3.27	3.23	3.31	3.37	3.27	3.34
Al ₂ O ₃	14.66	14.15	14.48	14.53	13.62	14.21	14.54	14.54
Fe ₂ O ₃	5.31	4.26	3.99	6.13	5.11	5.39	4.83	5.94
FeO	4.74	5.44	5.71	4.29	5.16	5.03	5.41	5.19
MgO	10.90	11.98	11.82	12.11	12.83	12.55	12.23	11.81
MnO	0.13	0.14	0.15	0.13	0.15	0.15	0.15	0.16
CaO	11.83	11.69	12.06	11.75	11.51	10.49	11.42	10.83
Na ₂ O	2.22	2.22	2.22	2.32	2.34	2.27	2.37	2.73
K ₂ O	2.54	2.51	2.27	2.42	2.19	2.23	2.35	2.47
P ₂ O ₅	0.37	0.37	0.37	0.38	0.32	0.36	0.39	0.40
H ₂ O	1.40	1.50	1.42	1.94	1.53	1.84	1.33	1.65
CO ₂	0.28	0.31	0.57	0.21	0.60	0.72	0.69	0.44
TOTAL	97.61	100.02	100.23	100.30	99.93	100.11	100.38	100.76

TABLA I (Continuación)

Normas C. I. P. W.	OC-0	OC-1	OC-2	OC-3	OC-4	OC-5
Q	—	7.98	—	—	—	—
Or	35.40	16.83	42.07	41.38	34.36	42.91
Ab	25.33	10.72	24.50	24.57	16.01	21.67
An	19.97	31.83	18.26	16.93	22.60	16.51
Nef	2.94	—	0.13	1.35	4.41	2.86
Diop	2.87	4.64	3.66	5.17	4.25	5.94
Wo	8.51	20.93	5.70	5.15	11.45	4.96
Mag	2.88	5.59	—	—	2.54	2.24
Ilm	1.76	1.12	1.86	1.85	1.82	1.97
Ap	0.35	0.36	0.46	0.34	0.46	0.95
Hem	—	—	3.22	2.98	1.81	—
Spn	—	—	0.16	0.28	—	—

TABLA I (Continuación)

Normas C. I. P. W.	ME-1	ME-2	ME-3	ME-4	ME-5	ME-I	ME-III	ME-IV	ME-V
Or	6.72	16.18	13.76	8.89	6.86	3.28	13.51	7.03	9.99
Ab	—	4.65	—	—	—	—	1.65	—	—
An	22.85	20.98	22.90	21.64	23.27	22.52	22.57	22.51	20.41
Nef	9.82	8.62	10.34	10.37	10.37	10.84	9.87	11.07	12.64
Leuc	6.06	—	1.16	4.87	5.33	8.85	—	5.57	3.76
Diop	34.55	25.69	26.63	27.30	27.56	26.70	22.06	25.40	24.41
Fo	6.74	9.80	10.61	12.65	12.50	12.79	15.21	13.60	12.89
Fa	—	0.20	—	0.56	0.97	—	—	0.41	—
Mag	5.91	6.18	6.34	6.31	5.91	5.00	7.13	7.15	7.69
Hem	0.68	—	1.04	—	—	2.82	0.63	—	0.73
Ilm	5.76	6.40	6.32	6.52	6.34	6.27	6.58	6.34	6.45
Ap	0.92	0.89	0.89	0.89	0.89	0.92	0.87	0.94	0.96

de Streccisen (fig. 9): todos los ocelos quedan representados en el campo de las «latitas feldespatoídicas», con excepción del ocelo OC-1, que entra en el campo de «andesitas calcoalcalinas». La proyección de los puntos correspondientes a las mesostasis caen en el campo de «tefritas fonolíticas».

La proyección conjunta ocelos-mesostasis reproduce la tendencia evolutiva de la serie lamprofídica (BEA y CORRETGE, *op. cit.*). Las mesostasis representan las composiciones de los términos menos diferenciados, mientras que la composición de los ocelos es muy similar a la de los diques más diferenciados (plagiófidos) (*ibid.*).

En un diagrama (Ab + Ne)-An-(Or + Leuc) (fig. 10), las proyecciones de ocelos y mesostasis se separan; mientras los primeros representan composiciones más ricas en ortosa y leucita normativas, las segundas se sitúan hacia composiciones más altas en anortita normativa. El ocelo OC-1 presenta una composición similar a la de las mesostasis, incluso con mayores contenidos en An normativa.

A partir de los diagramas de La Roche (figs. 11, 12 y 13) se ve claramente la pertenencia a los dominios alcalino y alcalino subsaturado. En la representación F₂-X₂ (fig. 12), las proyecciones de mesostasis y de OC-1 siguen la línea de tefritas, fonolitas y basanitas, principalmente las últimas; mientras que las proyecciones de los ocelos no definen una tendencia clara, encontrándose hacia composiciones con valores más altos en K-(Na + Ca). Sin embargo, en el diagrama X₃-Y₃ (fig. 13), los ocelos se relacionan bien con la línea de te-

fritas, lo que no ocurre para mesostasis y el OC-1, los cuales se encuentran hacia composiciones más ricas en Ca y Mg.

Los ocelos representan composiciones de latitas feldespatoídicas, siendo términos más diferenciados que los representados por las mesostasis, que corresponden a basanitas o tefritas fonolíticas, menos diferenciados.

En un diagrama AFM (fig. 14), los datos para los ocelos se encuentran en un área próxima al vértice A, con composiciones comprendidas entre un 70 a 60 por 100 de álcalis (A), y un 23 a 45 por 100 de Fe₂O₃ + FeO. El ocelo OC-1 se desplaza hacia contenidos más altos en F (~57 por 100) y más bajos en álcalis. La tendencia general vuelve a reproducir la observada en la serie lamprofídica, con la excepción de una mayor tendencia hacia la línea A-F.

IV.2. Factores de enriquecimiento

Se han calculado los coeficientes de partición ocelo/mesostasis para los elementos mayores (tabla II). Se aprecia que SiO₂, Al₂O₃, Na₂O y K₂O se concentran preferencialmente en los ocelos, mientras que TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO y P₂O₅ enriquecen la matriz.

De la representación de dichos coeficientes de partición frente al índice de polimerización relativa (fig. 15), se observa lo siguiente:

— El coeficiente de partición aumenta al aumentar la polimerización relativa para estos elementos: Si, Ti, Al, Mg, Na, K y P, y disminuye

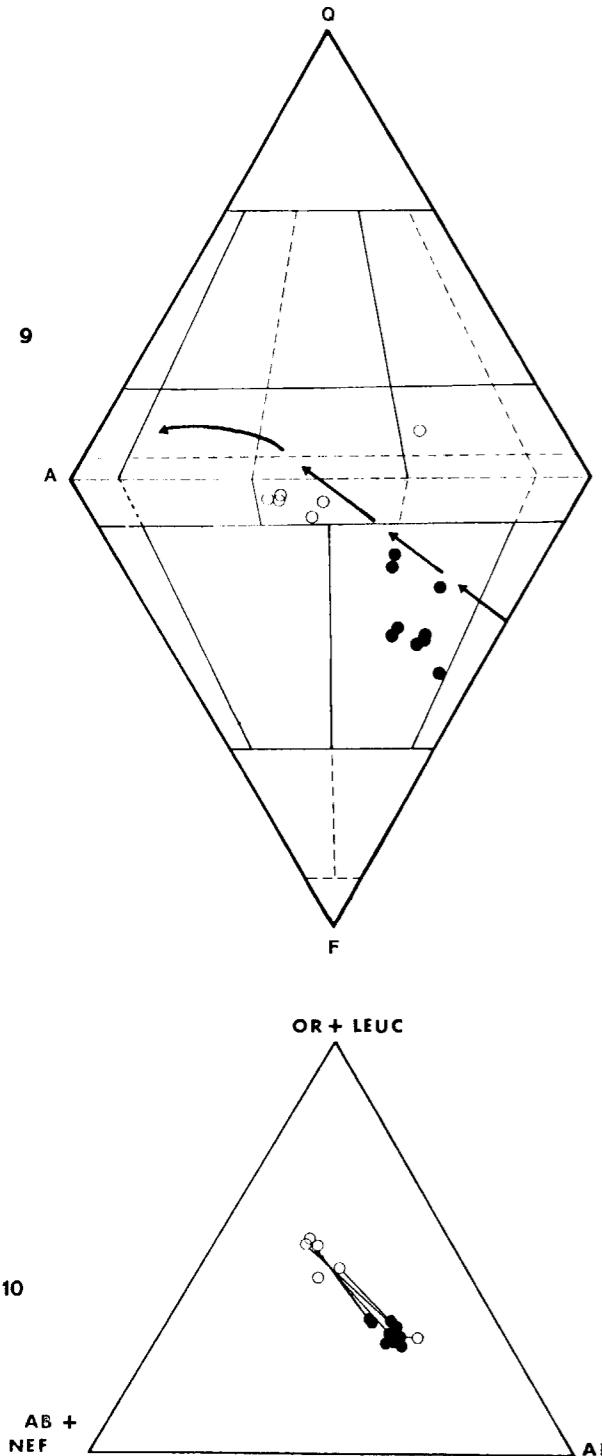


Figura 9.—Proyección de los datos de ocelos y mesostasis en el doble triángulo de STRECKEISEN (facies volcánica). Las flechas indican las tendencias composicionales del haz lamprofídico. Círculos blancos, ocelos; círculos negros, mesostasis.

Figura 10.—Diagrama (Ab+Nef)-An-(Or+Leuc). Círculos blancos, ocelos; círculos negros, mesostasis.

Figura 11.—Diagrama F_1 - X_1 de DE LA ROCHE (1978).

Figura 12.—Diagrama F_2 - X_2 de DE LA ROCHE (1978).

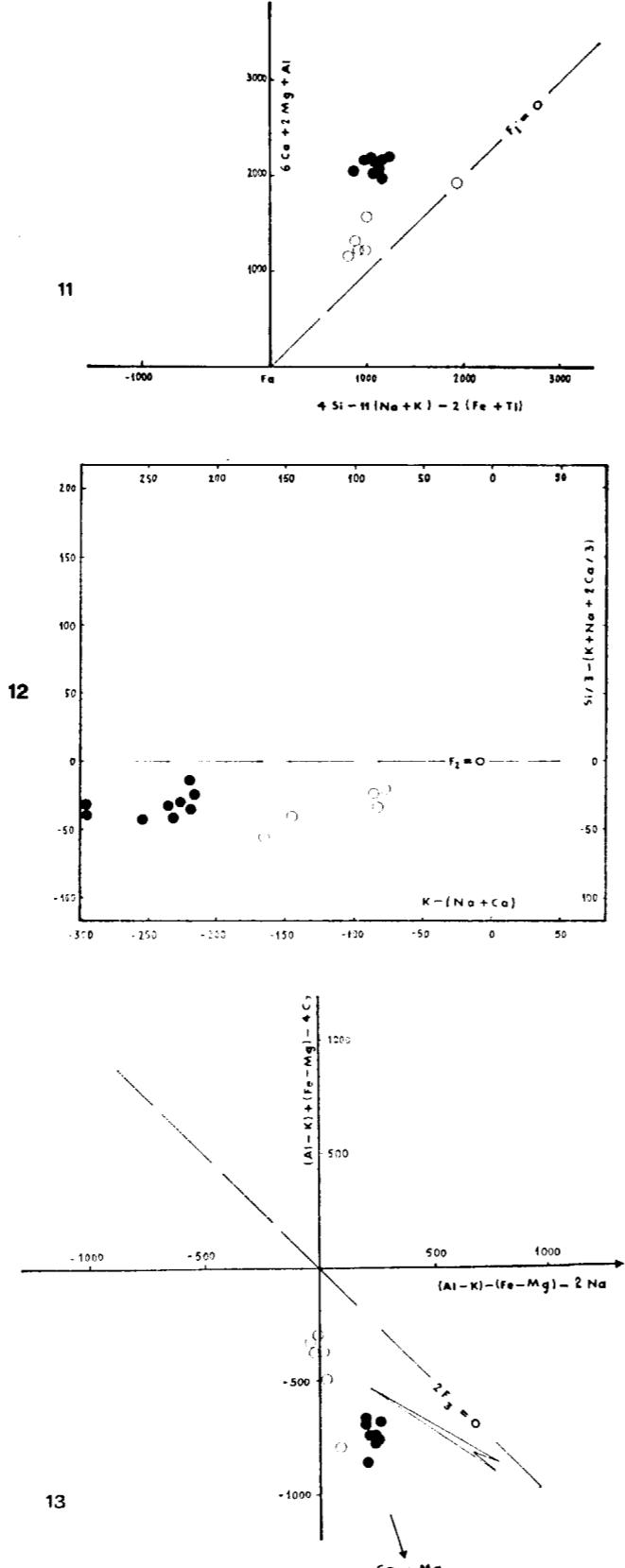


Figura 13.—Diagrama X_3 - Y_3 de DE LA ROCHE (1978). La flecha indica los mecanismos de fraccionación por fusión parcial en el manto superior.

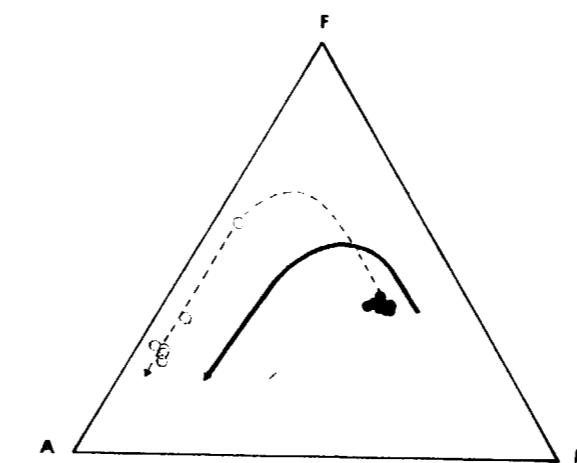


Figura 14.—Diagrama AFM. La flecha gruesa representa la tendencia lamprofídica; la flecha discontinua representa la tendencia observada en la camptonita. Círculos blancos, ocelos; círculos negros, mesostasis.

al aumentar dicha relación para: Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn , Ca , H y C .

- El Fe^{3+} , P y C presentan una correlación muy pobre, mientras que los restantes elementos mayores tienen una correlación buena y excelente.
- Si, Al y C poseen siempre un coeficiente de partición mayor que 1; Ca , Na , K y H oscilan

entre ~3 y 0.5, y finalmente, Ti , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , Mn y P tienen un coeficiente de partición menor que 1.

IV.3. Diagramas de Greig

A efectos de ver un posible campo de inmiscibilidad líquida, los datos de los pares OC-1 - ME-1, OC-2 - ME-2, OC-3 - ME-3, OC-4 - ME-4 y OC-5 - ME-5 se han representado en un diagrama de Greig (fig. 16). Se aprecia que todos los puntos proyectados caen fuera del intervalo de inmiscibilidad (obtenido experimentalmente por varios autores), hacia composiciones más ricas en álcalis y aluminio. La separación entre ocelos-mesostasis es menor que la anchura del campo de inmiscibilidad experimental; esto es similar a lo encontrado por EBY (1980) en los diques de lamprofido y sills, de Monteregian Hills (Canadá).

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos expuestos ponen de relieve la dificultad de atribuir la génesis de los ocelos a un proceso de inmiscibilidad líquida:

- Las evidencias texturales sugieren una formación tardía o postmesostasis.
- La proyección de los datos geoquímicos en el diagrama de Greig muestra que la compo-

TABLA II

Coeficientes de partición	O_1/M_1	O_2/M_2	O_3/M_3	O_4/M_4	O_5/M_5	Coef. part. medio	Correlac. Prt./Polt.							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	
SiO ₂	1.1	1.25	1.33	1.23	1.29	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	0.96
TiO ₂	0.17	0.31	0.33	0.28	0.30	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.99
Al ₂ O ₃	1.04	1.30	1.28	1.33	1.25	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	0.92
Fe ₂ O ₃	0.73	0.75	0.55	0.70	0.37	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	-0.34
FeO	0.55	0.17	0.18	0.29	0.32	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	-0.92
MgO	0.05	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.81
MnO	0.38	0.15	0.23	0.29	0.20	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	-0.78
CaO	1.06	0.67	0.63	0.95	0.61	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	-0.79
Na ₂ O	0.53	1.20	1.42	1.25	1.36	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	0.99
K ₂ O	1.04	2.51	2.72	2.27	3.04	2.32	2.32	2.32	2.32	2.32	2.32	2.32	2.32	0.93
P ₂ O ₅	0.35	0.51	0.38	0.51	1.03	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.33
H ₂ O	2.75	1.55	0.72	1.42	2.09	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71	-0.86
CO ₂	2.53	1.75	1.96	2.26	3.79	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	-0.094
Polymerización relativa	0.880	1.181	1.260	1.181	1.193									

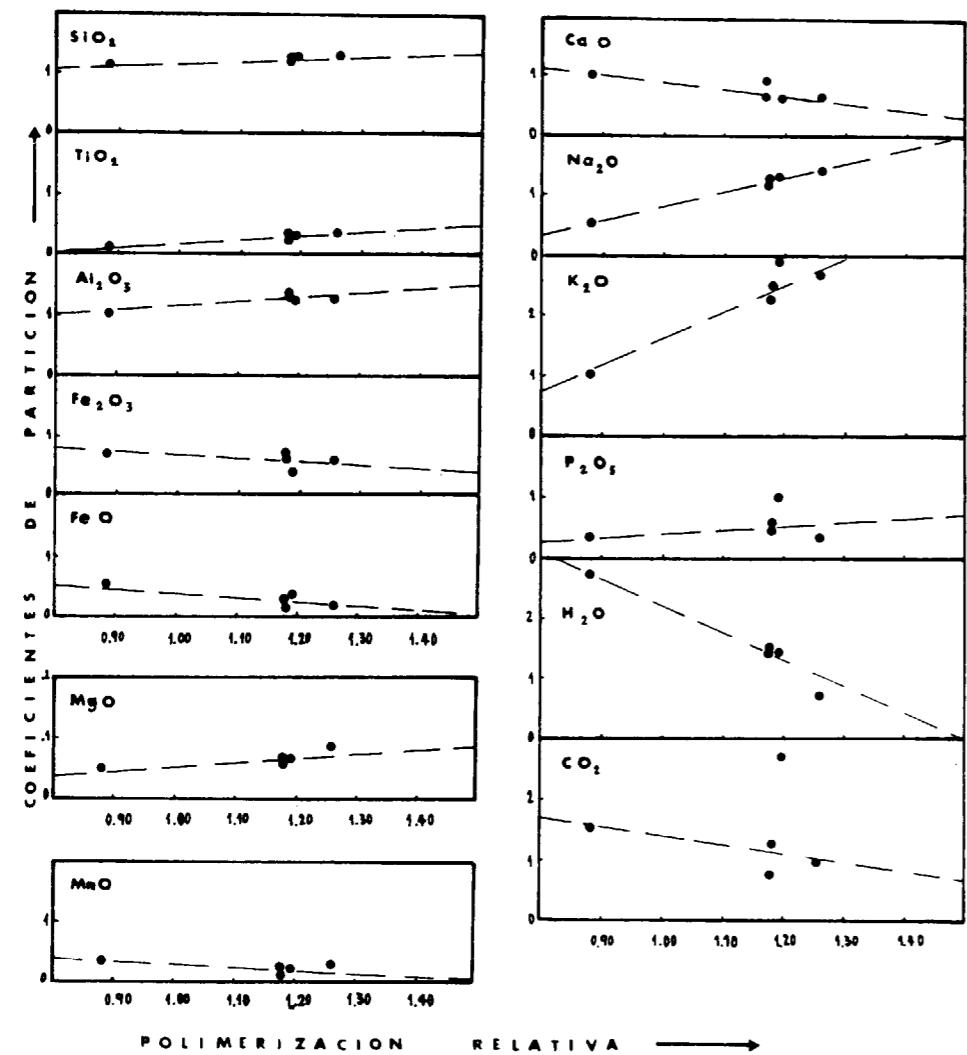


Figura 15.—Representación de los coeficientes de partición (O/M) de elementos mayores frente a la polimerización relativa ($Si:O$ en ocelo-mesostasis), para los cinco pares ocelo-mesostasis.

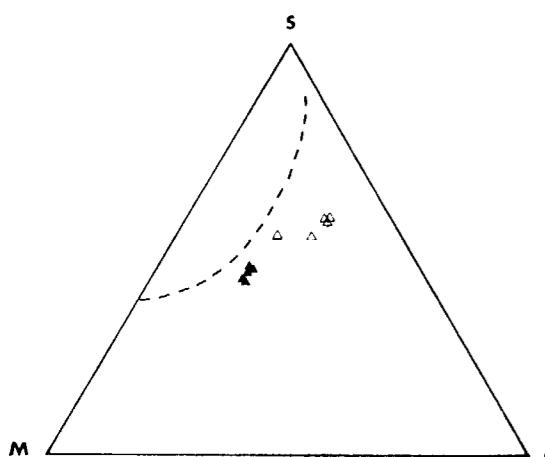


Figura 16.—Diagrama de GREIG. El área situada a la izquierda de la línea discontinua representa el campo de inmiscibilidad experimental. Los datos para la camptonita caen fuera de este campo. Triángulos blancos, ocelos; triángulos negros, mesostasis.

sición del sistema cae fuera del campo de inmiscibilidad determinado experimentalmente (ROEDDER, 1979; PHILPOTTS, 1982). Además, los coeficientes de partición de los elementos mayores son, en algunos casos, muy diferentes de los hallados en casos claros de inmis-

cibilidad, tanto en basaltos alcalinos y tholeitas (PHILPOTTS, *op. cit.*), como en las sannaitas de Labrador (FOLEY, 1984). En concreto (véase tabla III), SiO_2 , CaO , K_2O y P_2O_5 tienen valores similares a las sannaitas; Al_2O_3 y Na_2O son ligeramente mayores; Fe_2O_3 , FeO y TiO_2 tienen valores intermedios entre basaltos y sannaitas, pero más próximos a estas últimas; el MgO posee un coeficiente de partición muy elevado (anómalo) con respecto a cualquiera de ellos (~ 16).

TABLA III
Comparación de los coeficientes de partición de elementos mayores entre tholeitas, basaltos alcalinos (PHILPOTTS, 1982), sannaitas (FOLEY, 1984) y camptonitas

	Tholeitas	Basaltos alcalinos	Sannaitas	Camptonita
SiO_2	0.6	0.6	0.84	0.81
TiO_2	8.5	8.2	1.72	3.80
Al_2O_3	0.3	0.4	0.69	0.81
Fe total	11.2	7.4	1.83	2.25
MgO	—	6.4	1.99	15.94
CaO	6.4	3.3	1.49	1.33
Na_2O	0.3	0.3	0.62	0.99
K_2O	0.2	0.4	0.68	0.50
P_2O_5	25.2	4.5	2.15	2.07

Por el contrario, la hipótesis de formación de ocelos, por segregación de fluidos en las últimas etapas de cristalización magmática, está apoyada por varias evidencias texturales y de composición mineral:

Evidencias de composición mineral

— La composición de los minerales dentro y fuera del ocelo es similar, si no idéntica (plagioclasa, kaersutita, epidotita). Las fases félidas de la roca pueden derivar de una cristalización fraccionada normal.

La existencia frecuente de ocelos zonados con composición mineral constante (zona interna: Ep + Cc; zona externa: Pl, fundamentalmente) sugiere ser el resultado de un fluido residual enriquecido en la fase gaseosa; la zona interna sería en principio una

burbuja de gas, y la zona externa representaría el fundido residual (FOLEY, *op. cit.*). Esto es posible teniendo en cuenta que, después que ha cristalizado la mesostasis envolvente, la disminución de cristalización en el centro de la masa conduciría a la redistribución del fundido residual remanente (ROEDDER, *op. cit.*).

— El que aparezcan ocelos formados exclusivamente por epidota, y a veces por epidota y calcita, implica variaciones, en ocasiones importantes, en la composición de las estructuras ocelares. Esta observación podría invalidar la hipótesis sobre inmiscibilidad, por implicar ésta una composición muy homogénea (ANFILOGOV, 1975; ROEDDER, *op. cit.*).

Evidencias texturales

— Es frecuente observar que todos los núcleos de los ocelos vecinos se encuentran excéntricos, desplazados en el mismo sentido, lo que sugiere la existencia de una burbuja de gas dentro de una fase líquida, ambas afectadas por influencia gravitacional (FOLEY, *op. cit.*). Por otra parte, la disposición tangencial generalizada de microlitos de kaersutita en torno al ocelo, puede explicarse por expansión de burbujas de gas en un magma parcialmente cristalizado (PHILLIPS, 1975).

— Las formas más irregulares podrían corresponder a la coalescencia de dos o más estructuras, y aquellos ocelos con forma de «venas» pueden representar segregaciones de fluidos en las fracturas de la mesostasis cristalizada.

— La relativa abundancia de ocelos con contornos geométricos conduce a pensar en un fluido residual de composición félida que llenó huecos dejados por fenocristales primarios destruidos. La destrucción de éstos estaría originada por reacción con los fluidos tardíos responsables del acusado seudomorfismo característico de los fenocristales de Cpx.

Las hipótesis propuestas de origen secundario, seudomorfos zonados y amígdalas, parecen poco probables. Las características texturales y composicionales que se producirían mediante estos mecanismos no concuerdan con las observadas en la

camptonita. Ambas suponen la cristalización completa de la roca.

La única estructura que puede ser explicada por un origen de este tipo son las pequeñas fracturas milimétricas llenas de epidota y calcita (si bien no son estructuras ocelares típicas), que atraviesan fenocristales, ocelos y mesostasis.

No cabe duda que el origen de la mayor parte de los ocelos en la camptonita es primario. Las pruebas texturales y de composición mineral parecen concluyentes, y hacen inclinarse hacia la hipótesis genética por segregación de fluidos en las últimas etapas de cristalización magmática. No obstante, hay que considerar que dicho fenómeno puede proseguirse después del estadio magmático principal y comienzo de las transformaciones postmagmáticas, que en estas rocas son especialmente dilatadas y se superponen a la cristalización magmática (BEA y CORRETGE, *op. cit.*).

BIBLIOGRAFIA

- ANFILOGOV, V. N.: *Liquation in magmas and petrographic criteria for its recognition*. Trans. from Geokhimiya, número 7, 1035-1042 (1975).
- BEA, F., y CORRETGE, L. G.: *Petrography, geochemistry, and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain*. In litt. (1985).
- BEA, F., y MORENOVENTAS, I.: *Estudio petrológico de los granitoideos del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolitos de Ávila, Sistema Central Español)*. Stud. Geol., 20, en prensa (1985 a).
- EBY, G. N.: *Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dikes and sills, Monteregan Hills Petrographic Province, Quebec*. Contrib. Mineral. Petrol., 75, 269-278 (1980).
- FIGUEROA, L. C. G.; CORRETGE, L. G., y BEA, F.: *El dique Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo)*. Bol. Geol. y Min., tomo LXXXVIII (308-337) (1973).
- FIGUEROA, L. C. G., y FRANCO, P.: *Fracturación del N de la Cordillera de Gredos, Macizo Central Español*. Dpto. Petrol. y Geoquím., Univ. Salamanca (1980).
- FOLEY, S. F.: *Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador*. Lithos, 17, 127-137 (1984).
- FUSTER, J. M., e IBARROLA, E.: *Rocas de España Central. IV. Pórfidos y lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia)*. Estud. Geol., 18, 193-224 (1953).
- INTERNAT. MINER. ASSOC.: *Nomenclature of amphiboles*. Min. Mag., 42, 533-563 (1978).
- JOHANNSEN, A.: *A descriptive Petrography of the igneous rocks. V-I. Introduction, textures classifications and glossary*. The Univ. Chicago Press (1931-1939).
- JOHANNSEN, A.: *A descriptive Petrography of the igneous rocks. V-IV. The feldespathoid rocks; and the peridotites perknites*. The Univ. Chicago Press (1938).
- NUEZ, J. DE LA; UBANELL, A. G., y VILLASECA, C.: *Diques lampródicos norteados con facies brechoídales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español)*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 3, 53-74 (1982).
- PHILLIPS, W. J.: *Interpretation of crystalline spheroidal structures in the igneous rocks*. Lithos, 6, 235-244 (1973).
- PHILPOTTS, A. R.: *Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 201-218 (1982).
- PORTUGAL FERREIRA, M., y REGENCIPIO MACEDO, C. A.: *Actividade magnética durante o Mesozoico: I-Achega para datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na zona centro-ibérica (Portugal)*. Memor. e Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, núm. 87, 27-49 (1979).
- PUGIN, V. A., y KHITAROV, N. I.: *Variolites as a example of liquid immiscibility in magmas*. Trans. from Geokhimiya, núm. 4, 496-512 (1980).
- RAGUIN, E.: *La géologie du granite*. Masson, París (1976).
- RITTMAN, A.: *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks*. Minerals, Rocks and Inorganic Materials, New York (1973).
- ROCK, N. M. S.: *The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations*. Earth. Sci. Rev., 13, 123-169 (1977).
- ROCHE, H. DE LA: *La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur facies mineral dans l'espace des variables chimiques fonctions et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées*. Chemical Geol., 21, 63-87 (1978).
- ROEDDER, E.: *Silicate liquid immiscibility in magmas. The evolution of the igneous rocks*. Fiftieth Anniversary Perspectives, Princeton Univ. Press, 15-50 (1979).
- SAN MIGUEL, M.: *Estudio de las rocas eruptivas de España*. Menc. Acad. Ciencias de Madrid, 6, 1-660 (1933).
- SAN MIGUEL, M., y FIGUEROA, L. C. G.: *Las Navas del Marqués. Cart. Geol. 1/50.000*. Inst. Geol. y Min. España (1960).
- SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDUMEN, E. A. Th., y VERSCHURE, R. H.: *Age and origin of the Messejana Dolerite Fault-Dike Sistem. (Portugal and Spain) in the light of the opening of North Atlantic Ocean*. J. Geology, 86, 299-309 (1978).
- STRECKEISEN, A.: *Classification and nomenclature of volcanics rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; Recommendations and suggestions of the I.U. G.S. Subcommission on the Systematic of the Igneous Rocks*. Geology, v. 7, 331-335 (1979).
- VILLASECA, C.; LÓPEZ GARCÍA, J. A.; NUEZ, J., y UBANELL, A. G.: *Contribución al estudio de los diques campotoníticos heteromorfos con superficies ocelares y de diatremas asociados. Sierra de la Paramera de Ávila*. Rev. Mat. Proc. Geol., v. I, 103-118 (1983).
- YAGI, K., y ONUMA, K.: *The join $CaMgSi_2O_6-CaTiAl_2O_6$ and its bearing on the titanauites*. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. series, 4, 13, 463-483 (1967).

Recibido: Diciembre 1985.

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX

Rafael Amar de la Torre (1802-1874)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

1. ENSEÑANZA

Del noble Bernardo Amar (1250), y de la rama que pasó a Aragón, es la familia de este sabio geólogo, nacido en Barcelona (1802), donde hizo los primeros estudios, destacando por su afición a las matemáticas y a las ciencias naturales. Se trasladó a Madrid, para iniciar (1822) los estudios de Ingeniero de Caminos. Durante este período de estudiante, entusiasmado con las ideas progresistas, le animaron a encuadrarse en la milicia nacional, con motivo de las luchas del primer cuarto del siglo XIX, donde tuvo una brillante actuación, siendo declarado por dos veces «benemérito de la patria».

La labor desarrollada por Fausto de Elhuyar y de Súbice (1755-1833) al frente de la Dirección General de Minas (1825-1834), así como el prestigio de las cátedras de química y de docimasia, recientemente creadas en la Dirección General (R. O. de 31 de agosto de 1826), influyeron en su decisión de incorporarse a estas enseñanzas y a las de la Real Escuela de Almadén, para completar su formación minera. Perteneció a la promoción de 1828, con el número 54, de la relación de alumnos de aquel centro de enseñanza, integrado en la primera promoción grande, por contar con treinta y cinco alumnos.

Reanudó Elhuyar su plan de formar profesores en Freiberg, programando dos tandas de pensionados, en la primera (1829) envió a Lorenzo Gómez Pardo y Enseñat (1801-1847), número 1201, y a Isidro Sainz de Baranda (1806-1848), número 1202, y en la segunda (1830) a Felipe Bauza y Rabena (1802-1875), número 1245, Joaquín Ezquerra del Bayo (1793-1859), número 1246, y a Amar, número 1247. Estos tres ingenieros fueron becados (R. O. de 23 de octubre de 1829), donde siguieron con preferencia las enseñanzas de mineralogía, geología y paleontología, regresando a España (1834) cuando finalizaron los estudios.

2. LABOR DOCENTE

En el Real Decreto del Ministerio de la Gobernación del Reino, sancionado por Isabel II (23 de abril de 1835), entre

otras disposiciones, relacionadas con la Escuela, figura: «tiene por objeto enseñar la mineralogía, la geognosia, la...». «La Dirección General de Minas, me propondrá de entre los individuos de ingenieros mineros los que creyese más idóneos para la enseñanza de estas materias, en igual número de cátedras, cada una de las cuales gozará la asignación de dieciséis mil reales anuales.» Como aplicación de este R. D., propuso Rafael Cabanilles y Malo (1778-1853) y se designó (R. O. de 3 de mayo de 1835) a Amar para profesor de mineralogía y geognosia.

La primera actividad de Amar, fue hacerse cargo de las colecciones de rocas, minerales y fósiles, que había en la Dirección General, en el mismo edificio de la Escuela, en Florín, núm. 1. Inaugurada la nueva instalación de la Escuela (7 de enero de 1836); la enseñanza de la mineralogía, en el primer curso de carrera, la inicia Amar (9 de enero de 1836), con orientaciones modernas, siendo el primero que explicó en España esta ciencia, basándola en los principios de la clasificación histórica-natural, según los caracteres cristalográficos, sistema avanzado en aquella época, ideados por Friedrich Mhos (1773-1839), quien había sido profesor (1818-1826) en Freiberg. La aportación de este investigador, fue la clásica escala de dureza y la «posible agrupación de minerales en sistemas cristalinos, basado en la simetría externa». El anterior profesor del Real Museo, Cristian Herrgen (17...-1816) lo hacia según las ideas anticuadas de René-Just Hauy (1743-1822).

Pasadas las vacaciones de verano, inicia (10 de noviembre de 1836) Amar la enseñanza de la geología, en 2.º curso, con un criterio considerado en aquella época como moderno, con un desarrollo orientado principalmente, tanto desde el punto de vista teórico, como práctico, en sus aplicaciones al arte de las minas, representando un importante avance, con relación a las que había profesado Herrgen en Madrid. Se dispuso (R. O. de 4 de noviembre de 1836) que la geología la cursaran los alumnos de Caminos, en la cátedra de la Escuela de Minas.

Opina Amar la imposibilidad del dominio de la geognosia práctica, sin una formación en el campo y propone, y dirige personalmente, las excursiones geológicas, realizadas

por los alumnos al terminar el tercer curso, precursoras de los actuales campamentos geológicos. Estas prácticas se iniciaron en 1838 y comentaba Amar (8 de agosto de 1838) su deseo de que los españoles conociesen mejor sus riquezas minerales y perfeccionasen y elevarasen el nivel de la enseñanza de la mineralogía. La actividad de Amar es incesante, quiere seguir de cerca los progresos de la geología, para ello promueve una serie de actividades: Le encargan (R. O. de 19 de abril de 1844) de la formación de una colección geográfica de minerales de España, con los ejemplares necesarios para la enseñanza, y tan completa como demande la ciencia. Logra se den instrucciones a los Inspectores de Distrito Minero (28 de julio de 1844) encomendándoles la recolección de muestras geológicas y mineralógicas en sus respectivas comarcas. La formación (R. O. de 13 de noviembre de 1844) por el Superintendente de Almadén de una colección duplicada de minerales de los criaderos de azogue de Almadén y Almadenejos, con destino a la Escuela. Nuestro encargado de negocios en Copenhague, de acuerdo con la (R. O. 24 de septiembre de 1844) avisa de la remisión por el bergantín «Serena» de una magnífica colección de 90 muestras de las substancias raras de los países del norte de Europa y de 50 conchas fósiles preparadas por Forenhaminer.

Como obras de consulta para sus alumnos, puso la mineralogía de Mohs, y la geología del escocés Charles Lyell (1797-1875), que fue traducida (1847) al español por Ezquerra.

Considera Amar, indispensable para un buen ingeniero de minas, contar con una buena base de paleontología, para poder datar los terrenos y establecer columnas cronológicas, para ello, propone dar a la paleontología, el carácter de asignatura independiente, acumulada a la geología, iniciando su enseñanza como tal, voluntaria y sin retribución alguna, en el curso 1839-1840, siendo la primera cátedra de paleontología que existió en España, reconociéndose oficialmente su enseñanza (R. O. de 9 de noviembre de 1845).

Una disminución de dotaciones a las escuelas de ingenieros ocasionó, en la de Minas, la reducción de sus plantillas a cuatro profesores titulares (22 de octubre de 1845), quedando asignadas a Amar (R. O. de 9 de noviembre de 1845) las de mineralogía y geognosia, con la dedicación de dos horas diarias a cada cátedra y un período lectivo de diez meses.

Con la reorganización de la Escuela (Ley de Minas de 11 de abril de 1849) pasa a ser escuela de cuerpo, proponiendo para la plaza de Director a Cabanilles, quien así fue confirmado (R. D. de 9 de agosto de 1849), quedando Amar como titular del grupo de geología y laboreo de minas, constituyéndose la primera junta del claustro (4 de septiembre de 1849).

Ascendido por rigurosa antigüedad, en el escalafón del Cuerpo de Ingeniero de Minas, a la categoría de Inspector General, cesa forzoso en el puesto de profesor de la escuela, por incompatibilidad legal, habiendo sido titular del grupo de geología durante catorce años.

3. FUNCION ADMINISTRATIVA E INSPECTORA

Con el nombramiento de profesor de la Escuela de Minas, automáticamente (R. O. de 3 de mayo de 1835) quedó integrado Amar en el Real Cuerpo Facultativo de Minas, en cumplimiento del (R. D. 30 de abril de 1835). En el cuerpo fue siguiendo todos los ascensos que le correspondieron por antigüedad, hasta el ascenso (1849) a Inspector General del Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas. Bajas sucesivas de Cabanilles (11 de diciembre de 1853), por fallecimiento, Ezquerra (9 de junio de 1851), por ausencia, de la corte por enfermedad, llega a Vicepresidente de la Junta Facultativa y por jubilación voluntaria de (1 de enero de 1861) de Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1877) a Presidente de la Junta Facultativa de Minas.

Dentro del cuerpo, le fueron encomendadas varias comisiones oficiales, principalmente relacionadas con la geología, como (1849) la R. O. para el estudio del sondeo perforado en la calle de Espoz y Mina, en la propiedad del señor Matheu, donde está el actual pasaje, con este nombre.

Acompañó (mayo de 1850) al Presidente de la Junta Facultativa, en la delicada visita dispuesta por el Ministro de Hacienda a las minas de Río Tinto y Linares.

Fue vocal nato, de la Comisión de la Carta Geológica, por su condición de profesor en la Escuela de Minas, donde desempeñó la jefatura de la sección de geología y mineralogía. Cuando Schulz presentó su dimisión (1 de abril de 1857), como Presidente de la Comisión del Mapa Geológico, apareció un comentario en el diario «La Península», donde se decía: «Ha llegado a nuestros oídos que los nombres de los futuros presidentes son los de varios generales. ¿Qué tiene que ver la geología con el arte de la guerra? Que el señor Ministro de Fomento lo sustituya con quien también tiene probada su suficiencia». Este artículo fue la causa de que no se cubriese la plaza de presidente, actuando como presidente interino (1857-1858) el vocal más antiguo, que era Amar.

También fue vocal de la Junta Consultiva de Estadística y del Instituto Geográfico.

Quebrantada su salud, como se puede apreciar, por las actas de las sesiones plenarias de la Junta Superior Facultativa de Minas, con bastantes faltas por enfermedad, suplido por su compañero de Freiberg, Baranda, solicita la jubilación anticipada, que le fue concedida (30 de abril de 1873).

4. TRABAJOS CIENTIFICOS Y TECNICOS

Entre los trabajos científicos y técnicos, escritos por Amar, destacamos los siguientes: Su primera aportación fue consecuencia de la comisión ordenada por Elhuyar (1831), a los ingenieros de minas Ezquerra, García, Amar y Bauza, para estudiar las minas de carbón de Asturias, donde se informa sobre dichas minas y hace una descripción geognóstica, minuciosa, de cada terreno. Madrid, 1831, 62 pp., 5 láms.

«Memoria acerca del nuevo método de ensayar docimáticamente los minerales por medio del soplete». Expone

un perfeccionamiento introducido por el autor, al soplete inventado en Sajonia por Narkort, para hacerlo más útil, con la posibilidad de llevarlo en las expediciones mineras y geológicas, dado su criterio de hacer continuos ensayos de soplete ante la dificultad de disponer en muchas ocasiones de un laboratorio docimático de garantía. Después de exponer esta comunicación (curso 1835-1836) en la Real Academia de Ciencias Naturales de Madrid, hizo una exhibición con su soplete.

«Ojeada sobre los progresos y estado actual de la mineralogía». Anal. de Minas, t. 1, 1838, pp. 270 a 321.

«Del carbón de tierra». Seman. pintoresco español, t. 2, 1839, pp. 86 a 93.

«Noticias acerca de las impresiones de pisadas de animales en las rocas de varios países». Anal. de Minas, t. 11, 1841, pp. 218 a 236.

«Minas de azufre de Hellín», Anal. de Minas, t. 11, 1841, pp. 263 a 280.

«Algunas noticias sobre las minas de hierro de Somorrostro». Bol. Of. de Minas, 1844, pp. 43 y 44, 51 y 52.

«Ensayos de la vena de hierro de Somorrostro, practicados en la Escuela Especial de Ingenieros de Minas y algunas noticias relativas a la ferrería de Arya, provincia de Alava». Bol. Of. de Minas, 1844, pp. 80 y 81.

«Apuntes geognósticos y mineros relativos a una parte de las provincias de Granada y Almería». Bol. Of. de Minas, 1845, pp. 409 a 411, 421 a 424, 436 a 438.

En la memoria correspondiente al año 1852, de los trabajos realizados por la Comisión del Mapa Geológico, bajo la dirección de Francisco de Luxan, las páginas 22 a la 29 son de Amar, y en ellas describe la colaboración de su sección durante el año de referencia.

Contestó en nombre de la Real Academia de Ciencias al discurso de ingreso de Ramón Pellico y Paniagua (1809-1877), con el título «Importancia teórico-práctica de los estudios geológicos», en solemne recepción (18 de mayo de 1862).

5. HONORES Y DISTINCIONES

Figura Amar entre los miembros fundadores de la Real Academia de Naturales de Madrid, y al transformarse (R. D. de 25 de febrero de 1847) en Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, pasó a la nueva, también con el carácter de miembro fundador, ocupando la medalla número 14, en la que fue reemplazado a su fallecimiento por el ingeniero de montes Máximo Laguna

y Villanueva. Como Amar no pronunció discurso de ingreso, no existe su preceptivo panegírico, y su sustituto, en el acto de toma de posesión (17 de junio de 1877) tampoco lo hizo de su predecesor.

Fue miembro de diversas sociedades científicas y culturales y estaba en posesión de varias condecoraciones.

Dada su militancia progresista, nunca usó el uniforme del cuerpo de minas y en el retrato de la galería de presidentes del antiguo Consejo Superior de Minería y Metalurgia, aparece de levita con la banda y la venera de la Gran Cruz de Isabel la Católica, distinción para la que fue propuesto (3 de julio de 1871) por el Ministro de Fomento, como Presidente de la Junta Superior Facultativa de Minas y concedida (16 de julio de 1871) por el Rey (1870-1873) Amadeo de Saboya.

6. FALLECIMIENTO

Achacoso desde varios años antes de su jubilación voluntaria, continuó rápidamente perdiendo energías, falleciendo en su casa de Madrid a las 8 de la noche (30 de mayo de 1874).

Como resumen del aprecio que le tenían sus compañeros, reproducimos de la nota necrológica publicada en la *Revista Minera*, que por el estilo parece escrita por su ingeniero secretario, Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892), las frases siguientes: «Su exactitud en el servicio, sus afables maneras, la continencia con que ejerció su autoridad y su constante deseo en favor de la industria, le granjearon el respeto y estimación de superiores e inferiores. Siempre halló motivo para atenuar las faltas de los demás; jamás encontró causa bastante para una represión adusta.»

7. INFORMACION

Libros de actas de la «Junta Superior Facultativa de Minería». Comienzan con el acta de la sesión del 1 de septiembre de 1849.

Libros de actas de la «Escuela especial de Ingenieros de Minas». Comienzan con el acta de constitución del clauso del 4 de septiembre de 1849.

Anónimo. Centenario de la Escuela de Minas de España. 1777-1877. Madrid, 1877, 300 pp. Aunque figura como anónimo, su autor fue Maffei.

López de Azcona, Juan Manuel: La enseñanza de la minería en el Mundo Hispánico. Noticias históricas. Madrid, 1979, 200 pp.

Acto continuo el señor Presidente levantó la sesión, firmando esta acta con motivo el inicio del año escolar.

Amar

Antonio Aranberri

¿Un error de nomenclatura de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales?

Por I. QUINTERO AMADOR (*)

RESEÑA HISTORICA

En 1961 se publicó, en la «Revista de la Academia», un artículo en que se exponían los propósitos y criterios que la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales tenía y pensaba aplicar para afrontar el importante problema de la terminología científica y técnica en nuestra lengua.

Hacia 1972, se constituyeron diversos grupos de trabajo por especialidades, en los que, aparte de la acción directiva que naturalmente correspondía a los señores académicos, prestaban su colaboración otras personas expertas en cada especialidad y con vocación en tareas lexicográficas.

Desde sus comienzos he formado parte del «Grupo de Minas» dirigido por los académicos Almela, Ríos y Garrido y he participado en todas sus reuniones fuera de la Academia, que condujeron a la publicación de fascículos conteniendo términos y definiciones por especialidades y más tarde a un primer diccionario de terminología científica en lengua castellana, donde figuro como colaborador.

Para la ampliación del diccionario, con vistas a una segunda edición, se reestructuraron los grupos de trabajo y se les encomendaron tareas específicas. En el de «Minas», dirigido por el académico José María Ríos, intervienen varias cátedras de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y otros expertos en las materias que les fueron asignadas por la Academia.

Dentro del nuevo grupo de trabajo hube de ocuparme, esta vez, de la Geología Histórica que hasta el momento había sido bastante descuidada. En 1985 definí las unidades cronoestratigráficas y sus correspondientes cronológicas así como los distintos eonotemas y eratemas, sin que sur-

(*) Dr. Ingeniero de Minas. Catedrático de Estratigrafía, Paleontología y Geología del Petróleo de la ETS de Ing. de Minas de Madrid, y Director del Museo del Inst. Geol. y Min. de España.

giera la menor dificultad en su aprobación por parte de la Academia, a través de la ponencia de José María Ríos, único interlocutor válido de nuestro grupo de trabajo.

La polémica nació en la Real Academia cuando procedió a definir los sistemas o sus equivalentes cronológicos, los períodos. Las fichas correspondientes a cada término se vieron modificadas en la Real Academia con el cambio de Cambriano por Cámbrico, Ordoviciano por Ordovícico, etc., sin que sirvieran de nada los argumentos aducidos, que nunca tienen un carácter personal, ya que son discutidos en las reuniones del grupo de trabajo.

Lamentamos que no interviniéra en la discusión algún Académico de la Real Academia de la Lengua o al menos que revisara las fichas originales, antes de sufrir las modificaciones apuntadas, como se hizo en la primera fase, previa a la publicación del Diccionario.

ARGUMENTACION

En favor de los términos propuestos por nuestro grupo podemos argumentar:

1.º Que el núcleo o base significativa, es decir el lexema de Cambria, se reduce a Cambr; el de Ordovices a Ordovic; el de Silures a Silur, etc.

El morfema que se discute es un sufijo, a continuación de otro morfema representado por una *i*, que es común en la mayoría de los idiomas, por ejemplo, inglés, francés, italiano, catalán, etc.; *i-an*, *i-en*, *i-ano*, *i-á* respectivamente. ¿Cómo traducirlo al castellano?

Es evidente, que entre las características fundamentales del lenguaje científico hay que resaltar la que se refiere a la selección de los términos buscando la precisión, pero sobre todo la que tiene en cuenta la universalidad.

Podríamos, en efecto, tomar la voz «Cambrian», conservando su grafía y su fonética inglesa, con lo que habríamos

introducido un *extranjerismo* en nuestra lengua, pero si tratamos de asimilarla por el castellano obtenemos un *préstamo*, que siempre resulta preferible.

¿Por qué no utilizar el criterio de universalidad en la asimilación? Bastará para ello formar las voces: Cambriano, Ordoviciano, Siluriano, Devoniano y Permiano.

2.º El nombre de Cambriano (de Cambria, país de Gales) es un adjetivo gentilicio en su origen, lo mismo que Ordoviciano, Siluriano, Devoniano y Permiano.

Ahora bien, la mayoría de los adjetivos gentilicios que conservan su lexema latino no modificado, parecen terminar en *ano* tal como romano, lusitano, hispano, calaguritano, gaditano, etc., sin que falten los acabados en *ense* como egabrense.

Cuando el lexema es modificado, o tiene otro origen, los gentilicios a que dan lugar son muy variados como: español, andaluz, gallego, cacereño, catalán, alicantino, conquense, etc.

En cualquiera de los casos es muy difícil encontrar gentilicios con sufijo *ico* y son más excepción que regla general. A nivel de continentes sólo asiático (lexema griego). Entre naciones europeas sólo británico y entre regiones o provincias españolas no se encuentra ninguno, salvo error u omisión.

Por tanto, los gentilicios (origen, país, religión, etc.), más frecuentes presentan los sufijos: *an*, *ano*, *asco*, *eno*, *ense*, *efio*, *ero*, *es*, *ino*, *ista*.

Después de este análisis previo, habremos de convenir que resultan inadecuados, o al menos desafortunados, los términos: Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico y Pérmico, por su procedencia de adjetivos gentilicios.

Conviene matizar que los términos citados, escritos con minúsculas son adjetivos, ya acaben en *ico* o en *iano* y llevan en sí mismos una elipsis que sólo permite sobreentender la palabra omitida por el contexto de la frase. Así, cambriano podría ser un habitante de Gales, un conjunto faunístico u otro rasgo perteneciente a ese país.

En consecuencia, para que el vocablo tenga un sentido determinado es preciso acotarlo según la parcela a que corresponde, pero aún así, en Geología queda muy impreciso como adjetivo debido a la misma amplitud del término.

Sin embargo, todos los inconvenientes apuntados, se salvan si se le eleva a la categoría de nombre propio, tal como lo hace Murchison en 1835 denominándolo «Cambrian» y señalando sus límites, litología, fósiles y demás características que lo definen.

Los avatares tecnológicos posteriores permiten proporcionar nuevos datos, mejor conocimiento y mayor precisión en sus límites y en sus divisiones, pero el nombre de «Cambrian» se mantiene inmutable entre todos los científicos de lengua inglesa.

Naturalmente que un vocablo aceptado universalmente hay que adaptarlo a las distintas lenguas vernáculas y mientras que los franceses lo traducen por Cambrien, los ingenieros de minas, pioneros de la Geología en España lo

denominan Cambriano, tanto por ajustarse a la voz inglesa como a su origen de adjetivo gentilicio y sientan así las bases de una tradición que de ningún modo debe ser alterada por corrientes de moda totalmente caprichosas.

3.º Por encima de los argumentos anteriormente aducidos y cuantos pudieran ocurrírseños, hay que recoger aquí el testimonio de numerosos diccionarios tanto extranjeros como españoles.

El Encyclopédico Grand Larousse define: «Cambrien», «Ordovicien», «Silurien», «Devonian», «Carbonifère», «Permien», «Trias», «Jurassique» y «Crétacé» como períodos o sistemas perfectamente documentados y ajustados a una envidiable y adecuada nomenclatura, en tanto que considera también como sistemas «Eocene», «Oligocene», etcétera, que no pueden ser admitidos como tales en el estado actual de la ciencia.

Cualquier diccionario técnico inglés, pero incluso en el Gran Diccionario Cuyás se define: «Cambrian», «Silurian», «Devonian», «Carboniferous», «Permian», «Triassic», «Jurassic», «Cretaceous», etc.

En los diccionarios alemanes se citan: «Kambrium», «Ordovizium», «Silur», «Devon», «Karbon», «Perm».

El Diccionario Ideológico de la Lengua Española de Julio Casares define: cambriano, silúrico, devónico y permico como voces principales, y cámbrico, siluriano, devónico y permiano referidas a las primeras.

Idénticamente procede el Diccionario Encyclopédico Espasa. Sin duda ambos tomaron esta terminología del de la Lengua Española, que no se ha visto libre de la introducción de términos científicos erróneos.

El modelo que debiera seguirse es el «Diccionario de Geología y Ciencias Afines» dirigido por el catedrático de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas Pedro de Novo y Fernández Chicarro, con el que colaboraron expertos en la materia, tanto ingenieros de Minas como licenciados y doctores en Ciencias Naturales: Rosso de Luna, Julio Garrido, Antonio Baselga, José Fernández Villalta, Josefa Fernández Amor, Ramón Bargas, Constantino Gaybar, Juan María Ribera, Alfredo Bustinduy y otros, mereciendo destacarse la contribución de los hoy académicos Bermudo Meléndez y José María Ríos. «Una palabra exacta empleada en el momento preciso, sustituye con ventaja a una larga explicación» dice Pedro de Novo. Esta preocupación por el lenguaje es subrayada por Bermudo Meléndez: «Fue siempre extraordinariamente escrupuloso en el empleo de la lengua castellana en cuestiones científicas, constituyendo en él una verdadera obsesión la busca del vocablo exacto en cada caso» y añade «Puso siempre especial empeño en estimular, por cuantos medios tuvo a su alcance, la depuración del lenguaje científico».

En 1925 ingresó en la Real Academia de Ciencias y poco después publicó «La pureza del lenguaje científico» como continuación de su ingente obra marcada siempre por un decir correcto de exquisita precisión.

En su diccionario se definen: Cambriano, Siluriano, Devoniano, Carbonífero y Permiano como sistemas, con ma-

yúsculas, en tanto que cámbrico, silúrico, devónico y pérmico son considerados como adjetivos de los nombres propios antes citados. No considera Ordoviciano ya que en esa época no era un sistema.

OTRAS CONSIDERACIONES

Como director del Museo del Instituto Geológico y Minero de España y por encima de mis propias convicciones personales, mantengo en éste las voces: Cambriano, Ordoviciano, Siluriano, Devoniano y Permiano, en razón del gran respeto que me merecen Sedgwick, Lapworth y Murchison que definieron los mencionados términos como culminación de sus trabajos, que se escalonan entre 1835 y 1879, sin olvidar las colaboraciones de Dawson, Walcott, Lonsdale, Dumont, Gosselet, Omalius D'Halloy y una lista interminable a la que se añaden nombres modernos de prestigio internacional.

Como apoyo de este respeto a la paternidad de unos vocablos, la Paleontología nos enseña a aceptarlos tal como han sido enunciados por sus autores y así se dice *Olcostephanus astierianus* de acuerdo con D'Orbigny, sin que a nadie se le ocurra que debe transformarse en *astericus* y, viceversa, *Histerolites histericus* de Koninck no admite ningún cambio de nomenclatura y nunca un paleontólogo dirá *histerianus*.

¿Por qué vamos a llamar Jurasiano al período o sistema que Brongniart denominó Jurassique en 1829, como codificación del «terreno del Jura»? Indudablemente no

cabe otro término que Jurásico, que los ingleses traducen por Jurassic.

Del mismo modo deberá decirse Cretáceo y no Cretácico, porque Omalius D'Halloy en 1822 lo definió como Crétacé en francés y Cretaceous en inglés.

La fidelidad a los nombres originales es patente en otras lenguas, lo que nos conduce a una conclusión importante: Sólo si, en castellano, procedemos de esa manera habremos conseguido la universalidad de la nomenclatura.

¿Por qué extraño artificio vamos a cambiar alsaciano, sevillano, terenciano o villano por alsálico, sevillíco, térencico o villico?

Sin embargo es evidente que se introdujo una corruptela semejante en nuestra lengua y se transformó Cambriano en Cámbrico, Ordoviciano en Ordovícico, etc. Difícilmente podemos precisar cual fue su mecanismo, pero parece muy verosímil que se tomara el adjetivo como sustantivo.

En efecto, aceptado como nombre propio el término Cambriano, cualquier característica de ese sistema puede tomar el sufijo *ico* o *ica*, tal como plegamiento cámbrico o fauna cámbrica, es decir perteneciente al Cambriano.

La evidencia demuestra que mientras los ingenieros de minas estudiamos los sistemas del Paleozoico con terminaciones en *ano* (excepto Carbonífero) siguiendo al insigne académico Pedro de Novo, los licenciados y doctores en Ciencias Geológicas lo hacen con terminaciones en *ico*.

No obstante esas posiciones que en el fondo son bas-

NOMENCLATURA DE LAS GRANDES UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS Y SUS CORRESPONDIENTES CRONOLOGICAS (ESQUEMA GENERAL)

Unidades cronoestratigráficas

EONOTEMA	ERATEMA	SISTEMA
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario Neógeno Paleógeno
	MESOZOICO	Cretáceo Jurásico Trías
	PALEOZOICO	Permiano Carbonífero Devoniano Siluriano Ordoviciano Cambriano
ARQUEOZOICO	PROTEROZOICO	Vendiano (URSS) Daslandiano Gothiano Svecocarelano
	ARCAICO	Presvecocarelano

Unidades cronológicas

EON	ERA	PERIODO	Millones de años
FANEROZOICO	TERCIARIA O CENOZOICA	Cuaternario	2
		Neógeno	25
		Paleógeno	65
FANEROZOICO	SECUNDARIA O MESOZOICA	Cretáceo	140
		Jurásico	200
		Trías	240
FANEROZOICO	PRIMARIA O PALEOZOICA	Carbonífero	280
		Devoniano	360
		Siluriano	410
FANEROZOICO	PROTEROZOICA	Ordoviciano	440
		Cambriano	510
		Vendiano (URSS)	570
ARQUEOZOICO	PROTEROZOICA	Daslandiano	600 650
		Gothiano	1.000
		Svecocarelano	1.600 - 1.800
ARQUEOZOICO	ARCAICA	Presvecocarelano	2.500

pondientes eras toman la forma femenina: ARCAICA, PROTEROZOICA, PALEOZOICA o PRIMARIA, MESOZOICA o SECUNDARIA y CENOZOICA o TERCIARIA.

tante próximas, parecen tender a una solución única. La mayoría de mis compañeros han cedido a la presión del número y aceptan una terminología errónea, sin aportar ya el argumento que, hasta ahora, esgrimían unos contra otros: «Lo he estudiado así.»

Nuestro Mapa Geológico Nacional se ve afectado por la corriente de moda y también el de Portugal, posiblemente influidos por nosotros. ¿Qué ejemplo habrá de seguir América latina? De momento naciones como Argentina y México hablan en *ico* mientras que Perú y Brasil lo hacen en *ano*.

Indudablemente convendría unificar la nomenclatura y hacerla convergente con el inglés y el francés. ¿Por qué hablar todos mal si podemos hacerlo todos bien?

No me hago solidario con ningún cuerpo, facción, ni grupo y, al sentirme libre, puedo expresar mi disconformidad con la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales que ha aceptado una corruptela de nuestra lengua, introduciéndola en su Diccionario como antítesis de «Limpia, fija y da esplendor» que sustenta como lema otra Real Academia, que todos admiramos.

OBSERVACIONES SOBRE LA NOMENCLATURA

Las grandes unidades cronoestratigráficas y cronológicas son coincidentes en sus nombres, de manera que ya se trate de eonotemas o de eones, se consideran únicamente dos, que se denominan: ARQUEOZOICO y FANEROZOICO.

Los eratemas son cinco: ARCAICO, PROTEROZOICO, PALEOZOICO, MESOZOICO y CENOZOICO. Sus corres-

pondientes sistemas o sus equivalentes cronomórficos, los subperiodos, se emplean raramente. Así en el Carbonífero se define uno inferior o Dinantense y otro superior o Silesiano que también se denomina Hullero.

Las unidades subordinadas al sistema y al período son respectivamente la serie y la época.

No se establece ninguna en el ARQUEOZOICO, por carencia de datos, y se discuten muchas en el FANEROZOICO, por exceso. Sobre todo existe a veces ambigüedad entre serie y piso o entre época y edad. Debería reservarse el sufijo *iense* para piso o edad, pero es inevitable su empleo en ciertas series o épocas tales como Touraisiense, Viseense, Namuriense, Westfaliense y Estefaniense del sistema Carbonífero, ya que en principio fueron pisos.

Por otra parte, debería establecerse la concordancia en género con lo que se diría, por ejemplo: Cambriana inferior, Cambriana media y Cambriana superior, pero

esto ya resulta imposible, puesto que la división tripartita se refiere al Cambriano, olvidando su rango de unidad cronoestratigráfica o cronológica.

Por consiguiente la serie o su equivalente cronológico, la época, hay que considerarla con la elipsis de: *del o de*, cuando se expresa en masculino y de esta manera Cambriano inferior se convierte en *serie del Cambriano inferior* y Viseana en *serie de Vise* o *serie del Viseense*.

De acuerdo con estas observaciones podemos establecer las series siguientes:

En el Cambriano: Inferior, Medio y Superior, debiéndose abandonar los términos Georgiense, Acadiense y Postdamiense, que presentan hiatos y por tanto no cubren las series antes indicadas.

En el Ordoviciano hay discusión si deben tomarse como series: Tremadoc, Arenig, Llanvirn, Llandeilo, Caradoc y Ashgill o bien si se trata de pisos con terminaciones *ense* con lo que las series serían: Inferior, Medio y Superior.

En el Siluriano las series son: Llandovery, Wenlock, Ludlow y Pridoli, establecidas las tres primeras en Gran Bretaña y la cuarta en Bohemia.

En el Devoniano son: Inferior o Eodevoniano, Medio o Mesodevoniano y Superior o Neodevoniano.

En el Carbonífero de Europa Occidental son: Tournaisiense, Viseense, Namuriense, Westfaliense y Estefaniense, mientras que en la URSS: Tournaisiense, Viseense, Serpukoviense, Baschkiriense, Moscovíense, Kasimoviense y Gzheliense.

El Permiano, en su facies continental se divide en: Autuniense, Saxonense y Thuringiense.

El Triás en: Inferior, Medio y Superior.

El Jurásico consta de tres series: Inferior o Lías, Medio o Dogger y Superior o Malm.

El Cretáceo se divide en: Eocretáceo y Neocretáceo.

El Paleógeno en: Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

El Neógeno en: Mioceno y Plioceno.

Y finalmente el Cuaternario en: Pleistoceno y Holoceno.

Respecto a los pisos, subpisos y superpisos, así como a los términos abandonados y los que deberían sustituirse, podemos afirmar que resulta francamente difícil librarse de factores subjetivos capaces de alterar la nomenclatura en estas unidades de menor rango.

Noticias

LA HIDROGEOLOGIA, CIENCIA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS, ENTRA EN LA REAL ACADEMIA DE CIENCIAS

Manuel-Ramón Llamas Madurga, catedrático de Geodinámica de la Universidad Autónoma de Madrid, fue elegido por unanimidad Académico numerario de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales en el pleno de la Academia del día 26 de febrero último.

El nuevo académico es Dr. Ingeniero de Caminos y Dr. en Ciencias Geológicas; es principalmente conocido en el mundo científico español y extranjero por sus trabajos y publicaciones sobre Hidrogeología (Ciencia que estudia las aguas subterráneas). En 1984 fue elegido en Moscú Presidente de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos; su mandato durará hasta el Próximo Congreso Geológico Internacional, que tendrá lugar en julio de 1989 en los Estados Unidos.

Independientemente de los méritos personales del nuevo académico, esta elección puede ser interpretada como el reconocimiento por la Real Academia de que la Hidrogeología constituye ya una Ciencia con un cuerpo de doctrina propio, y no es una simple aplicación de otras ramas del saber con objeto de aprovechar mejor los recursos hídricos, cada vez más escasos en casi todos los países. En efecto, a lo largo de los últimos años y entre amplios sectores de los investigadores de las Ciencias de la Tierra, hay una progresiva conciencia del importante papel que las aguas subterráneas desempeñan en muchos procesos geológicos fundamentales.

LOS JHEOLOGOS

Leyendo el académico López de Azcona el libro 1.º de la obra de Juanelo «Los Veinte y un Livros de los Ingenios y Máquinas», escrito a finales del siglo XVI, y en su folio 5.º, se encontró con la utilización de la voz «jheologos», como designación de los artífices competentes en los orígenes del agua. Este códice es anterior al criterio admitido en el mundo científico, de que la voz geología fue promovida por el noruego Mikkel Pedersén Exholt (1610-1669).

ESTUDIO SOBRE EL BALNEARIO DE FUENTE AMARGA

La Comisión para el estudio de las aguas mineromedicinales, formada por doctores de diversas especialidades y presidida por el académico López de Azcona, publicó su monografía núm. 11, correspondiente al manantial de Fuente Amarga, de Chiclana de la Frontera (Cádiz). En ella se estudia el manantial desde los puntos de vista histórico, geológico, microbiológico, físico, químico, clínico, edafológico y botánico.

Dicha Comisión tiene en prensa el estudio del grupo de manantiales de Archena y en preparación los de Fortuna y Arnedillo.

SIMPOSIO SOBRE FLUCTUACIONES CLIMATICAS DURANTE EL CUATERNARIO EN LAS REGIONES DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

Fecha: 14-21 de junio de 1986.

Patrocinado por Instituto Nacional de Meteorología. Comunidad de Universidades del Mediterráneo. Instituto Geológico y Minero de España. Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica.

Objetivos

Este Simposio tiene como objetivo progresar en el establecimiento de las secuencias climáticas durante el Pleistoceno y Holoceno, incluyendo períodos, en las regiones continentales del Mediterráneo occidental.

Temas principales

Se le invita a usted a participar en este Simposio y a contribuir al mismo con la presentación de comunicaciones y carteles sobre los siguientes temas:

1. Aproximaciones teóricas a las secuencias ambientales en las regiones del Mediterráneo occidental.
2. Indicadores de cambios climáticos locales: faunísticos, florísticos y fitogeográficos, morfogenéticos, pe-

- dogenéticos, hidrológicos, históricos..., incluyendo evidencias isotópicas.
3. Testificación de secuencias climáticas con escalas estratigráficas y datos geocronométricos.
 4. Evaluación de cambios paleogeográficos. Testificación de acciones antrópicas.
 5. Casos o estudios regionales.
 6. Otros.

Para información y envío de resúmenes

Prof. F. López-Vera. Dpto. de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid (Spain).

Secretaría General

TURE, S. A. Torre de Madrid. Planta 5.^o of. núm. 2. Plaza de España, 18. 28008 MADRID (Spain). Tel. (34.1) 242 34 92.

ESPAÑA PARTICIPA EN UN PROGRAMA DE PERFORACION DE OCEANOS

España participa en el Programa de Perforación de Océanos (ODP) que, con el patrocinio de universidades y organismos científicos de diferentes países, empezó hace un año.

El «Ocean Drilling Program», conocido como programa de perforaciones submarinas, tiene como objeto el estudio de la estructura y evolución de la tierra, a través del análisis de los sedimentos de los fondos marinos.

El Estado español participa en esta experiencia mediante el desarrollo de diferentes programas por un consorcio del que forman parte otros ocho países europeos: Italia, Grecia, Suiza, Holanda, Bélgica, Dinamarca, Suecia y Noruega.

La participación española se realiza por medio del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica, Instituto Geológico y Minero, Instituto Español de Oceanografía y las empresas «SECEG» e «Hispanoil-Eniepsa».

SE DESTINAN 12.900 MILLONES A INVESTIGACION

A 12.900 millones de pesetas ascienden los fondos que se destinarán en 1986 a la investigación energética, según reveló el secretario general de la Energía, Martín Gallego, en la inauguración de la reunión del Club Español de la Energía sobre «investigación en el sector energético».

Durante 1985, las inversiones en estas actividades fueron de 7.839 millones de pesetas y su canalización se realiza a través del Plan de Investigación Energética (PIE), cuyo objetivo es concretar el esfuerzo de investigación, desarrollo, demostración y comercialización en proyectos cuyos resultados puedan ser aplicados en su día de forma comercial al logro de los objetivos de política energética.

Martín Gallego explicó que el PIE es el instrumento de la Administración para asegurar el abastecimiento eficiente

de energía al precio más bajo posible. Recordó Martín Gallego que nuestra dependencia del petróleo es todavía de un 68 por 100, frente a un 45 por 100 en el resto de la Comunidad Económica Europea, e insistió en la necesidad de reducirla, ya que a pesar de la actual rebaja en los precios del petróleo, es previsible una nueva subida de los crudos a medio plazo.

Martín Gallego terminó diciendo que España ha obtenido 640 millones de pesetas de la CEE para proyectos de investigación energética, que podrían verse fuertemente incrementados en el futuro.

El reparto de los 12.900 millones presupuestados para este año es el siguiente: 550 millones para la Dirección General de Minas; Junta de Energía Nuclear, Medio Ambiente e IDAE, 3.650 millones; OCIDE, Ociacarbón, Ocigas y Oci-petróleo (todas ellas oficinas de coordinación de investigación), con 5.700 millones; el resto, 3.000 millones, se destinan como aportación adicional a sectores con control del PIE.

Por líneas prioritarias, el reparto de los fondos empleados en 1985, incluyendo tanto aportaciones directas como indirectas de los sectores, fue el siguiente: uso eficiente de la energía, 740 millones de pesetas; tecnología del uso del carbón, 1.276 millones; medio ambiente, 718 millones; nuclear, 819 millones; energías renovables, 1.872 millones; resto de áreas no incluidas en el PIE, 956 millones, y, por último, infraestructura (laboratorios), 1.457 millones.

CARBON: LA PRODUCCION CONTINUA ESTANCADA, AUNQUE SE CUMPLIERON LAS PREVISIONES DEL PEN EN 1985

De acuerdo con las previsiones del Plan Energético Nacional, la producción de carbón alcanzó 39.296.000 toneladas en 1985, pese a que la extracción fue un 1,1 por 100 inferior a la de 1984.

Esa evolución en los últimos años ha supuesto pasar de 14 millones de toneladas en 1975 a 39,3 en 1985, con un crecimiento acumulado del orden del 180 por 100. En ese desarrollo ha tenido una gran incidencia la puesta en explotación del lignito pardo, que parece haber alcanzado ya, salvo nuevos descubrimientos, su techo. También está a punto de alcanzarlo la producción en su conjunto, que aparece prácticamente estabilizada desde 1982.

Por subsectores, la hulla, con 10.096.000 toneladas, ha crecido con relación a 1984 en 2,5 puntos; la antracita, con 5.640.000 toneladas, creció en 2,7, y bajaron el lignito negro, con 16.492.000 toneladas, en 7,1 puntos, y el lignito pardo, con 17.068.000 toneladas, en dos puntos.

REAL ACADEMIA DE DOCTORES

Premio a la Investigación

CONCURSO CIENTIFICO PARA 1986

Bases generales

1.^a Podrán tomar parte en el Concurso los Doctores españoles, portugueses, iberoamericanos, filipinos y guinean-

nos. Quedan excluidos los que pertenezcan como Doctores Académicos Numerarios a esta Real Corporación.

2.^a El plazo de admisión de las tesis doctorales, por triplicado, en español, finalizará el 15 de noviembre de 1986, a las 20 horas, período durante el cual se admitirán en la Secretaría (San Bernardo, 49), de seis a ocho de la tarde.

3.^a Las tesis deberán haber alcanzado la calificación de sobresaliente por unanimidad, desde enero de 1985 a octubre de 1986. Se justificará documentalmente, con visado del Cónsul de España, caso de haberse verificado la colación en universidad extranjera, la fecha de colación y la calificación unificada.

4.^a Caso de declararse desierto algún premio, éste será prorrogado en Cursos sucesivos, hasta su adjudicación, o asignado expresamente a otra tesis que resuma las características señaladas en el párrafo anterior.

5.^a Cada concursante indicará al premio que se presenta.

6.^a Los trabajos premiados quedan en propiedad de esta Real Academia de Doctores. Los no premiados se podrán retirar de la Secretaría de la Corporación, durante el primer trimestre de 1987.

7.^a El resultado de este Concurso se hará público y entregados los Premios y Diplomas en Sesión Solemne.

Premio de la Real Academia

Tema: Libre. Distinción honorífica de Doctor Académico Colaborador.

Premio José Celma Prieto (1982)

Tema: La cobertura de los riesgos de incapacidad y/o validez, dentro de los Seguros de Grupo sobre la vida humana. Sugerencias para adecuar su actual regulación económico-legal a las nuevas circunstancias que concurren hoy en tales modalidades de riesgo.

Dotación: Cincuenta mil pesetas.

Premio de la Asociación Catalana de Propiedad Balnearia (1983)

Tema: Eficacia y actualidad de las aguas termales. Dotación: Sesenta mil pesetas.

Premio Rafael Díaz-Llanos (1984)

Tema: El arte en la era tecnológica. Hacia un proceso racionalizador de formas. Dotación: Setenta mil pesetas.

Premio Fundación Gómez Pardo (1986)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía. Dotación: Setenta mil pesetas.

Premio Sociedad Hullera Vasco-Leonesa (1986)

Tema: Tecnología del carbón en cualquiera de sus aspectos. Dotación: Setenta mil pesetas.

Premio Sociedad Hullera Vasco-Leonesa (1986)

Tema: Aplicación de la informática a la minería. Dotación: Setenta mil pesetas.

Premio Luis Adaro Magro (1986)

Tema: Libre en las áreas de Ciencias de la Tierra, Minería, Metalurgia y Energía. Dotación: Setenta mil pesetas.

Premio Juan Manuel López de Azcona (1986)

Tema: Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión de las aleaciones de hierro. Dotación: Setenta y cinco mil pesetas.

Premio Alergia e Inmunología Abello, S. A. (1986)

Tema: Características generales de los alergenos de polenes más comunes en España. Dotación: Cien mil pesetas.

XX CURSO DE GEOLOGIA PRACTICA DE LA UNIVERSIDAD DE VERANO DE TERUEL

Organizado por la Cátedra de Geología de la Universidad de Zaragoza, el Instituto de Estudios Turolenses y el Colegio Universitario de Teruel se celebrará en Teruel, entre los días 9 al 18 de julio de 1986 el XX Curso de Geología Práctica siguiendo el Orden del Programa adjunto.

Podrán asistir al Curso los graduados y alumnos de Universidades y Escuelas Técnicas Superiores, quedando limitado el número de plazas a cincuenta.

El objetivo principal de este Curso es completar de forma eminentemente práctica la formación geológica de los participantes, ofreciendo una visión general de la Cordillera Ibérica mediante excursiones, dirigidas por investigadores y profesionales especializados, y conferencias complementarias.

El Curso edita un libro-guía en el que se incluyen todos los itinerarios, investigaciones actualizadas y textos de las conferencias, lo que permite un mejor seguimiento del Programa.

Las inscripciones para dicho Curso podrán dirigirse a la calle Miguel Servet, número 2. Apartado 1-44002 TERUEL. Teléfono (974) 60 20 58.

Cuadro docente

- Dr. Rafael Adrover. Pont d'Inca. Palma de Mallorca.
- D. Miguel Ángel Albéniz. ENDESA.
- Dra. Constanza Fernández Nieto. Profesor Titular de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.
- Dr. Mateo Gutiérrez Elorza. Catedrático de Geología de la Universidad de Zaragoza. Director del Curso.
- D. Antonio Hernández Samaniego. Compañía General de Sondeos.
- Dr. José Antonio Martínez Álvarez. Catedrático de Geología.

logía de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Oviedo.
 — D. Alfonso Meléndez Hevia. Profesor Titular de Geología de la Universidad de Zaragoza. Secretario del Curso.
 — Dr. Fernando Meléndez Hevia. Canadá Northwest Land. Madrid.
 — D. Alfonso Olivé Davó. Compañía General de Sondeos.
 — Dr. Gonzalo Pardo Tirapu. Profesor Titular de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Zaragoza.
 — Dr. José Luis Peña Monné. Profesor Titular de Geología de la Universidad de Zaragoza.
 — D. Antonio Pérez García. Profesor Ayudante de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza.
 — Dr. José Ramírez del Pozo. Compañía General de Sondeos.
 — Dr. Oriol Riba Arderiu. Catedrático de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona.
 — Dr. José Luis Simón Gómez. Profesor Titular de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza.
 — Dr. Joaquín Villena Morales. Catedrático de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Zaragoza.

Programa

Día 9.—5 tarde, Recepción de participantes y entrega de documentación en el Colegio Universitario.
 Conferencia del Dr. J. L. Simón Gómez sobre: *Principales rasgos de la evolución de la Cadena Ibérica*.
 Día 10.—Excursión a la región de Aliaga. Depresión de Alfambra.
 Dr. J. L. Simón Gómez, Dr. J. L. Peña Monné y Dr. M. Gutiérrez Elorza.
 Día 11.—Excursión a los yacimientos de hierro de Sierra Menera.
 Dra. C. Fernández Nieto y Dr. M. Gutiérrez Elorza.
 7 tarde: Conferencia del Dr. F. Meléndez Hevia sobre: *Criterios utilizados para la selección de áreas en la exploración de hidrocarburos*.
 Día 12.—Excursión a la Sierra de Albaracín.
 Dr. O. Riba Arderiu.
 Día 13.—Excursión al Mesozoico de los alrededores de Cedrillas.
 Dr. J. Ramírez del Pozo, Dr. A. Meléndez Hevia, D. A. Hernández Samaniego.

Día 14.—Excursión a la región de Montalbán-Utrillas.
 Dr. J. Villena Morales, Dr. G. Pardo Tirapu y A. Pérez García.
 Día 15.—Excursión a la Fosa del Jiloca.
 A. Olivé Davó.
 Día 16.—Excursión: Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel.
 Dr. R. Adróver.
 7 tarde: Conferencia de D. M. A. Albéniz sobre: *La investigación geológico-minera: Una herramienta para la optimización de la minería del carbón en Teruel*.
 Día 17.—Excursión Karts de Pozondón y Villar del Cobo. Periglaciarismo del Macizo del Tremedal.
 Dr. M. Gutiérrez Elorza y Dr. J. L. Peña Monné.
 Día 18.—Clausura. Conferencia del Dr. J. A. Martínez Alvarez sobre: *Riesgos geodinámicos: presente de un futuro de servicio geológico a la humanidad*.

SIMPOSIO SOBRE EL «SUBSUELO DE LOS MONUMENTOS»

Fecha: Abril de 1986.
 Lugar: Madrid.
 Organiza: Asociación Española de Geología Aplicada a la Ingeniería.
 Secretaría: A. E. G. A. I. Servicio Geológico de Obras Públicas. Avenida de Portugal, 81. 28011 MADRID.

V CONGRESO INTERNACIONAL DE GEOLOGÍA APLICADA A LA INGENIERIA

Fecha: Mayo de 1986.
 Secretaría del Congreso: A. S. A. G. A. I. Calle Moreno, número 584, 9.º piso. 1091 Buenos Aires (Argentina).
 Télex: 22036 JEJON A.T.
 Secretaría de la Asociación Española: Servicio Geológico de Obras Públicas. Avenida de Portugal, número 81. 28011 MADRID.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA REGIONAL

850277. 5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, abril 1983, Bémez, Córdoba. IGME.

Temas geológico-mineros (1985), 137 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geología regional, Provincias Córdoba, Badajoz, Ossa Morena, Hercínico Sur.

850284. División en grupos de rocas en Ossa Morena oriental. APALATEGUI, O.; BORRERO, J. D., e HIGUERAS, P.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 73-80, 22 ref., esp., bibl. IGME.

* Revisión, Geología regional, Antecámbrico, Primario, Roca ígnea, Clasificación, Síntesis bibliográfica, Provincias Córdoba, Badajoz, Ossa Morena Oriental, Hercínico sur.

850296. Mapa Geológico de la provincia de Valencia, escala 1:200.000. GUTIERREZ HERRERO, G.; ELIZAGA MUÑOZ, E.; GOY GOY, J. L.; NIETO SALVATIERRA, M., y ROBLES CUENCA, F.

IGME. *Univ. Valencia* (1984), 1 mapa, 96 ref., esp., bibl. IGME.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Primario, Tríias, Jurásico, Cretácico, Terciario, Cuaternario, Orogenia alpina, Provincia Valencia.

850473. 2.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Monasterio (Badajoz), 29 septiembre-3 octubre 1980.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 134 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geología regional, Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Córdoba, Portugal.

850480. Flanco S del anticlinal Olivenza-Monasterio, núcleo metamórfico Valuengo y unidad de Alconera. PEREJON, A.; COULLAUT, J. L.; FERNANDEZ-CARRASCO, J., y GIL CID, M. D.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 125-128, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Pliegue, Anticlinorio, Corte geológico, Litofacies, Roca metamórfico, Roca volcánica, Roca carbonatada, Alga, Archaeocyatha, Provincia Badajoz.

850481. Observaciones en el sector portugués del anticlinal Olivenza-Monasterio, el anticlinal de Crato-Arronches-Campo Maior-Llera-Azuaga-Córdoba y el anticlinal de Estremoz. GONÇALVES, F.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 129-134, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Antecámbrico, Cámbrico, Flysch, Orogenia hercínica, Anticlinorio, Metamorfismo regional, Portugal, Alentejo.

850482. 3.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Villaviçosa (Portugal), octubre 1981.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 229 pp., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geología regional, Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Córdoba.

850492. Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. FLORIDO, P., y QUESADA, C.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 257-277, 25 ref., esp., bibl. IGME.

* Antecámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Sinclinal, Anticinal, Pliegue, Metamorfismo, Magmatismo, Provincia Huelva, Hercínico Sur.

ESTRATIGRAFIA

850278. Aportaciones de los corales rugosos a la datación del Devónico y Carbonífero de Ossa Morena. RODRIGUEZ, S.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 1-6, 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Devónico, Carbonífero, Bioestratigrafía, Rugosa, Tabulata, Fauna coralínea, Síntesis bibliográfica, Provincias Córdoba, Badajoz, Hercínico Sur.

850279. Estudio estratigráfico de la Cuenca del Vilar. SIMANCAS, J. F.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 7-17, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Autoniense, Corte geológico, Basalto, Roca clástica, Caliza, Flora, Sedimentación fluvial, Sedimentación lacustre, Formación Capas Rojas del Viar, Provincia Sevilla.

850287. **Geología del Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa Morena. Introducción a la excursión 5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena.** GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C.

Temas geológico-mineros (1985), 101-104, 31 ref., esp., bibl. IGME.

* Tournaisiense, Viseense, Namuriense, Medio marino, Paleogeografía, Hercínico sur, Provincias Badajoz, Córdoba.

850290. **Sector de Orejón (S de Villaviciosa de Córdoba).** GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 116-118, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Carbonífero, Corte geológico, Conglomerado, Estructura sedimentaria, Bioturbación, Flora, Roca volcánica, Piroclasto, Provincia Córdoba.

850291. **La alineación magnética de Villaviciosa de Córdoba. La Coronada en la transversal de Villaviciosa.** GARROTE, A., y SANCHEZ-CARRETERO, R.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 119-121, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Lineación, Roca ígnea, Roca volcánica, Carbonífero, Corte geológico, Provincia Córdoba.

850293. **Banda meridional de la Cuenca del Guadiato.** CUETO, L. A.; GABALDON, V., y QUESADA, C.

5.º Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 125-130, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Carbonífero, Carbonífero inf., Estructura sedimentaria, Flora, Bioturbación, Sedimentación marina, Medio marino, Corte geológico, Provincia Córdoba.

850399. **El Cretácico de la región de Cati-Rincón de Ademuz, provincias de Cuenca y Valencia.** MELENDEZ, M. N.

Semin. estratigr. Ser. monogr. (1983), núm. 9, 242 pp., 109 ref., esp., res. fr., ing., bibl. IGME.

* Tesis, Cretácico, Litofacies, Sedimentación continental, Medio continental, Sedimentación marina, Medio marino, Ciclo sedimentario, Estructura sedimentaria, Escala estratigráfica, Corte geológico, Discordancia, Paleogeografía, Mapa isopacas, Macizo Ibérico, Provincias Valencia, Cuenca.

850453. **Estratigrafía y Tectónica.** ALVARO, M.; DEL OLMO, P., y RAMIREZ DEL POZO, J.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 13-41, esp., bibl. IGME.

* Trías, Jurásico, Cretácico, Eoceno, Oligoceno, Neógeno, Litofacies, Paleogeografía, Tectónica tangencial, Tectónica de cobertura, Orogenia alpina, Baleares, Mallorca.

850454. **Estratigrafía del Jurásico.** ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y SIMO, A.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 43-71, esp., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Paleogeografía, Jurásico inf., Dogger, Jurásico medio, Malm, Jurásico sup., Proporción material sedimentario, Escala estratigráfica, Fauna, Baleares, Mallorca.

GEOMORFOLOGIA

850382. **Rasgos generales del periglaciarismo de la Península Ibérica y áreas insulares.** GONZALEZ MARTIN, J. A. *Lurradde* (1984), núm. 7, 23-81, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Periglaciar, Provincias vascas, Asturias, Provincia Santander, Galicia, Portugal.

CUATERNARIO

850401. **La Cova Negra de Xátiva y el Musteriense de la región central del Mediterráneo español.** VILLAVERDE BONILLA, V.

Serv. trab. varios. Serv. Invest. Prehist. (1984), núm. 79, 327 pp., 240 ref., esp., bibl. IGME.

* Tesis, Musteriense, Pleistoceno sup., Paleolítico, Caverna, Región Valencia.

GEOLOGIA MARINA

850471. **Contribución al estudio oceanográfico de la plataforma continental frente a las rías gallegas.** GONZALEZ, N.; CABANAS, J. M.; IGLESIAS, M. L., y NUNES, M. T.

Bol. Inst. Esp. Oceanogr. (1984), vol. 1, núm. 2, 1-10, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Revesa de fondo, Temperatura, Salinidad, Materia orgánica, Agua mar, Interfase, Agua dulce, Nitrato, Fosfato, Plataforma continental, Estuario, Galicia, Atlántico Noreste.

850472. **Estudio geofísico de la Ría de Muros y Noya.** HERRANZ, P., y ACOSTA, J.

Bol. Inst. Esp. Oceanogr. (1984), vol. 1, núm. 2, 48-78, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Levantamiento sísmico, Sísmica de reflexión, Levantamiento magnético, Basamento, Pleistoceno, Holoceno, Mapa isopacas, Isocrona, Estuario, Galicia, Atlántico Noreste.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

850275. **La seguridad de las presas.** BARCINA, M. A. *Rev. MOPU* (1985), núm. 317, 18-22, esp., bibl. IGME.

* Presa, Riesgo sísmico, Seismo inducido, Crecida río, Protección medio ambiente, Política Estado, España.

850369. **Respuesta dinámica de sistemas de sostenimiento frente a fenómenos transitorios geodinámicos. Equipo de registro en mina.** CARRASCO GALAN, J.

Bol. AITEMIN (1984), núm. 7, 2-13, esp., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Mina, Energía relajación, Rotura roca, Medida en el suelo, Instrumentación, Sostenimiento, Ecación matemática, Modelo físico.

850370. **Comparación entre las resistencias de laboratorio y campo en arcillas estabilizadas con cemento.** AYUSO, J.; CABALLERO, A., y PEREZ GARCIA, F.

Bol. inf. Lab. Carret. Geotec. (1984), núm. 162, 3-9, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Mecánica suelo, Arcilla, Resistencia compresión, Compresión uniaxial, Estabilización, Cemento industrial, Ensayo laboratorio, Ensayo in situ, Regresión estadística, Provincia Córdoba.

850371. **Control de asientos con columnas de grava bajo tanques de petróleo.** ROMANA, M.

Bol. inf. Lab. Carret. Geotec. (1984), núm. 162, 11-16, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Mecánica suelo, Suelo residual, Arcilla, Asiento, Estabilización, Almacén subterráneo, Petróleo, Provincia Cádiz.

850372. **Mecánica de perforación de rocas.** ATLAS COPCO. *Cant. explot.* (1984), núm. 214, 16-21, 2 ref., esp., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Perforación, Resistencia compresión, Onda choque, Presión carga, Teoría.

850376. **La tecnología agraria y su impacto en el medio ambiente.** GARCIA-DORY, M. A.

Inf. ambiental (1984), núm. 4, 13-16, 5 ref., esp., bibl. IGME.

* Estudio impacto medio, Agricultura, Tecnología, Ecología.

850377. **Carta mundial de la naturaleza.**

Inf. ambiental (1984), núm. 4, 27-30, esp., bibl. IGME.

* Programa, Institución, Cooperación internacional, Protección medio ambiente, Naciones Unidas.

850378. **Ánalisis y evaluación del territorio con criterios ecológicos: Antecedentes y perspectivas.** MARTIN DE AGAR, M. P.; MEDINA QUIROS, S., y RAMIREZ DIAZ, L.

Inf. ambiental (1984), núm. 4, I-XVI, 135 ref., esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Planificación regional, Ordenación territorio, Ecología, Teoría.

850384. **La contaminación marina en Guipúzcoa. II. Estudio de los indicadores biológicos de la contaminación en los sedimentos de las rías de Urola, Oria y Urumea.** IBANEZ, M.; ROMERO, A.; SAN VICENTE, C., y ZABALLA, K.

Lurradde (1984), núm. 7, 187-216, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Contaminación, Estuario, Sedimento, Salinidad, Muestreo, Preparación muestras, Provincia Guipúzcoa.

850426. **VIII Simposio Nacional. Reconocimiento de Macizos Rocosos. I. Comunicaciones.** Madrid, 5-7 diciembre 1984.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Reunión, Mecánica rocas.

850427. **Relaciones entre estructura y deslizamientos de ladera en el Macizo de Cinco Villas (Pirineo Occidental).** RAMON LLUCH, R., y MARTINEZ TORRES, L. M.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Pizarras, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Tectónica superpuesta, Deformación, Estratificación, Orientación, Pendiente, Mapa estructural curvas de nivel, Ladera, Deslizamiento terreno, Previsión, Pirineos españoles, Provincia Guipúzcoa.

850428. **Obtención de parámetros geomecánicos por ensayos Down-Hole en Pajares (León-Asturias).** CARBO, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mecánica suelo, Propiedad geotécnica, Sondeo, Onda S, Onda P, Velocidad, Estructura suelo, Provincia León, Asturias.

850429. **Mediciones de emisión acústica y microsismicidad en el interior de una mina: Metodología y resultados.** MALDONADO, A., y ROZYCKI, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mina, Onda acústica, Microseísmo, Medida en el suelo, Instrumentación, Metodología, Estudio caso, Asturias.

850430. **Sistemas de medida de la emisión acústica en las rocas.** ROZYCKI, A., y MALDONADO, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Metodología, Medida en el suelo, Onda acústica, Mecánica roca.

850431. **Interpretación de los datos de la actividad de emisión acústica y microsismicidad (EA/MS).** ROZYCKI, A.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Modelo matemático, Distribución espacial, Cinemática, Onda acústica, Microsismicidad, Mecánica roca, Rotura roca, Tensión, Capacidad de carga, Golpe de techo, Mina.

850432. **La medida de ondas de baja frecuencia producidas por voladuras.** HIDALGO, E.; CASTANEDO, F., y ABAD, M.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Vibración, Voladura, Onda largo período, Propagación onda, Acelerómetro, Granito.

850433. Recientes aportaciones de los sistemas de instrumentación al control de macizos rocosos. FERNANDEZ CUEVAS, R.; SANTAMARIA, J., y SERRA, M. J. VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Instrumentación, Medida en el suelo, Movimiento vertical, Deformación, Extensómetro, Excavación.

850434. La clasificación geomecánica SRC como sistema de caracterización de macizos rocosos aplicado a las obras subterráneas. GONZALEZ VALLEJO, L.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Roca, Propiedad geotécnica, Clasificación, Tensión, Compresión uniaxial, Filtración.

850435. Sistema integrado de almacenamiento y proceso de datos geomecánicos en Hunosa. PEINADOR, V., y MARRONQUIN, V.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Base datos, Mecánica roca, Sostenimiento, Mina, Carbón, Proceso datos, Programa ordenador, Sociedad estatal, HUNOSA, España.

850436. Estimación de la resistencia de pilares a partir de ensayos de compresión simple. RAMIREZ OYANGUREN, P.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mina, Pilastre, Esfalerita, Sulfuro, Resistencia, Compresión uniaxial, Ensayo laboratorio.

850437. Determinación del comportamiento resistente de macizos rocosos mediante ensayos de corte. Análisis de resultados experimentales. MORENO TALLON, E.

VIII Simp. nac. Recon. Macizos Rocosos.

Soc. Esp. Mec. Rocas (1984), esp., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Resistencia cizallamiento, Ensayo laboratorio, Metodología, Estudio caso, Pizarra no metamórfica, Arenisca, Cuarcita, Pizarra, Conglomerado, Marga, Provincia Murcia.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

850297. Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica. DE TORRES PEREZ-HIDALGO, T. J.

ETSIM, Madrid (1984), Tesis doct., 653 pp., 215 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tesis, Fissipedia, Ursidos, Ursus, Ursus spalaenis, Filogenia, Biogeografía, Anatomía esqueleto, Diente, Diversidad especie, Biometría, Método estadístico, Histograma, Tanatocenosis, Pleistoceno, Holoceno, España, Portugal.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

850271. Braquiópodos del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. VILLAS, E.

Not. paleontol. (1984), núm. 3, 16-17, esp., bibl. IGME.

* Fauna braquiópodos, Taxón nuevo, Orthida, Strophomenida, Pentamerida, Rhynchonellida, Bioestratigrafía, Correlación, Cadena Ibérica oriental, España.

850475. Los icnofósiles de la formación Torreáboles (Precámbrico? Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. LINAN, E.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 47-74, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ichnites, Asociación fósil, Morfología, Biometría, Cámbrico inf., Corte geológico, Correlación, Provincia Badajoz.

TECTONICA

850286. Aspectos estructurales en el extremo oriental de la zona subportuguesa y su límite con Ossa Morena. SIMANCAS, J. F.

850394. Sobre las dificultades para explicar la evolución. ANADON, E.

Rev. Biol. Univ. Oviedo (1982-83), vol. 1, núm. 0-1, 13-23, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estudio biológico, Teoría, Síntesis bibliográfica, Reproducción, Odonata, Odonatopterida, Arachnida.

850395. La antropología biológica antes y después de Darwin. PESET, J. L.

Rev. Biol. Univ. Oviedo (1982-83), vol. 1, núm. 0-1, 61-70, esp., bibl. IGME.

* Evolución biológica, Teoría, Antropología, Biología.

850396. Neodarwinismo. LOPEZ FANJUL, C.

Rev. Biol. Univ. Oviedo (1982-83), vol. 1, núm. 0-1, 71-79, esp., bibl. IGME.

* Teoría, Evolución biológica.

850397. Alcance y límite de la síntesis evolutiva moderna. DE RENZI, M.

Rev. Biol. Univ. Oviedo (1982-83), vol. 1, núm. 0-1, 81-92, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Teoría, Evolución biológica, Extinción, Biología.

850398. Despues de Darwin: La filogenia del hombre. DE AGUIRRE, E.

Rev. Biol. Univ. Oviedo (1982-83), vol. 1, núm. 0-1, 93-104, esp., bibl. IGME.

* Filogenia, Homínido, Primates.

5. Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bémez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 91-99, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Tectónica superpuesta, Pliegue, Dinámica, Geometría, Microtectónica, Tectónica de fractura, Falla, Falla inversa, Cabalgamiento, Cizallamiento, Orogenia hercínica, Portugal, Hercínico sur, Provincias Sevilla, Huelva, Badajoz.

850410. Cinemática de la deformación producida por la falla tardihercínica de Almirante. Sierra del Robledal. Guadalajara (Sistema Central español). DE VICENTE, G., y UBANEZ, A. G.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 125-138, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Falla, Orogenia hercínica, Deformación, Cinemática, Cuarcita, Pizarra, Ordovícico, Cizallamiento, Orogenia alpina, Tectónica superpuesta, Kink band, Provincia Guadalajara.

850411. Rocas milloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo. JIMENEZ ONTIVEROS, P., y HERNANDEZ ENRILE, J. L.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 139-158, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Zona cizalla, Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Deformación, Milonita, Recristalización, Kink band, Microestructura, Provincia Salamanca.

850413. La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monasterio, Ossa Morena. EGUILUZ, L., y RAMON-LLUCH, R.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 171-192, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Tectónica superpuesta, Pliegue, Pliegue isoclinal, Esquistosidad, Geometría, Microtectónica, Anticlinorio, Modelo, Método estadístico, Antecambriano, Provincia Badajoz, Hercínico Sur.

850414. Nuevos datos en el borde meridional de la zona Centro-Ibérica. El dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. APALATEGUI, O., y PEREZ-LORENTE, F.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 193-200, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Falla, Cabalgamiento, Autoctonía, Aloctonía, Roca ígnea, Antecambriano, Primario, Provincia Córdoba, Hercínico Sur.

850416. Geometría en profundidad del afloramiento volcánico de Piedrabuena, Ciudad Real, en base a datos gravimétricos. BERGAMIN, J. F.; CARBO, A.; SANTA TERESA, I., y CADAVID, S.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 225-236, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Levantamiento gravimétrico, Perfil geofísico, Anomalía gravimétrica, Roca volcánica, Densidad, Volcán en escudo, Modelo dos dimensiones, Método iterativo, Provincia Ciudad Real.

850417. Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R., y CASQUET, C.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 237-250, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Anticlinorio, Granito, Levantamiento gravimétrico, Per-

fil geofísico, Anomalía gravimétrica, Densidad, Modelo dos dimensiones, Aloctonía, Provincia Toledo, Montes de Toledo.

850477. Modificación de la falsilla contadora de Kalsbeck para su aplicación al análisis estructural. LLUCH, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 83-100, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Geología estructural, Representación gráfica, Instrumentación, Metodología.

850486. Análisis estructural de la zona «Cerro de los Mardadores», Sierra norte de Sevilla, Ossa Morena. ARRIOLA, A., y RAMON-LLUCH, R.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 195-210, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca clástica, Estratificación, Dato, Tectónica superpuesta, Pliegue, Geometría, Microtectónica, Provincia Sevilla.

HIDROGEOLOGIA

850383. Estudio de la transformación «precipitación-aportación» en relación con los parámetros físicos de las cuencas hidrográficas. Aplicación a cuatro cuencas de Vizcaya. ERASO, A., y ANTIGUEDAD, I.

Lurralde (1984), núm. 7, 173-195, 7 ref., esp. bibl. IGME.

* Hidrograma, Aforo, Divisoria de aguas, Infiltración, Precipitación atmosférica, Hidráulica, Red hidrográfica, Provincia Vizcaya.

850422. Modelización de acuíferos y gestión de recursos hidráulicos. LOPEZ ARECHAVALA, G.

Tecniberia (1984), vol. 2, núm. 6, 23-26, esp., bibl. IGME.

* Acuífero, Modelo, Modelo matemático, Ecuación matemática, Métodos diferencia finita, Régimen permanente, Régimen transitorio, Gestión recursos agua.

850423. Calidad de las aguas subterráneas. MARTIN BURGON, P.

Tecniberia (1984), vol. 2, núm. 6, 27-28, esp., bibl. IGME.

* Calidad agua, Agua subterránea, Hidroquímica, Anión, Catión, Representación gráfica, Residuo insoluble, Dureza agua.

850424. Recarga artificial. MARTI, B.

Tecniberia (1984), vol. 2, núm. 6, 30-33, esp., bibl. IGME.

* Recarga, Alimentación artificial, Metodología, España.

850425. La hidrología y su aplicación a los regadíos en zonas áridas. Los regadíos de El Salobral y El Pasico. SANCHEZ RODENAS, R.

Tecniberia (1984), vol. 2, núm. 6, 34-36, esp., bibl. IGME.

* Provincia hidrogeológica, Recurso agua, Irrigación, Provincia Albacete.

SILICATOS

850476. Caracterización mineralógica de micas, granates y nódulos de clorita en los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarraña (Provincia de Córdoba), Sierra Morena. ORTEGA, H.; FENOLL, P.; RODRIGUEZ GORDILLO, J.; GARROTE, A., y ROMERO, J.

Cuad. lab. xeol. Laxe (1984), núm. 8, 75-82, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pegmatita, Composición mineralógica, Grupo mica, Grupo granate, Grupo clorita, Moscovita, Biotita, Granate, Clorita, Difracción RX, Análisis cuantitativo, Estructura cristalina, Cristalítico, Provincia Córdoba.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

850288. Cuenca de Valdeinfierro. GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C.

5.^a Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bélmez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 105-110, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Carbonífero, Síntesis bibliográfica, Flora, Cuenca hullera, Corte geológico, Roca clástica, Granoselección, Estructura sedimentaria, Colada clástica, Provincias Badajoz, Córdoba, Sevilla.

850289. Cuenca de Benajarafe. GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C.

5.^a Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bélmez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 111-115, esp., bibl. IGME.

* Carbonífero, Flora, Asociación fósil, Palinomorfo, Corte geológico, Estructura sedimentaria, Transgresión, Sedimentación continental, Medio continental, Roca clástica, Roca volcánica, Composición ácida, Excursión, Provincia Badajoz.

850294. El Valle de los Pedroches. GABALDON, V.; PEREZ-LORENTE, F., y QUESADA, C.

5.^a Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bélmez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 130-136, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Carbonífero, Litofacies, Estructura sedimentaria, Estructura acanalada, Megaripple, Estratificación masiva, Grainstone, Sedimentación marina, Medio marino, Provincia Córdoba.

850452. Sedimentología del Jurásico de Mallorca. BARNOLAS, A.

Grupo esp. mesozoico (1984), 263 pp., 138 ref., esp., bibl. IGME.

* Sedimentación marina, Medio marino, Jurásico, Baleares, Mallorca.

850455. Sedimentología. BARNOLAS, A., y SIMO, A. *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (1984), 73-119, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación margen continental, Medio margen continental, Margen continental pasivo, Plataforma carbonatada, Talud marino, Meseta, Litofacies, Estructura sedimentaria, Hard-ground, Paleogeografía, Variación nivel, Jurásico, Baleares, Mallorca.

850456. Cantera de Lloseta: Disconformidad de ruptura hard-ground. Toarcense medio. Excursión. Localidad I.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 127-133, esp., bibl. IGME.

* Margen continental pasivo, Jurásico inf., Jurásico medio, Límite estratigráfico, Discontinuidad, Costra ferruginosa, Hard-ground, Baleares, Mallorca.

850457. Es Barraca: Facies de plataforma (Lías). Excursión. Localidad II.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 135-140, esp., bibl. IGME.

* Jurásico inf., Corte geológico, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Roca carbonatada, Packstone, Wackestone, Mundstone, Bioturbación, Baleares, Mallorca.

850458. Pantano de Cuber: Cuarzoarenitas. Hard-ground. Hemipelagitas (Dogger). Facies de plateau (Malm). Excursión. Localidad III.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 141-151, esp., bibl. IGME.

* Jurásico inf., Jurásico medio, Roca carbonatada, Packstone, Hard-ground, Fauna, Baleares, Mallorca.

850459. Sa Moleta: Sedimentos de plataforma. Cuenca intrashelf y cuarzoarenitas (Lías). Excursión. Localidad IV.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 153-156, esp., bibl. IGME.

* Plataforma continental, Jurásico inf., Yacimiento fosífero, Fauna ammonites, Cuarcita, Arenisca, Baleares, Mallorca.

850460. Cutri: Facies de plataforma (Lías) y talud carbonático (Dogger). Sierra de Levante. Excursión. Localidad V.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 159-189, esp., bibl. IGME.

* Jurásico inf., Jurásico medio, Ciclo sedimentario, Corte geológico, Caliza, Caliza oolítica, Roca carbonatada, Packstone, Estructura sedimentaria, Hard-ground, Paleocorriente, Baleares, Mallorca.

850461. Puig d'en Borras: Facies de talud acrecional (Malm). Sierra de Levante. Excursión. Localidad VI.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 193-214, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación talud marino, Medio talud marino, Mundstone, Arcillita, Malm, Jurásico sup., Litofacies, Estructura sedimentaria, Estructura slumping, Baleares, Mallorca.

850462. Ermita de Betlem: Facies de alto fondo (Dogger) y talud carbonático (Malm). Sierra de Levante. Excursión. Localidad VII.

Sedimentología del Jurásico de Mallorca (1984), 217-227, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación marina, Medio marino, Talud marino,

Alto fondo, Dogger, Jurásico medio, Jurásico sup., Malm, Sedimentación carbonatada, Litofacies, Baleares, Mallorca.

850463. Sa Caleta - Cala Torta. Excursión. Localidad VIII. *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (1984), 229-242, esp., bibl. IGME.

* Sedimentación marina, Medio marino, Jurásico, Cretácico inf., Ciclo sedimentario, Estructura sedimentaria, Dolomitización, Baleares, Mallorca.

Temas geológico-mineros (1985), 65-72, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Complejo anular, Dique, Trondjemita, Sienita, Análisis químico, Textura, Magma ácido, Composición alcalina, Metamorfismo fuerte, Rift, Mapa geológico, Villaviciosa de Córdoba, Provincia Córdoba.

850285. Las rocas polimetamórficas del área de Cerro Muriano, Córdoba, España. Edad y consideraciones petrológicas.

5.^a Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bélmez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 81-89, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Micaesquisto, Anfibolita, Cuarcita, Textura, Composición mineralógica, Análisis químico, Metamorfismo regional, Polimetamorfismo, Metamorfismo fuerte, Facies granulita, Cerro Muriano, Provincia Córdoba.

850403. Aspectos petroestructurales del «pasillo de enclaves» básicos de Cangas de Morrazo - Moaña (Prov. de Pontevedra). GALLASTEGUI, G.; CORRETGE, L. G., y CUENTA, A.

Stud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 13-26, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granodiorita, Enclave roca, Diorita cuarcítica, Tonalita, Deformación bajo tensión, Fluidal, Fábrica, Diaclasa, Método estadístico, Distribución estadística, Provincia Pontevedra.

850404. Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). DOBLAS, M.; CAPOTE, R., y CASQUET, C.

Stud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 27-38, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Adamellita, Roca metamórfica, Cizallamiento, Deformación, Foliación, Milonitización, Fábrica, Microtectónica, Provincia Toledo.

850405. Deformación heterogénea en los macizos graníticos de Sarriá y Santa Eulalia de Peña (Provincia de Lugo). MARTINEZ CATALAN, J. R.

Stud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 39-46, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Granodiorita, Pliegue antiforme, Deformación, Cuarzo, Fábrica, Cizallamiento, Roca encajante, Facies metamorfismo, Provincia Lugo.

YACIMENTOLOGIA DE METALES

850292. Mineralizaciones en la alineación magnética de Villaviciosa de Córdoba - La Coronada. BAEZA-ROJANO, L. J.

5.^a Reunión del Grupo de Ossa Morena, Abril 1983, Bélmez, Córdoba.

Temas geológico-mineros (1985), 122-125, esp., bibl. IGME.

* Excursión, Mineralización, Índice mineral, Hematite, Hierro sustancia, Sulfuro, Yacimiento polimetálico, Síntesis, Sinclinal, Provincia Córdoba.

850375. **Geoquímica de los nódulos polimetálicos.** CAMARA RASCON, A.

Ind. min. (1984), núm. 244, 5-12, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Nódulo, Yacimiento polimetálico, Manganeso sustancia, Hierro sustancia, Composición mineralógica, Análisis químico, Génesis yacimiento, Clasificación.

850412. **Tipificación estructural de los filones estano-volframíferos más representativos de la penillanura Salmantino - Zamorana.** LOPEZ-PLAZA, M., y GONZALO, F. J.

Stud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 159-170, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Filón, Control tectónico, Índice mineral, Clasificación, Inventario, Estaño sustancia, Tungsteno sustancia, Paragénesis, Provincias Salamanca, Zamora.

850415. **Las mineralizaciones de Urano de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico y metalogénico de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca.** ARRIBAS, A.; MARTIN IZARD, A., y MONTES, J.

Stud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 201-224, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mineralización, Urano sustancia, Pizarra, Control tectónico, Metalogenia previsionaria, Roca metasedimentaria, Orogenia caledoniana, Orogenia hercínica, Mapa geológico, Provincia Salamanca.

SUELOS

850274. **Indicadores de acidificación en las crestas del Prepireneo oscense.** FANLO, R.

Pirineos (1984), vol. 34, núm. 121, 65-68, 9 ref., esp., bibl. IGME.

* Acidificación, Suelo, Rendzina, Lavado, Acción climática, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

850353. **Estructura del matorral del Mediterráneo secundario en Sierra Morena y sus relaciones con los gradientes del medio físico.** BASANTA, A.; GARCIA NOVO, F., y CABANEIRO, A.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 1-18, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo pardo, Perfil suelo, Estructura suelo, pH, Capacidad carga catión, Materia orgánica, Granulometría, Análisis componente principal, Análisis correspondencia, Provincia Huelva.

850354. **Estudio de la fracción ligera de arenas en suelos con pequeño desarrollo. I. Tinción con hemateína.** HOYOS, A.; GONZALEZ PARRA, J.; FERNANDEZ BERMEJO, M. C., y RUANO, S.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 29-42, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Roca madre suelo, Adamellita, Perfil suelo, Mineral ligero, Coloración muestra, Tectosilicato, Feldespato, Metodología.

850355. **Estudio de la fracción ligera de arenas en suelos con pequeño desarrollo. II. Tinción con cobaltinitrito.** HOYOS, A.; GONZALEZ PARRA, J.; FERNANDEZ BERMEJO, M. C., y RUANO, S.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 43-49, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Roca madre suelo, Adamellita, Perfil suelo, Mineral ligero, Coloración muestra, Tectosilicato, Feldespato, Metodología.

850356. **Aproximación a la capacidad de uso de los suelos de la región de Ocaña (Toledo).** GUMUZZIO, J.; ALVAREZ, J. B.; GUTIERREZ, A., y GUIJARRO, J.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 51-58, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Utilización terreno, Clasificación, Corte pedológico, Metodología, Provincias Madrid, Toledo.

850357. **La fracción arcilla en suelos podsolizados de las inmediaciones del lago San Mauricio (Pirineo Ilerdense).** ALIAS, L. J.; ORTIZ GONZALEZ, J.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 59-76, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Podzol, Arcilla mineral. Composición mineralógica, Difracción RX, Provincia Lérida.

850358. **Características de gypothiadi en la región Central española.** GUMUZZIO, J., y ALVAREZ, J. B.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 33, núm. 1-2, 93-110, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Perfil suelo, Sulfato, Yeso, Estructura suelo, Granulometría, pH, Carbono orgánico, Capacidad carga catión, Pedogénesis, Provincia Cuenca.

850359. **Horizontes B sobre materiales graníticos de Galicia.** SILVA HERMO, B., y GUITIAN OJEA, F.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 111-132, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estructura suelo, Suelo, Suelo pardo, Propiedad física, Propiedad química, Análisis químico, Composición mineralógica, Coluvión, Granito, Alteración, Galicia.

850360. **Evolución de la actividad enzimática del suelo a través del tiempo y su distribución en los horizontes del perfil edáfico.** PEREZ MATEOS, M., y GONZALEZ CECEDO, J.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 133-141, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Variación temporal, Distribución espacial, Enzima, Suelo, Rendzina, Ocre, Suelo rico en humus, Humedad suelo, Carbono orgánico, Nitrógeno, Perfil suelo, Provincia Burgos.

850361. **Pallexerolls petrocálcicos de las Sierras de Orce y María.** ALIAS, L. J., y MARTINEZ SANCHEZ, J.

An. edafol. agrobiol. (1984), vol. 43, núm. 1-2, 143-152, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Rendzina, Suelo, Perfil suelo, Estructura suelo, Caliza, Hierro, Propiedad química, Provincias Granada, Almería.

GEOQUIMICA

850418. **Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoídes de la Sierra de Guadarrama, España.** BRANDEBOURGER, E.; CASQUET, C.; DEBON, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; ISNARD, P.; LE FORT, P.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; STUSSI, J. M., y VILLASECA, C.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 251-264, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Diorita cuarcítica, Granodiorita, Adamellita, Granito, Geoquímica, Informe químico, Geocronología, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro, Provincias Segovia, Madrid.

850421. **Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas de Morrazo - Moaña, Provincia de Pontevedra.** CORRETGE, L. G.; GALLASTEGUI, G., y CUESTA, A.

Estud. geol. salmant. (1983), vol. 18, 307-322, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Enclave roca, Granodiorita, Norma petrográfica, Análisis químico, Shoshonita, Diferenciación magnmática, Cristalización fraccionada, Fusión parcial, Provincia Pontevedra.

FISICA DEL GLOBO

850379. **Satélites meteorológicos.** SANCHEZ RODRIGUEZ, J.

Invest. cienc. (1985), núm. 101, 8-17, esp., bibl. IGME.

* Meteorología, Método satélite, Instrumentación, Teoría, Tratamiento datos, Cooperación internacional.

ENERGIA

850272. **En 1984 se iniciaron o terminaron treinta y dos sondeos de investigación de hidrocarburos.**

Oilgás (1984), núm. 204, 42-49, esp., bibl. IGME.

* Hidrocarburo, Prospección, Sondeo, Inventario, Concesión minera, España.

850273. **En abril de 1986 se pondrá en explotación el yacimiento Gaviota.**

Oilgás (1984), núm. 204, 28-38, esp., bibl. IGME.

* Proyecto, Explotación, Gas natural, Reserva, Campo hidrocarburo, Plataforma marina, Off shore, Cretácico, Provincia Vizcaya, Golfo de Gascuña.

850373. **OPEP, 1984.** CENTENO, R.

Ind. min. (1984), núm. 243, 41-43, esp., bibl. IGME.

* Petróleo, Demanda, Producción, Coste, Mercado, OPEP, Previsión.

850374. **Investigación y explotación de hidrocarburos en 1983.**

Ind. min. (1984), núm. 244, 25-34, esp., bibl. IGME.

* Informe actividad, Informe anual, Sociedad estatal, Hidrocarburo, Prospección, Sondeo mecánico, Producción, Concesión minera, España.

850392. **El PEN, marco de actuación para el sector del gas.** ESTEBAN, J. C.

Oilgás (1985), vol. 18, núm. 205, 55-58, esp., bibl. IGME.

* Planificación, Política Estado, Energía, Gas natural, Plan Energético Nacional, España.

850393. **Las bases para el abastecimiento y la distribución del gas natural en Europa occidental.** OSTER, H.

Oilgás (1985), vol. 18, núm. 205, 77-83, esp., bibl. IGME.

* Gas natural, Mercado, Producción, Importación, Demanda, Perspectiva, Europa Oeste.

850498. **Informe estadístico 1983.**

Inst. Nac. Hidrocarb. INH (1984), 84 pp., esp., bibl. IGME.

* Informe actividades, Sociedad estatal, Hidrocarburo, Energía, Consumo, Producción, Reserva, Prospección, Refino, Estadística, Mundo, España.

ECONOMIA MINERA

850261. **El mármol de Macael: aplicación en solerías y aplacados.** CUETO ESPINAIZ, J. M.

Gabiteco (1984), núm. 157, 76-78, esp., bibl. IGME.

* Mármol sustancia, Utilización sustancia, Propiedad física, Provincia Almería.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el **BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO** serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del **BOLETÍN** introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología económica
Industrias extractivas y de su beneficio

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23-28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.^o

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid

Suscripción anual (6 números)

España: 2.000 ptas. (IVA incluido)

Iberoamérica: 2.000 ptas.+gastos de envío

Demás países: 2.500 ptas.+gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección

Ciudad (provincia)

País

Fecha

Teléfono

D. P.

FIRMA

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS REÇU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA
DATE

FIRMA
SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVA ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A
AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARÁCTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid