

II/2-V-1

En este número:

- Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza).
- Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro.
- Nota preliminar sobre una pluma penna del yacimiento eocretácico de la Pedrera de Meià (Lérida).
- Mineralogía y génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistáin), en el Pirineo de Huesca.
- Aplicación del modelo Símero al manantial de Vozmediano.
- La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo más que el S. E. V.
- Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua.
- Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental.
- Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica.
- Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCVII. Primer Fascículo. Enero - Febrero 1986

# boletín geológico y minero

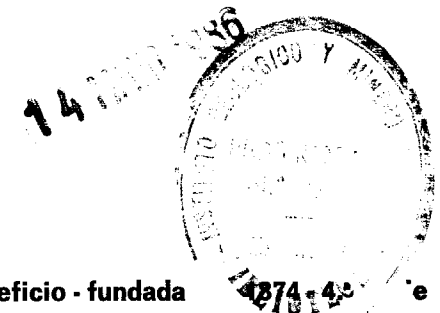
geología • minería • aguas subterráneas • geotecnia • estudios de minerales • mineralurgia





Tomo 97  
Fascículo I  
Enero - Febrero 1986

# Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología económica, Industrias extractivas y de su beneficio - fundada

## SUMARIO

<b>Geología</b>	J. RODRÍGUEZ VIDAL: Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza) ... ..	3
	M. GUTIÉRREZ, J. L. SIMÓN y M. <sup>a</sup> A. SORIANO: Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro ... ..	9
	J. E. GÓMEZ PALLEROLA: Nota preliminar sobre una pluma penina del yacimiento eocretácico de la Pedrera de Meià (Lérida) ... ..	22
<b>Minería</b>	R. CASTROVIEJO BOLÍBAR: Mineralogía y génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistaín), en el Pirineo de Huesca ... ..	25
<b>Aguas subterráneas</b>	E. SANZ PÉREZ: Aplicación del modelo Simeró al manantial de Vozmediano ... ..	42
<b>Geofísica</b>	A. GRANDA SANZ: La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo más que el S. E. V. ... ..	65
<b>Geoquímica</b>	M. P. DE LA FUENTE BRIZ y J. F. LLAMAS BORRAJO: Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua ... ..	77
	J. M. AMIGÓ, J. BASTIDA, F. BOSCH, J. V. GIMENO y V. PERIS: Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental ... ..	88
<b>Geotecnia</b>	V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA, L. CALLEJA, L. M. SUÁREZ DEL RÍO y M. MONTOTO: Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica ... ..	96
<b>Estudio de minerales y rocas</b>	J. GONZÁLEZ DEL TANAGO, F. BELLIDO MULAS y L. GARCÍA CACHO: Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español) ... ..	103
<b>Información</b>	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Fernando Cútoli y Lagoaneri (1808-1877) ... ..	122
	L. M. RÍOS, J. M. GALERA y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985» ... ..	124
	Noticias y Notas bibliográficas ... ..	128

### DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid  
Teléfono 441 70 67

### ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid  
Teléfono 250 02 03

**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

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

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

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

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

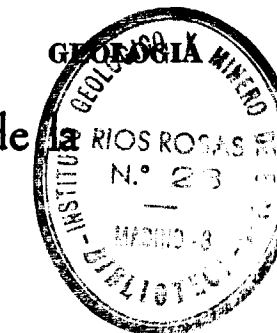
Aforo en Yecla.—Caudal, 30 l/s.

Foto: Dirección Aguas Subterráneas. IGME

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

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

## Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza)\*



Por J. RODRIGUEZ VIDAL (\*\*)

### RESUMEN

Se analizan las deformaciones encontradas en los depósitos cuaternarios al este de Zaragoza y se asimilan a tres tipos diferentes: cuñas y micropliegues sinsedimentarios con los aluviones de la terraza de +15 m. sobre el Ebro, deformaciones domáticas con fracturas asociadas que se generaron entre 3.000 y 2.500 años B. P. y fracturas métricas relacionadas con una neotectónica de régimen distensivo.

### ABSTRACT

A number of deformation types have been recognized in the quaternary deposits located E. of Zaragoza. Sinsedimentary wedge-like formations and microfolds on the alluvial terrace 15 m. above the Ebro river, doming with fracture systems related (3.000-2.500 years B. P.) and other fractures and normal faults with metric planes and decimetric displacements originated like result of neotectonic distensive regimen.

### 1. INTRODUCCION

Las peculiares características de la evolución geológica reciente de la depresión del Ebro ha motivado que una gran parte de su superficie se encuentra tapizada de depósitos cuaternarios (ALBERTO et al., 1984). En ellos es relativamente frecuente observar una serie de deformaciones, descritas por diversos autores, que las asimilan a movimientos del substrato yesífero terciario. Sólo muy recientemente, SIMÓN y SORIANO (1985) efectúan un detallado estudio de estas perturbaciones cuaternarias en la margen derecha del río Ebro y establecen varias posibilidades genéticas.

La zona de trabajo se localiza en la margen izquierda del río Ebro, unos 10 km. al este de Zaragoza y en los alrededores de la Puebla de Alfindén. El centrar el estudio en una zona tan puntual, ya que se analiza una sola cantera (fig. 1), se debe a la importancia y variedad de sus deformaciones y a que tras recorrer las graveras de

este sector no se han encontrado otros puntos de interés, sólo algunas diaclasas y pequeñas fallas dispersas.

Esta cantera, en la actualidad abandonada, se utilizó para la extracción de gravas procedentes de una antigua terraza del Ebro y ha servido de base a trabajos geomorfológicos previos (JOHNSON, 1960, y ZUIDAM, 1976 b) en los que se establece una discusión sobre el posible origen periglacial de sus deformaciones.

### 2. GEOMORFOLOGIA

La Geomorfología de este sector del valle del Ebro ha sido estudiada por varios autores, entre los que destacan ZUIDAM (1976 a) y MENSUA e IBÁÑEZ (1977). Estos han definido las características básicas del relieve y las principales unidades morfológicas de depósito, entre las que han diferenciado varios niveles de terrazas aluviales y glaciais. Estas acumulaciones cuaternarias reposan sobre un substrato de naturaleza básicamente yesífera (yesos de la Fm. Zaragoza: QUIRANTES, 1978) con algunas intercalaciones margosas.

(\*) Proyecto CAICYT, núm. 1.437/82.

(\*\*) Universidad de Sevilla. Sección de Geología (Huelva).

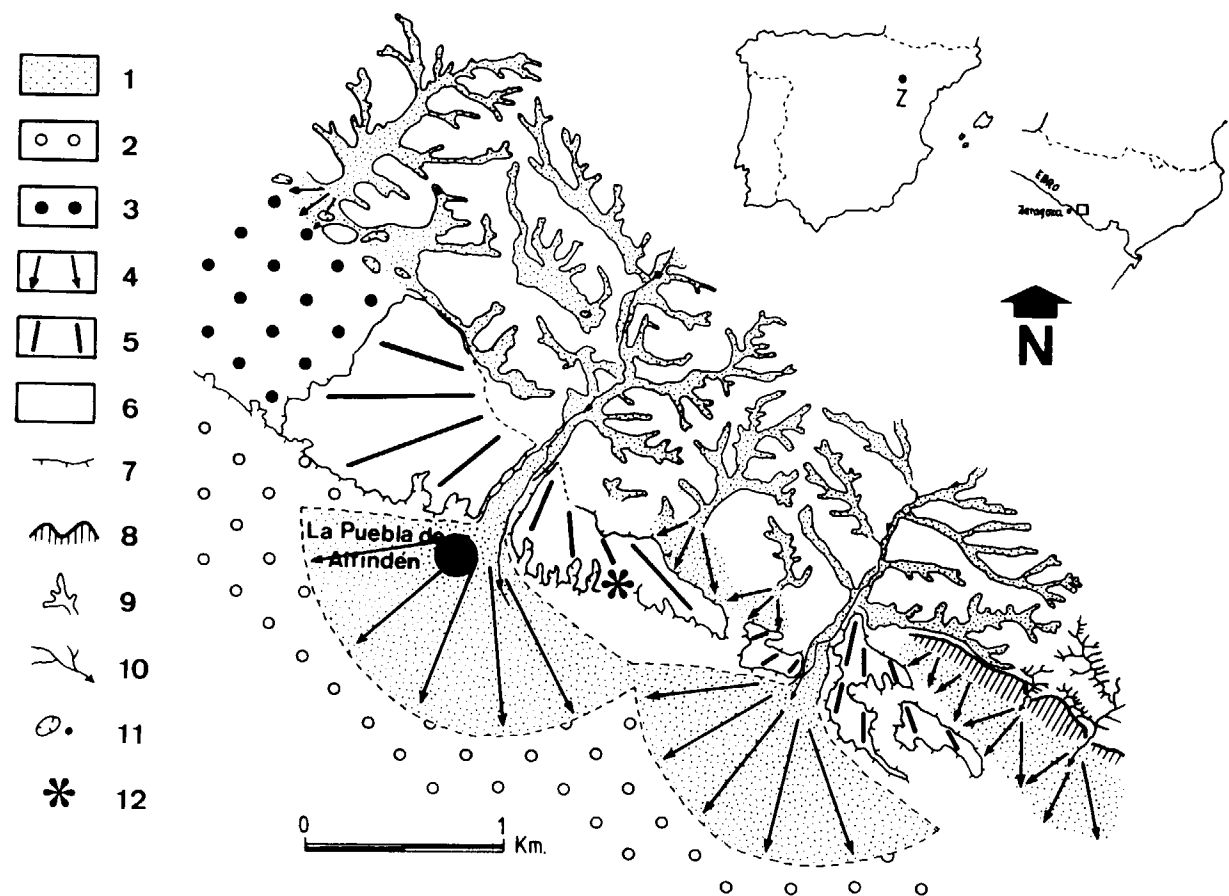


Figura 1.—Esquema geomorfológico de los alrededores de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). 1. Depósito de fondo de valle y cono aluvial correlativo.—2. Terraza del Ebro a +8 m.—3. Terraza del Ebro a +15 m.—4. Cono aluvial reciente.—5. Cono aluvial antiguo.—6. Substrato precuaternalio.—7. Escarpe en depósitos cuaternarios.—8. Vertiente acantilada.—9. Valle de fondo plano.—10. Barranco de incisión lineal.—11. Dolinas aluviales.—12. Cantera estudiada.

La mayor parte del área está constituida por terrazas aluviales del río Ebro, que se escalonan sucesivamente entre 0-10 m. y 10-20 m. sobre el thalweg actual ( $T_1$  y  $T_2$ , respectivamente, de MENSUA e IBÁÑEZ, 1977). Sus márgenes se encuentran parcialmente cubiertas por conos aluviales de edades diferentes (fig. 1) cuyas cuencas de recepción se sitúan en las elevaciones yesíferas neógenas, lo que permite una rápida diferenciación visual entre ambas unidades, pues mientras los depósitos de terraza poseen cantos con un espectro litológico muy amplio, los conos están formados por cantos de yeso y calizas neógenas. La generación de estos conos se corresponde con una erosión en cabecera de cuencas y un relleno correlativo en el

fondo de los barrancos, hecho ya puesto de manifiesto por ZUIDAM (1976 a).

Tanto los depósitos de terrazas y conos aluviales así como los de fondo de valle que se localizan en el área de estudio (fig. 1), se generaron durante el Holoceno, como han demostrado los trabajos de ZUIDAM (1975 y 1976 a), RODRÍGUEZ VIDAL Y VILCHEZ (1984), y BURILLO et al. (1985). La terraza de +15 m. terminaría de elaborarse en torno a los 3.000 años B. P. y la de +8 m. hace unos 1.700 años B. P.; mientras que los fondos de valle y sus conos correlativos se situarían en épocas intermedias, con dos fases de acumulación bien diferenciadas, una a partir de los 2.500 B. P. y otra de edad post-medieval.

### 3. DEFORMACIONES RECIENTES

La cantera para extracción de gravas de la Puebla de Alfindén se sitúa a unos 500 m. al este de esta población, en la antigua carretera Zaragoza-Barcelona. En ella se pueden observar varios tipos de deformaciones que afectan o al conjunto de la acumulación o a la disposición interna de sus componentes (MENSUA et al., 1979).

Entre las primeras están las deformaciones continuas de tipo domático y las discontinuas, como diaclasas y fallas de pequeño salto, mientras que entre las segundas se encuentran micropliegues centimétricos y festones y cuñas en cantos rodados. Estas últimas, aunque no estudiadas en profundidad, fueron descritas por JOHNSON (1960) y asimiladas a crioturbaciones en una terraza würmiense, aunque con posterioridad ZUIDAM (1976 b) supone una edad holocena para la terraza, en base a dataciones arqueológicas, y por tanto la imposibilidad de que dichas perturbaciones se hayan generado bajo un clima frío, por lo que las relaciona con disoluciones en el substrato yesífero y posterior colapso de la cubierta aluvial.

Nuestro trabajo ha preferido centrarse en las deformaciones de carácter más general, que ya fueron citadas por MENSUA et al. (1979) en una de las excursiones de la III Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario celebrada en Zaragoza. Para ello se ha realizado una planimetría de dicha cantera (fig. 2) y se localizaron seis estaciones de medida de fracturas; al mismo tiempo, y en base a un nivel (cero) de referencia, se cuantificó la deformación del techo del depósito aluvial de terraza por medio de un mapa de contornos estructurales con isohipsas cada 50 cm.

La serie estratigráfica cuaternaria que aflora en esta cantera consta de cuatro unidades concordantes y bien diferenciadas:

- Una base de unos 6 m. visibles de gravas poligénicas, básicamente cuarcita, caliza, arenisca y granito de origen pirenaico e ibérico, de aspecto masivo, con imbricaciones frecuentes e intercalaciones esporádicas de niveles áreosos y arcillosos y carentes de cementaciones.
- 0,6-1 m. de limos arenosos con laminación paralela y oxidaciones en bandas y manchas dispersas.

- 1 m. de limos pardos, masivos, con pequeños cantos dispersos de caliza y yeso.

- 9 m. de cantos subangulosos-subredondeados de yeso y caliza neógena, heterométricos, empastados en una abundante matriz limosa y con un aspecto general de niveles de espesor decamétrico. Hacia techo de esta unidad hay un aumento del contenido en cantos de yeso.

La unidad inferior se interpreta como un depósito de antiguas barras aluviales del río Ebro, con intercalaciones locales de surcos abandonados y rellenos posteriormente de material fino. La siguiente unidad estaría constituida por limos-arenas de inundación, resultantes del encajamiento progresivo de este río y su desplazamiento hacia el sur. Las dos últimas unidades corresponden a un depósito aluvial con morfología de cono, construido por una dinámica torrencial y episódica cuyo flujo responsable fue transversal al curso del antiguo río Ebro y que en la actualidad se ve representado por el barranco de las Casas.

Las deformaciones estudiadas afectan a la serie estratigráfica de varias maneras. Las de tipo domático, deducidas en base al mapa de contornos estructurales (fig. 2), perturban a todo el depósito visible de terraza y al del cono sólo en sus metros iniciales, ya que los dos últimos metros de espesor guardan una disposición original de depósito.

Las deformaciones discontinuas suelen ser de tamaño métrico y decimétrico y afectan casi siempre a las unidades intermedias de la serie de textura fina, mientras que sólo algunas fallas de tamaño métrico afectan a la totalidad de los depósitos.

#### 3.1. Deformaciones de carácter domático

Aunque la observación directa de los diferentes cortes en la cantera nos permite comprobar deformaciones suaves a modo de amplios anticlinales y sinclinales, sólo la elaboración de un mapa de contornos estructurales nos denuncia el tipo de deformación, su intensidad y direcciones preferentes.

La figura 2 nos muestra la existencia de un abombamiento positivo, simétrico y alargado en dirección ESE, que se inflexiona en un apéndice hacia el SE y que confina a un domo negativo de dirección SSE. En la esquina noroccidental de la



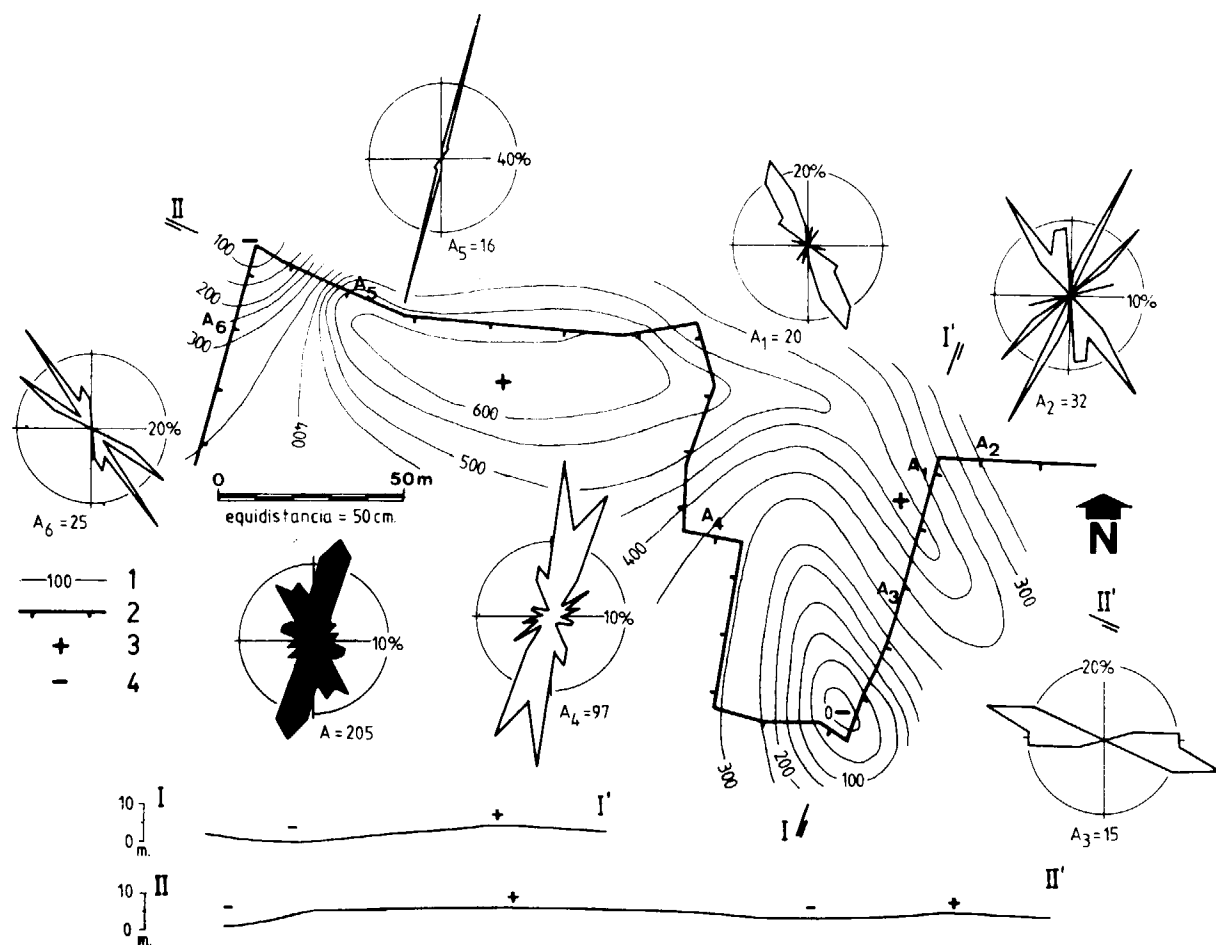


Figura 2.—Cantera de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). Mapa de contornos estructurales del techo de la terraza a +15 m. del río Ebro y cortes morfológicos. 1. Isohipsas en cm.—2. Escarpe de la cantera.—3. Deformación positiva.—4. Deformación negativa. Diagramas de frecuencia de la fracturación y localización de las estaciones.

cantera se ha detectado otra de estas deformaciones negativas, pero no se ha podido representar su forma por falta de datos en el afloramiento. Los desniveles medibles entre la cima y el surco de los domos oscilan entre 5 y 6 m., con pendientes de 2,5° a 10° (cortes I-I' y II-II' de la fig. 2).

Deformaciones de este tipo ya han sido estudiadas por SIMÓN y SORIANO (1985) al sur de Zaragoza, donde las estructuras en domo son generadas por halocinesis de los yesos masivos neógenos y afectan a una cubierta de glacia cuaternario.

### 3.2. Sistemas de fractura

Como ya se ha indicado con anterioridad, las fracturas suelen ser diaclasas o fallas de salto cen-

tímetro (2-5 cm.), en familias conjugadas, que se instalan en los tramos detríticos más finos y que estarían en parte relacionadas con la deformación domática. El plano de las fallas se rellena con cristales de yeso de unos 0,5 cm. de eje.

En las estaciones de medida  $A_1$  y  $A_2$  (fig. 2) las pequeñas fallas conjugadas toman una dirección dominante de SE a SSE, adaptándose a la elongación máxima de las estructuras domáticas, al igual que ocurre con las fracturas de la estación  $A_1$ . En  $A_5$  y  $A_6$  las orientaciones NNE y SE parecen estar condicionadas por la geometría del surco domático de este sector que no llega a dibujarse en su totalidad. Las fracturas de la estación  $A_3$  se orientan de manera menos conforme

y representan diaclasas centimétricas subverticales o con buzamientos de 70°-80° al N.

De todas formas es curioso observar cómo las pequeñas fallas normales y las diaclasas no son en su mayor parte verticales, sino que guardan un cierto ángulo por encima de los 70°, y además con sentidos de buzamiento contrarios a los del flanco del domo en el que se encuentran. Esta disposición podría recordarnos a la de las fracturas originadas por un dispositivo diapírico emplazado en una potente cobertera, donde las fracturas más superficiales apenas poseen desplazamiento y donde la posterior relajación de esfuerzos origina su funcionamiento como fallas normales.

De todas las fracturas medidas en esta zona, 205 en total, sólo unas pocas son de tamaño métrico y afectan a una gran parte o a la totalidad del depósito, estando en principio desligadas de la deformación domática. Sus orientaciones están comprendidas entre SE y SSE con buzamiento hacia el SO y representan fallas de salto centimétrico a decimétrico y labio hundido en ese mismo sentido.

El diagrama de frecuencia para todas las fracturas medidas presenta un máximo principal de N a NNE y otros secundarios SSE y ESE, que guardan un cierto paralelismo con las orientaciones medidas por SIMÓN y SORIANO (1985) para el Holoceno de la margen derecha del Ebro.

### 4. INTERPRETACION

Es evidente que a partir de las deformaciones en una sola cantera no deben realizarse deducciones de carácter regional, pero sí pueden ser útiles a la hora de comparar con otros puntos ya estudiados y obtener así una visión algo más amplia de esta problemática.

Del estudio de estas deformaciones y de los datos aportados por otros trabajos anteriores se puede deducir que durante el Holoceno inicial, en este sector del valle del Ebro, se estaban depositando potentes aluviones de este río que circulaba adosado a los relieves yesíferos neógenos. El paulatino desplazamiento de su curso hacia el sur, dejó expuesta la superficie aluvial a inundaciones esporádicas y permitió la inyección hidroplástica de las gravas en los depósitos finos de

llanura de inundación, originando las cuñas, festones y micropliegues que se localizan en el contacto de estos dos depósitos aluviales.

A partir de los 3.000 años B. P. se establece un dominio de la erosión en este sector del Ebro y comienza a elaborarse la terraza actual de +15 m. El descenso del nivel freático provoca una actuación de las aguas subterráneas en los yesos infra-yacentes, posiblemente a favor de fracturas previas, que originan colapsos de tipo kárstico con ejemplos hoy visibles en este sector (dolinas aluviales de la fig. 1) y migraciones verticales que deforman domáticamente la cobertera aluvial con fracturas asociadas. Estas deformaciones continúan durante la sedimentación del cono de la Puebla de Alfindén, aunque se van amortiguando progresivamente hacia techo.

En base a las dataciones realizadas por otros autores (ZUIDAM, 1975, y BURILLO et al., 1985) para la primera fase de acumulación de fondos de valle-cono, podemos situar la deformación aquí estudiada como inmediatamente posterior a la terraza de +15 m. y simultánea al depósito del cono, es decir, entre 3.000 y 2.500 años B. P.

Posteriormente se produce otro conjunto de fracturas de dirección SE a SSE, en forma de fallas de pequeño salto con labio SO hundido, que deben atribuirse a una actividad neotectónica de régimen distensivo, ya citada por SIMÓN y SORIANO (1985), y que pueden también observarse de forma aislada en otras canteras al oeste de nuestra zona.

### BIBLIOGRAFIA

- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHÍN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A., y RODRÍGUEZ, J.: *El Cuaternario de la depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Universidad de Zaragoza y Estación Experimental de Aula Dei, 217 pp. (1984).
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L.: *Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza)*. Cuadernos de Investigación Geográfica, 11 (1-2), pp. 193-207, Logroño (1985).
- JOHNSON, G.: *Cryoturbation at Zaragoza, Northern Spain*. Z. Geomorph. N. F., 4, pp. 74-80 (1960).
- MENSUA, S., e IBÁÑEZ, M. J.: *Terrazas y glacia del centro de la depresión del Ebro*. Departamento de Geografía, Zaragoza, 18 pp. y 5 mapas (1977).



- MENSUA, S.; ALBERTO, F., e IBÁÑEZ, M. J.: *Guía de las excursiones. Segunda excursión: El valle inferior del Gállego y el piedemonte meridional de la Sierra de Alcuabierre*. Actas de la III Reunión Nacional del G.E.T. Cuaternario, Zaragoza, 1977, pp. 30-36 (1977).
- QUIRANTES, J.: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctorales. XXVII. Institución «Fernando el Católico» (CSIC), Zaragoza, 200 pp. (1978).
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., y VILCHEZ, J.: *Precisiones cronológicas sobre las terrazas inferiores del río Ebro en Zaragoza*. I Congreso Español de Geología, Segovia, t. I, pp. 553-559 (1984).
- SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza*. I Reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa (1985).
- ZUIDAM, R. A. VAN: *Geomorphology and Archaeology. Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain*. Z. Geomorph. N. F., 19 (3), pp. 319-328 (1975).
- ZUIDAM, R. A. VAN: *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain*. I. T. C., 211 pp. Enschede (1976 a).
- ZUIDAM, R. A. VAN: *Periglacial-like features in the Zaragoza region, Spain*. Z. Geomorph. N. F., 20 (2), pp. 227-234 (1976 b).

Recibido: Septiembre de 1985.

## Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la depresión del Ebro (\*)

Por M. GUTIERREZ (\*\*), J. L. SIMON (\*\*) y M.<sup>a</sup> A. SORIANO (\*\*)

### RESUMEN

La serie neógena que rellena el sector central de la Depresión del Ebro, así como los depósitos de glaciares y terrazas cuaternarias, presentan deformaciones distensivas de índoles diversas. A escala macroestructural, una serie de basculamientos detectados en el área de La Muela-La Almunia se interpretan como producto de una tectónica de revestimiento sobre fallas normales sintéticas con el borde de la Cadena Ibérica. En Fuendetodos aparece un sistema de fosas NW-SE que dislocan la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica ( $S_2$ ). Algunas de estas deformaciones son anteriores a otra superficie más reciente ( $S_3$ ). El análisis dinámico de microfallas muestra que, mientras las deformaciones contemporáneas de los primeros estadios de la sedimentación neógena se producen bajo un régimen de distensión uniaxial con  $\sigma_3$  según 030, aquéllas que afectan al Neógeno terminal y Cuaternario lo hacen bajo una distensión radial.

### ABSTRACT

The Neogene materials of central Ebro Basin and Quaternary glacial and terrace deposits, show different tensile deformations. On a macrostructural scale, the gentle folds of La Muela-La Almunia area are interpreted as a result of an epidermic tectonics over a system of normal faults synthetic with the Iberian Range boundary. In Fuendetodos there are a system of grabens (NW-SE) which breaks the *fundamental erosion surface of Iberian Range* ( $S_2$ ). Some deformations appear before another younger surface is elaborated ( $S_3$ ). The dynamic analysis of microfaults indicates that during the first stages of Neogene sedimentation deformation occurs under uniaxial extension with  $\sigma_3$  around 030, whereas during Upper Neogene and Quaternary a radial extension takes place.

### 1. INTRODUCCION

Los conocimientos de la Neotectónica en la Depresión del Ebro son en general escasos, y sólo muy recientemente han comenzado a ser objeto de estudio sistemático en el sector riojano (PÉREZ LORENTE, 1985), en el sector central (GUTIÉRREZ et al., 1983; SIMÓN y SORIANO, 1985) y en el sector catalán (GALLART et al., 1984). Tradicionalmente, la mayor parte de las deformaciones observadas en depósitos neógenos y cuaternarios de la Depresión han sido interpretadas como producto de procesos halocinéticos y kársticos sufridos por los materiales evaporíticos (SOLÉ, 1953; BOMER y RIBA, 1962): Trabajos recientes describen en detalle algunas de estas estructuras diapíricas (SIMÓN y

SORIANO, 1986), si bien existen otras deformaciones cuaternarias que deben ser atribuidas a una tectónica distensiva de carácter regional (SIMÓN y SORIANO, 1985).

Esta actividad cuaternaria es la continuación de una larga evolución tectónica que abarca prácticamente todo el período de sedimentación en la cuenca cenozoica del Ebro. El estudio de las distintas etapas en que se desarrolla dicha evolución, y la descripción de las estructuras que resultan de ellas a diversas escalas, constituyen el objeto de este trabajo. El área geográfica en que se va a centrar se encuentra situada al S y SW de Zaragoza, concretamente en los sectores de Fuendetodos-Mezalocha-Jaulín y de La Almunia-Epila-La Muela. Toda esta área se encuadra dentro de la Depresión del Ebro, aunque próxima a su borde meridional, en el contacto con la Cordillera Ibérica (fig. 1). En

(\*) Proyecto CAICYT, núm. 1437/82.

(\*\*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. 50009 Zaragoza.



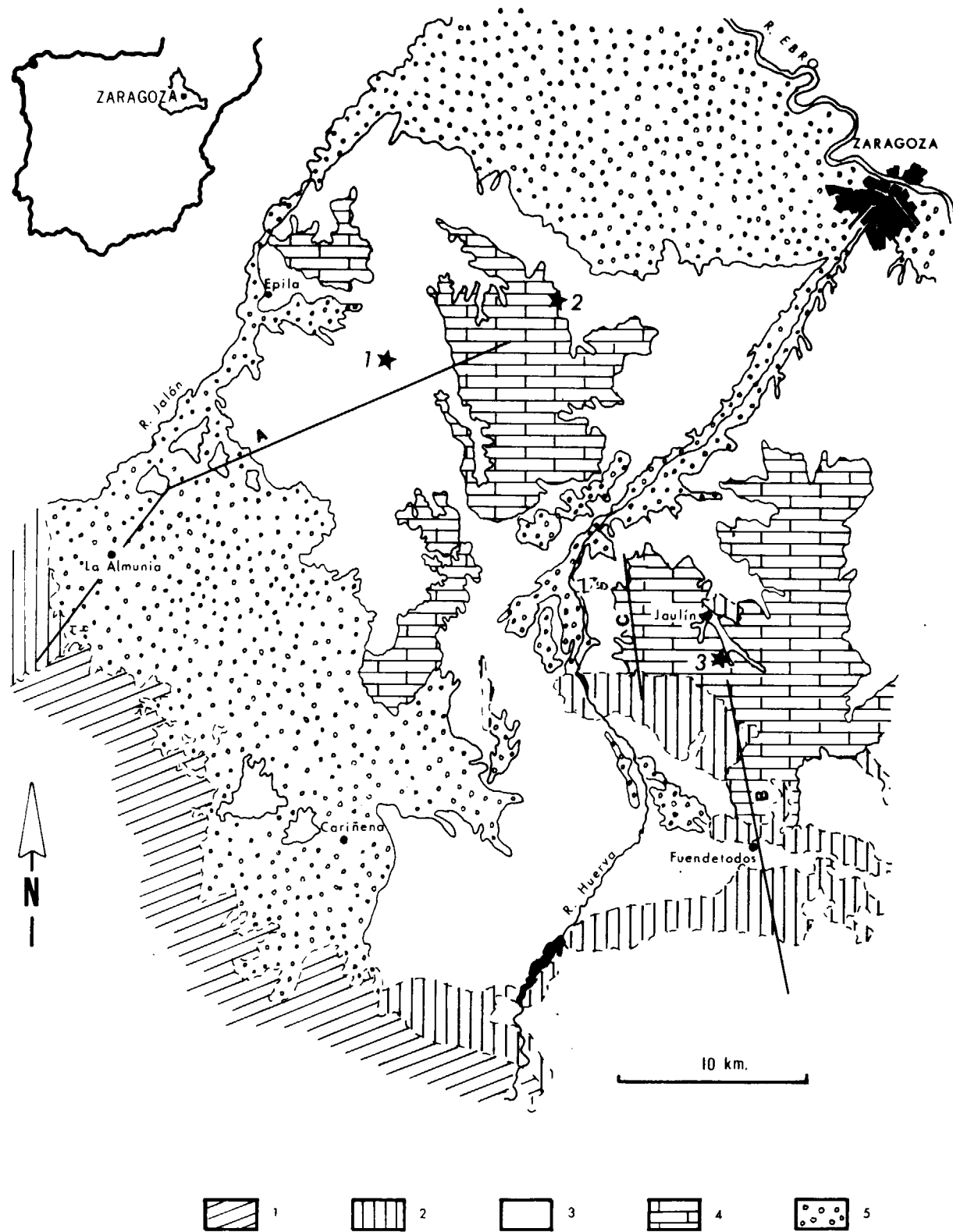


Figura 1.—Situación geológica del área estudiada.—1. Paleozoico.—2. Mesozoico.—3. Neógeno detrítico y yesífero.—4. Neógeno carbonatado.—5. Cuaternario.—A, B y C. Situación de los cortes de la figura 3. Con una estrella se señala la localización de las estaciones de datos microestructurales.

ésta afloran materiales del Paleozoico y Jurásico, fundamentalmente. También se reconocen algunos enclaves de formaciones carbonatadas jurásicas, de extensiones muy dispares, dispersos en el interior de la Depresión. Los de mayor desarrollo son los más meridionales, y presentan un arrasamiento generalizado que enlaza, a su vez, con el techo de la sedimentación carbonatada del Neógeno; otros resultan del vaciado erosivo parcial como consecuencia de la dinámica fluvial cuaternaria. Por lo que respecta al relleno terciario, su litología dominante corresponde a detríticos y evaporitas, especialmente en los tramos bajos de la serie, y carbonatos en los superiores.

La metodología empleada se basa, fundamentalmente, en el estudio de campo, dirigido éste en tres direcciones principales. Por un lado, el análisis macroestructural de las deformaciones que se reconocen en los tramos detríticos y carbonatados neógenos. En segundo lugar, la aplicación de criterios geomorfológicos para el reconocimiento de la actividad tectónica reciente. Por último, el aspecto *dinámico* del trabajo se ha abordado mediante el análisis estadístico de poblaciones de microfallas medidas en tres estaciones distintas cuya ubicación se refleja en el mapa de la figura 1. Con el fin de ordenar la exposición de un modo sencillo, trataremos por separado los dos sectores previamente diferenciados, para pasar a proponer, en último término, un esquema evolutivo de toda la región.

## 2. SECTOR DE LA ALMUNIA-EPILA-LA MUELA

En la parte más occidental de este sector (La Almunia de Doña Godina) se encuentra el contacto de la Depresión del Ebro con la Cordillera Ibérica. A pesar de que se evidencia un fuerte contraste de relieve entre ambas unidades, la observación directa de su contacto geológico se ve dificultada por el extenso desarrollo de glaciares de piedemonte que lo fosilizan (fig. 2). No obstante, la observación de la serie neógena y, sobre todo, de un potente paquete de gravas pliocuaternarias suprayacentes que se encuentran basculadas hacia las sierras ibéricas sugiere la existencia de un contacto mecánico entre estas dos grandes unidades. Esta interpretación fue ya propuesta por nosotros en un trabajo anterior (GUTIÉRREZ et al., 1983) (fig. 4 C) y ha sido incorporada aquí al con-

feccionar el corte estructural general de la figura 3 A.

Por otra parte, entre esta zona de borde y la primera plataforma carbonatada del centro de la Depresión (La Muela) se desarrollan varias alineaciones de cuevas (fig. 2). Estas constituyen el reflejo morfológico de la estructura inclinada que presentan las capas neógenas, con buzamientos en torno a 10° hacia el W y SW. Las alineaciones de cuevas alternan con franjas donde los buzamientos se hacen horizontales y con otras zonas donde, localmente, la inclinación es hacia el E. La resolución geométrica interpretativa de esta estructura aparece reflejada en el corte de la figura 3 A. En la parte derecha del mismo, al pie de La Muela, aparece un afloramiento puntual del Jurásico, con una estructura de pliegue en rodilla que se muestra en detalle en el esquema de la figura 5 A. Las capas neógenas situadas por encima dibujan también, aunque más laxa, una forma anticlinal. Este hecho nos sugiere que todo el conjunto de suaves ondulaciones de la cobertera neógena pueden estar en relación con accidentes más bruscos en el sustrato mesozoico.

Las deformaciones más intensas en los materiales neógenos se han observado en los tramos inferiores de la serie, aflorantes en los alrededores de Epila. Algunos niveles carbonatados experimentan allí un plegamiento hectométrico algo más marcado que los descritos anteriormente (fig. 4 A). Aunque la tendencia general de los ejes sigue una dirección ibérica, algunos pliegues se orientan más próximos a un rumbo E-W (parte superior de la figura 2). A escala de afloramiento también puede observarse localmente la presencia de algún pliegue menor asociado a pequeñas fracturas subverticales (fig. 4 B).

Otras deformaciones siguen registrándose en materiales progresivamente más modernos. En las calizas de facies páramo que coronan La Muela aparecen ondulaciones hectométricas y fallas de desplazamiento métrico, visibles en las trincheras de la carretera nacional Madrid-Zaragoza. Todas estas deformaciones se encuentran arrasadas por una superficie de erosión que constituye el replano morfológico de La Muela. Acerca del basculamiento que presenta el paquete de gravas pliocuaternarias de La Almunia ya hemos hecho referencia en párrafos anteriores, y fue objeto de estudio detallado por GUTIÉRREZ et al. (1983). Finalmente, numerosas fallas se han observado también



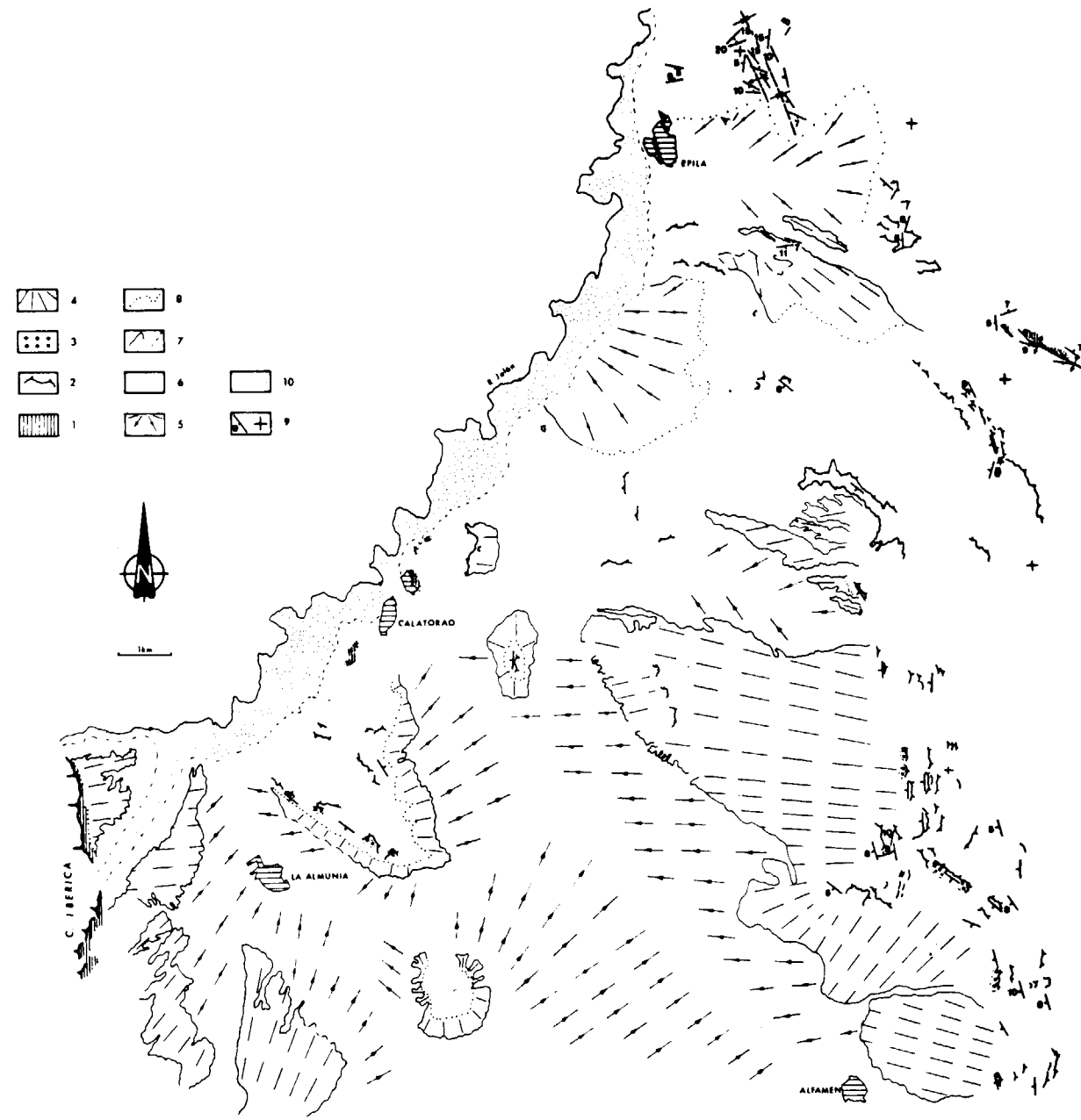


Figura 2.—Mapa morfoestructural del sector La Almunia-Epila. 1. Jurásico.—2. Cuestas en Neógeno.—3. Pliocuaternario.—4. Glacis superior.—5. Glacis inferior.—6. Terrazas del río Jalón.—7. Escarpes de glacis (neto y degradado).—8. Arranque de glacis.—9. Dirección y buzamiento (en grados) de estratificación.—10. Ejes de pliegues.—A-B. Situación del corte de la figura 4-A.

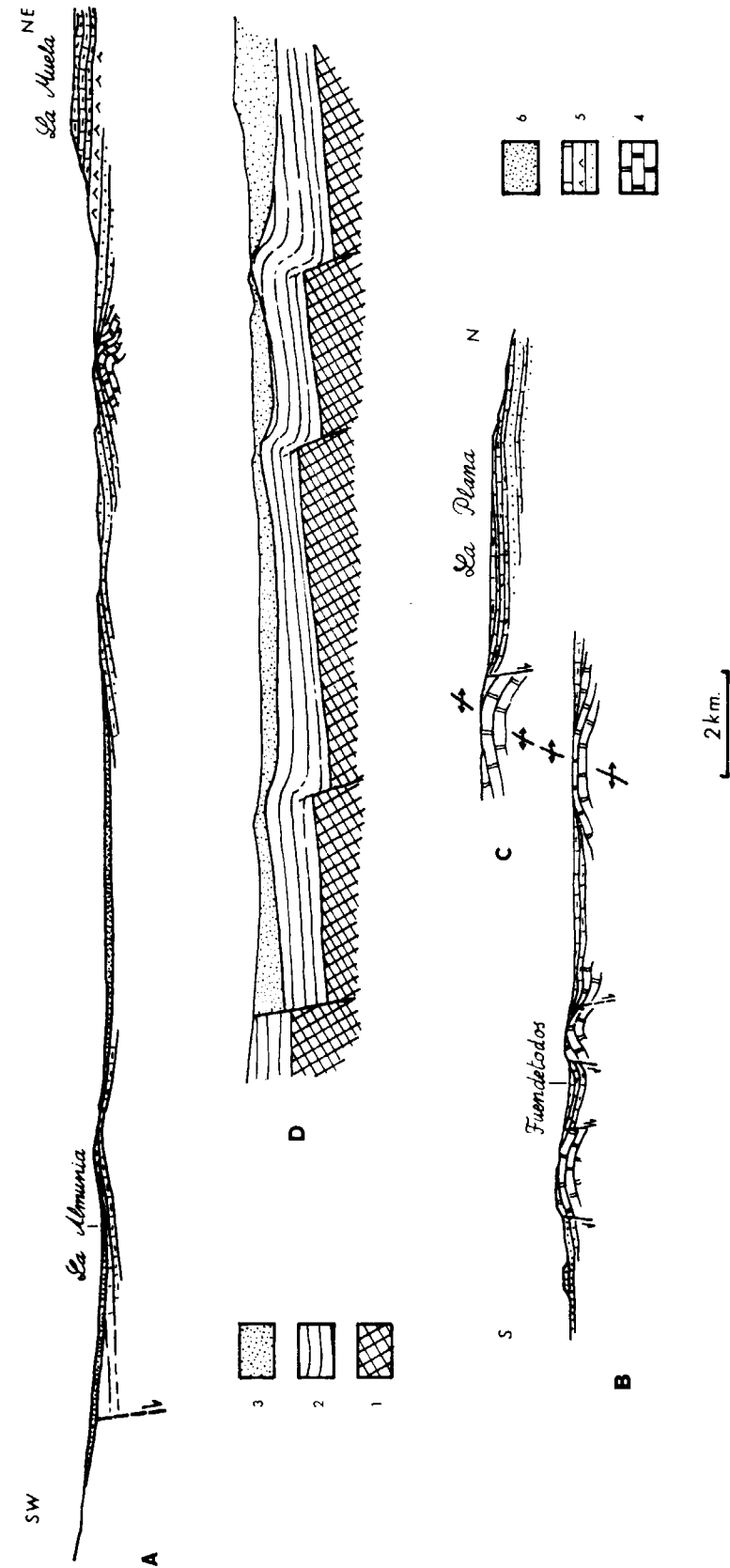


Figura 3.—Cortes esquemáticos de los sectores estudiados. A. La Almunia-La Muela.—B. Fuendetodos.—C. La Plana de Mezalocha.—D. Esquema interpretativo de la estructura profunda en el sector de La Almunia-La Muela.—1. Basamento paleozoico.—2. Cobertura mesozoica.—3. Cenozoico.—4. Jurásico.—5. Neógeno.—6. Cuaternario.



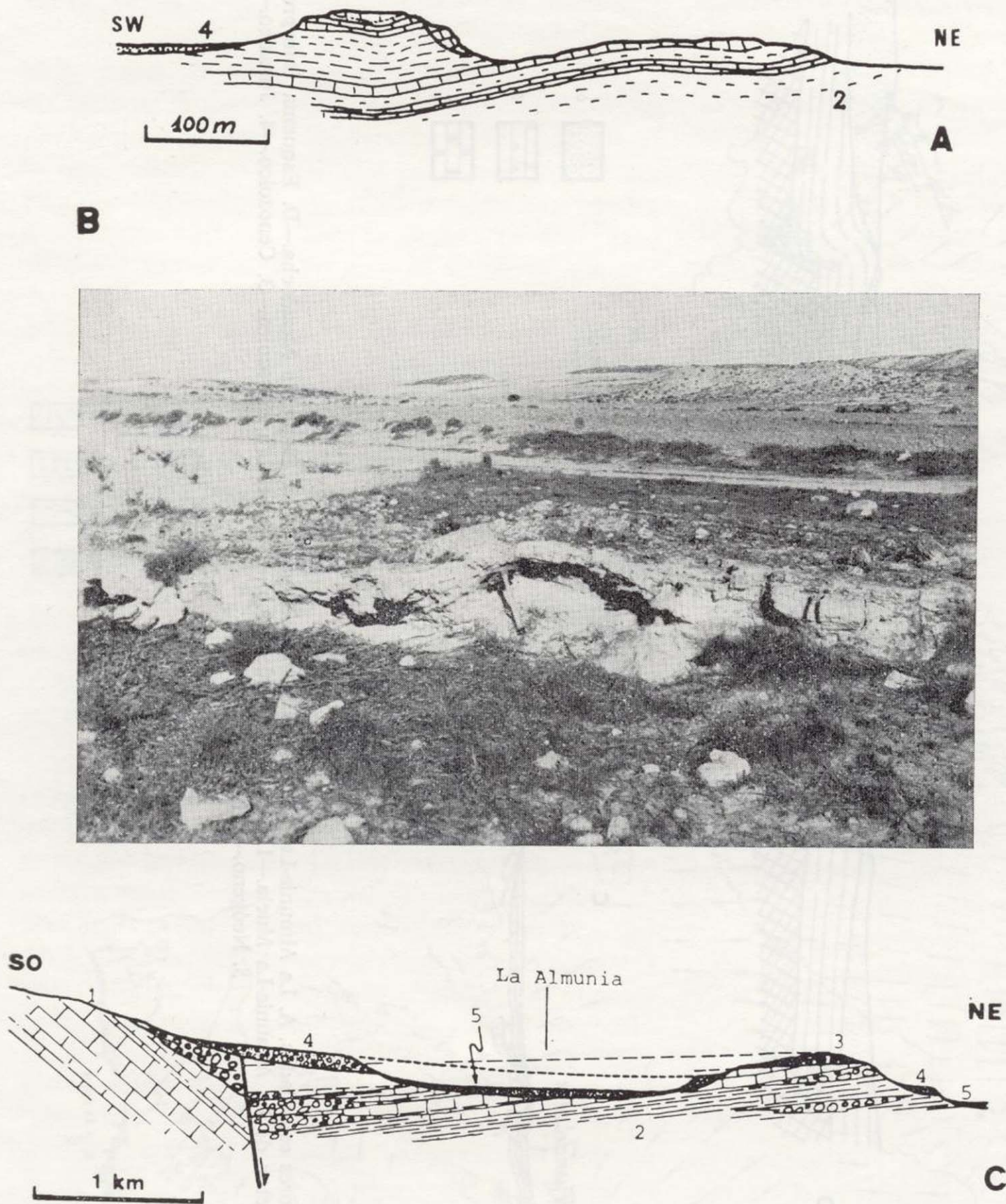


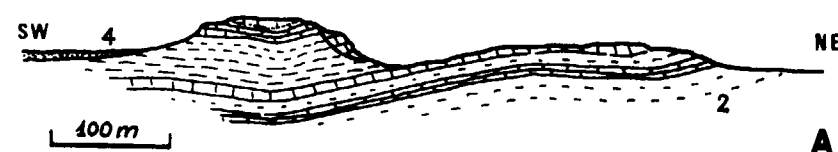
Figura 4.—A. Corte esquemático de los pliegues del área de Epila.—B. Pliegue de escala menor en un banco de calizas neógenas de las cercanías de Epila (eje NW-SE).—C. Corte esquemático del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro en los alrededores de La Almunia (GUTIÉRREZ et al., 1983). 1. Jurásico. 2. Neógeno. 3. Pliocuatrnario. 4 y 5. Glacis cuaternarios.

en los glacis cuaternarios, tanto en las proximidades de La Almunia como en otros puntos próximos a La Muela. Por ejemplo, en la carretera nacional, 1 km. al W del desvío a Epila, aparece un plano de falla poniendo en contacto el neógeno detrítico con la cubierta de uno de los glacis, denotando un desplazamiento mínimo de 2-3 m.

Con el fin de analizar el o los regímenes tectónicos bajo los cuales se han producido las deformaciones descritas hasta aquí, se ha realizado el estudio microestructural de la fracturación obser-

vada en dos estaciones, utilizando métodos que permiten interpretar, a partir de ella, los tensores de esfuerzos actuantes. En la primera de estas estaciones (Epila, fig. 5) se han tomado medidas de la fracturación que afecta a las calizas del afloramiento jurásico mencionado en el corte de la figura 3 A. Aunque no son datos directos de la deformación del Neógeno, la peculiar situación estructural en que se encuentra la estación, junto con la coherencia micro-macroestructural que reflejan los resultados del análisis, permiten conside-





B

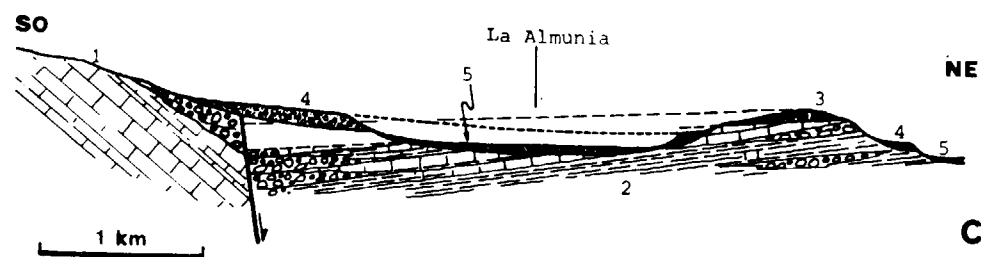


Figura 4.—A. Corte esquemático de los pliegues del área de Epila.—B. Pliegue de escala menor en un banco de calizas neógenas de las cercanías de Epila (eje NW-SE).—C. Corte esquemático del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro en los alrededores de La Almunia (GUTIÉRREZ et al., 1983). 1. Jurásico. 2. Neógeno. 3. Pliocuatrnario. 4 y 5. Glacis cuaternarios.

en los glacis cuaternarios, tanto en las proximidades de La Almunia como en otros puntos próximos a La Muela. Por ejemplo, en la carretera nacional, 1 km. al W del desvío a Epila, aparece un plano de falla poniendo en contacto el neógeno detrítico con la cubierta de uno de los glacis, denotando un desplazamiento mínimo de 2-3 m.

Con el fin de analizar el o los regímenes tectónicos bajo los cuales se han producido las deformaciones descritas hasta aquí, se ha realizado el estudio microestructural de la fracturación obser-

vada en dos estaciones, utilizando métodos que permiten interpretar, a partir de ella, los tensores de esfuerzos actuantes. En la primera de estas estaciones (Epila, fig. 5) se han tomado medidas de la fracturación que afecta a las calizas del afloramiento jurásico mencionado en el corte de la figura 3 A. Aunque no son datos directos de la deformación del Neógeno, la peculiar situación estructural en que se encuentra la estación, junto con la coherencia micro-macroestructural que reflejan los resultados del análisis, permiten conside-

rar estos últimos como suficientemente representativos del régimen tectónico existente durante el inicio de la sedimentación neógena. Las fallas medidas en esta estación presentan dirección dominante NW-SE y componente normal de desplazamiento (fig. 5 B). El diagrama de diedros rectos (PEGORARO, 1972; ANGELIER y MECHLER, 1977) refleja una dirección de extensión subhorizontal en torno a 030 y un eje de máxima compresión próximo a la vertical (fig. 5 C). El diagrama y-R (SIMÓN GÓMEZ, 1983, 1986) confirma esa orientación del eje de extensión  $\sigma_3 = \sigma_x$  ( $\sigma_2 = \sigma_y$  en 110-120;  $\sigma_1 = \sigma_z$  vertical) (fig. 5 D). El nudo de este último diagrama refleja un valor de la relación de esfuerzos  $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$  próximo a 1, correspondiendo, por tanto, a un régimen de esfuerzos próximo a la distensión uniaxial.

La segunda estación estudiada se localiza en la vertiente oriental de La Muela (fig. 6) e incluye deformaciones que afectan a los tramos más altos de la serie neógena. Se han diferenciado tres afloramientos aislados espacialmente, en los que la toma de datos y el análisis posterior se ha hecho por separado. No obstante, los resultados en todos ellos son bastante coherentes y reflejan, a la vez, claras diferencias con respecto al tensor de esfuerzos obtenido en la estación 1. En los afloramientos 2.1 y 2.2 la dirección de las fallas analizadas, todas normales bastante puras, es muy variable. Ello se refleja en los diagramas de diedros rectos en máximos de extensión horizontal bastante dispersos. En el afloramiento 2.3 la presencia de una sola familia bien marcada de fallas NW-SE da lugar a un diagrama con una dirección de extensión algo más definida. No obstante, en los tres casos el diagrama y-R coincide en apuntar hacia un régimen de esfuerzos tendente a la distensión radial: ausencia de nudos bien delimitados o multiplicación de los mismos, y predominio total de tramos horizontales de las curvas en valores de R considerablemente altos (con frecuencia mayores de 10).

### 3. SECTOR FUENDETODOS-MEZALLOCHA-JAULIN

A diferencia de lo que ocurría en el sector de La Almunia, el contacto entre la Depresión del Ebro y la Cadena Ibérica es aquí más gradual, apareciendo diseminados diferentes afloramientos

básicamente jurásicos dentro de la depresión terciaria. En las figuras 3-B y C se refleja esta situación y a la par se pone de manifiesto el estilo estructural de este sector. Se observa que los afloramientos mesozoicos coinciden con bloques elevados, topográficamente dominantes, separados por estrechas fosas tectónicas ocupadas esencialmente por los materiales neógenos. No obstante, en el borde meridional del Macizo jurásico de Mezalocha la caliza de facies páramo presenta una disposición transgresiva con respecto al Mesozoico, sin que se aprecien signos de diastrofismo posterior. Las fallas que limitan las fosas se interpretan en superficie a partir de los resaltes topográficos que ocasionan, de los choques bruscos del Neógeno contra el Mesozoico y de arrastres de falla observados en las calizas del páramo. Sólo en el borde del bloque jurásico de Fuentetodos se aprecia una flexura monoclinial, tanto en el Mesozoico como en el Terciario, sin presencia de contacto mecánico visible en superficie, si bien éste debe de existir en profundidad.

Los bloques jurásicos muestran un arrasamiento generalizado que, al sur del Macizo de Mezalocha, enrasa con el techo de las formaciones carbonatadas de la Depresión del Ebro. Este aplanamiento corresponde a la *superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica* (PEÑA et al., 1984). Dicha superficie aparece dislocada en relación con el sistema de fosas, pudiendo utilizarse como criterio de evaluación de la magnitud de los desplazamientos (éstos son, por lo general, inferiores a 100 m.). Por otra parte, el contacto del borde septentrional del Macizo de Mezalocha se realiza igualmente por una falla en la que se aprecia un importante arrastre en los estratos del bloque hundido; además, se reconoce otra extensa superficie de erosión encajada en la anterior que bisela tanto la zona de contacto como las calizas del páramo suavemente alabeadas que coronan la Plana de Mezalocha. Las dos superficies de erosión mencionadas, respectivamente anterior y posterior al movimiento de la falla de Mezalocha, se designan por S<sub>2</sub> y S<sub>3</sub> en los cortes de las figuras 3 B y 3 C.

La única estación analizada en este sector se localiza en las proximidades de Jaulín sobre materiales carbonatados de la parte superior de la serie neógena. Las excepcionales condiciones de afloramiento y el mayor número de medidas tomadas confieren a esta estación un valor especial

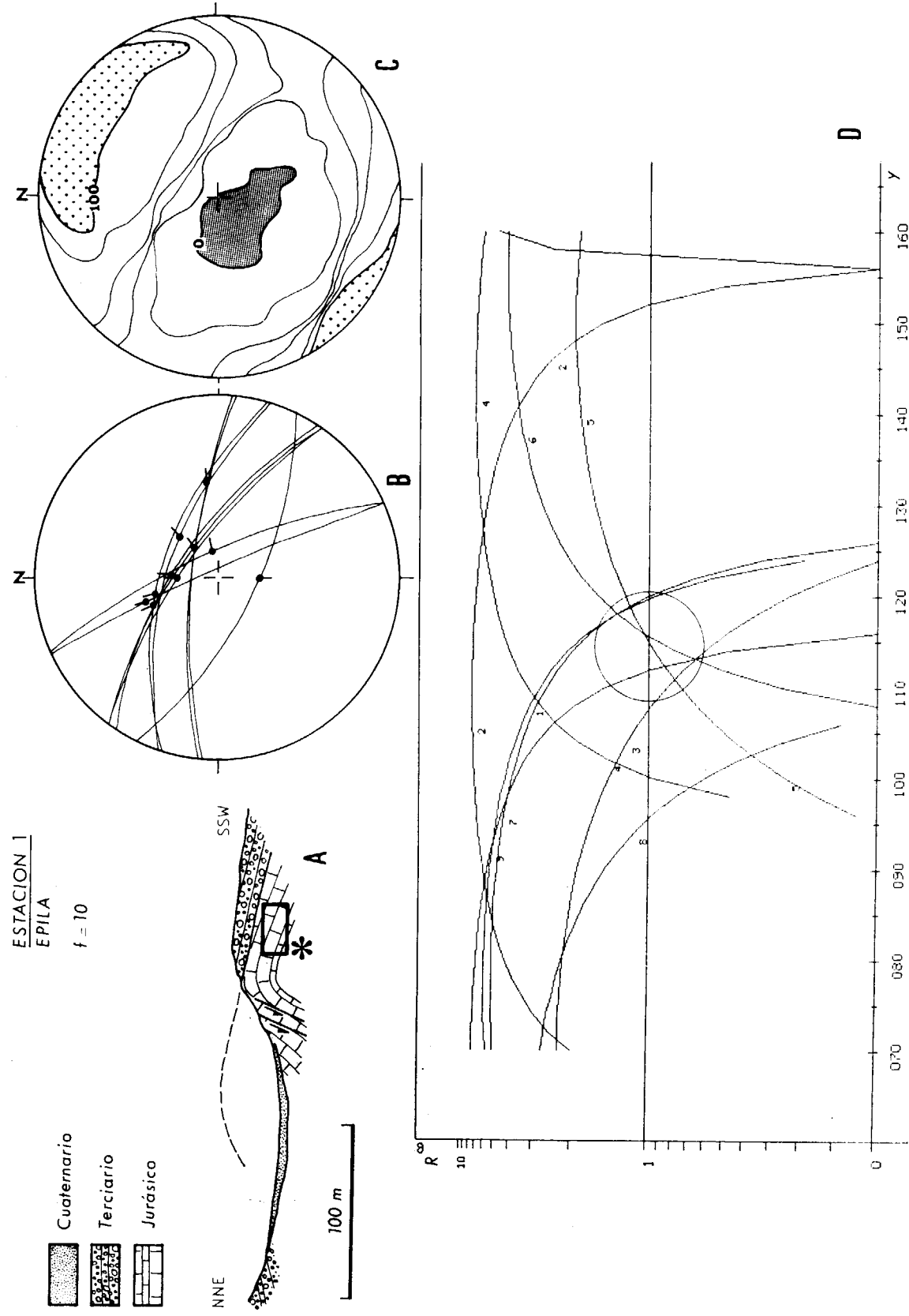
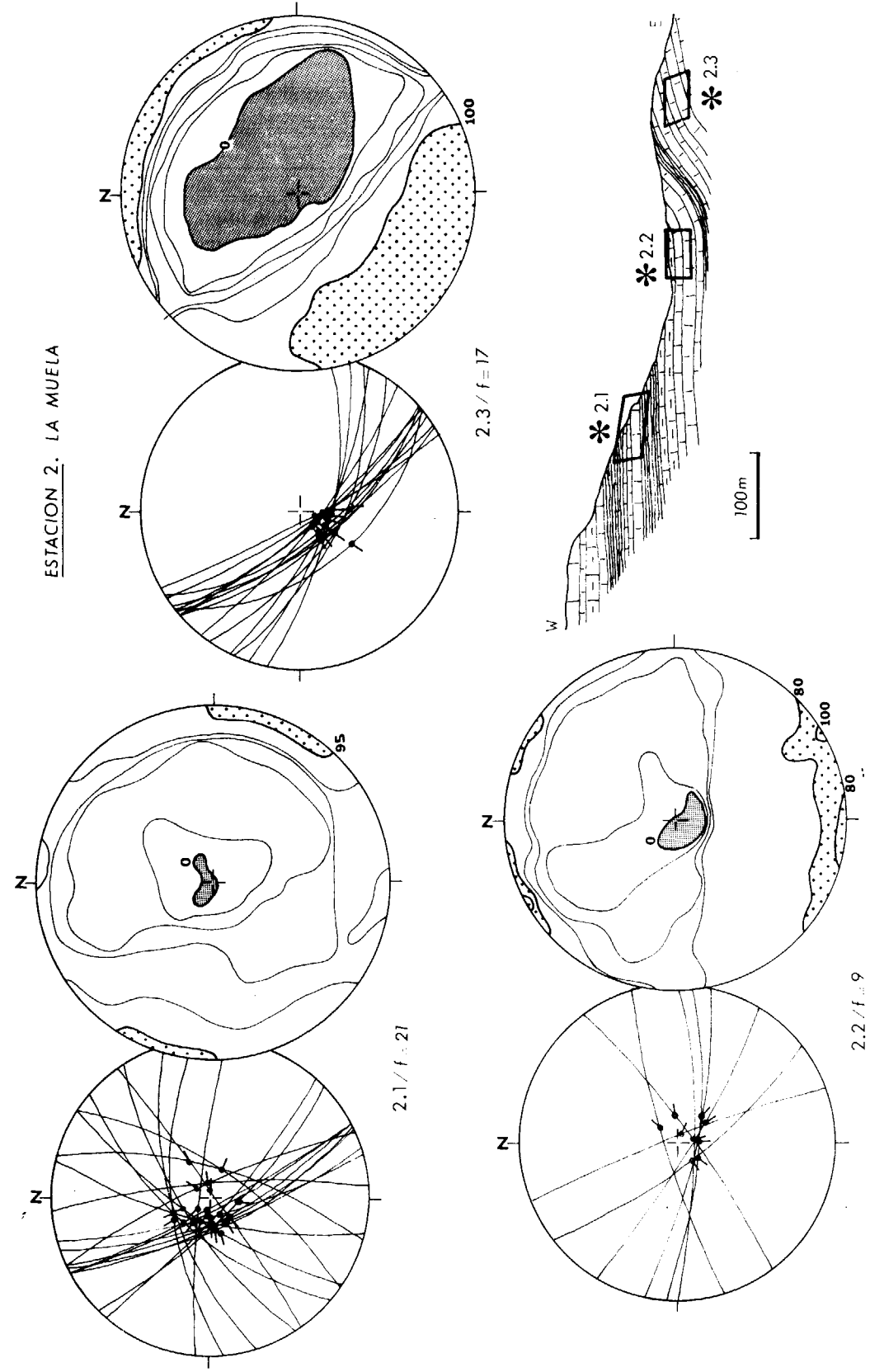


Figura 5.—Análisis estructural de la estación de Epila.—A. Esquema del afloramiento (con un asterisco se señala la localización de las fallas medidas).—B. Planos y estrías de microfallas (proyección estereográfica, hemisferio inferior).—C. Diagrama de diédros rectos. Isolíneas de 0, 20, 40, 60, 80 y 100 por 100 de fallas compatibles con un eje de extensión. Punteado: campo de extensión, reticulado: campo de compresión.—D. Diagrama y -R.





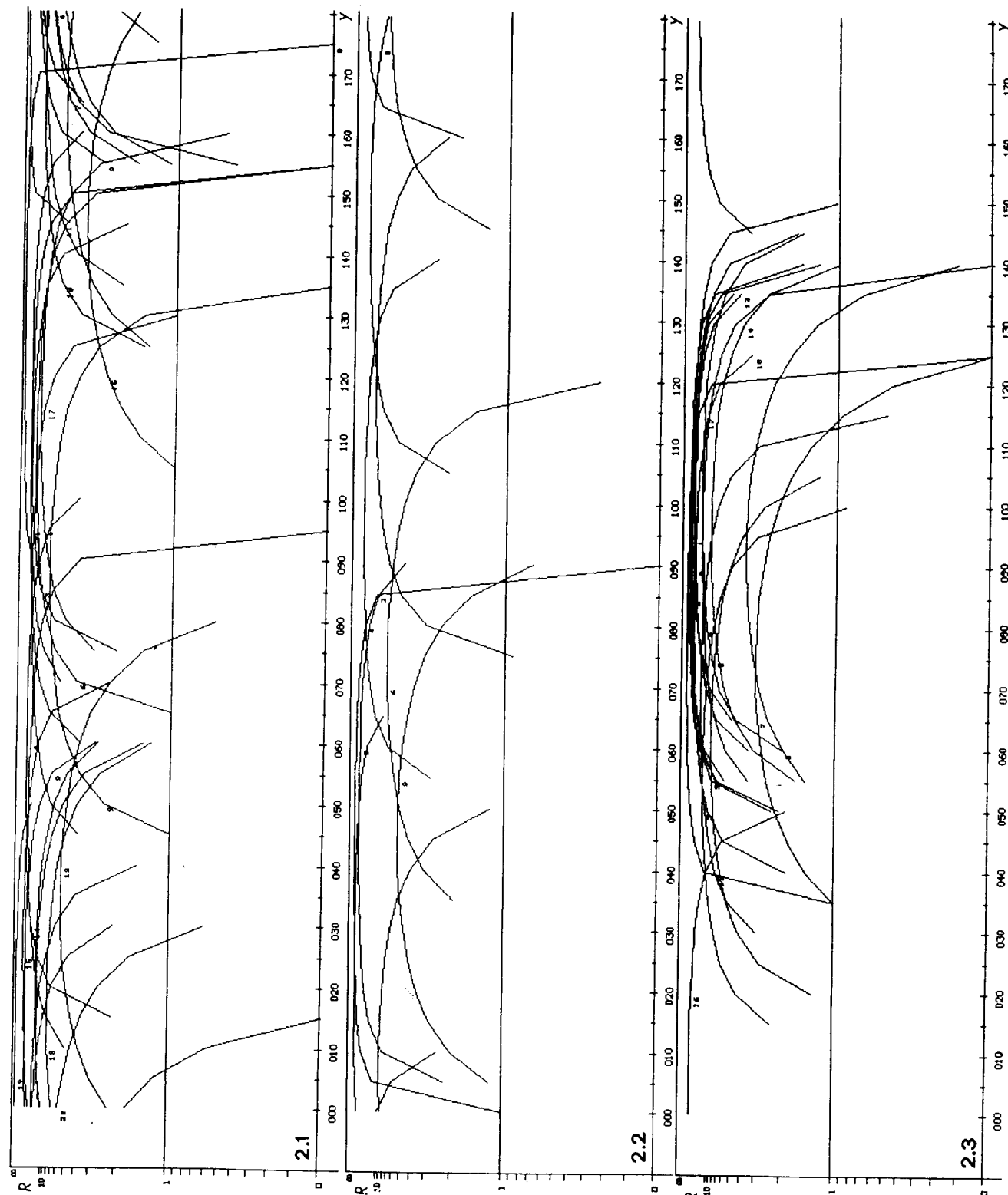


Figura 6.—Análisis estructural de la estación de La Muela y esquema de situación de los afloramientos estudiados. La simbología es la misma que la de la figura 5.

en cuanto representativa de la tectónica finipostneógena. La dispersión total de las direcciones de fallas, así como los cabeceos de las estrias de deslizamiento sobre éstas (siempre próximos a  $90^\circ$ ), dan lugar a un diagrama de diedros rectos típico de un régimen de extensión radial: un 80 por 100 de las fallas son compatibles con cualquier dirección de  $\sigma_3$  en un rango de casi  $360^\circ$ . El diagrama y-R, perfectamente coherente con los resultados anteriores, muestra varios nudos más o menos nítidos en direcciones de  $\sigma_y = \sigma_2$  en torno a 020-050, 080, 120 y 140-170, siempre con valores de R próximos a 10. Es evidente que todas estas fallas han debido de formarse bajo un tensor con valores de  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  muy próximos entre sí y, con toda probabilidad, intercambiados mutuamente en algunos momentos de la evolución (fig. 7).

#### 4. RASGOS FUNDAMENTALES DE LA EVOLUCION NEOTECTONICA. DISCUSION Y CONCLUSIONES

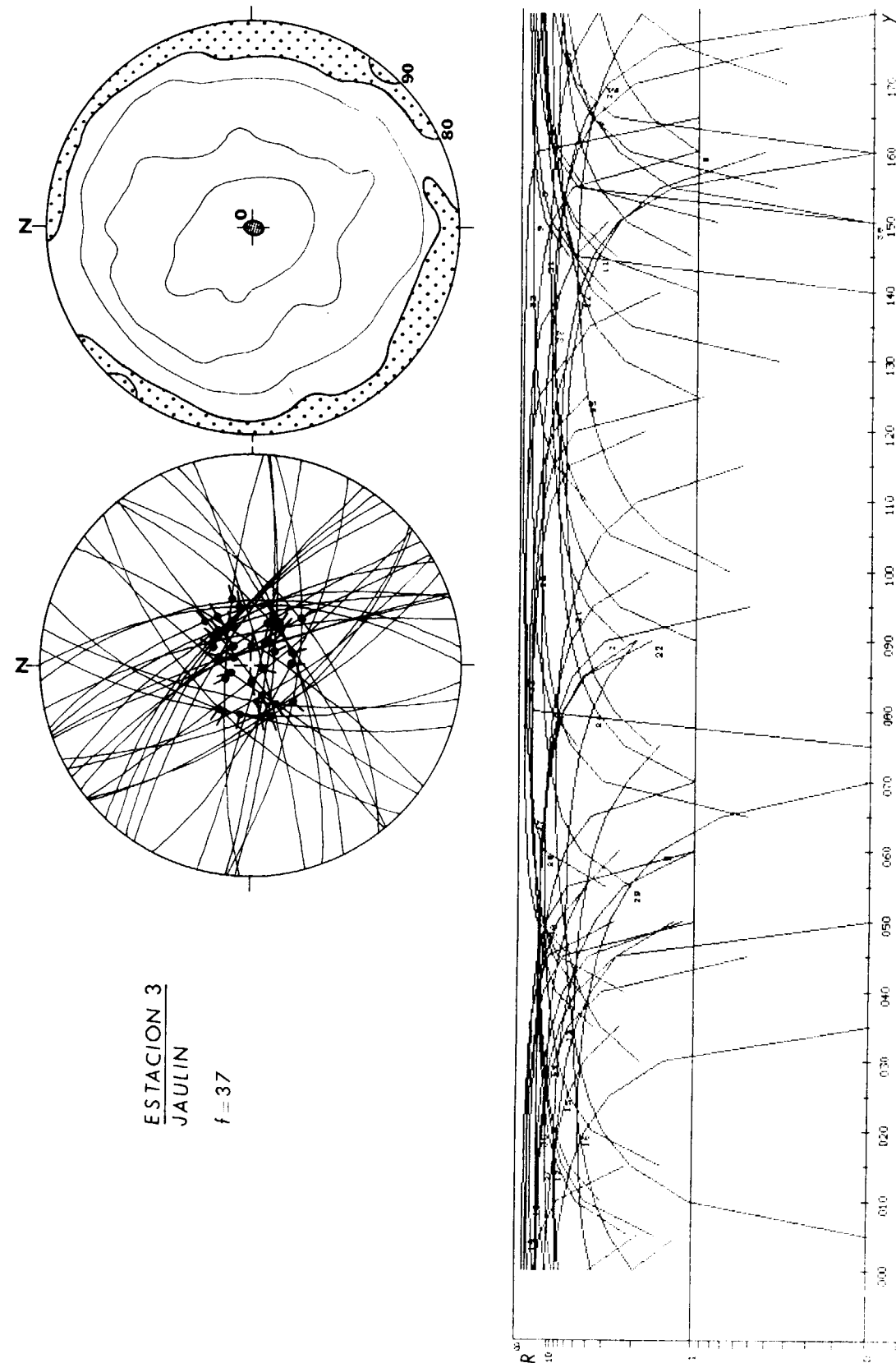
Las formaciones terciarias más antiguas englobadas en nuestro estudio, afectadas por un ligero plegamiento, son las que aparecen entre la base de La Muela y La Almunia-Epila. Aunque desafortunadamente carecemos de dataciones paleontológicas en estos depósitos, es probable que puedan tener una edad equiparable a la Unidad Media de las unidades tectosedimentarias descritas en el área de Villanueva de Huerva por PÉREZ et al. (1985), a la que estos autores consideran Aragoniense. Teniendo en cuenta que en la Cordillera Ibérica se registran deformaciones compresivas hasta el Aragoniense Medio-Superior (SIMÓN GÓMEZ, 1983; PARICIO, 1985), no es aventurado interpretar, al menos alguno de los pliegues citados, como producto de un régimen compresivo. No obstante, este extremo no ha podido ser comprobado mediante el análisis dinámico de estructuras frágiles. Por el contrario, el primer tensor de esfuerzos identificado, actuante probablemente en etapas tempranas de la sedimentación neógena, es una distensión unidireccional según 030. Esta coincide exactamente con la encontrada por CASAS (1985) en el borde norte de la Cordillera Ibérica (área de Alcaine), a la que se llegaba gradualmente desde la última compresión SE por intercambio de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . Tal situación está en consonancia con el valor de R próximo a 1 ( $\sigma_1 \approx \sigma_2$ ) hallado en la estación de Epila.

El pliegue en rodilla de las capas jurásicas en la estación 1 (Epila) resulta coherente con ese tensor de esfuerzo, siempre que sea considerado como una estructura de revestimiento sobre una falla normal del sustrato. Algunos planos estriados de falla normal que aparecen prácticamente paralelos al flanco erguido del mismo abogan por esta posibilidad. En realidad, éste podría ser el estilo estructural del Mesozoico bajo las demás cuevas cartografiadas en el sector de La Almunia-Epila-La Muela. Ello nos llevaría a una interpretación de bloques del basamento, basculados por efecto de fallas normales sintéticas con el límite tectónico entre la Cordillera y la Depresión (fig. 3 D), que da cuenta bastante bien de la geometría de las deformaciones observadas en el Neógeno y brinda una explicación alternativa para los pliegues laxos de Epila.

El régimen tectónico interpretado a partir de las deformaciones observadas en depósitos terminales de la serie neógena, aun manteniéndose distensivo, varía considerablemente con respecto al descrito anteriormente. En todos los casos se obtiene un tensor de distensión radial, similar al descrito por SIMÓN GÓMEZ (1983, 1984), en el sector centro-oriental de la Ibérica para el período Plioceno Superior-Cuaternario. También dentro de la Depresión del Ebro parece que es ese mismo régimen de distensión radial el que domina la deformación intracuaternaria (SIMÓN y SORIANO, 1985).

Durante una gran parte del Neógeno, separando las dos etapas distensivas que hemos descrito, se mantiene un período de relativa calma tectónica durante el cual se elabora la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica ( $S_2$ ). Coincidiendo con la etapa final de su generación, tiene lugar el inicio del levantamiento de los márgenes de la Cordillera Ibérica, que se registra en la serie carbonatada superior neógena por la presencia de materiales detríticos groseros intercalados en la misma (GUTIÉRREZ et al., 1982). Estos movimientos son los premonitores de la posterior etapa de distensión radial bajo la cual se desarrolla la morfoestructura fundamental de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. En el curso de la misma se generan asimismo las pequeñas fosas tectónicas de las cercanías de Fuendetodos.

Con posterioridad a una parte de las deformaciones finineógenas registradas en la región (La Plana de Mezalocha y La Muela) se produce una



ESTACION 3  
JAULIN  
f = 37

Figura 7.—Análisis estructural de la estación de Jaulín. La simbología es la misma que la de la figura 5.

nueva etapa de arrasamiento que origina otra superficie de erosión ( $S_2$ ), encajada en la anterior, bajo la cual aquéllas quedan cepilladas. Claramente por debajo de este último aplanamiento se observan los depósitos tipo «raña», que constituyen el sistema de glaciares pliocuaternarios ( $S_4$ ). Las superficies  $S_2$ ,  $S_3$  y  $S_4$  presentan una equivalencia con las B, C y D de GLADFELTER (1971) y con las  $M_3$ ,  $M_2$  y  $M_1$  de SCHWENZNER (1937), respectivamente. Por otra parte, existe una superficie anterior a todas ellas ( $S_1$ ) que igualmente se correlaciona con la superficie A y Dachfläche de estos dos autores.

Los niveles pliocuaternarios, así como los glaciares y terrazas cuaternarios, son, a la vez, afectados por episodios posteriores de deformación que se prolongan probablemente hasta el Holoceno (SIMÓN y SORIANO, 1985). En el curso de uno de ellos se produce la reactivación de la falla principal del borde de la Cordillera Ibérica, basculando las gravas pliocuaternarias de La Almunia.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANGELIER, J., y MECHLER, P.: *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits*. Bull. Soc. Geol. France (7), XIX (6), pp. 1309-1318 (1977).
- BOMER, B., y RIBA, O.: *Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra*. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos. Tomo V, Comunic. Tema 6, pp. 13-21. Servicio Geológico de O. Públicas (1962).
- CASAS SAINZ, A.: *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias. Univ. Zaragoza. 162 pp. (1985).
- GALLART, F.; CALVET, J., y CLOTET, N.: *Observaciones geomorfológicas en el sector sur del Pla d'Urgell. Posible influencia de deformaciones en el origen de esta depresión*. Acta Geol. Hisp., 19 (2):75-80 (1984).
- GLADFELTER, B. G.: *Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin*. The University of Chicago. Department of Geography. Research paper núm. 130, 204 pp. (1971).
- GUTIÉRREZ, M.; MELÉNDEZ, A., y SORIANO, A.: *Las series terminales neógenas en el sector centromeridional de la Depresión del Ebro y su relación con la morfogénesis*. Bol. Geol. y Min., t. XCIII-VI, pp. 465-469 (1982).
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Tectónica cuaternaria en el área de La Almunia (Prov. de Zaragoza)*. Cuadernos del Laboratorio Geológico de Laxe, núm. 5, pp. 421-428 (1983).
- PARICIO, J.: *La unidad inferior neógena del valle medio del Mijares (Cordillera Ibérica)*. Teruel (en prensa) (1985).
- PEGORARO, O.: *Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse III<sup>ème</sup> cycle. U.S.T.L. Montpellier, 41 pp. (1972).
- PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; LOZANO, M. V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, M. A., y YETANO, L. M.: *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 pp. (1984).
- PÉREZ, A.; AZANZA, B.; CUENCA, G.; PARDO, G., y VILLENNA, J.: *Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (Prov. de Zaragoza)*. Estudios Geológicos (en prensa) (1985).
- PÉREZ-LORENTE, F.: *La neotectónica en La Rioja. Algunos aspectos morfológicos*. I Col. Geog. Rioja, 9-23 (1985).
- SCHWENZNER, J.: *Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes*. Geogr. Abhandl., t. X, 128 pp. Stuttgart (1937).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental*. Bol. Geol. y Min., XCIV-IV, pp. 281-290 (1983).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto Estudios Turolenses, 269 pp. (1984).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain)*. Tectonophysics (en prensa) (1986).
- SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza*. Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico, pp. 329-343 (1985).
- SIMÓN, J. L., y SORIANO, A.: *Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain*. Geol. Mag. 123 (1), pp. 45-57 (1986).
- SOLÉ SABARIS, L.: *Terrazas Cuaternarias deformadas de la Cuenca del Ebro*. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona. Tercera época, núm. 634, vol. XXXI, núm. 7 (1953).

Recibido: Diciembre de 1985.



## Nota preliminar sobre una pluma penna del yacimiento eocretácico de la Pedrera de Meiá (Lérida)

Por J. E. GOMEZ PALLEROLA

### RESUMEN

Primer descubrimiento de una pluma penna (rémige o rectriz) en las calizas litográficas del Cretácico Inferior del Montsec (Lérida).

### ABSTRACT

First discovery of one fossil penna feather in the lithographic limestones of Lower Cretaceous of Montsec (Lérida), Spain.

### INTRODUCCION

Los yacimientos eocretácicos del Montsec (La Pedrera y La Cabrúa) han suministrado hasta la fecha nueve plumas de cobertura o tectrices. La primera de ellas fue descrita por FERRER CONDAL en 1954, otras dos aparecen citadas en el trabajo de LACASA RUIZ en 1981. Finalmente, este último autor hace un estudio conjunto de todas (1985).

La atribución de estos vestigios fósiles a plumas de ave se basa de manera principal en las secuencias puntiformes de las bárbulas que corresponden a los depósitos pigmentarios situados en las intersecciones de los artejos de las mismas.

### DESCRIPCION DEL NUEVO MATERIAL FOSIL

Acabo de recoger del yacimiento de La Pedrera de Meiá una pluma penna (rémige o rectriz) que es la primera hallada en el Montsec, y de cuyo tipo sólo tenemos noticia de que se haya encontrado otra (aislada) en el mundo.

La pluma que presentamos a continuación tiene una longitud visible de 56 mm. Le falta una pequeña porción de la parte basal del raquis y el cálamo (véase fotografía).

El raquis se manifiesta de forma clara y sólo

desaparece su impresión en la parte distal del mismo, donde la profusión de las barbas nos impide ver su trayectoria.

En la base visible del raquis, la anchura es de 1,2 mm.

La amplitud máxima del vexilo es de 13 mm.

La parte distal del raquis aparece redondeada.

El vexilo o lámina es asimétrico, siendo las barbas de la parte derecha de mayor longitud que las de la izquierda. Aunque dicha asimetría no es muy acentuada.

El raquis aparece ligeramente curvado a la derecha, acentuándose la curvatura hacia la zona próxima al cálamo. Este se presenta por su cara cóncava, ya que se aprecia el surco longitudinal característico de las plumas actuales, aunque su recorrido no sea muy claro.

No observamos diferencia de coloración alguna en el entramado formado por las barbas y las bárbulas. En cambio, en el recorrido del raquis se observa restos de pigmentación en algunas zonas del mismo.

Las barbas son de aspecto más rígido que en las plumas de cobertura halladas con anterioridad en el yacimiento.



Las bárbulas aparecen dispuestas simétricamente e inclinadas en ambos lados de las barbas. No hemos podido ver las posibles barbicelas en el ejemplar.

La parte basal del raquis es donde se conserva mejor la estructura de barbas y bárbulas.

Esta pluma consta de impresión y contraimpresión y se conserva en la colección del autor.

### RESUMEN DE LAS AVES FOSILES DEL MESOZOICO

El material fósil mesozoico conocido en la actualidad de restos de aves es el siguiente:

Cinco ejemplares de *Archaeopteryx* y una pluma aislada, procedentes del Portlandense Inferior de Solnhofen.

Tres pequeñas plumas de cobertura aisladas provenientes de Koomwarra, Victoria (Australia), del Neocomiense.

Restos de pequeñas plumas del ámbar del sur del Líbano, del Hauteriviense (Neocomiense).

Y las nueve plumas de cobertura del Montsec, que también pueden datarse del Neocomiense.

La pluma penna hallada en Solnhofen von Meyer, 1861, está completa y mide 68 mm. de longitud y 11 de vexilo, siendo éste asimétrico; es probable que se trate de una pluma rémige.

### CONSIDERACIONES FINALES

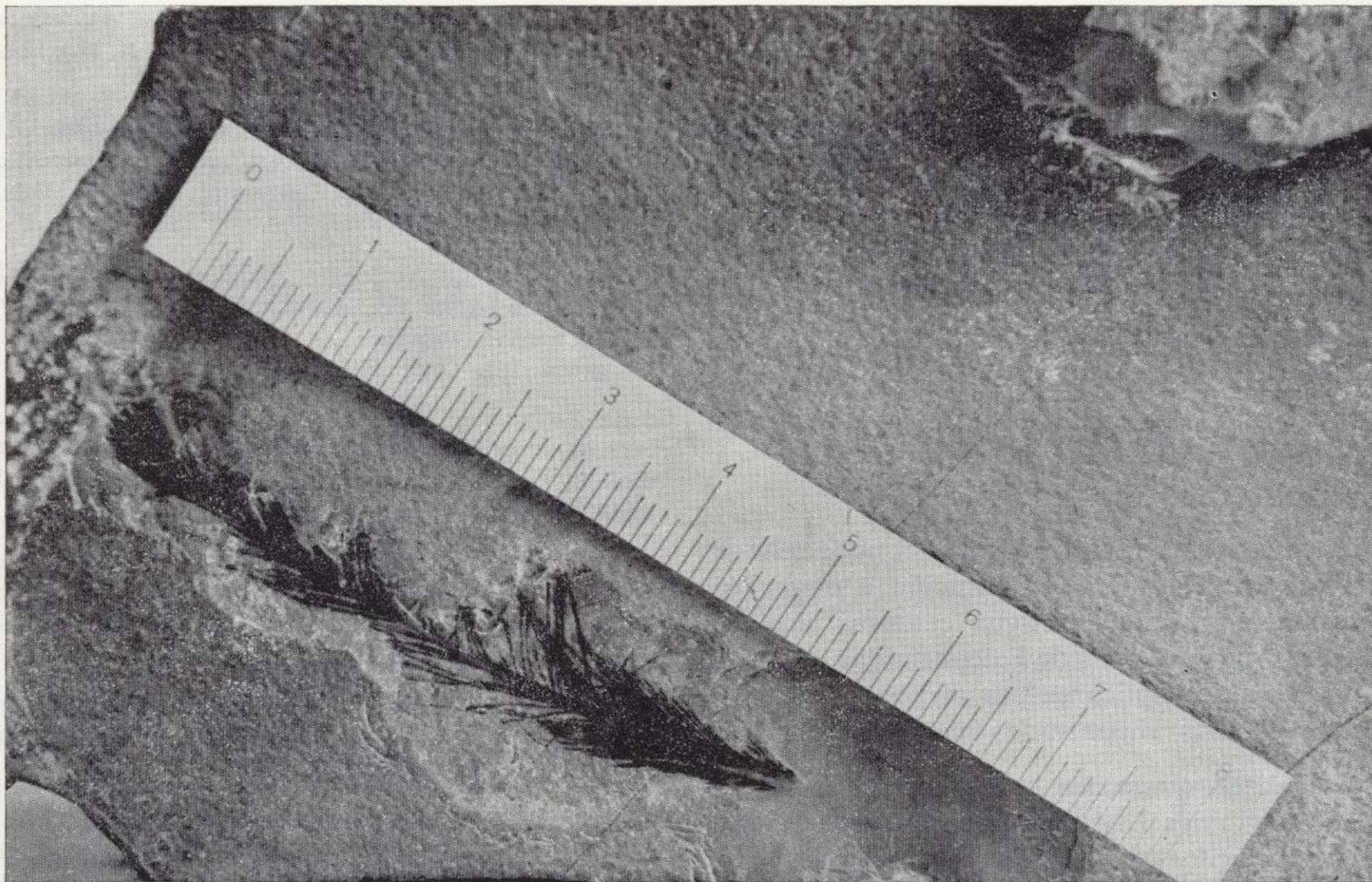
Ante la falta de datos que poseemos, aunque la pluma que presentamos tenga cierto parecido con la hallada en Solnhofen consideramos oportuno no englobarla dentro de aquel género.

En el trabajo de LACASA RUIZ, 1985, se propone la creación del nuevo género *Ilerdopteryx viai* para las nueve plumas del Montsec.

En mi opinión creo que sería más correcto el atribuir estas plumas a las aves sin precisar género ni especie.

En consecuencia, la pluma que he presentado en esta nota preliminar la consideramos tan sólo como pluma de ave, sin atribuirla a ningún género en concreto.





Las bárbulas aparecen dispuestas simétricamente e inclinadas en ambos lados de las barbas. No hemos podido ver las posibles barbículas en el ejemplar.

La parte basal del raquis es donde se conserva mejor la estructura de barbas y bárbulas.

Esta pluma consta de impresión y contraimpresión y se conserva en la colección del autor.

#### RESUMEN DE LAS AVES FOSILES DEL MESOZOICO

El material fósil mesozoico conocido en la actualidad de restos de aves es el siguiente:

Cinco ejemplares de *Archaeopteryx* y una pluma aislada, procedentes del Portlandense Inferior de Solnhofen.

Tres pequeñas plumas de cobertura aisladas provenientes de Koomwarra, Victoria (Australia), del Neocomiense.

Restos de pequeñas plumas del ámbar del sur del Líbano, del Hauteriviense (Neocomiense).

Y las nueve plumas de cobertura del Montsec, que también pueden datarse del Neocomiense.

La pluma penna hallada en Solnhofen von Meyer, 1861, está completa y mide 68 mm. de longitud y 11 de vaxilo, siendo éste asimétrico; es probable que se trate de una pluma rémige.

#### CONSIDERACIONES FINALES

Ante la falta de datos que poseemos, aunque la pluma que presentamos tenga cierto parecido con la hallada en Solnhofen consideramos oportuno no englobarla dentro de aquel género.

En el trabajo de LACASA RUIZ, 1985, se propone la creación del nuevo género *Ilerdopteryx viai* para las nueve plumas del Montsec.

En mi opinión creo que sería más correcto el atribuir estas plumas a las aves sin precisar género ni especie.

En consecuencia, la pluma que he presentado en esta nota preliminar la consideramos tan sólo como pluma de ave, sin atribuirle a ningún género en concreto.



En cuanto a la semejanza de estas plumas con ciertos vegetales filiformes, parece totalmente comprobada su diferente estructura.

Se observa también en nuestro ejemplar la total ausencia de materia carbonosa propia de los vegetales. Ahora bien, la certeza total y absoluta la tendremos el día que aparezcan sobre el esqueleto del ave.

También consideramos como una cosa curiosa el que algunas de las plumas aparezcan rotas por el raquis, ya que la consistencia e impermeabilidad del mismo hace que su fragmentación sea muy difícil.

Igualmente encontramos anómalo el poco relieve que ofrece el raquis en comparación a otros fósiles encontrados en la antigua cantera (alas de Coleópteros, nerviaciones de Paleontínidos, etc.), lo que quizá puede explicarse por el pequeño tamaño de las plumas encontradas hasta el presente.

Para finalizar, queremos hacer notar el elevado número de plumas (del tipo plumón) aparecidas en los yacimientos del Montsec (nueve plumas y ningún esqueleto) con respecto a los hallazgos de Solnhofen (cinco esqueletos de *Archaeopteryx*, y una sola pluma).

Los análisis de estas plumas, se reducen a meras observaciones físicas, se hace necesario pues un estudio químico de los ejemplares (para rechazar definitivamente su pertenencia al reino vegetal).

He remitido el fósil que aquí hemos presentado a especialistas del British Museum (Natural History), para su estudio detallado, de cuyos resultados informaremos con posterioridad.

#### BIBLIOGRAFIA

BARALE, G., et alii.: *Les gisements de calcaires lithographiques du Crétacé inférieur du Montsec (Province de Lérida, Espagne). Considerations paléocologiques*, «*Geobios*», Mém. Spécial núm. 8, Lyon, 1984, pp. 275-283, 2 figuras, 2 tabl., 1 pl.

BEER, G. R. DE: *Archaeopteryx lithographica. A study based on the British Museum Specimen*. (B. M. N. H.), London, 1954, 68 pp.

DABER, R.: *Zweifel an der federnatur eines aus dem oberen jura spaniens angegebenen fossilfundes*, «*Wissenschaftliche Zeitsch der Humboldt*», Universität zu Berlin, Mth-Nat. R. XXIV, 1975, pp. 511-512, 1 pl.

FERRER CONDAL, L.: *Notice préliminaire concernant la présence d'une plume d'oiseau dans le Jurassique Supérieur du Montsec (Province de Lérida, Espagne)*, Acta XI Congreso Int. Orn., Basel, 1954, pp. 268-269.

GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Un ave y otras especies fósiles nuevas de la biofacies de Santa María de Meyá (Lérida)*, Boletín Geol. Min. de España, t. XC-IV, Madrid, 1979, páginas 333-346.

GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Nuevas aportaciones a la ictiofauna y a la flora del Neocomiense del Montsec de Rúbies (Lérida)*, Bol. Geol. Min. de España, t. XCIII-III, Madrid, 1982, pp. 199-213.

GÓMEZ PALLEROLA, J. E.: *Nuevos Hybodóntidos del Cretácico Inferior de Santa María de Meyá*, 9 pp., Bol. Geológico Min. de España, Madrid, 1985.

LACASA RUIZ, A.: *Estudio del yacimiento infracretácico del Montsec de Rubies, «La pedrera de Meia»*, Ilerda número XLII, Instituto de Estudios Ilerdenses, Lleida, 1981, páginas 59-159, 72 pl.

LACASA RUIZ, A.: *Nota sobre las plumas fósiles del yacimiento Eocretácico de «La pedrera-La Cabrúa» en la sierra del Montsec (prov. Lérida, España)*, Ilerda número XLVI, 1985, pp. 227-238.

MEYER, H. VON: *Vogel-federn und palpipes priscus von Solnhofen*, N. Jn. Min. Geol. Paläont., Stuttgart, 1861, páginas 561.

MEYER, H. VON: *Archaeopteryx lithographica aus dem lithographischen schiefer von Solnhofen*, Palaeontographica, Cassel, 10, 1862, pp. 53-56.

OSTROM, J. H.: *On the origin of Archaeopteryx and the ancestry of birds*, Problemes Actuels Paléont. Evolution Vertébrés, Coll. Intern. CNRS Ed. 218, París, 1975, páginas 519-532.

WALDMAN, M.: *A third specimen of a Lower Cretaceous feather from Victoria, Australia*, The Condor núm. 72, páginas 377, 1970.

WELNHOFER, P.: *Solnhofener plattenkalk: Urvögel und flugsaurier*, Public. Museum beim Salenhofer Aktien-Verein, Maxber, 1983, pp. 1-59.

Recibido: Julio de 1985.

## Mineralogía y génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistaín), en el Pirineo de Huesca

Por R. CASTROVIEJO BOLIBAR (\*)

#### RESUMEN

Se trata de concentraciones irregulares, estrato-ligadas, de sulfuros, arseniuros y sulfoarseniuros de Co-(Ni-Cu-Fe), relacionadas con un horizonte ankerítico intercalado en pizarras ampelíticas silúricas. La mena se compone esencialmente de cobaltina, eskutterudita, gersdorffita y pirita, con cantidades menores de glaucodoto, pararammelsbergita, alloclasita, calcopirita, bismutina y bismuto nativo y trazas de otros minerales (niquelina, rammelsbergita, tetraedrita, etc.). Como minerales descendentes, aparecen digenita, covellina, eritrina, annabergita, malaquita-azurita, limonita, etc., impregnando la ganga ankerítica o en eflorescencias superficiales. Los minerales primarios definen una paragénesis hidrotermal, del rango cata-mesotermal.

El estudio textural permite establecer la secuencia de cristalización de la mena, sometida a intensa cataclasis durante el ciclo alpino. Su origen se explica por secreción lateral de metales pre-concentrados en las pizarras silúricas, en relación con fluidos hidrotermales emanados de la granodiorita de Bielsa durante el ciclo hercínico y propagados a favor de fracturas E-O. Dichos fluidos son los que dan lugar, por reemplazamiento de niveles carbonatados sedimentarios, a la roca ankerítica en cuyo seno aparecen confinadas dichas menas.

Esta interpretación, apoyada por datos geológicos y químicos, permite establecer similitudes entre este yacimiento y los del tipo de Cobalt-Ontario, especialmente en lo que se refiere a la génesis, aunque existen marcadas diferencias con respecto a la entidad (mucho menor en el caso estudiado) y a la paragénesis (ausencia de Ag en San Juan de Plan). De dicha interpretación se desprende, asimismo, la potencial importancia del Sistema Silúrico como metalotecto para mineralizaciones de Co-(Ni-Cu).

#### ABSTRACT

The Co-(Ni-Cu-Fe) sulphide, arsenide and sulpharsenide ores occur in irregular concentrations, bound to an ankeritic horizon which is interlayered in Silurian graphitic slates belonging to the San Juan de Plan series of autochthonous Palaeozoic rocks (Spanish Central Pyrenees, Huesca Province). The principal ore minerals, occurring mainly disseminated or as small masses or fracture-fillings in the ankerite-(quartz-calcite) gangue, are cobaltite, skutterudite, gersdorffite, and pyrite; there are minor amounts of glaucodot, pararammelsbergite, alloclasite, chalcopirite, bismuthinite, native bismuth and, rarely, niccolite, rammelsbergite, tetraedrite, etc. Supergene minerals like digenite, covellite, erythrite, annabergite, malachite-azurite, and limonite occur as impregnations or as stalactites and incrustations.

The main ore minerals define a hypogene cata-mesothermal paragenesis, whose origin is explained by lateral secretion from sin-sedimentary metal pre-concentrations in the Silurian black slates, during the Variscan orogeny. Late hydrothermal solutions emanating from the Bielsa granodiorite along E-W trending fractures are considered to be the main agents of this concentration, as well as the cause of the contemporaneous ankeritization of inter-layered carbonate horizons which produces the ankeritic ore horizon.

Intensive post-mineral, mainly alpine, tectonic activity produced local milonitization and ubiquitous cataclasis of the ores.

Detailed mineralogical and textural ore-microscopic observations, together with geological evidence and chemical data, support the here proposed genetic interpretation, which has certain similarities with the genetic model of the Cobalt (Ontario) deposits. Attention is drawn to the potential importance of the Silurian System in the region as a metalotect for metallic concentrations of this type.

(\*) E. N. Adaro de Investigaciones Mineras, S. A. Doctor Esquerdo, 138. 28007 Madrid.

INTRODUCCION

El presente trabajo ha sido realizado en ENADIMSA para el Programa Nacional de Abastecimiento de Materias Primas Minerales.

En la Mina San Carlos (~2 Km. al NE de San Juan de Plan, c. 1.725, figs. 1 y 2) se explotaron, durante los siglos XVIII, XIX y —esporádicamente— XX, unas concentraciones irregulares (pequeñas bolsadas y vetillas) de sulfuros, arseniuros y sulfoarseniuros de Co-(Ni-Cu-Fe), ligadas a un horizonte ankerítico de unos 2 m. de potencia (brecha ankerítica), intercalado en pizarras ampelíticas silúricas.

Dicha mina consta de tres plantas y de una galería de desagüe, no siempre accesibles. Hay otros indicios similares, con labores de menor entidad, en su entorno.

La geología de todos estos indicios ha sido objeto de un reciente trabajo (CASTROVIEJO y NODAL, 1985), siendo objetivo del que ahora se presenta la interpretación genética de dichas concentraciones, partiendo de su estudio mineralógico y textural y contando con la información geológica aludida.

MALLADA (1881) describe el yacimiento, hablando de un «filón» del que se extraía un concentrado con leyes de 12 por 100 Co y 7 por 100 Ni. MALIVERNEY (1973) caracteriza el yacimiento como estratoide; según él, la mineralización, cuyo origen supone profundo y relacionado con la fracturación, «impregna, por una red de stockwerks, un nivel dolomítico sedimentario» y se compone esencialmente de pirita-skutterudita-bismutina-calcopirita-cuarzo-ankerita-calcita (como minerales primarios). Deja abierta la cuestión de la edad —paleozoica o post-triásica— de los episodios hidrotermales responsables de las mineralizaciones.

En el trabajo mencionado, CASTROVIEJO y NODAL (1985) describen una serie de indicios de brecha ankerítica alejados de la zona mineralizada y controlados por fracturas E-O subverticales, precisando su origen metasomático, por efecto de disoluciones hidrotermales, probablemente emanadas de la intrusión granodiorítica de Bielsa, como episodios póstumos de su consolidación magmática. Origen y control tectónico comunes con los de los citados cuerpos estratiformes de la Mina San Carlos y de su entorno, con la diferencia de que sólo éstos están mineralizados en Co. En este segundo

caso, se ha producido un reemplazamiento (ankeritización) de niveles calcáreos dolomitizados, interestratificados entre las pizarras silúricas integrantes de la serie de San Juan de Plan.

Estos procesos se sitúan en el marco de una historia geológica que, muy brevemente, se sintetiza a continuación, a partir del trabajo citado.

Tras la sedimentación del Paleozoico Autóctono y constitución de la actual serie de San Juan de Plan (Ordovícico a Devónico), sobreviene la Orogenia Hercínica, con sus sucesivas fases de plegamiento, el metamorfismo regional de bajo grado y el magmatismo, representado por intrusiones de granitoides. Entre éstos se cuenta la granodiorita de Bielsa, cuyo extremo —o apófisis— SE aflora, dentro del área estudiada, a lo largo del cauce del río Cinqueta.

El metamorfismo de contacto es manifiesto, aunque de intensidad moderada, en la serie de San Juan de Plan, que se ve transformada, en sus dos unidades inferiores, en corneanas con andalucita, cuarcitas y mármoles, aunque subsisten pizarras y calizas impuras. Sus efectos se manifiestan ya sólo débilmente en las pizarras ordovícicas y son prácticamente nulos en las unidades superiores a ésta.

Se originan —probablemente a causa de la intrusión— fracturas E-O, subverticales o buzando al Norte, en la serie de San Juan de Plan, las cuales facilitan el emplazamiento de diques, aproximadamente paralelos a dicha dirección, y el posterior ascenso de disoluciones hidrotermales.

Estas producen intensas alteraciones hidrotermales en las rocas circundantes, especialmente en los diques de pórfido, en los que dichas acciones son prácticamente ubicuas. Otro efecto de estas disoluciones es el metasomatismo ankerítico, que da lugar a la roca ankerítica y a relleno de vetas por ankerita filoniana. Este efecto puede constatarse esporádicamente en las litologías ordovícicas a lo largo de las fracturas E-O citadas (1-2 kilómetros) y especialmente en la mina y en su entorno, en el seno de las litologías silúricas (figuras 1 y 2).

Posteriormente, se produce movimiento según la familia de fallas E-O, hundiéndose el bloque S, y la consiguiente erosión del bloque N, donde la roca ankerítica y las mineralizaciones —al menos en la parte hoy aflorante— son eliminadas con

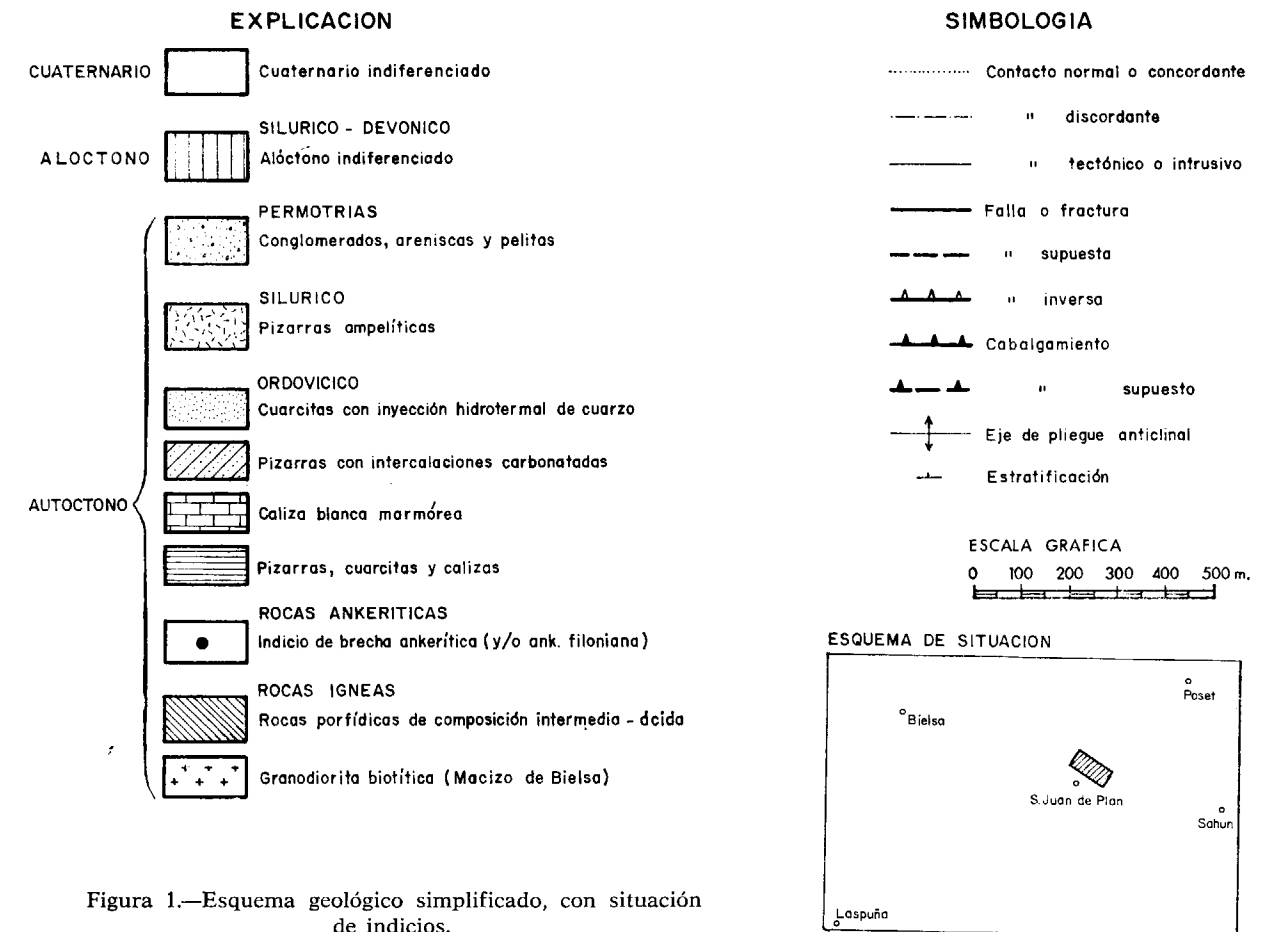
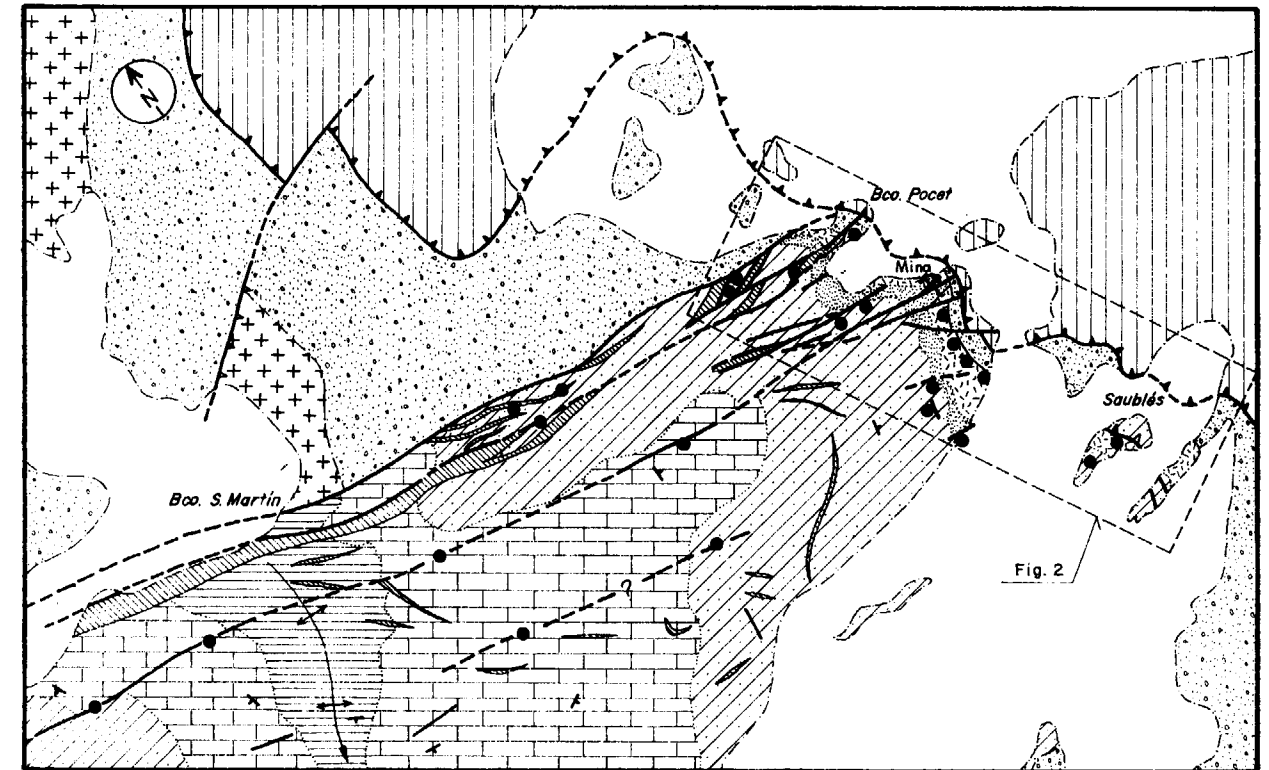


Figura 1.—Esquema geológico simplificado, con situación de indicios.

Referencia: M. T. N., escala 1:50,000 (Hoja 179 - Bielsa)



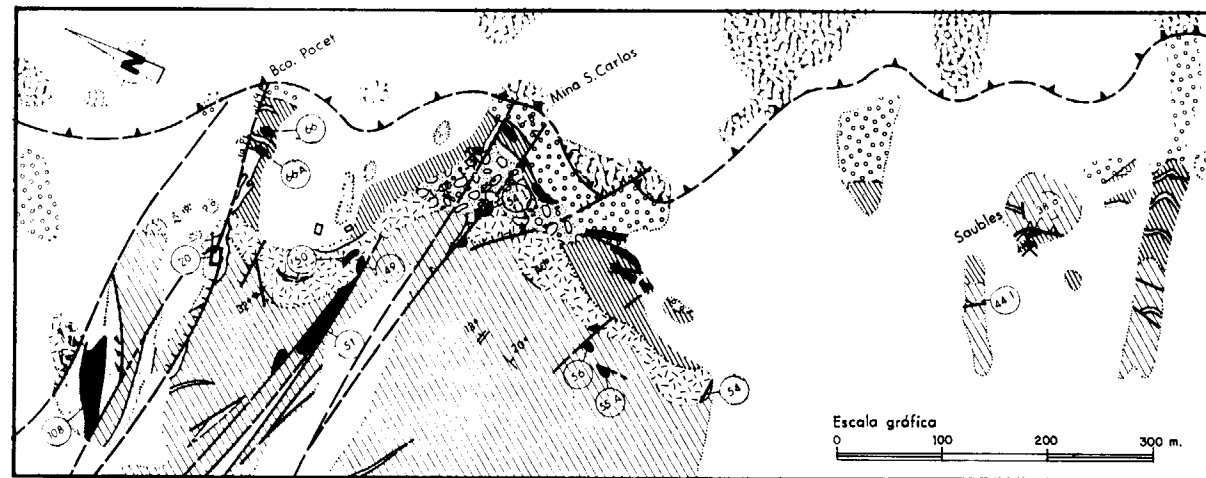
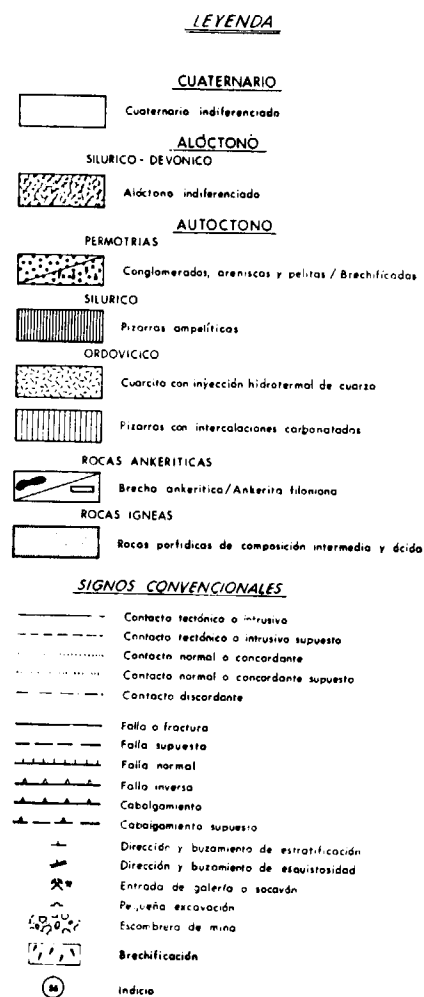


Figura 2.—Geología del área mineralizada (entorno de la Mina San Carlos; zona central, señalada en la figura 1).



toda la serie de San Juan de Plan, mientras que en el S quedan protegidas (pequeña fosa tectónica). El Triás se deposita en discordancia sobre el conjunto.

En el ciclo alpino, rejuegan dichas fallas en sentido contrario, elevándose el bloque Sur. El conjunto es truncado luego e intensamente trastornado por la tectónica de cabalgamiento alpina. Finalmente, las mineralizaciones son descubiertas por erosión en el bloque Sur, único en el que hoy aflora todavía la serie de San Juan de Plan.

#### MINERALOGIA. RELACIONES TEXTURALES

Las mineralizaciones se han caracterizado fundamentalmente mediante estudio microscópico con luz reflejada y, en la medida de lo necesario para esclarecer las relaciones con el encajante (brecha ankerítica), con luz transmitida.

Asimismo, se han realizado diversos difractogramas de rayos X y estudios de detalle con microsonda electrónica (\*).

#### La roca ankerítica

Las mineralizaciones están ligadas al horizonte carbonatado aludido, compuesto por una roca an-

(\*). C. VAQUERO (ENADIMSA) y M. FERNÁNDEZ (IGME), respectivamente.

kerítica silicificada y generalmente brechoide, bien caracterizada desde los puntos de vista petrográfico y mineralógico (CASTROVIEJO y NODAL, 1985). Macroscópicamente es una roca gris oscura a negra, recortada por innumerables vetas de color blanco. Está constituida básicamente por ankerita: una ankerita filoniana (blanca) y una ankerita metasomática de sustitución (gris, clastos). En conjunto se trata de una roca brechificada, venulada, completamente recrystalizada y posteriormente tectonizada.

Ankerita es el único componente esencial constante, pero localmente pueden aparecer cuarzo y menas de Co-Ni también como componentes esenciales. Cuarzo, calcita, sericita (muscovita) y materia orgánica (raramente grafitizada) son los accesorios más frecuentes, mientras que eritrina, limonita y otros minerales secundarios descendentes aparecen ocasionalmente, por meteorización de las menas correspondientes.

Interesa considerar el carácter de las relaciones texturales entre los minerales cobaltíferos, que constituyen la mena, y la ganga ankerítica. Casi siempre dichos minerales se presentan en la ganga ankerítica bajo alguna de estas tres formas: en bandas irregulares; en bolsadas o pequeñas acumulaciones; asociados a la fisuración (es decir, sellando una tenue red de microfracturas). En el primer caso, los intercrecimientos entre mena y ganga —figs. 3 y 4— sugieren que ambas clases de componentes han cristalizado en íntima asociación, con eventuales reemplazamientos (especialmente de ankerita por menas cobaltíferas). No se observan apenas texturas interpretables como de relleno hidrotermal.

Excepcionalmente, la mena se encuentra también asociada a superficies estilolíticas, con cuarzo, sericita y materia carbonosa. El estudio detallado de estructuras de este tipo se ha revelado como muy útil para la interpretación genética de ciertos yacimientos. Así, en el distrito de fluorita de Illinois (EE. UU.), AMSTUTZ y PARK (1967) establecen una secuencia de cristalización diagenética basada, en buena medida, en tales observaciones y una edad diagenética temprana, pre-estilolítica, para fluorita y esfalerita. Aunque las escasas posibilidades de observación hacen cuestionable cualquier conclusión, el caso del yacimiento ahora estudiado resulta bien diferente. La observación textural detallada, lejos de probar que los arse-

niuros y sulfoarseniuros de Co (cobaltina, glaucodoto, etc.) se han acumulado pasivamente en dichas estructuras, a partir de residuos pre-existentes insolubles (caso de la materia orgánica y productos arcillosos), sugiere más bien una génesis más reciente (post-estilolitización) de dichos minerales, que pueden crecer a expensas de la matriz ankerítica, en relación o no con superficies estilolíticas (figs. 5 y 6). El papel de éstas podría haber sido el de meras «trampas» ocasionales que, por su riqueza en materia orgánica, favorecen la precipitación de minerales metálicos, a partir de fluidos en circulación. Si se supone que los fenómenos de presión-disolución son diagenéticos, la mineralización sería post-diagenética y estaría relacionada con los procesos de ankeritización.

#### La mena

En primer lugar se exponen las características esenciales desde el punto de vista mineralógico-textural. Los componentes esenciales de la mena son cobaltina, eskutterudita —predomina esmalatina sobre cloantita— y gersdorffita, con piritita como acompañante casi ubicuo y pararammelsbergita, glaucodoto, alloclasita y calcopirita, relativamente frecuentes. Otros minerales, accesorios a escasos, cuya presencia es esporádica, son: linneita, bravoita, rammelsbergita, niquelina, bismutina, bismuto nativo, marcasita. Son frecuentes, además, los minerales titaníferos —rutilo, anatasa, leucóxeno, esfena—, la materia carbonosa (a veces grafitizada) y los minerales descendentes digenita-calcosina-covellina, secundarios de calcopirita, aparte de eritrina, annabergita, malaquita-azurita y limonita, derivadas de las menas de Co, Ni, Cu y Fe, respectivamente, en condiciones oxidantes. Finalmente, aparecen ocasionalmente, en trazas: tetrahedrita, pirrotina, magnetita (?) y plata (nativa o antimonial, ?).

Una característica general de las menas estudiadas —fig. 7— es su carácter brechoide, con frecuente cataclasis o incluso milonitización, afectando especialmente a los minerales más tempranos (pirita, cobaltina, eskutterudita, gersdorffita).

Otra característica es su irregularidad, tanto por lo que se refiere a la distribución espacial de dichas menas en el nivel mineralizado, como a los tipos de estructuras mineralizadas. Predominan concentraciones erráticas en pequeñas bolsadas,



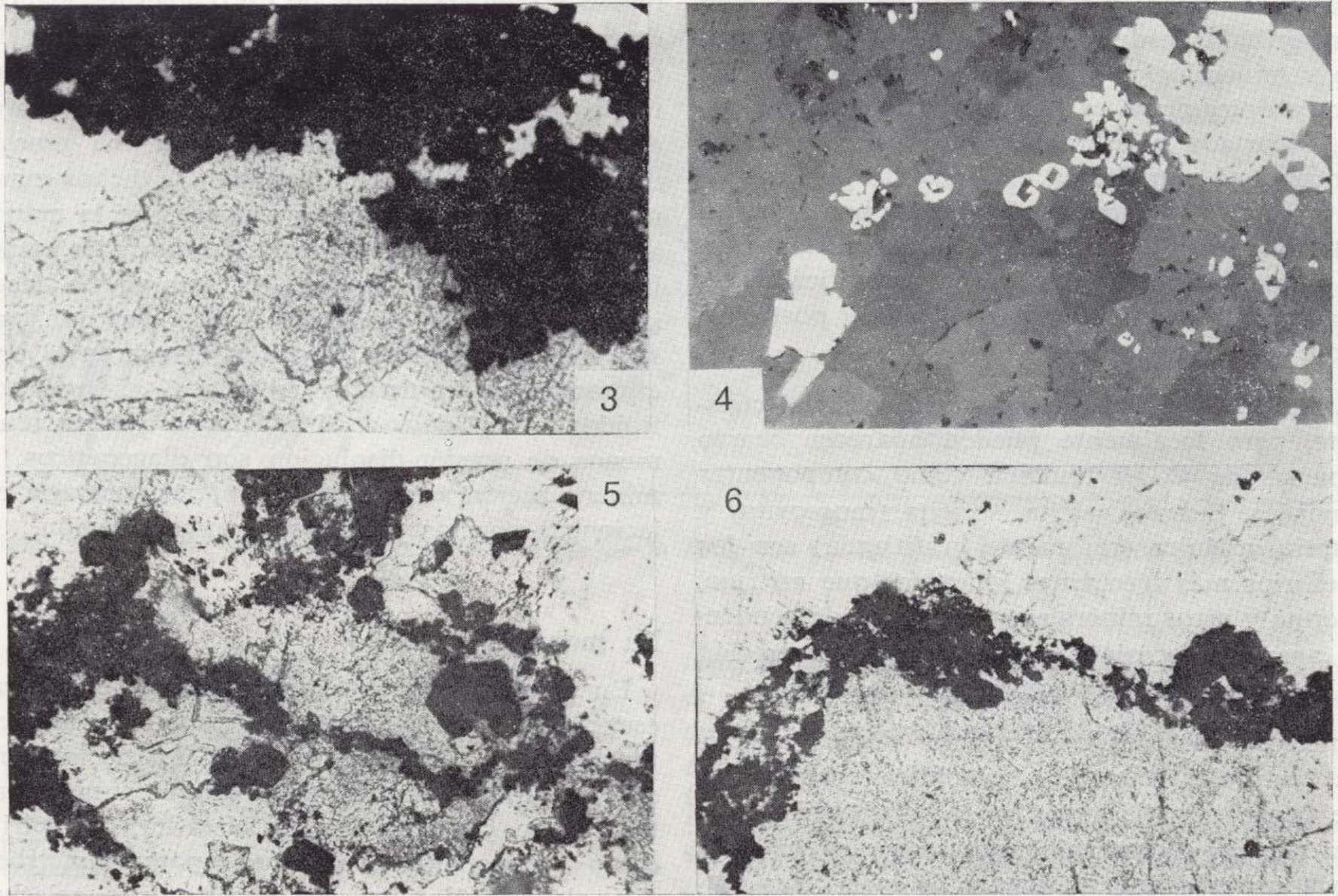


Figura 3.—Brecha ankerítica (gris), con banda mineralizada (esencialmente cobaltina y glaucodoto, negros): detalle del borde de la banda, con intercrecimientos entre mena y ganga y reemplazamiento incipiente de ankerita por cobaltina. Muestra de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz transmitida, N//, 90X.

Figura 4.—Intercrecimientos entre cobaltina (blanca) y ankerita (gris): rombohedros de ankerita revestidos por cobaltina a su vez englobada en masa ankerítica. Muestra de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 143X.

Figura 5.—Fotomicrografía de brecha ankerítica, con cobaltina (negra, cristalina) diseminada en la matriz ankerítica (gris) y concentrada en la superficie estilolítica dibujada por materia orgánica (manchas minúsculas negras) y sericita (microcristalina, blanca). Muestra de Mina San Carlos. Luz transmitida, N//, 90X.

Figura 6.—Detalle de estilolito —contorno delimitado por residuos insolubles arcillosos (gris) y materia orgánica (negra, punteado o manchas diminutas)—, en brecha ankerítica (blanco): cobaltina (negra, cristalina) concentrada a lo largo de superficie estilolítica o creciendo a partir de ella hacia masa ankerítica; en parte interna del estilolito, monocristal de ankerita (gris). Muestra de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz transmitida, N//, 90X.

vetillas y bandas, frecuentemente asociadas con materia carbonosa. Existen también disseminaciones, zonas de cizalla y superficies de presión-disolución mineralizadas, aunque el significado cuantitativo de estas tres últimas, con respecto al contenido total de mena cobaltífera, es poco importante.

Pirita forma cristalillos y agregados framboidales disseminados, así como granos mayores, frecuentemente anisótropos y cataclásticos. No es raro que éstos estén cementados por una nueva

generación de pirita o bravoita-cattierita (no clásicas) o por cobaltina, eskutterudita o gersdorffita. Calcopirita suele encontrarse sellando microfisuras en pirita. Es frecuente la corrosión de pirita por cobaltina. En menas bandeadas, la pirita —aun reducida a clastos— tiende a disponerse hacia los bordes de las bandas, quedando en el centro la mena cobaltífera, textura que podría representar un bandeado pre-tectónico relicto. A juzgar por las propiedades ópticas —tonos rosados, comp. UYTENBOGAARDT y BURKE, 1971— observadas en algunos granos, hay ocasionalmente piritas cobaltí-



feras, lo que se ha confirmado con microsonda electrónica.

Los minerales cobaltíferos esenciales —cobaltina, eskutterudita— y gersdorffita están también frecuentemente tectonizados y pocas veces, a pesar de su tendencia al desarrollo idiomórfico, se presentan en fenocristales. Parece haber existido, no obstante, una primera generación de cristalinidad mucho más gruesa que la actual, a juzgar por los microclastos —sobre todo de eskutterudita y, en menor medida, de gersdorffita— que se observan todavía, con probables restos de una estructura zonada de mayores dimensiones (fig. 8);

o por las estructuras elongadas de cobaltina, representando posibles fragmentos de bandas mineralizadas, ahora englobados en eskutterudita masiva microcristalina.

La mena actual es generalmente microcristalina (fig. 9), especialmente cuando se encuentra en zonas de cizalla. Son frecuentes los cristales zonados, especialmente de eskutterudita y gersdorffita y, algo menos, los agregados esqueletiformes —con núcleo de ganga y/o calcopirita— de eskutterudita (fig. 10) o de cobaltina, así como el tapizado de poros por minerales cobaltíferos y la formación de granos o agregados mixtos de dichos

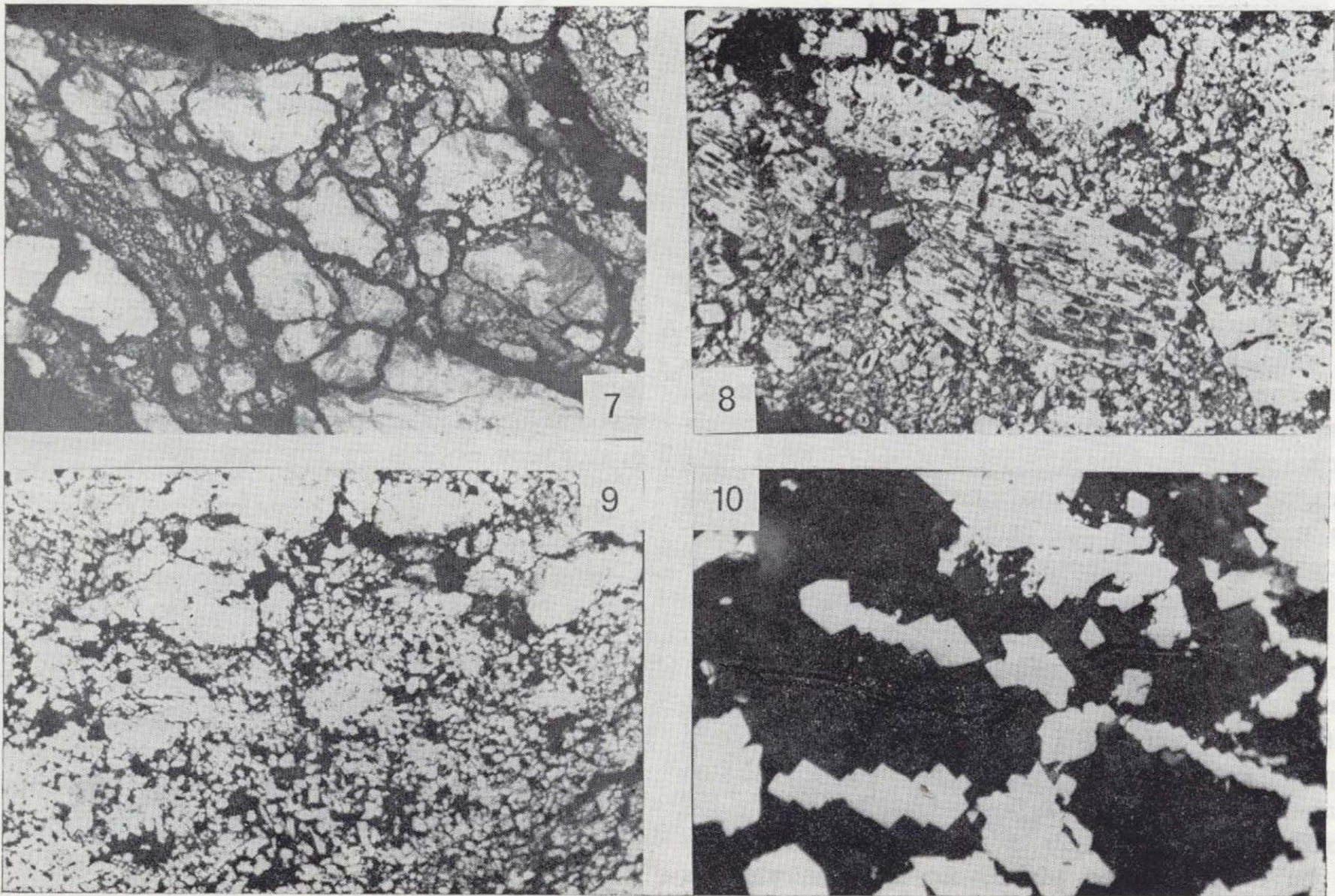


Figura 7.—Masa microcristalina de cobaltina (blanca), sometida a cataclasis, en ganga ankerítica (negra). Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 50X.

Figura 8.—Masa cataclástica de eskutterudita (blanca) en brecha ankerítica: microcristales disseminados en ganga ankerítica (negra) y restos clásticos de cristalinidad más gruesa, con numerosas inclusiones de ganga. Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 143X.

Figura 9.—Mineralización de cobaltina masiva (blanca) en ganga ankerítica (negra): cobaltina pre-tectónica masiva (clastos) y microcristalina de nueva generación, representada por cristallitos idiomórficos, poco o nada tectonizados, disseminados en ankerita. Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 143X.

Figura 10.—Agregados esqueletiformes de eskutterudita (blanca) en ganga ankerítica (negra). Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 400X.



minerales y ganga (especialmente, el revestimiento de cristales rombohédricos de ankerita por una corona de cobaltina, con o sin reemplazamiento o corrosión parcial —figs. 11 y 4— de la primera por la segunda).

Se han observado corrosión y sustitución de pirita (fig. 12) por cobaltina y de ésta por gersdorffita, bismutina, bismuto nativo, linneita y ganga, así como de eskutterudita por pararammelsbergita y gersdorffita. Los intercrecimientos o inclusiones mutuas son frecuentes: vgr., asociación íntima cobaltina-alloclasita (comprobada por difracción de rayos X), pequeñas inclusiones de ganga, bismutina, bismuto nativo en cobaltina; inclusiones de pararammelsbergita, cobaltina y ganga en eskutterudita, etc.

Cobaltina (fácilmente identificable por: su color blanco rosado, su débil anisotropismo y su elevada dureza), suele formar agregados microcristalinos —cristales generalmente idiomórficos—, con o sin alloclasita.

En eskutterudita se observan tres componentes —fig. 13—, correspondientes a los designados como eskutterudita-I-II-III por RAMDOHR (1980). El más abundante es el último (color blanco, con tono ligeramente verdoso, con objetivo de inmersión), que aparece, a modo de matriz, cementando y englobando a los demás: I (el más antiguo —clastos—, tono amarillento) y II (rosado, menor reflectancia, cementa a I). Se ha mencionado ya la existencia de una primera generación pre-tectónica, de cristalinidad gruesa, a juzgar por el aparente zonado residual observado. Los microcristales actuales muestran también un buen zonado, acentuado por ataque químico de estructuras con  $\text{NO}_3\text{H}$  1:1 (10 segundos) o con 5 por 100  $\text{MnO}_4\text{K} + \text{SO}_4\text{H}_2$  1:1 (20 segundos). Estos ataques ponen de manifiesto la cataclasis y las texturas brechoides de la mena, lo que también se ha observado en pirita, con simples ataques por  $\text{Cl}_2\text{Hg}$  (sat.) y por  $\text{MnO}_4\text{K}$  (sat.).

Gersdorffita suele encontrarse asociada a eskutterudita, especialmente en masas microcristalinas, mostrando las mismas texturas que ésta y reemplazándola a veces. El escaso poder diagnóstico de la observación con medios ópticos convencionales, cuando se trata de distinguirla de eskutterudita en las masas microcristalinas en que aparecen asociadas, hace que sea difícil precisar cuantitativamente la proporción en que está re-

presentada en la mena, pero en la mayor parte de los casos es mucho menos abundante que cobaltina o eskutterudita. De todas formas, su presencia se ha comprobado por difracción de rayos X y por ataque con  $\text{Cl}_2\text{Hg}$  (5 min.) y con  $\text{MnO}_4\text{K}$  (saturado); este último ha puesto también de manifiesto el carácter brechoide de la mena —figura 14— y la estructura zonada de los cristales de gersdorffita.

Glaucoodoto forma cristallitos, inclusiones y agregados intercalados generalmente en cobaltina; su identidad se ha comprobado con microsonda electrónica. Ha de mencionarse también la presencia esporádica de probable arsenopirita en diminutos cristallitos diseminados.

Pararammelsbergita (\*) suele presentarse asociada a eskutterudita. Forma agregados e inclusiones menores y rellena microfisuras en este mineral, al cual a veces parece reemplazar y del que se distingue fácilmente por el anisotropismo en tonos pardo-anaranjados y por la mayor reflectancia de pararammelsbergita, así como por el ataque diagnóstico con  $\text{Cl}_2\text{Hg}$ , que es negativo para eskutterudita. Rammelsbergita es mucho más escasa y se presenta también asociada a eskutterudita, formando pequeñas inclusiones —destacan por su vivo anisotropismo en tonos azulados— en la misma, con o sin pararammelsbergita.

Linneita (accesoria) reemplaza a cobaltina; bravoita —predomina probablemente el término cobaltífero cattierita, a juzgar por su color claro— se encuentra asociada con pirita, en cristales zonados generalmente, en los cuales pirita forma el núcleo, más o menos cataclástico y cementado por bravoita, que constituye la periferia, poco o nada tectonizada. Bismuto nativo y bismutina son minerales tardíos. Rellenan fisuras y reemplazan parcialmente a pirita y cobaltina, sobre todo a ésta, alrededor de la cual pueden depositarse con texturas en corona (fig. 12). Niquelina y los minerales en trazas —éstos (tetraedrita, pirrotina, marcasita, plata nativa?, magnetita), realmente muy es-

(\*) La identidad de rammelsbergita y para-, contra lo que sería deseable, no se ha podido comprobar por medio de microanálisis. No obstante, las propiedades ópticas observadas —en especial, reflectancia mayor que eskutterudita de ambas y típico anisotropismo— hacen su identificación relativamente fiable. Lo mismo sucede con linneita y bravoita, sobre las que no ha sido posible realizar determinaciones cuantitativas químicas ni físicas.

casos, visibles solamente en raras ocasiones y con objetivos de inmersión de 25 o más aumentos— aparecen en diminutas inclusiones en la mena o diseminados en ganga. Su identificación no puede ser a veces, por este motivo, sino hipotética.

La escasez del grafito —diminutas pajuelas dispersas— a pesar de la relativa abundancia de materia carbonosa, testimonia una débil intensidad de metamorfismo. Los minerales titaníferos son rutilo, anatasa y esfena. Es frecuente la alte-

ración a leucoxeno, por efecto de disoluciones hidrotermales de baja temperatura.

Finalmente, los minerales descendentes, ya mencionados, se forman por alteración cementativa —calcosina, digenita, covellina— o por oxidación —limonita, predominando goethita sobre lepidocrocita; eritrina y annabergita; malaquita o azurita ocasionalmente— de las menas anteriores: calcopirita en el primer caso; menas de Fe-Co-Ni y Cu, respectivamente, en el segundo. Es de notar que los minerales oxidados, merced a la acción

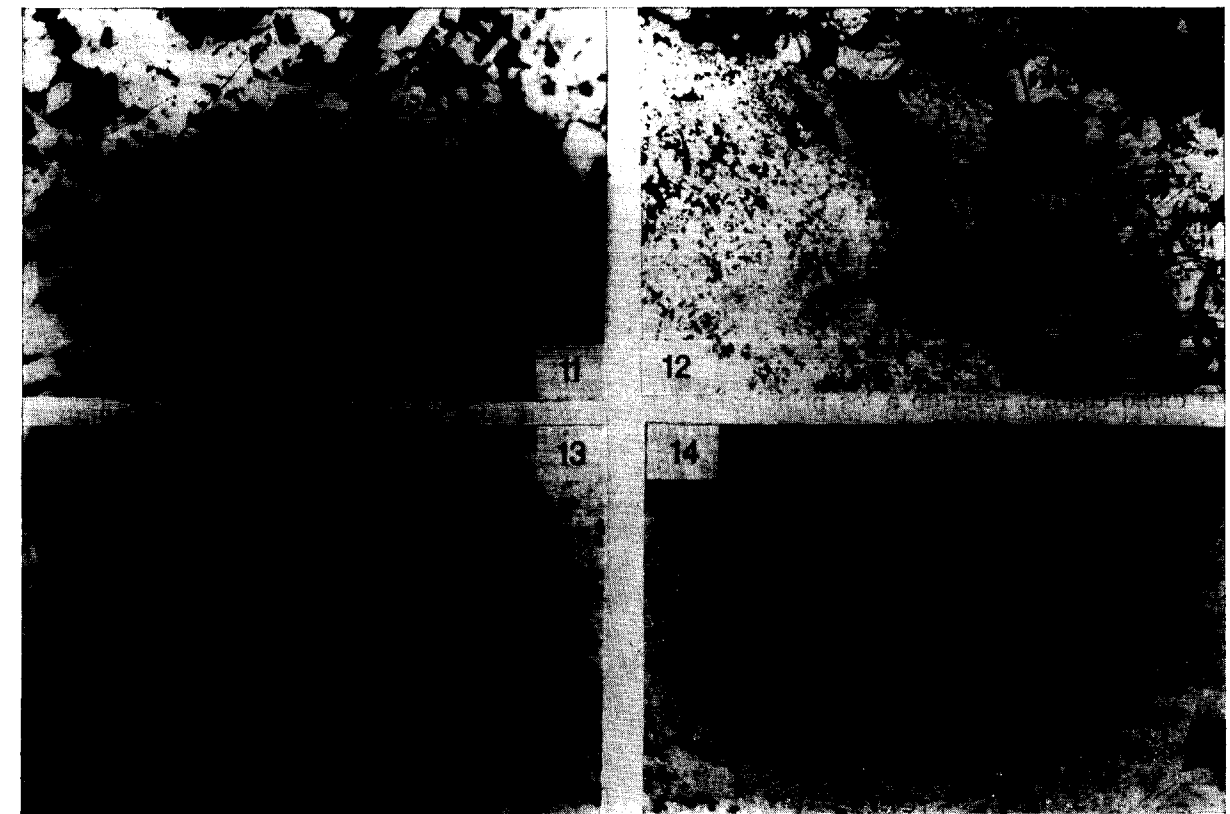


Figura 11.—Asociación de ankerita (negra) y cobaltina (blanca), en brecha ankerítica mineralizada (Mina San Carlos). Obsérvese, hacia el centro de la figura, la deposición alternante, a modo de zonado repetido, de ankerita —secciones rombohédricas— y cobaltina y la corrosión de la primera por la segunda. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 400X.

Figura 12.—Brecha ankerítica mineralizada: masa microcristalina de cobaltina (blanca, ángulo inferior izquierdo), y ganga ankerítica (negra), con disseminación de agregados formados por cristales o clastos de pirita (py, mineral más antiguo) con corona de cobaltina (co, a veces corroe a pirita), cementados y corroídos por bismutina+bismuto nativo (bi, minerales más recientes). Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 143X.

Figura 13.—Mena de eskutterudita de la Mina San Carlos: componentes I (fragmentado), II (cementa al anterior) y III (matriz). Fotomicrografía con luz reflejada (objetivo de inmersión en aceite), N//, 230X.

Figura 14.—Cataclasis interna en mena de gersdorffita (Mina San Carlos), puesta de manifiesto por ataque con  $\text{MnO}_4\text{K}$  (sat.). Fotomicrografía con luz reflejada (aceite), N//, 230X.



casos, visibles solamente en raras ocasiones y con objetivos de inmersión de 25 o más aumentos— aparecen en diminutas inclusiones en la mena o diseminados en ganga. Su identificación no puede ser a veces, por este motivo, sino hipotética.

La escasez del grafito —diminutas pajuelas dispersas— a pesar de la relativa abundancia de materia carbonosa, testimonia una débil intensidad de metamorfismo. Los minerales titaníferos son rutilo, anatasa y esfena. Es frecuente la alte-

ración a leucoxeno, por efecto de disoluciones hidrotermales de baja temperatura.

Finalmente, los minerales descendentes, ya mencionados, se forman por alteración cementativa —calcosina, digenita, covellina— o por oxidación —limonita, predominando goethita sobre lepidocrocita; eritrina y annabergita; malaquita o azurita ocasionalmente— de las menas anteriores: calcopirita en el primer caso; menas de Fe-Co-Ni y Cu, respectivamente, en el segundo. Es de notar que los minerales oxidados, merced a la acción

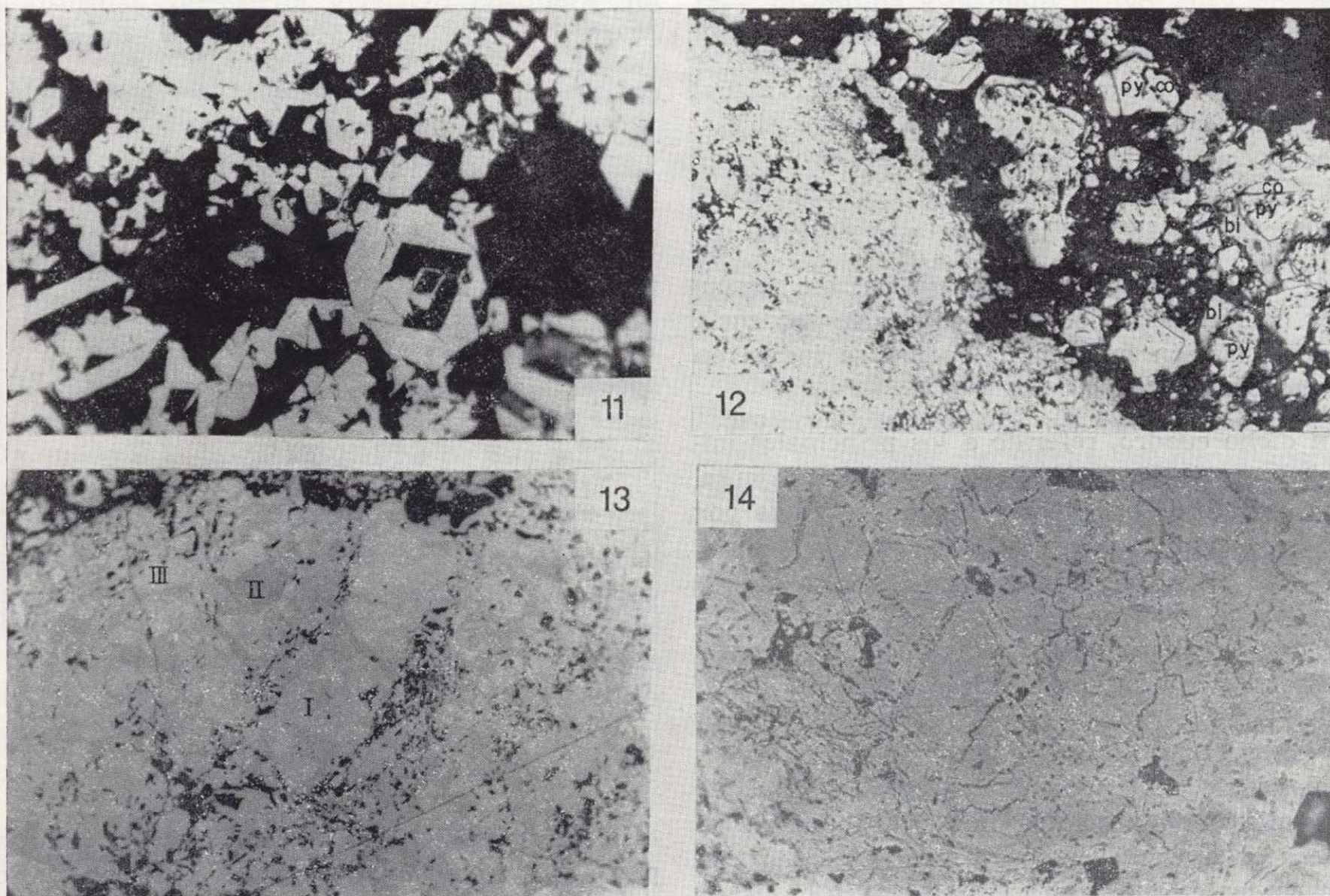


Figura 11.—Asociación de ankerita (negra) y cobaltina (blanca), en brecha ankerítica mineralizada (Mina San Carlos). Obsérvese, hacia el centro de la figura, la deposición alternante, a modo de zonado repetido, de ankerita —secciones romboédricas— y cobaltina y la corrosión de la primera por la segunda. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 400X.

Figura 12.—Brecha ankerítica mineralizada: masa microcristalina de cobaltina (blanca, ángulo inferior izquierdo), y ganga ankerítica (negra), con diseminación de agregados formados por cristales o clastos de pirita (py, mineral más antiguo) con corona de cobaltina (co, a veces corroe a pirita), cementados y corroídos por bismutina+bismuto nativo (bi, minerales más recientes). Mena de Mina San Carlos. Fotomicrografía con luz reflejada (aire), N//, 143X.

Figura 13.—Mena de eskutterudita de la Mina San Carlos: componentes I (fragmentado), II (cemento al anterior) y III (matriz). Fotomicrografía con luz reflejada (objetivo de inmersión en aceite), N//, 230X.

Figura 14.—Cataclasis interna en mena de gersdorffita (Mina San Carlos), puesta de manifiesto por ataque con  $MnO_4K$  (sat.). Fotomicrografía con luz reflejada (aceite), N//, 230X.



de las aguas percolantes, pueden impregnar paredes, poros y grietas, formando a veces llamativas estalactitas y concreciones, en zonas que no están situadas inmediatamente sobre el mineral primario. Existen también, como minerales descendentes, yeso, aragonito y —asociada a limonita, por meteorización de ankerita— calcita.

En una breve síntesis interpretativa, se podría concluir que, tras un primer estadio, en el que se deposita pirita, seguida por arseniuros y sulfoarseniuros de Co-Ni (Fe) macrocristalinos —con toda probabilidad ligados a la ankeritización—, tuvo lugar una intensa actividad tectónica que milonitizó el nivel mineralizado, acompañada de removilizaciones, con recurrencia de algunos de los minerales citados, produciéndose una recristalización que dio a la mena su carácter actual microcristalino.

SERIE DE CRISTALIZACION

Las relaciones texturales expuestas son susceptibles de interpretación en términos de secuencia de cristalización mineral, tal como se indica en el cuadro número 1.

En dicho cuadro, referido a los principales minerales constituyentes de la mena y del encajante, se ha partido de la hipótesis inicial —avalada por la observación geológica, CASTROVIEJO y NODAL, 1985— de un nivel sedimentario —intercalado en las actuales pizarras silúricas— de caliza fosilífera, con abundante materia orgánica e impurezas arcillosas y con sulfuros —al menos pirita framboidal— diseminados, el cual ha sufrido dolomitización y, posteriormente, un muy débil metamorfismo regional, que sólo ha llegado a producir recristalización, transformación de productos arcillosos en sericita y una grafitización incipiente. Esta se manifiesta apenas por escasas pajuelas, minúsculas, de grafito, diseminadas sobre todo a lo largo de las superficies de presión-disolución que han sobrevivido a la posterior milonitización alpina.

Esta situación inicial se representa en el cuadro 1 por la columna (Estadio) I. El Estadio II corresponde a la fase principal de concentración y cristalización de la mena en el nivel anterior, el cual se ankeritiza (como se recordará, sólo las muestras correspondientes a dicho nivel aparecen mineralizadas en Co).

CUADRO 1  
Serie de cristalización de los principales minerales de la mena cobaltífera

	I-ROCA SEDIMENTARIA DE PIRITA	II ANKERITIZACION		III TECTONICA POSTT		V-F. SUPERGENICA	
						V-1	V-2
Ankerita		—	~	~	~		
Dolomite	—						
Cuarzo	—						
Calcita	—						—
Mat. carbono-grafito	—						
Pirita	—	—	~	~	~		
Cobaltina		—	~	~	~		
Esalterudita		—	~	~	~		
Gersdorffita		—	~	~	~		
Glaucodoto		—		x			
Pararammelsbergita		—		x			
Calcopirita	?	—	~	~	~		
Bismutina, Bi nativo		—	~	~	~		
Linnérita, bravoita	?	—					
Niquelina		—					
Rutilo, etc.		—	~	~	~		
Laucooseno		—					
Digenita						—	
Calcosina	?					—	
Covellina	?					—	
Eritrina							—
Annabergita							—
Malaquita, azurita							—
Limonita							—

— Periodo Cristalización  
 ~ Cataclasis  
 ~ Removilización  
 xxxxx Recristalización

La cristalización inicial puede haber sido en parte sintectónica con respecto a alguno de los periodos de actividad hercínica, a juzgar por las manifestaciones —probablemente tempranas— de cataclasis que se encuentran en algunos minerales. Sin embargo, la intensidad y ubicuidad de los efectos tectónicos alpinos sobre el nivel mineralizado —afectado precisamente por el cabalgamiento, inmediato, de la Unidad de Los Millares sobre el Autóctono—, junto con la gran facilidad de estas menas metálicas para recristalizar —borrándose así las texturas anteriores—, hacen que no pueda precisarse con rigor la serie de acontecimientos registrados en épocas pre-alpinas.

Por ello, se ha señalado en el cuadro solamente una fase esencial de tectónica de fractura (III), con cataclasis y recristalización de los minerales principales de la mena, portadores de Co. Otros componentes como calcopirita y bismutina, debido a su mayor plasticidad, se han desplazado a fisurillas y cementan clastos de minerales duros, impregnan agregados de éstos, etc.; aparecen, pues, ahora, como minerales post-tectónicos —Estadio IV—, aunque es lógico pensar que se trata de una mera removilización, ya que no hay ninguna razón para imaginar una nueva fase (alpina) de aporte de estos minerales. En esta fase puede situarse también la cristalización, en fisurillas, de calcita y cuarzo póstumos, no deformados.

Finalmente —Estadio V—, han de situarse los episodios de alteración supergénica de los minerales anteriores, con una fase inicial (V-1) cementativa (digenita, calcosina, covellina) y una final (V-2) de oxidación (limonita, eritrina, annabergita, malaquita, azurita), que son consecuencia del progresivo descubrimiento del nivel mineralizado por los agentes erosivos, una vez levantada la cadena.

Es de notar que, por meteorización de la brecha ankerítica, se produce una calcitización de ankerita, unida a la oxidación del Fe de este mineral. Existe, pues, una generación final de calcita supergénica, que se presenta no sólo en estalactitas-estalagmitas y depósitos superficiales en las galerías, sino también asociada a limonita, reemplazando la masa de ankerita. Este proceso confiere a la roca el típico color ocre-pardo que presenta habitualmente en superficie, en los afloramientos descubiertos por erosión.

CONDICIONES DE FORMACION.  
CARACTERIZACION PARAGENETICA DEL YACIMIENTO

Por lo que respecta a las condiciones de formación, la paragénesis primaria queda definida, esencialmente, por los minerales pirita + cobaltina + eskutterudita ± gersdorffita ± glaucodoto ± pararammelsbergita, con ankerita y rutilo, en la zona de más alta temperatura, y por calcopirita + bismutina + Bi nativo, en la de temperatura más baja.

Se trata de una paragénesis hidrotermal, cuyo

rango puede atribuirse —no se han hallado características tipomórficas que permitan definirlo con mayor precisión— al intervalo cata-mesotermal. La cristalización comienza con la deposición de pirita y la serie de minerales cobalto-niquelíferos que se han citado en primer lugar, acompañados de ganga ankerítica y de rutilo, en condiciones probablemente catatermales. A medida que desciende la temperatura, se va produciendo una evolución en la composición mineralógica de la paragénesis depositada, desde cobaltina hasta pararammelsbergita, pasando gradualmente a los minerales de más baja temperatura, calcopirita —en parte, ya depositada en asociación con pararammelsbergita—, bismutina y bismuto nativo, cuya precipitación se extiende, posiblemente, hasta el final del rango mesotermal.

Esta secuencia, basada principalmente en criterios texturales —los minerales que se presentan rellenando microfisuras y cementando clastos han de ser más jóvenes que los minerales cementados—, concuerda, esencialmente, con los datos conocidos acerca de la posición paragenética de los minerales hallados (KOSTOV, 1968; RAMDOHR, 1980).

Además, puede afirmarse que esta paragénesis hidrotermal de temperatura intermedia-alta es de origen hipogénico. En efecto, aunque la aparente relación espacial del nivel ankerítico mineralizado con la discordancia permotriásica podría sugerir inicialmente la hipótesis de una mineralización de origen supergénico (paleo-superficie enriquecida en Co-Ni-Cu), la paragénesis primaria habría de ser, en este caso, de baja temperatura, lo que es incompatible con el rango hidrotermal hallado.

Es cierto que CROXFORD (1974) sugiere la precipitación de alloclasita como sedimento químico en el yacimiento de Mount Isa (NO Queensland, Australia), en el que dicho mineral sería el mineral primario de cobalto y cobaltina, su equivalente metamórfico. Pero el grado de metamorfismo (muy bajo-bajo) regional constatado en las rocas del área estudiada o el —prácticamente imperceptible— metamorfismo térmico que podría llegar a afectar a la zona mineralizada no podrían explicar, de ninguna manera, la transformación de una paragénesis exogénica, de baja temperatura, en la que se ha hallado realmente (meso-catatermal).

En suma pues, se trata de un yacimiento caracterizado por una paragénesis hidrotermal que podría asimilarse al grupo de las llamadas «forma-

ciones de cinco (seis) elementos»: Ni-Co-Bi-Ag-(As)-U, si bien con claras reservas. En primer lugar, falta aquí la plata (\*), que suele caracterizar los yacimientos de este grupo, incluso los que podrían considerarse más próximos desde el punto de vista de la paragénesis y contenidos metálicos de la mena, como los yacimientos de Cobalt, Ontario (Canadá), los cuales, igual que el aquí investigado, carecen de menas de U y son relativamente —si se comparan, por ejemplo, con los típicos filones de Schneeberg, en el Erzgebirge (BAUMANN y cols., 1979)— pobres en bismuto.

En segundo lugar la paragénesis aquí hallada (\*\*) es más simple y las dimensiones y entidad del yacimiento, mucho menores que las de los mencionados.

Así pues, se podría pensar en una concentración incipiente del tipo Ni-Co-Bi-As(Ag), análoga a las de Cobalt (Ontario), aunque sin plata. Pero las particularidades señaladas sugieren, por otra parte, afinidades con concentraciones menores de Co o Co-(Ni), como las existentes —SCHNEIDER-HÖHN, 1962— en Alemania, en Siegerland o en el «Kobaltrücken» (Kupferschiefer, tipo Richelsdorf), o en los Alpes Orientales (Austria) en Zinkwand-Vöttern, siempre dentro del tipo citado de las «formaciones de cinco elementos».

**CONTENIDOS METALICOS**

Se ha realizado un total de 200 análisis, por absorción atómica, de contenidos metálicos (Co-Ni-Cu-Ag) de las litologías implicadas. Los resultados se sintetizan en los cuadros 2 y 3 y en las figuras 15, 16 y 17. Las muestras se han obtenido, en su mayor parte, por medio de rozas realizadas en los niveles o rocas correspondientes.

(\*) Aparte de los análisis de brecha ankerítica que se han realizado, de los cuales resultan siempre contenidos en Ag menores que 2 p.p.m. (cuadro 3), se han examinado 28 probetas pulidas, por medios ópticos (microscopio de luz reflejada) y químicos (espectrometría por fluorescencia de Rayos X), sin encontrar más que vestigios de dicho metal.

(\*\*) Dada la enorme escasez de menas en los sectores accesibles de las labores, cabe sospechar que, de haber podido encontrar un mayor número de muestras, para lograr una caracterización microscópica de la mena más exhaustiva, quizá se hubiesen hallado algunas especies más, aparte de las ya descritas, pero no es nada probable que esto alterase significativamente los resultados obtenidos.

**CUADRO 2**  
**Contenidos medios de Co (p.p.m.) de las principales litologías (\*)**

LITOLOGIA	MINA S. CARLOS	ENTORNO MINA (EN SILURICO)	OTRAS ZONAS (NO SILURICO)
BRECHA ANKERITICA	(1) 742 (1.530-250)	(2) 469 (1.170-70)	(3) 53 (60-20)
CALIZA NEGRA BANDEADA	(4) 470	(5) 50 (60-40)	--
PIZARRA AMPELTICA	(6) 243 (780-90)	(7) -- (120-50)	--
CUARCITA MICACEA	--	(8) 60 (60-60)	--
DIQUES PORFIDO	(9) 223 (840-60)	(10) 40 (50-30)	(11) < 1 (1-2)
GRANODIORITA DE BIELSA	--	--	(12) < 10 (10-7)

(\*) Para cada litología se indican en el cuadro, debajo del valor medio correspondiente y entre paréntesis, los valores máximo y mínimo de los contenidos hallados. Además, para cada valor medio se ofrecen, a continuación, dos cifras que indican —por este orden— el número de muestras analizadas y la desviación típica correspondiente:  
(1) 20,402; (2) 21,368; (3) 5,4; (4) 1,—; (5) 2,14; (6) 16,208; (7) 7,30; (8) 2,0; (9) 12,216; (10) 2,14; (11) 4,—; (12) 4,—.

**CUADRO 3**  
**Valores medios de contenidos metálicos (Ni, Cu, Ag) de las principales litologías (\*)**

LITOLOGIA	METAL	MINA SAN CARLOS	ENTORNO MINA (EN SILURICO)	OTRAS ZONAS (NO SILURICO)
BRECHA ANKERITICA	Ni	(1) 191 (430-40)	(2) 213 (750-50)	--
	Cu	(3) 366 (2.000-18)	(4) 90 (460-7)	--
	Ag	--	(5) < 2	--
CALIZA NEGRA BANDEADA	Ni	--	(6) 45 (50-40)	--
	Cu	--	(7) 25 (30-20)	--
	Ag	--	(8) < 2	--
PIZARRA AMPELTICA	Ni	(9) 305 (410-200)	(10) 149 (220-100)	--
	Cu	(11) 315 (550-80)	(12) 130 (230-14)	--
CUARCITA MICACEA	Ni	--	(13) 80 (100-60)	--
	Cu	--	(14) 5 (5-3)	--
DIQUES PORFIDOS	Ni	--	(15) 70 (90-50)	(16) 12 (20-10)
	Cu	--	(17) 19 (30-8)	--
	Ag	--	(18) < 2	--
GRANODIORITA DE BIELSA	Ni	--	--	(19) < 10 (10-2)

(\*) Para cada litología se indican en el cuadro, debajo del valor medio correspondiente y entre paréntesis, los valores máximo y mínimo de los contenidos hallados. Además, para cada valor medio se ofrecen, a continuación, dos cifras que indican —por este orden— el número de muestras analizadas y la desviación típica correspondiente:  
(1) 13,118; (2) 13,179; (3) 13,531; (4) 13,153; (6) 6,—; (7) 2,7; (8) 1,—; (9) 2,148; (10) 7,44; (11) 2,332; (12) 7,71; (13) 2,28; (14) 2,0; (15) 2,28; (16) 4,5; (17) 2,15; (18) 1,—; (19) 4,—.

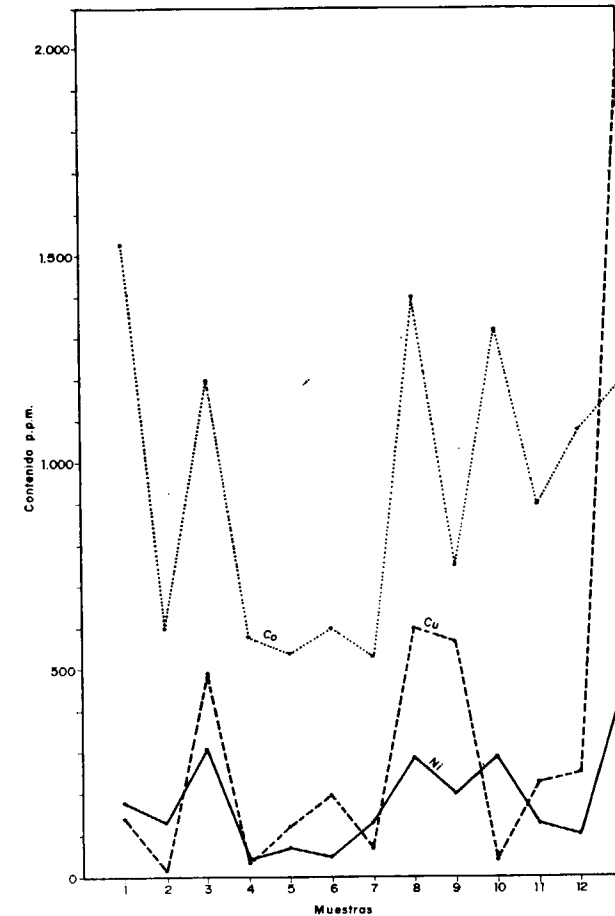


Figura 15.—Brecha ankerítica (Mina).

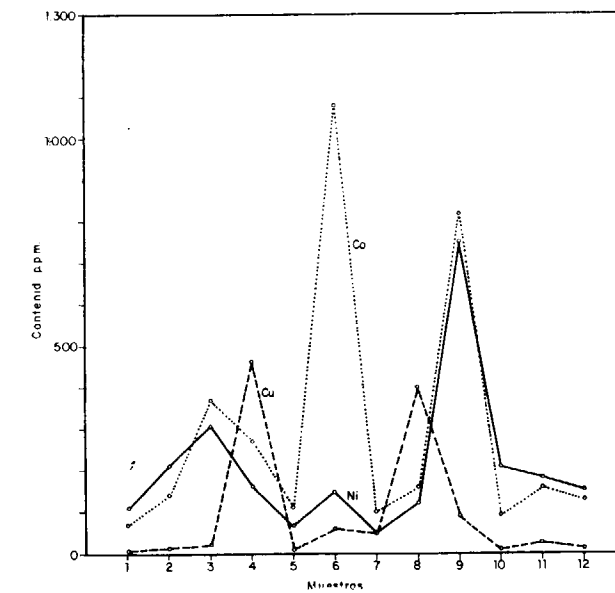


Figura 16.—Brecha ankerítica (entorno Mina).

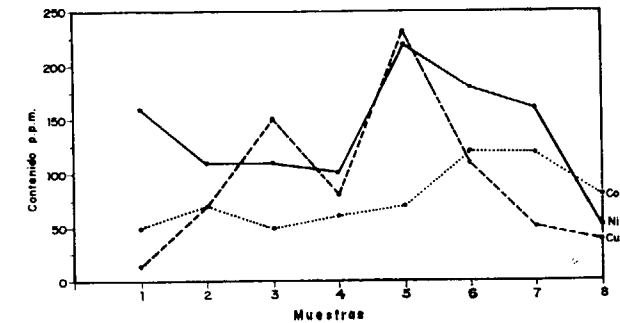


Figura 17.—Pizarra ampelítica.

Figuras 15 a 17.—Distribución de contenidos de Co-Ni-Cu (cuadros 2 y 3), en muestras de brecha ankerítica de la Mina San Carlos y de su entorno y en pizarras ampelíticas del área exterior a la mina.

Como se ve (cuadro 2) los valores más altos de Co se encuentran en la brecha ankerítica de la Mina San Carlos y —en menor medida— de su entorno. Las pizarras ampelíticas ocupan el segundo lugar. Por lo que respecta a las rocas ígneas, sólo se han hallado contenidos significativos en las muestras de la mina o de su entorno. Como rasgo general, ha de subrayarse, pues, que los contenidos mayores se hallan siempre en rocas que forman parte del Sistema Silúrico o que están emplazadas en el mismo. Esto es especialmente notorio en la roca ankerítica: en las muestras tomadas fuera del Silúrico —columna tercera— sólo se hallaron valores comprendidos entre 50 y 60 p.p.m. de Co, con un valor medio (53) de 9 a 11 veces inferior al de las tomadas en el seno de dicho sistema (469 y 742, entorno y Mina S. Carlos, respectivamente).

Se dispone de menos datos acerca de los contenidos de Ni-Cu-Ag (cuadro 3). Prescindiendo de la plata —contenidos por debajo del límite de detección de 2 p.p.m. en todas las litologías—, se pueden señalar dos características principales de los resultados obtenidos: i) los mayores contenidos se encuentran en la brecha ankerítica y en las pizarras silúricas, siendo los valores para Ni-Cu de ambas litologías comparables o, a veces —Ni en las muestras de la Mina S. Carlos, primera columna—, francamente superiores en la segunda de ellas (pizarras); ii) en las rocas ígneas sólo se han hallado valores significativos (70 p.p.m. Ni) en los diques emplazados en las pizarras ampelíticas.



Así pues, en síntesis, sólo muestran contenidos altos de Co-Ni-Cu, las rocas silúricas (en especial, pizarras ampelíticas) o las relacionadas espacial o genéticamente con dicho Sistema (en especial, brecha ankerítica).

#### PROCESOS GENERADORES

Puesto que toda interpretación genética ha de responder al marco geológico en el que se sitúa el objeto investigado, se enumeran, en primer lugar, una serie de observaciones o características geológicas del yacimiento estudiado, de las que un modelo genético coherente ha de dar razón, necesariamente:

- 1) la estructura del yacimiento, determinada por la geometría del nivel mineralizado, se adapta, a grandes rasgos, a la del zócalo paleozoico plegado, en el que se ubica (a una escala de detalle, esta coincidencia es difícil de establecer, por las distorsiones introducidas por la tectónica alpina de cabalgamiento);
- 2) hay cierta proximidad espacial entre el nivel mineralizado y la superficie de discordancia permotriásica, en la zona de la Mina San Carlos y labores adyacentes; no así en los restantes indicios;
- 3) no se observa ninguna relación directa e inmediata entre mineralización y magmatismo. Hay cierta relación indirecta (a través de las fallas E-O) entre la brecha ankerítica y el sector de la granodiorita de Bielsa aflorante a lo largo del cauce del Cinqueta, pero no se ha podido establecer con claridad una relación significativa —aparte de cierta coincidencia espacial, en algunos sectores— entre el magmatismo representado por los diques y dicha roca;
- 4) se trata de una mineralización ligada a una roca ankerítica metasomática; las relaciones texturales observadas sugieren cierta simultaneidad entre los procesos de ankeritización y la deposición de la mena cobaltífera;
- 5) la distribución espacial de esta brecha ankerítica obedece a un marcado control tectónico, fundamentalmente por grandes fracturas E-O, cuyo origen se ha interpretado

en relación con el emplazamiento de la intrusión granodiorítica;

- 6) dicha roca sólo aparece mineralizada en Co-Ni-Cu cuando se encuentra intercalada entre las pizarras ampelíticas silúricas, por lo que puede decirse también que la mineralización es estrato-ligada, con respecto al nivel ankerítico, en dichas pizarras;
- 7) los análisis realizados ponen de manifiesto que los máximos contenidos en Co-Ni-Cu se dan en la brecha ankerítica y, en segundo lugar, en las pizarras ampelíticas, siendo las demás litologías silúricas más pobres y, en especial, las rocas magmáticas, no emplazadas en el Sistema Silúrico, mucho más pobres en dichos metales.

Teniendo en cuenta que la aparente relación espacial (2) no es genética, con respecto a la brecha ankerítica, sino circunstancial, debida a la erosión (post-mineralización y pretriásica), que casi llegó a descubrir el nivel mineralizado —quizá también a la posterior tectónica de cabalgamiento, que podría haber eliminado los posibles tramos pizarrosos intercalados—, es fácil ver que las características 1-3 convergen con las consideraciones paragenéticas expuestas anteriormente, descartando la citada hipótesis, a primera vista plausible, de una paleosuperficie permo-triásica mineralizada, ya que, en tal caso, se podría esperar que: 1) no hubiese relación con la estructura del zócalo; 2) hubiese relación directa y permanente con la discordancia permotriásica; 3) no hubiese relación directa ni tectónica —a través de fallas E-O— entre roca filón y rocas magmáticas hercínicas.

En síntesis, una interpretación coherente de la génesis del yacimiento ha de dar cuenta simultáneamente del control tectónico, de la relación con la intrusión granodiorítica, del metasomatismo, de las condiciones de formación cata-mesotermiales, de los contenidos metálicos hallados, del carácter estrato-ligado de la mineralización y de su confinamiento dentro del Silúrico, de forma que la brecha ankerítica es estéril cuando se presenta fuera de este Sistema.

La estrecha relación entre procesos de mineralización cobaltífera y metasomatismo ankerítico, entre éste y las grandes fallas E-O y, finalmente, entre éstas y la intrusión granodiorítica, permite deducir que en la génesis de la mineralización

han intervenido las disoluciones hidrotermales derivadas de la consolidación de dicha intrusión, las cuales son responsables asimismo de los procesos de ankeritización observados esporádicamente a lo largo de la traza de dichas fallas; éstas han servido de vías de propagación a dichas disoluciones.

Pero ha de explicarse, todavía, cuál es la fuente de los metales Co-Ni-Cu, ya que, si éstos fuesen de derivación magmática y hubiesen sido transportados por las disoluciones hidrotermales mencionadas, sería de esperar que apareciesen indicios de mineralizaciones en cualquier lugar donde hubiese manifestaciones hidrotermales, es decir, asociados a la roca ankerítica en cualquier indicio, cosa que no ocurre. La consideración de los contenidos metálicos hallados en las distintas litologías (Cuadros 2 y 3) ofrece, a pesar del limitado número de datos para algunas litologías (en especial, rocas ígneas), una clave al respecto.

Las pizarras ampelíticas son las rocas que muestran una relación más constante con los enriquecimientos metálicos. En efecto, las demás rocas —incluida la brecha ankerítica— sólo muestran contenidos elevados cuando están en relación con dichas pizarras, es decir, en la mina y en su entorno (columnas primera y segunda de los cuadros 2 y 3).

Aún prescindiendo, por su singularidad, de las muestras tomadas en el interior de la mina, el más bajo contenido medio de Co hallado en pizarras silúricas (77 p.p.m., zonas exteriores a la mina) resulta relativamente alto, si se tiene en cuenta que la abundancia media de dicho metal en pizarras es del orden de 19 a 20 p.p.m. (según TUREKIAN y WENDEPohl, 1961, y VINOGRADOV, 1962, en RÖSLER y LANGE, 1972).

Por el contrario, los contenidos que podrían considerarse más representativos de las rocas ígneas —se exceptúan las muestras emplazadas en rocas silúricas, posiblemente contaminadas por las pizarras— no son en absoluto anómalos. En efecto, según los autores citados, la abundancia media de Co en rocas ígneas de composición intermedia-ácida varía entre 1 y 10 p.p.m. En las muestras analizadas, los contenidos máximos hallados son de 10 p.p.m. en pórfidos y menores (inferiores al límite de detección de 10 p.p.m.) en el granitoide de Bielsa, en el que podría sospecharse que se acer-

can al valor normal de 5 p.p.m. obtenido por VINOGRADOV (1962, en RÖSLER y LANGE, 1972).

Lo mismo cabría pensar acerca del Ni y del Cu, si se comparan, con el mismo criterio, los valores medios más bajos obtenidos para las pizarras silúricas y los obtenidos para las rocas ígneas no contaminadas por dicha litología, con los correspondientes para pizarras y rocas magmáticas intermedias y ácidas, según los autores citados (cuadro 4).

#### CUADRO 4

**Contenidos metálicos de Co-Ni-Cu en la serie de San Juan de Plan (SJP) y abundancias litosféricas medias de dichos metales en los mismos tipos litológicos**

	Co	Ni	Cu
PIZARRAS SILURICAS SJP	77	149	100
PIZARRAS LITOSFERA (*)	19-20	69-95	45-57
DIQUES SJP	<10	12	-
GRANODIORITA SJP	<10	<10	-
MAGMATITAS INTERMEDIAS Y ACIDAS LITOSFERA (*)	1-10	4,5-15	10-30

(\*) ROSLER y LANGE (1972).

En consecuencia es lógico suponer que la fuente de los metales está en las mismas pizarras ampelíticas.

El papel de las disoluciones hidrotermales quedaría así limitado a la redistribución de los metales contenidos —enriquecidos por preconcentración sedimentaria— en el tramo ampelítico, dando lugar a la precipitación preferente de los metales en el horizonte ankerítico. Este resulta de la ankeritización de un nivel calcáreo fosilífero, supestandamente dolomitizado, intercalado en las pizarras ampelíticas.

Así pues, la secuencia de acontecimientos que da lugar a las mineralizaciones supone:

- 1) Silúrico. Preconcentración sedimentaria metálica en pizarras ampelíticas, con algunas intercalaciones calizas.

2) Orogenia Hercínica. Intrusión de la granodiorita de Bielsa, creación de las fracturas mayores E-O, hidrotermalismo que se propaga y produce acciones metasomáticas a lo largo de dichas fracturas, y preferentemente, en los tramos silúricos carbonatados, lugares favorables también para la precipitación de metales movilizados de las pizarras silúricas.

Desde el punto de vista metalogénico, la serie de acontecimientos posteriores, fundamentalmente pertenecientes al ciclo alpino, no hacen ya sino dispersar las concentraciones metálicas preexistentes y trastornar las estructuras mineralizadas, siendo responsables, asimismo, de la brechificación del horizonte ankerítico, que adquiere así su actual y característica textura (brecha ankerítica).

El conjunto de procesos resumidos en el punto 2 podría explicarse, con mayor detalle, como sigue. Como consecuencia de los empujes debidos a la intrusión granodiorítica, se producen fracturas E-O (CASTROVIEJO y NODAL, 1985) que servirán de vías de circulación para las emanaciones hidrotermales, derivadas de dicha intrusión en las etapas finales de su consolidación. Estas producen intensas alteraciones hipogénicas en las rocas circundantes, especialmente en los diques de pórfido, en los que los efectos deutéricos son prácticamente ubicuos. La presión ejercida por dichas disoluciones ha debido de ser moderada, sin llegar a producir aperturas importantes de las fracturas citadas, ya que no se observan prácticamente fenómenos de relleno hidrotermal en las mismas.

La circulación de estos fluidos, que dan lugar a impregnaciones esporádicas del encajante, se ve dificultada, al ascender hasta el Silúrico, por la plasticidad —que amortigua la fracturación, disminuyendo el espacio abierto— y por la impermeabilidad de las pizarras ampelíticas (Silúrico). Las intercalaciones carbonatadas (dolomitizadas) en dichas pizarras constituyen un medio mucho más permeable (poroso) y reactivo que éstas, lo que da lugar a la circulación preferente de las disoluciones a lo largo de dichas intercalaciones, produciéndose una intensa ankerización y la precipitación del contenido metálico de Co-Ni-Cu-Fe, en los antiguos niveles dolomíticos (hoy «roca-filón» o brecha ankerítica).

De esta forma, las disoluciones pueden dar lugar a la misma roca ankerítica a lo largo de todo

su recorrido, siguiendo durante 2 km. la traza de las fallas E-O, pero ésta sólo está mineralizada en el Silúrico, que es donde aquéllas han podido enriquecerse más en Co-Ni-Cu, al lixiviar o movilizar, por la introducción de un gradiente térmico, dichos metales, previamente concentrados en las pizarras. Por otra parte, la existencia de un medio reductor, constituido precisamente por las pizarras ampelíticas, principal litología del Silúrico, facilita el que la precipitación tenga lugar en las rocas de este Sistema.

Esta interpretación, al precisar el papel jugado por el metasomatismo, en relación con las fallas E-O, y el proceso de concentración fundamental, a partir de las pizarras ampelíticas, discrepa de la propuesta por MALIVERNEY (1973), el cual sugería que la mineralización era de origen profundo.

En cambio, el modelo genético ahora elaborado concuerda, en líneas generales, con el propuesto por BOYLE (1968) para los yacimientos de Cobalt (Ontario, Canadá), quien considera que se trata de vetas de secreción lateral, es decir, rellenas por materiales derivadas del encajante (sedimentos y rocas verdes de la serie Keewatin).

A este respecto, es interesante comparar los análisis facilitados por dicho autor con los obtenidos en la presente investigación (cuadro 4). Los contenidos en Co de las rocas de la serie Keewatin oscilan entre 67 y 74 p.p.m. y son, por tanto, todavía ligeramente inferiores a los hallados en las rocas de las que, según se ha postulado, se deriva el Co del yacimiento ahora investigado: pizarras ampelíticas, con 77 p.p.m. de Co en promedio. Asimismo, los valores de Ni (105-160 p.p.m.) y Cu (120-420 p.p.m.) publicados por dicho autor están también en consonancia con la interpretación propuesta (compárese con cuadro 4).

No puede sorprender la entidad, incomparablemente mayor, de los yacimientos de Cobalt, si se tiene en cuenta el marco geológico del escudo canadiense en que éstos se ubican y la mayor intensidad de metamorfismo —y, por tanto, del gradiente térmico y de las migraciones de fluidos— propia de dicho ámbito.

#### CONCLUSIONES

Se trata de una mineralización meso-catatermal compuesta esencialmente por arseniuros y sulfo-

arseniuros de Co-Ni (cobaltina, eskutterudina, gersdorffita, pararammelsbergita, glaucodoto, allosclita...), con sulfuros (pirita, calcopirita, bismutina, bravoita, marcasita...) y bismuto nativo subordinados.

La mineralización se distribuye de forma muy irregular, en el seno de un nivel ankerítico brechoide, en el que forma pequeñas bolsadas, rellena vetillas, etc. En todo caso, está limitada a las pizarras ampelíticas silúricas.

Su origen se explica por secreción lateral, a partir de pre-concentraciones metálicas sedimentarias contenidas en dichas pizarras, en relación con fluidos hidrotermales emanados, durante el ciclo hercínico, de la intrusión granodiorítica de Bielsa y propagados a favor de grandes fracturas E-O, los cuales producen, por ankerización de intercalaciones carbonatadas, el actual horizonte mineralizado. Se explica así el carácter estrato-ligado y el control tectónico del yacimiento.

Desde el punto de vista de la paragénesis y del modelo genético propuesto, que difiere de los hasta ahora elaborados, se establecen puntos de contacto con los yacimientos del tipo Cobalt (Ontario).

En el ciclo alpino, tiene lugar una serie de trastornos tectónicos relacionados con el inmediato cabalgamiento de Los Millares, produciendo milonización y dislocaciones que dificultan enormemente el seguimiento de las estructuras mineralizadas.

De la interpretación genética propuesta se desprende la potencial importancia, para una exploración de ámbito regional, del Sistema Silúrico (pizarras ampelíticas), como metalotecto para mineralizaciones similares a la estudiada. Como paso previo, habría de partirse de una caracterización geoquímica de dicho Sistema más completa y rigurosa que la realizada, dada la pobreza de afloramientos y el carácter limitado y local del presente estudio.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Instituto Nacional de Industria y a la E. N. Adaro las facilidades dadas para la realización de este trabajo y la autorización para publicarlo.

En memoria del Prof. PAUL RAMDOHR († 8-III-1985).

#### BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, G. C., y PARK, W. C.: *Stylolites of Diagenetic Age and their Role in the Interpretation of the Southern Illinois Flourspar Deposits*. Mineralium Deposita, 2, 44-53 (1967).
- BAUMANN, L.; NIKOLSKIJ, I. L., y WOLF, M.: *Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten*. Verlag Glückauf, Essen, 503 pp. (1979).
- BOYLE, R. W.: *The Geochemistry of Silver and its Deposits*. Geol. Survey of Canada, Bull. 160, Ottawa, 264 pp. (1968).
- CASTROVIEJO, R., y NODAL, T.: *Estudio Geológico de las concentraciones de Co-(Ni-Cu) en el Silúrico de San Juan de Plan, Valle de Gistain (Pirineo de Huesca)*. Bol. IGME (en prensa) (1985).
- CROXFORD, N. J. W.: *Cobalt Mineralization at Mount Isa, Queensland, Australia, with References to Mount Cobalt*. Mineral. Deposita (Berl.), 9, 105-115 (1974).
- KOSTOV, I.: *Mineralogy*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 587 páginas (1968).
- MALIVERNEY, C.: *Géologie et métallogénie du gîte de cobalt de Gistain dans les Pyrénées espagnoles*. Bull. BRGM, sect. II, núm. 6, pp. 433-448 (1973).
- MALLADA, L.: *Descripción Física y Geológica de la Provincia de Huesca*. Mem. Com. Mapa Geol. de España, tomo VI, Madrid, 439 pp. (1878).
- RAMDOHR, P.: *The Ore Minerals and their Intergrowths* 2nd Ed., Pergamon Press, Oxford, 1207 pp. (1980).
- RÖSLER, H. J., y LANGE, H.: *Geochemical Tables*. Elsevier, Amsterdam, 468 pp. (1972).
- SCHNEIDERHÖHN, H.: *Erzlagerstätten*. G. Fischer Verlag, Stuttgart, 371 pp. (1962).
- UYTENBOGAARDT, W., y BURKE, E. A. J.: *Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals*. 2nd Ed., Elsevier, Amsterdam, 430 pp. (1971).

Recibido: Abril de 1985.



## AGUAS SUBTERRANEAS

## Aplicación del modelo Simero al manantial de Vozmediano

Por E. SANZ PEREZ (\*)

## RESUMEN

Para explicar el funcionamiento del acuífero del karst del Moncayo, se ha aplicado el modelo matemático SIMERO a los 21 años de los que se tienen datos de aforo del manantial. Los resultados arrojan los siguientes valores para el balance del año medio; pluviometría, 714,2 mm.; escorrentía, 35,6 mm.; evaporación real, 404,9 mm.; infiltración, 273,7 mm. Con los resultados de la infiltración se ha calculado la dependencia entre valores anuales de pluviometría y dicha infiltración obteniendo una recta de regresión. Pero lo que vemos más importante, el modelo SIMERO ha quedado simplificado de tal manera que los caudales del manantial de un mes determinado pueden ser calculados mediante el conocimiento tan solo de la precipitación y temperatura de dicho mes y el caudal del mes anterior.

## ABSTRACT

In order to explain the functioning of the Moncayo's karst water-bearing, the mathematical SIMERO pattern has been applied to the 21 years of which we have information of the flow of the spring. The results present the following values for the balance of the mean year: pluviometry 714,2 mm.; surface runoff 35,6 mm.; real evaporation 404,9 mm.; infiltration 273,7 mm. With the results of the infiltration, the dependance between it and the annual pluviometry values has been calculated, obtaining a regression line. But what we think mor important, is that the SIMERO pattern has been simplified in such way that the flow of the spring in certain month can be calculated by knowing only the precipitations and the temperature of that month and the flow of the previous month.

## 1. INTRODUCCION

En un trabajo anterior, publicado en este Boletín (SANZ PÉREZ, 1985), hicimos una amplia exposición de los fundamentos teóricos del modelo matemático SIMERO, donde, además de explicar los conceptos enunciados en el trabajo original (DEGALLIER, 1972), se profundizó, aunque fuese modestamente, en su estudio y aplicaciones.

En la Tesis Doctoral realizada por nosotros (SANZ PÉREZ, 1984), se pretendió estudiar el karst de la cara occidental y meridional de la Sierra del Moncayo desde un punto de vista fundamentalmente hidrogeológico, siendo el objetivo principal el manantial de Vozmediano, por lo que para su

estudio aplicamos el modelo SIMERO al acuífero que drena dicha fuente, siendo ésta, según nuestro conocimiento, la primera vez que se utiliza en nuestro país.

En las siguientes líneas expondremos un resumen de la aplicación y resultados obtenidos, por otra parte satisfactorios, y haciendo resaltar por su importancia y total innovación, la simplificación a la que se ha llegado del modelo en el caso concreto que nos ocupa, reduciéndose a una fórmula con tres componentes de fácil resolución y cuyas variables presentan también poca dificultad de obtención, como veremos, y cuya metodología de trabajo puede quizá valer para otros manantiales.

Antes de entrar en el estudio propiamente dicho, creemos conveniente, y necesario, aunque

sea brevemente, explicar el funcionamiento hidrogeológico del acuífero de Vozmediano.

## 2. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE VOZMEDIANO

El área de estudio se encuentra situada al este de la provincia de Soria, en sus límites con la de Zaragoza. El karst se 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 norte, y las de Toranzo y Tablado por el norte. La zona que nos interesa está surcada por el río Araviana, perteneciente a la cuenca del Duero, y Queiles, Isuela y Keiles que son tributarios del Ebro.

La geometría de los materiales acuíferos es de un sinclinatorio 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 menos permeables del Buntsandstein y Keuper.

La recarga se lleva a cabo a partir de la infiltración directa del agua de las precipitaciones que sobre los afloramientos del acuífero caen, tanto en los montes de Fuentes de Agreda, 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 de estos terrenos paleozoicos o triásicos que al llegar a las calizas y dolomías jurásicas desaparecen. Según el mapa de curvas isoyetas calculamos que sobre la cuenca tanto permeable como impermeable que alimenta el karst, y que es de unos 130 km<sup>2</sup>, caen aproximadamente 90 Hm<sup>3</sup> anuales de precipitación.

La descarga se efectúa a través de dos aliviaderos 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 raudal medio de agua de 1,1 m<sup>3</sup>/s., lo que significa una aportación de 32 Hm<sup>3</sup> al año. Presenta una variabilidad en su caudal del 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 públicas, explotando adecuadamente el acuífero, lo que beneficiaría el riego de la fértil vega navarro-aragonesa del Queiles. El río Araviana o Torambil representa la escorrentía superficial que sale del sistema kárstico, siendo pocos los días, como veremos, en que el tramo superior del Araviana logra tributar sus aguas al Rituerto, afluente éste del Duero.

## 3. APLICACION DEL MODELO

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 1979-80) puede ser suficiente, y que para este período se puede conseguir información fiable, como se verá 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

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

directos y comprensivos de toda la cuenca del acuífero, por lo que, en base a ellos, se hace preciso recurrir a estimaciones.

Con la aplicación de la curva de caudales clasificados se ha conseguido una estimación, se cree que bastante ajustada, de las entradas y salidas anuales (SANZ PÉREZ, 1984). Para la aplicación del modelo Simero se hace necesario adoptar una medida de tiempo, evidentemente más pequeña que el año, ya que en él 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 va a barcar 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 disponen 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 puede 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 total de 21 años, pensando que su ajuste puede ser significativo.

La cuenca del acuífero, de 130 km<sup>2</sup> de extensión superficial, tiene una escorrentía superficial muy pequeña, debido a que las superficies de menor cota, por donde podría salir agua superficial de la cuenca, están ocupadas por calizas que filtran dicha escorrentía antes de abandonar la cuenca y su salida natural, por el río Araviana, antes de su paso por el Estrecho de Toranzo, tiene un lecho arcilloso y por tanto sin circulación de agua subterránea.

Hay una salida artificial de agua en superficie, de escasa consideración, que se ha tenido en cuenta y posteriormente a nuestro período de es-

tudio se ha iniciado una segunda detracción de 22 l/s. para abastecer la villa de Olvega.

Sobre otras posibles pérdidas se ha analizado la única fuente próxima al acuífero, la de Purujosa, que arroja un caudal medio inferior a los 100 l/s., la cual queda explicada por su cuenca geográfica que queda fuera de la que aquí se estudia.

### 3.1. Los datos de entrada

A continuación comentaremos brevemente cómo se han obtenido los datos de partida necesarios para el modelo SIMERO: precipitación, evapotranspiración y escorrentía, cuidando que éstos fuesen lo más representativos posibles, por lo que no se ha escatimado esfuerzo en su cálculo y preparación.

#### *Series mensuales de pluviometría*

La distribución mensual de pluviometría se ha obtenido a partir de la precipitación media anual calculada por el método de las isoyetas para un período de 38 años (SANZ PÉREZ, 1984). A tal objeto se han analizado, por una parte, la variabilidad de la variación estacional en los distintos pluviómetros y, por otra, la variabilidad, para una estación significativa, de la variación estacional correspondiente a diversos años. Todo ello para valorar cómo esta variación estacional está influida por el espacio y por el tiempo, y con ello poder decidir el método de estimación de la pluviometría mensual media y tener una idea del grado de fiabilidad de estas estimaciones.

Por lo que se refiere al influjo de la localización geográfica en la variación estacional de las siete estaciones pluviométricas con influencia en la zona, se ha visto que sus distribuciones son semejantes y que la que mejor se ajusta a la media, con bastante precisión, como era de esperar dada su situación en el centro de la zona y su mayor peso en la obtención de dicha media, es la de Cueva de Agreda.

Por lo que se refiere a la variabilidad de la variación estacional en el tiempo, se ha visto que ésta es mayor de unos años a otros que de unas a otras estaciones de la zona. Es decir, la variación es mayor en el tiempo que en el espacio.

A la vista de estos resultados de la información disponible, se ha realizado el cálculo de las precipitaciones mensuales medias en la zona, en cada uno de los 21 años considerados, según las medias ponderadas, de las variaciones estacionales de las estaciones pluviométricas que disponían de datos.

#### *Series mensuales de escorrentía superficial*

La geometría del acuífero está limitada en su parte oriental y sur por las divisorias de aguas de las cimas o crestas del Moncayo, Tablado y Toranzo; son las partes altas que están formadas por terrenos paleozoicos y triásicos, y la escorrentía superficial que producen al descender encuentran los terrenos calcáreos en los cuales se sume. Coinciden estos materiales con la topografía más baja y están formados por carnioles y calizas jurásicas, lo que hace que las salidas de agua en superficie sean difíciles y que únicamente se produzcan en períodos de pluviometría intensa, en que ésta rebasa la capacidad de filtración de las calizas y del aluvial de los ríos entre las que se intercalan algunos lechos de arcilla. Esta salida superficial, natural e intermitente, se verifica por el río Araviana, que abandona el acuífero por el Estrecho de Toranzo, situado en la parte oeste del mismo. Dicho río permanece seco gran parte del año. Estas salidas para cada uno de los años, que cubren este estudio, ya fueron calculadas, en su valor anual, mediante la curva de caudales clasificados del manantial de Vozmediano (SANZ PÉREZ, 1984). Únicamente ha restado hacer una distribución mensual, para la que se han tenido en cuenta, principalmente, los datos pluviométricos (meses de pluviometría más intensa). A esta salida natural de agua hay que añadir otra salida artificial, y que por ser superficial se incluye como escorrentía. Es una canalización, de carácter más o menos permanente, que toma unos 40 l/s. de las laderas del Moncayo para conducir el agua a regadíos y abastecimientos a Agreda, fuera del sistema hidrológico considerado.

Con todo, se ha obtenido la escorrentía para los 252 meses de los 21 años considerados y se concluye que la escorrentía superficial de esta cuenca es muy poco relevante. Para una pluviometría media de 714 mm. anuales, la escorrentía total asciende a 34,2 mm., lo que supone alrededor del 5 por 100 de dicha pluviometría.

#### *Series mensuales de evapotranspiración*

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se han utilizado los datos mensuales de evaporaciones directas de la cercana estación de Soria. Esta estación presenta una distribución paralela a la evaporación media anual de la zona de estudio, la cual se ha obtenido mediante las evapotranspiraciones mensuales de un año medio de la estación de Agramonte (ELÍAS y JIMÉNEZ, 1965), situada dentro del área de estudio. Los valores de cada mes y año de Soria se han multiplicado por un factor corrector para que diesen la misma media anual que la de la zona considerada, obteniéndose así las evaporaciones mensuales de los 21 años de simulación.

### 3.2. Los datos de salida

#### *Aportaciones mensuales del manantial de Vozmediano*

Los aforos que se tenían del manantial de Vozmediano no correspondían a datos directos, sino a los caudales turbinados en la central Keiles II, pero mediante la curva de caudales clasificados y las características de instalación y funcionamiento de dicha central (SANZ PÉREZ, 1984), se dedujo el procedimiento para, a partir de dicha información, deducir los aforos que realmente deberían corresponder al manantial, y aún se hizo el cálculo de los mismos en períodos anuales. En base a dichos cálculos y procedimientos, estas estimaciones anuales se han distribuido por meses, obteniéndose las aportaciones reales mensuales, expresadas en el equivalente a una capa de agua para la extensión total de la cuenca, tal como se ha hecho para la pluviometría, escorrentía y evapotranspiración. De todas formas, la estimación de las aportaciones reales han resultado ser, para el período de los 21 años considerados, de tan sólo el 3,2 por 100 superior a la aportación medida en la citada central.

### 4. APROXIMACION A LOS PARAMETROS Y VALORES INICIALES DEL AÑO MEDIO

Teniendo en cuenta que el período de tiempo adoptado ha sido el mes, se ha pensado que una primera aproximación de estos parámetros y valores iniciales podría hacerse en base a los datos del año medio, ya que para ello se dispone de



información en cuanto a las entradas mensuales (pluviometría, evaporación y escorrentía) y a la salida. Estos datos, calculados en el apartado precedente, figuran resumidos en el cuadro número 1 (fig. 1).

**CUADRO 1**

**Año medio (1959-60 a 1979-80) (en mm.)**

Meses	Pluio- metría	Escorren- tía	Evapora- ción potencial	Salidas Voz- mediano
Octubre ... ..	57,7	2,3	32,6	16,2
Noviembre ... ..	76,0	3,9	27,4	17,7
Diciembre ... ..	73,8	5,4	19,7	22,3
Enero ... ..	61,2	3,9	16,8	23,8
Febrero ... ..	59,1	3,9	18,3	24,6
Marzo ... ..	58,5	3,1	27,1	26,2
Abril ... ..	67,8	3,1	38,8	26,9
Mayo ... ..	69,0	3,1	49,5	27,7
Junio ... ..	65,9	2,3	61,3	24,6
Julio ... ..	31,5	1,1	79,4	20,0
Agosto ... ..	30,4	0,8	77,9	16,2
Septiembre ... ..	63,3	1,3	59,6	14,6
TOTAL ... ..	714,2	34,2	508,4	260,8
MEDIA ... ..	59,5	2,9	42,4	21,7
VALOR RELATIVO ..	100,0	4,8	71,2	36,5

**4.1. Balance del año medio**

Al objeto de analizar la sensibilidad de los parámetros y valores iniciales que usa el programa en el balance, para proceder a su ajuste se ha aplicado dicho programa a determinados valores extremos de los mismos, y los resultados para los datos del año medio han sido los siguientes:

W	M=10 mm.		M=25 mm.		MEDIAS
	A <sub>0</sub> =0; F <sub>0</sub> =0	A <sub>0</sub> =S; F <sub>0</sub> =0,5	A <sub>0</sub> =0; F <sub>0</sub> =0	A <sub>0</sub> =5; F <sub>0</sub> =0,5	
30	266	286	251	271	268,5
100	189	234	184	237	211,0
MEDIAS ... ..	227,5	260	217,5	254	293,8

Antes de entrar en el análisis de estos resultados, conviene recordar el significado de las variables, parámetros y valores fijos que figuran en el programa SIMERO:

- A (1): Reservorio de primera capa en el período I.
- B (I): Reservorio de segunda capa.
- C (N): Factores correctores:
  - C (1): Para caudales en segunda capa.
  - C (2): Para caudales en tercera capa.
  - C (3): Para caudales en tercera capa.
- D (N): Factor reductor de dimensiones de caudales:
  - D (2): Para la segunda capa.
  - D (3): Para la tercera capa.
- E (I): Escorrentía superficial.
- F (1): Grado de saturación de la segunda capa.
- G: Factor reductor de dimensión para presiones en tercera capa.
- H: Número de orden del período final de los tiempos I.
- I: Tiempos (I=1, 2, 3 ..... H).
- J (N): Coeficientes exponenciales de la segunda capa [J (0), J (1), J (2)].
- K (N): Coeficientes exponenciales de la tercera capa [K (0), K (1), K (2)].
- L (I): Lámina de agua llegada a tercera capa, reducida para presiones.
- M: Capacidad máxima de retención de la primera capa.
- N: Orden de términos exponenciales (N=1, 2, 3).
- O (I): Incremento de reserva en segunda capa.
- P (I): Pluviometría.
- Q (I): Lluvia neta.
- R (I): Infiltración disponible en primera capa.
- S (I): Infiltración gravífica hacia segunda capa.
- T (I): Lámina de agua llegada al manto:
  - T (0, I) Lámina parcial para N=0.
  - T (1, I) Lámina parcial para N=1.
  - T (2, I) Lámina parcial para N=2.

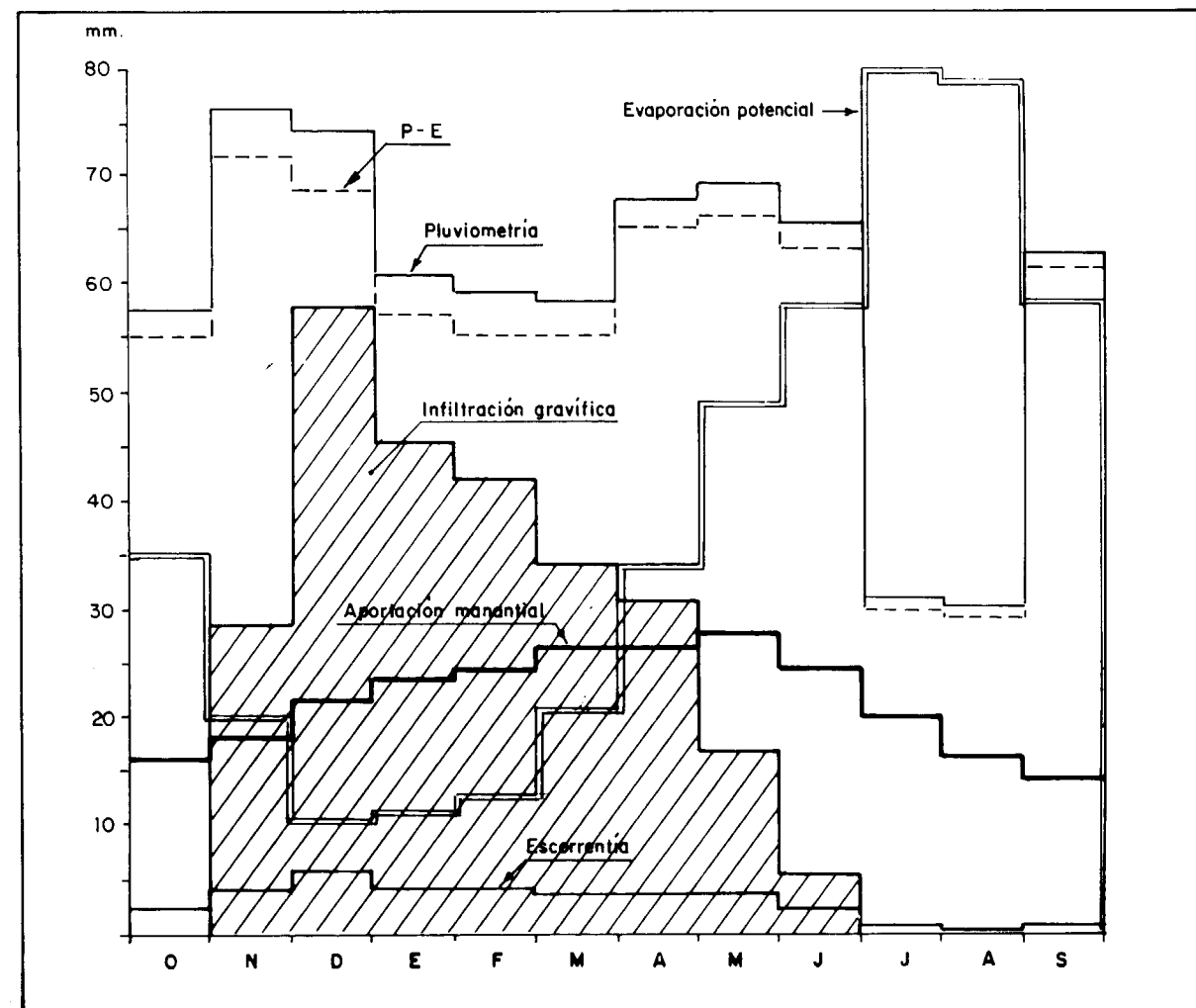


Figura 1

U (I): Caudal de exutorio:

- U (0, I) Caudal parcial para N=0.
- U (1, I) Caudal parcial para N=1.
- U (2, I) Caudal parcial para N=2.

V (I): Evapotranspiración real.

N: Capacidad de retención máxima de la segunda capa.

X (I): Infiltración gravífica reducida.

Y (I): Recarga del manto (presiones):

- Y (0, I) Recarga parcial para N=0.
- Y (2, I) Recarga parcial para N=1.
- Y (3, I) Recarga parcial para N=2.

Z (I): Lámina de llegada a tercera capa, reducida para caudales.

Volviendo al principio, vemos que sin entrar en un análisis detenido de estas variaciones se puede observar que para W=100 mm. todos los valores de la infiltración dinámica quedan significativamente más bajos que la media de 260,8 mm., y que para W=30 mm. se verifica que:

$$S (M=25, A_0=0, F_0=0) < 260,8 < S (M=10, A_0=0, F_0=0)$$

Teniendo en cuenta que para finales de septiembre unos valores iniciales aceptables pueden ser A<sub>0</sub>=0, F<sub>0</sub>=0,1, se toman para las capacidades máximas de retención M=18 y W=30, que con un coeficiente reductor de la evaporación igual a 0,964 se obtiene:

Meses	P	E+V	Q	A <sub>0</sub> =0 A	R	S	O	B <sub>0</sub> =3 B	F (F <sub>0</sub> =0,1)
O ... ..	57,7	37,3	20,4	18,0	2,4	0,2	2,2	5,2	0,17
N ... ..	76,0	23,2	70,8	18,0	52,8	28,0	24,8	30,0	1,00
D ... ..	73,8	16,1	75,7	18,0	57,7	57,7	—	30,0	1,00
E ... ..	61,2	15,5	63,7	18,0	45,7	45,7	—	30,0	1,00
F ... ..	59,1	17,0	60,1	18,0	42,1	42,1	—	30,0	1,00
M ... ..	58,5	24,5	52,0	18,0	34,0	34,0	—	30,0	1,00
A ... ..	67,8	37,1	48,7	18,0	30,7	30,7	—	30,0	1,00
M ... ..	69,0	52,1	34,9	18,0	16,9	16,9	—	30,0	1,00
J ... ..	65,9	60,7	23,2	18,0	5,2	5,2	—	30,0	1,00
J ... ..	31,5	81,0	-31,5	—	-31,5	—	-15,8	14,2	0,47
A ... ..	30,4	80,1	-49,7	—	-49,7	—	-11,6	2,6	0,10
S ... ..	63,3	59,5	3,8	3,8	—	—	—	2,6	0,10
	714,2		504,1			260,5			

De estos resultados merece destacar:

a) Los valores finales de almacenamiento en la primera y segunda capa A(12)=3,8 mm. y B(12)=2,6 mm. son muy similares a los valores iniciales, como debería corresponder a un año medio. Una mejor precisión puede obtenerse poniendo A<sub>0</sub>=3 mm y B<sub>0</sub>=3 mm., lo cual está más de acuerdo con el inicio de una mayor pluviometría en septiembre, que ya ha surtido algún efecto, al final de dicho mes, para la primera capa y no para la segunda.

b) La infiltración gravífica resulta con un valor de 260,5 mm., que comparada con la que debería resultar (260,8) da una diferencia insignificante. Precisamente si se pusiese A<sub>0</sub>=3 mm. en lugar de A<sub>0</sub>=0, dicha infiltración dinámica sería exactamente 260, 8 mm.

c) El balance del año medio resulta así:

	mm.	%
Pluviometría ... ..	714,2	100,0
Escorrentía superficial ... ..	34,2	4,8
Evaporación real:		
De primera capa ... ..	381,8	53,5
De segunda capa ... ..	37,4	5,2
Infiltración gravífica ... ..	260,8	36,5

d) Se adoptan en principio, por tanto, los siguientes valores para los parámetros de capacidad máxima de retención de la primera y segunda capa:

A=18 mm.  
W=30 mm.

e) El tiempo medio de la infiltración gravífica se sitúa el 5 de febrero.

#### 4.2. Metodología de la capa no saturada

Dada la gran extensión del acuífero y la pequeña variación relativa del nivel del manto a los efectos del cálculo de la percolación del agua por esta segunda capa, se infiere que el efecto del programa en esta capa es de menor importancia que en las otras dos.

Se intenta una aproximación en el sentido de que se toman unos parámetros que responden a una estructura geológica análoga y a la geometría del acuífero.

Respecto a la estructura se tienen en cuenta el que cerca de los dos tercios está formado por carnioles y calizas jurásicas, y el resto por terrenos detríticos más o menos impermeables, por lo que podemos admitir que el valor medio de la permeabilidad en todo el manto (k') puede estar comprendido entre 1 m. y 4 m. por día, y que la capacidad media de almacenamiento puede estar entre el 1 por 100 y el 10 por 100, o bien, expresado W' en unidades lineales, será 0,01 m/m. ≤ W' ≤ 0,10 mm/m.

En cuanto a la geometría, o más concretamente la profundidad del acuífero, ésta oscila entre valores muy pequeños en las proximidades del manantial y en las laderas montañosas del Paleozoico y Triásico, pasando por los 100 m. comprobados en el valle del Araviana hasta más de 200 m. en la cumbre de la Sierra de Fuentes. Teniendo en

cuenta la extensión de estas diversas zonas, se ha calculado que un valor medio de la profundidad del manto pueda ser alrededor de los 50 m.

Por tanto, se tienen las siguientes cotas o valores para los parámetros de esta segunda capa:

$$30 \text{ m/mes} < K' < 120 \text{ m/mes}$$

$$0,01 \text{ m/m.} < W' < 0,10 \text{ m/m.}$$

$$Z' = 50 \text{ m.}$$

Para ambas cotas extremas y valores intermedios de K'=60 m/mes y W'=0,06 m/m. se tendrían los siguientes valores para n<sub>0</sub> calculados

según la fórmula [8], o sea, n<sub>0</sub> ≥  $\sqrt{\frac{Z'^2 \cdot W'}{ZK'}} - \frac{1}{2}$

Parámetros	n <sub>0</sub>	D(2)= K'/Zr <sup>2</sup> · W'
K'= 30, W'=0,01, Z'=50 ... ..	0,15	1,2
K'= 60, W'=0,06, Z'=50 ... ..	0,62	0,4
K'=120, W'=0,10, Z'=50 ... ..	0,52	0,48
K'= 30, W'=0,10, Z'=50 ... ..	1,54	0,12

Ello indica que desechando los valores extremos de la última línea anterior será suficiente tomar el primer término de la serie exponencial [16], o sea, para n=0, al objeto de obtener una aproximación suficiente. Efectivamente, los coeficientes exponenciales J(N) para los valores intermedios K'=60 m/mes, W'=0,06 m/m. y Z'=50 m. según la fórmula

$$J(N) = \exp \frac{-(2n+1)^2 \pi^2 D(a)}{4}$$

serían:

$$J(0) = \exp(-1) = 0,4;$$

$$J(1) = \exp(-9) = 0,00012;$$

$$J(2) = \exp(-25) = (0),$$

que como se ve tienen valores despreciables a partir de J(1).

No obstante la recomendación habitual de que en este caso se considera todo el flujo S(I) de un período I, como llegado en dicho período, se ha estimado más preciso afectarlo de un cierto retraso en base a la siguiente consideración:

Para un caudal de entrada S(I)=1, siendo DR(O)=3,1416, y D(2)=0,4, se tendría un caudal

de llegada, sin considerar el factor corrector C(1), igual a

$$T(0 \cdot I) = 1 \cdot 0,4 \cdot 3,1416 = 0,5$$

Y como estamos considerando sólo el primer término J(O), la suma de caudales de llegada, en períodos sucesivos, por esta entrada S(I)=1, sería:

$$T = 0,5 + 0,5 \cdot 0,4 + 0,5 \cdot 0,4^2 + 0,5 \cdot 0,4^3 + \dots =$$

$$= \frac{0,5}{0,6} = 0,83$$

Quiere ello decir que se ha producido un error igual a 1-0,83=0,13, error que se lo acumulamos en gran parte a la llegada del primer mes por considerar que es en él donde principalmente se ha producido. El resto suponemos llega en el segundo mes. Es decir, la entrada de 1 mm. en el mes I hace su llegada de 0,6 mm. en dicho mes y de 0,4 mm. en el siguiente.

Con este supuesto, las transferencias en la capa no saturada tienen un cálculo muy simple, pues bastará la fórmula de recurrencia siguiente:

$$T(I) = 0,6 \cdot S(I) + 0,4 \cdot S(I-1)$$

Para obtener el retardo medio que produce la percolación del agua por esta capa, calculada ésta por la fórmula anterior, bastará calcular el centro de gravedad G(T) de estas llegadas, teniendo en cuenta que  $\sum_I T(I) = \sum_I S(I)$ , ya que no hay pérdidas de caudales

$$G(T) = \frac{\sum_I T(I) \cdot I}{\sum_I T(I)} =$$

$$= \frac{0,6 \cdot \sum_I S(I) \cdot I + 0,4 \cdot \sum_I S(I-1) \cdot I}{\sum_I S(I)} =$$

$$= \frac{0,6 \cdot \sum_I S(I) \cdot I}{\sum_I S(I)} +$$

$$+ \frac{0,4 \cdot \left[ \sum_I S(I-1) \cdot (I-1) + \sum_I S(I-1) \right]}{\sum_I S(I)} =$$

$$= 0,6 \cdot G(S) + 0,4 \cdot G(S) + 0,4 = G(S) + 0,4$$



Es decir, el retraso medio es de 0,4 meses, o sea, 12 días.

Si aplicamos la fórmula de recurrencia a los valores de S(J) obtenidos en el apartado anterior para el año medio, se tendrían los siguientes valores mensuales:

Meses	S(I)	T(I)
Octubre	0,5	0,3
Noviembre	28,0	17,0
Diciembre	57,7	45,8
Enero	45,7	50,5
Febrero	42,1	43,5
Marzo	34,0	37,3
Abril	30,7	32,0
Mayo	16,9	22,4
Junio	5,2	9,9
Julio	—	2,1
Agosto	—	—
Septiembre	—	—
<b>TOTAL</b>	<b>260,8</b>	<b>260,8</b>
Centro de gravedad	26 enero	7 febrero

En la figura 2 puede observarse tanto el efecto de retardo como el efecto regulador de las llegadas T(I) respecto de las entradas S(I).

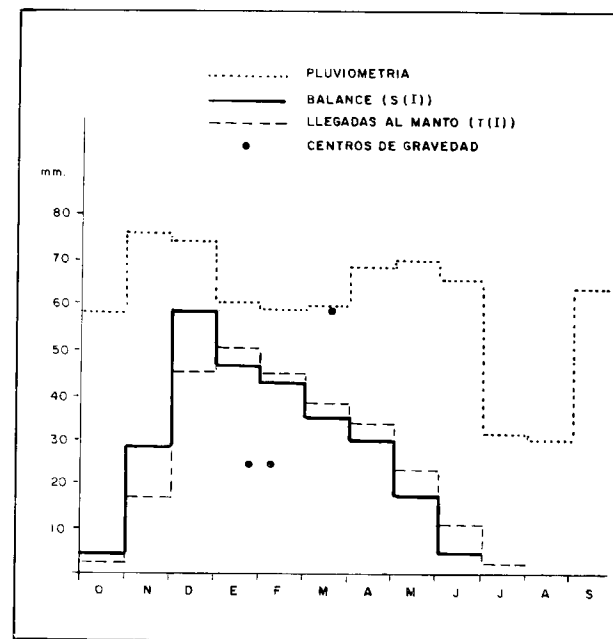


Figura 2

**4.3. Aproximación a los parámetros del manto acuífero**

La explicación del comportamiento del año medio en esta capa ha resultado más laborioso que en las dos anteriores, y seguramente que la heterogeneidad respecto a las formaciones y estructuras geológicas, con la diversidad en líneas de flujo diferentes transmisividades y coeficientes de almacenamiento, ha originado una mayor dificultad en poder situar unos valores medios que, como un conjunto homogéneo, diesen una respuesta análoga a la observada como media de los 21 años considerados. En el mismo sentido ha influido la geometría del acuífero.

Se han ensayado diversos valores para la longitud media de las diversas líneas de flujo, tomando como valor máximo el de 15 km., que es la longitud mayor de la cuenca a partir del manantial, ya que se pretendió desde un principio simular todo el acuífero con una sola línea de flujo que fuese representativa del conjunto de todas las posibles. La longitud media adoptada ha sido de 10 kilómetros.

Puesto que tanto la pluviometría, como la infiltración gravífica y su llegada al manto, tratados en los pasos anteriores, se hizo como una lámina de agua (expresada en mm.), también aquí los caudales evacuados por el manantial (teóricos y observados) se siguen expresando en valores equivalentes a láminas de agua por metro cuadrado y teniendo en cuenta que la extensión de la cuenca es de 130 km<sup>2</sup>. Si estos resultados se quisiesen expresar en volúmenes de agua mensuales, bastaría multiplicarlos por 130 · 10<sup>3</sup> para medirlos en metros cúbicos, o bien por 0,13 para medirlos en Hm<sup>3</sup>.

El supuesto del modelo es que recibe recargas mensuales distribuidas uniformemente a lo largo de toda la línea de corriente, y así, si consideramos que la línea media de flujo tiene una longitud de 10.000 m., la recarga por metro, expresada en litros, para una infiltración de T(I) mm. será T(I) · 13 · 10<sup>3</sup>. El caudal sería U(I) 130 · 10<sup>6</sup> litros, donde U(I), como ya se ha dicho, es el equivalente a una lámina de agua (en mm.) en toda la extensión de la cuenca. Esta equivalencia entre caudal e infiltración nos indica que si los resultados de aquél los queremos expresar como U(I), la infiltración a considerar en cada metro de la línea de flujo será T(I) · 10<sup>-4</sup>.

Las fórmulas usadas en esta fase para obtener los caudales mensuales U(I) a partir de la infiltración llegada al mando T(I) han sido las siguientes:

$$Z(L)=T(I) \cdot C(2) \cdot D(3) \cdot 10^{-4}$$

donde:

Z(I): Lámina reducida de llegada de infiltración al manto (en mm.).

T(I): Infiltración llegada al manto.

C(2): Factor corrector para conservación de caudales.

$$2T'$$

D(3)= $\frac{2T'}{X' S'}$ : Factor reductor de dimensión de caudales (dimensión L T<sup>-1</sup>).

T': Transmisividad (dimensión L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>).

X': Longitud de la línea de corriente.

S': Coeficiente de almacenamiento.

Los coeficientes exponenciales son:

$$K(N)=\exp\frac{-(2N+1)^2 \cdot \pi^2 \cdot T'}{4 X'^2 \cdot S'} = \exp\frac{-(2N+1)^2 \cdot \pi^2 \cdot D(3)}{8 X'}$$

La fórmula de recurrencia para cada término es:

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

y finalmente, el caudal total vendrá expresado por:

$$U(I)=\sum_N U(N, I)$$

en las que para N se han tomado los valores 0, 1 y 2.

Se han efectuado una serie de tanteos con valores diferentes para X', T', S', así como para los valores iniciales U(0,0), U(1,0) y U(2,0), y final-

mente se ha aceptado como la más ajustada a los valores reales de U(I), correspondientes al año medio, la que se reseña en el cuadro número 2. En él figuran los valores de los parámetros y de los valores iniciales.

La distribución mensual de caudales, correspondiente al año medio, es de una forma muy parecida a la de la real, y por supuesto con las mismas épocas de estiaje y crecidas, pero presenta alguna diferencia que se cree mejora la observada y la hace más representativa de lo que puede ser el año medio. Efectivamente, por una parte, es una distribución más regular, como si respondiese a un período más largo y acusase mejor el efecto regulador de la transmisión del agua por el suelo. Por otra se tiene que en la observada, comparando el mes final del período, o sea, el caudal de septiembre, con el que le sigue (octubre), que corresponde al comienzo del período, se opera un incremento del 11 por 100, que, en principio, no tiene justificación, ya que los valores de T(I) correspondientes a dicho mes de septiembre y al anterior de agosto son nulos, y el mismo de octubre es de escasa cuantía. Por el contrario, en la distribución calculada el paso de septiembre a octubre parece más normal, ya que es más suave y supone un pequeño descenso del caudal.

**CUADRO 2**

Prueba aceptada para el año medio

X'=10.000 m.
D(3)=854 m/mes
K(0)=0,9      U <sub>0</sub> =15
K(1)=0,59     U <sub>1</sub> =1,15
K(2)=0,07     U <sub>2</sub> =0

$$Z(I)=T(I) \cdot C(2) \cdot D(3) \cdot 10^{-4}=T(I) \cdot 0,1$$

Meses	T(I)	Z(I)	U(0,5)	U(1, I)	U(2, I)	U(Sim.)	U(Obs.)
Octubre	0,7	0,1	13,6	0,7	—	14,3	16,3
Noviembre	18,9	1,9	13,9	1,5	0,1	15,5	18,6
Diciembre	43,6	4,3	16,4	3,4	0,3	20,1	22,7
Enero	46,6	4,6	19,0	4,7	0,3	24,0	24,9
Febrero	41,2	4,1	20,8	5,2	0,3	26,3	25,3
Marzo	35,8	3,6	21,9	5,2	0,3	27,4	26,3
Abril	33,0	3,7	22,7	5,0	0,2	27,9	28,5
Mayo	28,2	2,8	22,9	4,6	0,2	27,7	29,1
Junio	16,6	1,7	22,2	3,7	0,1	26,0	25,6
Julio	4,4	0,4	20,3	2,4	—	22,7	20,1
Agosto	—	—	18,3	1,4	—	19,7	16,2
Septiembre	—	—	16,5	0,8	—	17,3	14,8
<b>TOTAL</b>	<b>269,0</b>	<b>—</b>	<b>228,5</b>	<b>38,6</b>	<b>1,8</b>	<b>268,9</b>	<b>268,4</b>

5. EJECUCION DEL PROGRAMA SIMERO

Con los antecedentes de los puntos anteriores sobre las variables de entrada y salida y las conclusiones obtenidas sobre metodología, parámetros y valores iniciales en el apartado anterior al tantear el modelo para el año medio, se ha abordado la ejecución del programa a la serie de los 252 datos mensuales.

Esquema operativo:

De acuerdo con la simplificación efectuada en la segunda capa y tomando tres términos exponenciales, se ha preparado el esquema operativo que adjunto se acompaña. El esquema operativo corresponde al de un mes (I), y puesto que el número de periodos sucesivos o meses es de 252, se tendrá que I=1, 2, ... 252. Para cada mes, además de calcular S(I), T(I) y U(I), que se imprimirán como resultados, han de calcularse los valores siguientes, puesto que intervienen en los cálculos del mes posterior: A(I), B(I), F(I), U(0,I), U(1,I) y U(2,I).

Parámetros y valores iniciales:

Los valores iniciales o de arranque son los siguientes: A(0), B(0), F(0), U(0,0), U(1,0), U(2,0) y S(0).

Los parámetros que intervienen en el programa son: M, W, D(3), C(2), K(0), K(1) y K(2), si bien estos cuatro últimos han de calcularse previamente en función de D(3) y de X' (longitud media de las líneas de corriente) y para la que se ha tomado el valor de 10.000 m.

Estos cálculos previos, para X'=10.000 m., son:

a) Se calcula

$$K(0) = \exp \frac{-\pi^2 \cdot D'(3)}{80.000} = \exp \frac{-D'(3)}{8.105}$$

$$K(1) = [K(0)]^5$$

$$K(2) = [K(0)]^{25} = [K(1)]^5$$

b) Se plantea la ecuación:

$$C(2) \cdot D'(3) \left[ \frac{K(0)}{1-K(0)} + \frac{K(1)}{1-K(1)} + \frac{K(2)}{1-K(2)} \right] = 10.000$$

y de ella se despeja (2).

c) Por ajuste de unidades se pone en el programa:

$$D(3) = D'(3) \cdot 10^4$$

Todos estos parámetros y valores iniciales figuran en el programa con denominación genérica a fin de que puedan introducirse los valores particulares de cada prueba.

Unidades de medida y precisión de los resultados:

Todas las variables, tanto de entrada como de salida, están expresadas en láminas de agua (mm.), por lo que cuando se requieran datos absolutos de toda la cuenca habrá de tenerse en cuenta que ésta tiene una extensión de 130 Km<sup>2</sup>, y puesto que la unidad de tiempo es el mes, si se desean estos volúmenes de entradas o salidas totales en las unidades siguientes los factores de conversión serán:

Por mes: 1,3 · 10<sup>8</sup> litros; 1,3 · 10<sup>5</sup> m<sup>3</sup>; 0,13 Hm<sup>3</sup>.  
 Por día: 4,33 · 10<sup>6</sup> litros; 4,33 · 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>.  
 Por segundo: 50,15 litros.

Tanto los datos como los resultados se expresan con un decimal, y puesto que los cálculos se han verificado hasta con 13 cifras decimales, se puede tener la seguridad de que el error debido a dichos cálculos es menor que media décima.

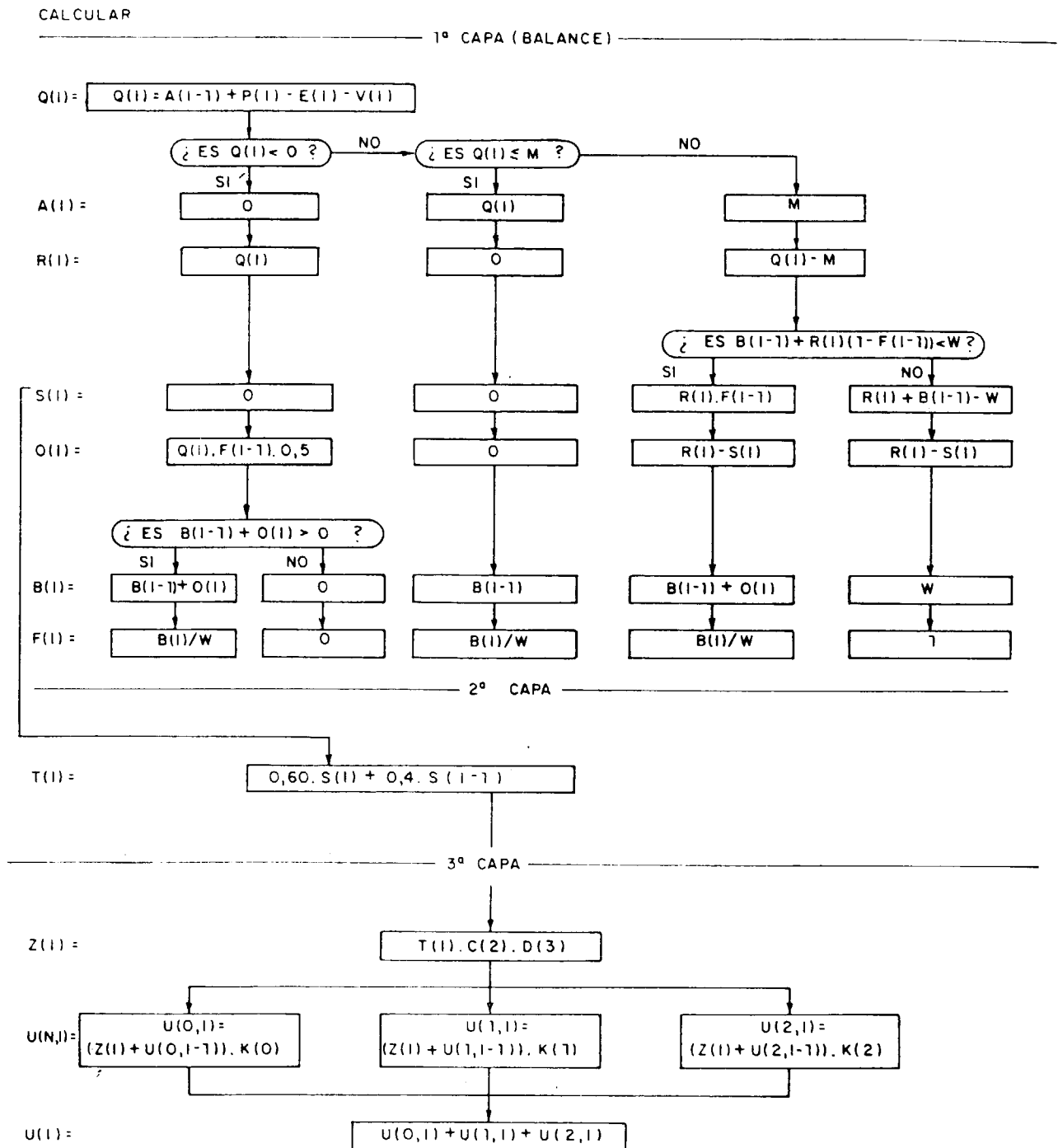
Calibrado del modelo:

Quizá haya sido esta la parte más laboriosa de ejecución del programa, pues para el tanteo de su convalidación con las series históricas, mediante la modificación de los parámetros y valores iniciales, no existen reglas orientativas.

En este caso, y como resultado de contraste, se disponían de los caudales mensuales del manantial y de una estimación de las infiltraciones anuales hechas por un método iterativo (SANZ PÉREZ, 1984).

Con todo, la prueba más decisiva, y a su vez menos laboriosa, es la que queda reflejada en el punto anterior, y que es la aplicación del propio programa a los solo 12 meses de un año medio, o sea, las medias mensuales de los 21 años considerados. De ella, y por supuesto después de varios tanteos fáciles de ejecutar por su escaso nú-

ESQUEMA OPERATIVO PARA EL PERIODO I (I=1,2,3.....252)





mero de períodos de tiempo, ha salido una primera aproximación de dichos valores iniciales y parámetros. Y habría de estimarse como una aproximación, puesto que un año medio elimina gran parte de las irregularidades accidentales.

Con estos valores del año medio se hizo la primera prueba analizándose fundamentalmente las partes del balance y la de aportaciones del manantial, y puesto que dicho balance resultaba con una diferencia significativa por exceso, hubo necesidad de reconsiderar los cálculos de evapotranspiración. Después de posteriores tentativas se dio por ajustado el programa con los siguientes valores para los datos iniciales y parámetros:

A=0 mm.	m=18 mm.
F=0,1 mm.	W=30 mm.
B=3 mm.	D (3)=900 m/mes.
	C (2)=1,119
U (0,0)=15 mm.	X'=10.000 m.
U (1,0)=1,5 mm.	K (0)=0,8949
U (2,0)=0 mm.	K (1)=0,574
S (0)=0,45 mm.	K (2)=0,0623

que no difieren mucho de los aportados por el tanteo del año medio.

Una vez ajustado el balance, el parámetro que se muestra más sensible en producir modificaciones es el D (3), y por tanto los K (0), K (1) y K (2), en cuyo cálculo entra dicho parámetro.

## 6. RESULTADOS, SU ANALISIS Y CONCLUSIONES

Seguidamente se presentan los resultados teóricos obtenidos con la aplicación del programa, se analizan dichos resultados y se deducen algunas conclusiones.

### 6.1. Resultados y su contraste

En el gráfico número 3 se representan los hidrogramas de los caudales simulados por el programa SIMERO y de los caudales aforados en toda la serie de los 252 meses.

Un primer contraste general puede hacerse con los resultados medios de todo el período de los 21 años considerados. El caudal medio anual del manantial, calculado por el programa, es de 273 milímetros al año (equivalente a 1.141 litros por

segundo) frente a 268,4 mm. aforado (equivalente a 1.122 litros por segundo), lo que supone una diferencia media anual de 4,6 mm. (19 l/s.), y por tanto un error relativo por exceso del 1,7 por 100. Esta pequeña diferencia, entre lo simulado y aforado, proviene en su casi totalidad de la primera parte del programa, o sea, del balance, ya que en la circulación por las otras dos capas siguientes hay una conservación de caudales prácticamente exacta.

El contraste de los caudales anuales puede apreciarse cómodamente en el gráfico número 4, y en principio puede calificarse de bastante aceptable. En 9 de los 21 años considerados, los caudales exceden en más del 2 por 100 a los aforados y en 6 quedan inferiores en más de un 2 por 100. Hay, por tanto, otros 6 años en que el error, por defecto, no alcanza el 2 por 100. Con todo, el error medio ha resultado del 4,2 por 100. Quizá sea de destacar el que los mayores errores por exceso se ha producido, en su mayoría, en los años de pluviometría alta, y asimismo los mayores por defecto, generalmente, en los de pluviometría baja, y es probable que ello implique el que el efecto regulador anual del acuífero pudiera ser mayor (muy ligeramente) que como resulta del programa, o bien algún pequeño error en los aforos de las crecidas.

El contraste de los resultados mensuales puede apreciarse, para los 252 resultados, en el gráfico número 3, y más sintéticamente se comentará en el punto siguiente al analizar el año medio, pero puestos a destacar diferencias entre lo observado y calculado, quizá pueda apreciarse, al contrario que con los datos anuales, una ligera suavización de las diferencias entre los meses del año.

Con todo se piensa que los resultados de este programa, y en comparación con las aplicaciones que se vienen haciendo de otros modelos a diversos acuíferos, se pueden calificar de bastante aceptables.

### 6.2. Resumen del año medio

A modo de síntesis, en el gráfico núm. 5 se presenta la evolución mensual del año medio para las principales magnitudes del balance y de la circulación subterránea del agua hasta su salida por

## HIDROGRAMA REAL Y SIMULADO POR EL MODELO SIMERO

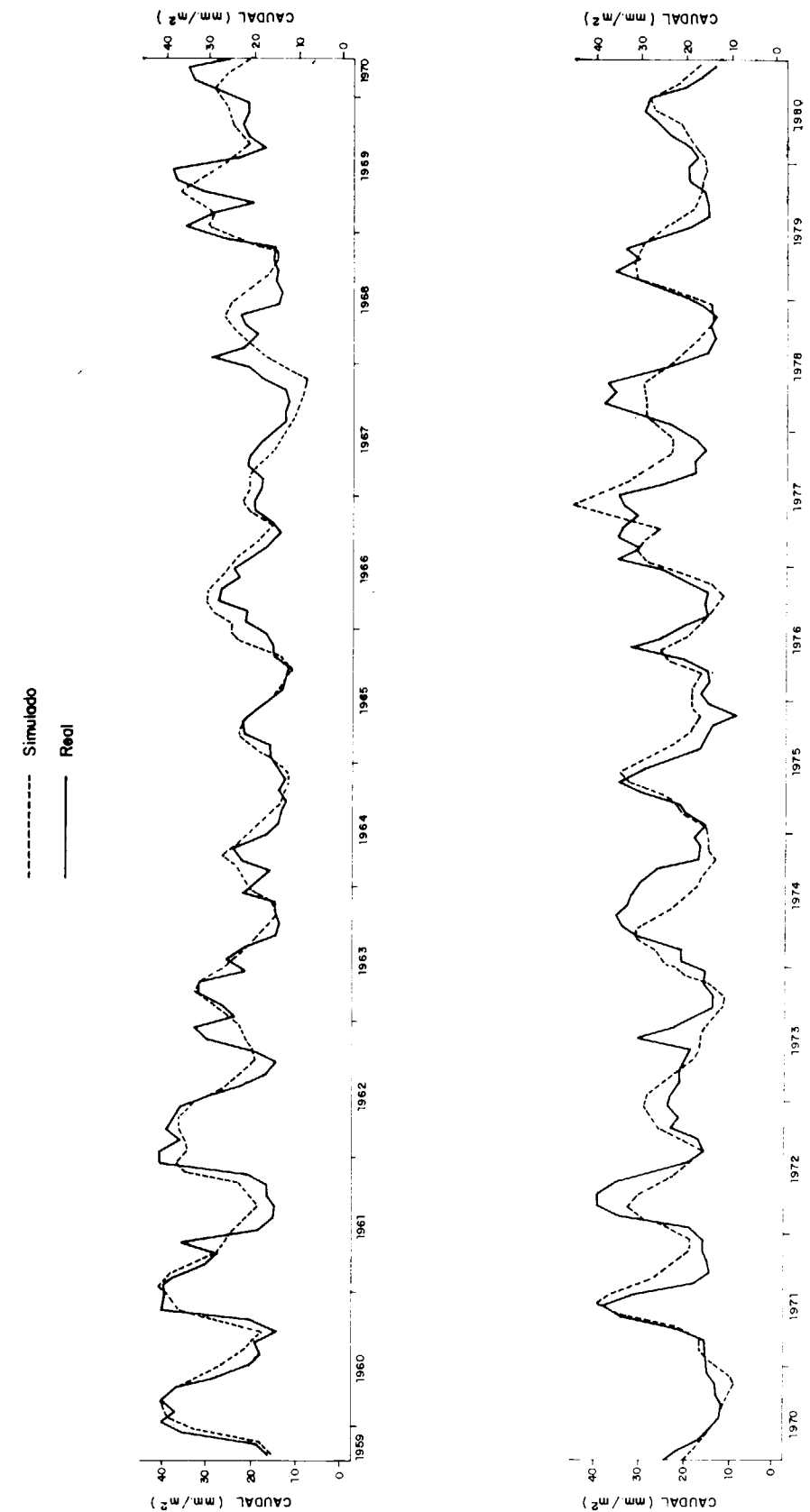


Figura 3

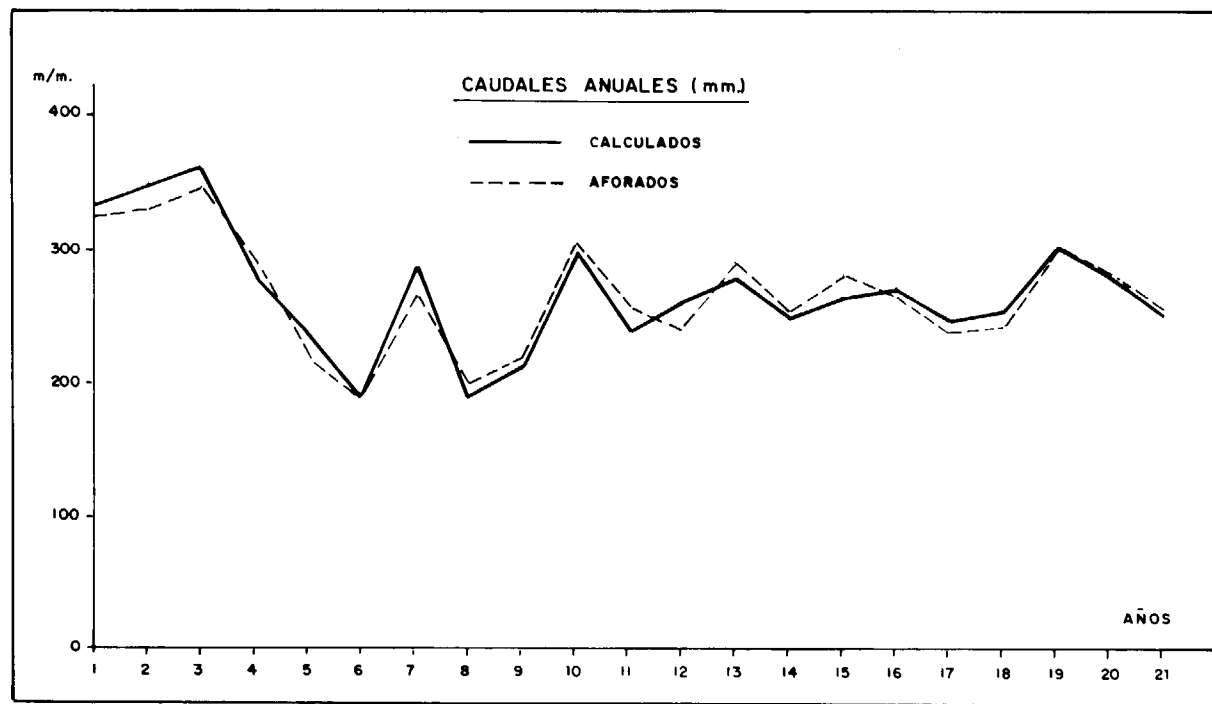


Figura 4

el manantial. Todo ello según los resultados calculados por el programa SIMERO.

Respecto al balance medio, éste se puede establecer así:

	mm.	%
Pluviometría	714,2	100,0
Escorrentía	35,6	5,0
Evaporación real	404,9	56,7
Infiltración gravífica	273,7	38,3

El coeficiente de infiltración media asciende, por tanto al 38,3 por 100, y el destino del resto corresponde una pequeña fracción a la escorrentía superficial (5 por 100) y el 56,7 por 100 a la evaporación real.

Respecto a las salidas por superficie, 9,6 mm. van a la cuenca del Ebro y 26,0 mm. a la del Duero por el río Araviana. Aquella es de carácter regular y ésta última intermitente, que se verifica cuando el arroyamiento que desciende por las laderas del Moncayo, Tablada y Toranzo excede la capacidad de filtración de la red de drenaje superficial del karst. Esta filtración es la que origina que las

salidas superficiales de la cuenca del acuífero sean tan reducidas. A efectos de un posible desvío de estas salidas por el Araviana a la cuenca del Ebro se quiere matizar que su tiempo medio se sitúa hacia el 10 de febrero y que en el período comprendido entre los meses de julio a octubre son muy raras o escasas estas salidas.

Respecto a la evaporación, la potencial anual considerada, que ascendía a 508,4 mm. ha quedado reducida en un 20 por 100, ya que la real ha sido de 404 mm. según se deduce del balance hídrico puesto más arriba. Esta reducción se ha verificado entre los meses de mayo a agosto, ambos inclusive en que ha habido un déficit de humedad: en julio y agosto, tanto en el suelo como en la capa no saturada, y en mayo y junio en el suelo. Durante los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre, siempre por término medio, parte de la pluviometría ha sido destinada a llenar los reservorios del suelo y de la capa no saturada, reservorios que a comienzos de septiembre estaban vacíos. Es por ello que la infiltración gravífica de estos meses es inferior a lo que arroja el balance.

En la representación gráfica de este balance se ha incluido también (con línea punteada), la suma

de la infiltración, más la escorrentía, más la evaporación potencial, línea que comparada con la pluviometría confirma las observaciones anteriores: en octubre, noviembre y diciembre la línea punteada va por debajo de la pluviometría, y la diferencia se puede considerar como incremento de los reservorios; en enero, febrero, marzo y abril, las dos líneas son casi coincidentes; en mayo y junio hay un déficit que se puede considerar atendido por dichos reservorios; en julio y agosto los déficits quedan sin cubrir y se inicia el almacén de los reservorios y la infiltración gravífica.

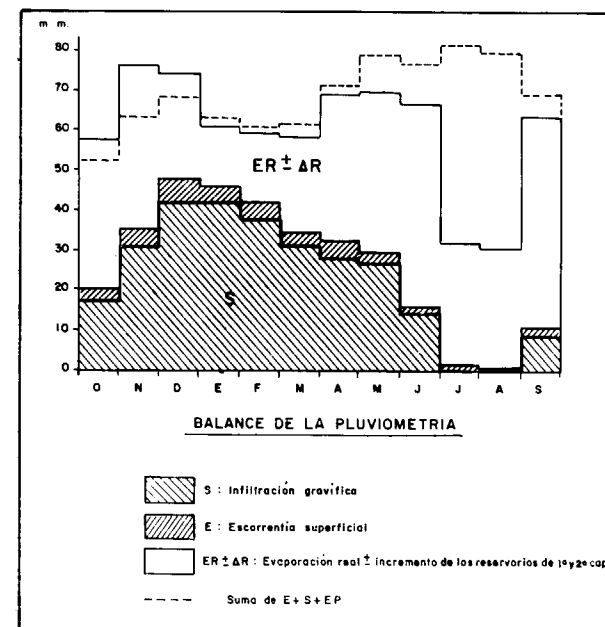


Figura 5

Sobre las distribuciones temporales de estas variables es significativo destacar los siguientes valores:

Variables y fecha del tiempo medio	Media mensual (X)	Desviación típica (σ)	Desviación relativa (σ/X)
Pluviometría (18-3)	59,5	11,0	18%
Escorrentía (25-2)	3,0	1,2	40%
Evaporación potencial (15-5)	42,4	21,8	51%
Infiltración (13-2)	22,8	15,2	67%

Como era de esperar, la pluviometría es la variable que se muestra más regular en comparación

con las otras, lo que no quiere decir que las lluvias se puedan considerar como regulares a lo largo del año, ya que su coeficiente de variación ( $100 \sigma / \bar{p}$ ) asciende al 18 por 100. Presenta dos máximos (en noviembre-diciembre y en primavera), y un mínimo (en julio-agosto) y la fecha de su tiempo medio se sitúa el 18 de marzo.

La escorrentía superficial es bastante más variable (coeficiente de variación del 40 por 100) y, medida a su salida de la cuenca, sufre un adelanto de 21 días respecto de la pluviometría, y aun el adelanto de la que sale por el Araviana asciende a 35 días. Este contrasentido del adelanto en la escorrentía puede tener su explicación en que la aquí considerada ha sido solamente la excedente de la capacidad de filtración del karst.

El tiempo central de la evaporación potencial se sitúa a mediados de mayo, si bien el de la real, debido a los déficits, sin cubrir en verano, se adelanta al 28 de abril. Su coeficiente de variación alcanza el 51 por 100.

Con todo, es la infiltración la variable con mayor coeficiente de variación, pues alcanza hasta el 67 por 100. Presenta su máximo en diciembre-enero y tiene valores nulos en julio y agosto. Por otra parte, su tiempo central se adelanta al 13 de febrero. Sobre la distribución temporal de estas variables se puede concluir que el efecto del balance es, por una parte, el de aumentar la irregularidad de las salidas (infiltración) respecto de las entradas (pluviometría), ya que el coeficiente de variación de aquéllas es casi cuatro veces mayor que el de éstas; y, por otra, el de operar un adelanto medio de más de un mes en las salidas respecto a las entradas.

Este doble efecto es, por supuesto, de signo contrario al operado en la circulación del agua por las dos capas subterráneas.

Efectivamente, en la circulación subterránea del agua, los dos efectos de retraso y regularización respecto a la infiltración, quedan evaluados así: el retraso medio asciende a mes y medio (ocho días para la percolación en la segunda capa y el resto para la circulación por el manto); la variabilidad queda reflejada en un descenso de la desviación típica desde 15,2 para la infiltración hasta 3,0 para las salidas por el manantial, o sea que queda reducida a su quinta parte, habiendo ya experimentado una pequeña suavización previa en la percolación de la segunda capa.



Con todo, el manantial puede calificarse de bastante regular y aun con respecto a la pluviometría supone un retraso medio de 112 días y una regulación de llegadas que no sólo queda reflejada por un pequeño descenso en el coeficiente de variación (13 por 100 para los caudales y 18 por 100 para la pluviometría), sino también por ser una distribución más simétrica con un sólo máximo (marzo-abril), y un sólo mínimo (septiembre-octubre), para el año medio.

Finalmente, veamos el contraste de la variación estacional del año medio simulado con el programa SIMERO, con el aforado, el cual se puede apreciar fácilmente en el gráfico núm. 6.

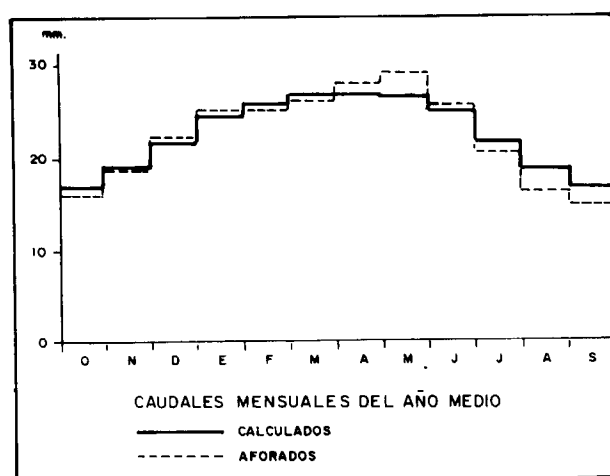


Figura 6

El simulado tiene una diferencia de dos días de retraso en la fecha del tiempo central, respecto al del aforado, y una variabilidad algo menor, ya que su desviación típica es de 3,0, frente a 4,5 para el aforado. Esta suavización hace que el máximo sea inferior en 1,5 mm. respecto al aforado y el mínimo superior en 2,5 mm. Ello hace que el enlace del proceso cíclico entre el mes final del año (septiembre) y su comienzo (octubre), sea con valores análogos para el calculado, y en cambio presente un incremento superior al 10 por 100 en el aforado, lo cual puede parecer extraño si se tiene en cuenta los valores de la evaporación potencial de septiembre y que en dicho mes hay un déficit, por lo que los reservorios de la primera y segunda capa están sin completar; ello influye en el balance y por tanto en los caudales del mes siguiente.

### 6.3. Las curvas de agotamiento

Como ya se ha indicado en el apartado sobre fundamentos, metodología y aplicaciones del modelo SIMERO, las fórmulas de transferencias y circulación del agua por el manto, permiten un estudio de las curvas de agotamiento del manantial.

Como se sabe, los hidrogramas de estos manantiales responden a funciones matemáticas que son suma de varias exponenciales y se constata como cada sumando exponencial responde a la circulación del agua por diferentes capas o compartimentos con diferentes parámetros hidrológicos. Es éste un análisis que ya ha sido aplicado a otros campos, como por ejemplo en Farmacocinética al estudiar la difusión, permanencia y eliminación de los fármacos en el organismo.

Lo que aquí se pretende hacer es establecer un enlace entre estas observaciones empíricas sobre la forma de la curva de caudales y el fundamento del modelo SIMERO en cuanto a la transmisión del agua, ya que de las fórmulas adoptadas por dicho modelo se deduce la misma función como suma de varias exponenciales, para la curva de caudales.

Puede suceder que para períodos de agotamiento en varios años, los valores obtenidos para el coeficiente  $\alpha$ , correspondientes a la parte en régimen laminar, sean muy homogéneos, mientras que los valores de  $\alpha$  correspondientes a la parte en régimen turbulento sean muy variables y dispersos y se piensa que éste es el caso del manantial que nos ocupa, ya que las curvas teóricas de caudales obtenidas con el modelo SIMERO simulan con bastante precisión los caudales básicos y por el contrario suavizan las irregularidades de las crecidas. Ello significa que la circulación del agua a través de los grandes conductos y fisuras está menos regulada, que unas veces la circulación es por unos conductos y otras veces por otros, según la altura de la superficie piezométrica, o bien que las lluvias sobre la zona de alimentación (incluso el deshielo) afectan unas veces a una parte del acuífero y otras veces a otra.

En la aplicación que se ha hecho del modelo SIMERO al acuífero que alimenta el manantial de Vozmediano y en la parte correspondiente a la capa saturada, ha sido suficiente el empleo de tres términos exponenciales, ya que el tercero,  $K(2)$ , ejerce escaso influjo en su aportación a los

caudales. Si en un momento dado se supone que el acuífero no recibe entradas de agua, a partir de dicho momento se manifestaría la curva de agotamiento del manantial, ya que el drenaje del mismo estaría alimentado por sus propias reservas.

Si en este momento se supone que los caudales parciales de cada uno de los tres términos exponenciales son  $U_{0,0}$ ,  $U_{1,0}$  y  $U_{2,0}$ , y cuya suma  $U_{0,0} + U_{1,0} + U_{2,0} = U_0$ , es el caudal del manantial en ese instante, la función de la curva de agotamiento sería:

$$U_t = U_{0,0} \cdot [K(0)]^t + U_{1,0} [K(1)]^t + U_{2,0} [K(2)]^t$$

o sea, una suma de tres términos exponenciales.

Para los valores adoptados en este caso de Vozmediano y  $t$ , expresado en meses, sería:

$$U_t = U_{0,0} \cdot 0,8949^t + U_{1,0} \cdot 0,574^t + U_{2,0} \cdot 0,0623^t$$

funciones exponenciales que expresadas en base  $e$  quedarían así:

$$U_t = U_{0,0} \cdot e^{0,111t} + U_{1,0} \cdot e^{0,555t} + U_{2,0} \cdot e^{2,776t}$$

Estos tres términos pueden asimilarse a tres niveles de circulación en el manto con diferentes coeficientes de agotamiento, y por tanto con diferentes parámetros hidrológicos, si se tiene en cuenta que:

$$\alpha = \frac{\pi^2 \cdot T'}{4x^2 \cdot S'}$$

Puede ser que estos términos respondan a líneas de flujo con diferente karstificación u otras circunstancias, pero, en general, se supone responderán a niveles o cotas del manto, ya que la operatividad de los mismos está en función de la cuantía de los caudales expulsados y por tanto de los almacenados.

Para darse una idea más clara de las diferencias entre estas tres curvas de agotamiento, seguidamente se expresan, para cada una, el denominado tiempo de «semivida» que corresponde al tiempo necesario para que el caudal, en fase de agotamiento, se reduzca a la mitad:

	Coeficiente de agotamiento		«Semivida»
	(mes <sup>-1</sup> )	(día <sup>-1</sup> )	
Capa baja ... ..	0,111	0,0037	6 meses y 7 días
Capa intermedia ... ..	0,555	0,0185	1 mes y 8 días
Capa alta ... ..	2,776	0,0925	8 días

Asimismo, y teniendo en cuenta que el volumen almacenado de agua en el acuífero por encima del nivel de drenaje viene dado por la expresión

$$V = \frac{Q}{\alpha}$$

se tendrían para el año medio los siguientes volúmenes en cada una de las tres capas y total en los distintos meses (expresados en Hm<sup>3</sup>).

Meses	Capa baja	Capa intermedia	Capa somera	Total
Octubre ... ..	15,9	0,2	—	16,1
Noviembre ... ..	16,3	0,4	—	18,8
Diciembre ... ..	19,2	0,8	0,01	20,0
Enero ... ..	22,3	1,1	0,01	23,4
Febrero ... ..	24,4	1,2	0,01	25,6
Marzo ... ..	25,6	1,2	0,01	26,8
Abril ... ..	26,6	1,2	0,01	27,8
Mayo ... ..	26,8	1,1	0,01	27,9
Junio ... ..	26,0	0,9	—	26,9
Julio ... ..	23,8	0,6	—	24,4
Agosto ... ..	21,4	0,3	—	21,7
Septiembre ... ..	19,3	0,2	—	19,5
MEDIAS ... ..	22,3	0,8	0,01	23,1

Por otra parte, y según los resultados del año medio, la aportación de cada una de las tres capas al total anual expulsado por el manantial, es como sigue:

	Hm <sup>3</sup> /año	%
Capa baja ... ..	29,7	85,1
Capa intermedia ... ..	5,0	14,3
Capa somera ... ..	0,2	0,6
TOTAL ... ..	34,9	100,0

### 6.4. Correlación entre los valores anuales de pluviometría e infiltración

En la tesis doctoral se calculó esta correlación entre los valores anuales de pluviometría e infiltración siguiendo un método de aproximaciones sucesivas descrito por SAHUQUILLO (1972) y en el que se hacen intervenir cálculos, también de aproximaciones sucesivas, de los volúmenes dinámicos almacenados por el acuífero al final de cada año.

Puesto que el programa SIMERO nos ha proporcionado los valores de dichas infiltraciones anuales para el período 1959-60 a 1979-80, nos ha parecido de interés el calcular de nuevo la correlación entre estas variables, bien como contras-

te del método citado, o bien como contraste del balance efectuado por el modelo SIMERO.

Siguiendo el método de aproximaciones obtuvieron los siguientes resultados para la recta de regresión y el coeficiente de correlación (expresados S y P en mm.):

$$S = 0,58 P - 147,4 \quad \rho = 0,919$$

Con los datos de infiltración anual proporcionados por el modelo SIMERO se obtienen los siguientes resultados para la recta de regresión y coeficiente de correlación:

$$S = 0,59 P - 150,6 \quad \rho = 0,924$$

por lo que se puede concluir que ha habido una buena coincidencia entre los resultados de ambos métodos. Con ellos se obtienen los siguientes datos estimados:

**Infiltración anual según pluviometría (mm.)**

Pluviometría	Modelo Simero		Método de aproximaciones	
	Infil-tración	Coefi-ciente	Infil-tración	Coefi-ciente
250	—	—	—	—
300	26,4	8,8	26,6	8,9
400	85,4	21,4	84,6	21,1
500	144,4	28,9	142,6	28,5
600	203,4	33,9	200,6	33,4
700	262,4	37,5	258,6	36,9
800	321,4	40,2	316,6	39,6
900	380,4	42,3	374,6	41,6
1.000	439,4	43,9	432,6	43,3

Para la pluviometría media de 714 mm. los coeficientes de infiltración de ambos métodos son respectivamente del 37,9 por 100 y del 37,4 por 100.

Puesto que el 80 por 100 de los valores pluviométricos anuales vienen oscilando entre 600 mm. y 900 mm., se puede concluir que dicho coeficiente de infiltración viene oscilando entre el 33 por 100 y el 42 por 100.

**6.5. Simplificación del modelo matemático Simero**

Pensando que el uso de un método está condicionado, frecuentemente, a la facilidad y posibili-

dad práctica de ejecución por mayor número de usuarios, se ha intentado una simplificación del modelo que, por una parte, aligera los cálculos y, por otra, modifica los datos de entrada eliminando los de evapotranspiración y escorrentía y dejándolos reducidos a los de pluviometría y temperatura, que son de más fácil y corriente control.

**6.5.1. Correlación múltiple entre los valores mensuales de temperaturas, pluviometría e infiltración.**

Al objeto de ver si se podía simplificar el balance del programa SIMERO se estudia la posible correlación entre estas tres variables de infiltración (S), pluviometría (P) y temperatura (T).

La simplificación de dicho balance consistiría, por una parte, en la mayor sencillez del esquema operativo al adoptar una fórmula lineal del tipo  $S = a + b \cdot P + c T$  (1) y, por otra, en que las variables de entrada (precipitación y temperaturas medias mensuales), al prescindir de la escorrentía y de la evaporación potencial, son de fácil control y de hecho se vienen registrando diariamente.

La pluviometría de la cuenca se puede estimar fácilmente a partir de las mediciones efectuadas en Cueva de Agreda, que ocupa una posición central de la cuenca, y respecto a las temperaturas medias mensuales se han utilizado, a falta de otras más próximas, las registradas en la estación de Soria, capital, a unos 60 km. de la cuenca y a unos 1.070 m. de altitud. Es probable que si se hubieran dispuesto de datos más próximos, los resultados hubieran sido más precisos.

Ahora bien, a un plano del tipo (1) corresponde un semiplano del coordenado P, T, definido por  $a + b P + c T \leq 0$ ; o sea, limitado por la recta  $a + b P + c T = 0$ , para el que todos sus puntos de coordenadas (P, T) dan valores negativos de S, y estos valores de S han de interpretarse como déficits pluviométricos. Y puesto que en el programa SIMERO no se han obtenido impresos dichos déficits, para el ajuste del citado plano de regresión se han excluido los meses en que la infiltración gravífica era cero o próxima a este valor. Con todo han quedado 130 ternas de valores (S, P, T) que se consideran más que suficientes para efectuar dicho ajuste.

Los resultados se sintetizan en el coeficiente de

correlación múltiple y la ecuación del plano de regresión siguiente:

$$R_{s, PT} = 0,900; S = 0,6 P - 2,7 T + 11,7 \quad [2]$$

El coeficiente de correlación da una significación bastante aceptable, y respecto al plano de regresión se limita su validez para P y T positivos.

La recta que limita los valores positivos y negativos de S es  $0,6 P - 2,7 T + 11,7 = 0$ , y seguidamente se dan algunos valores de P, en función de T (valores medios ímensuales), para que la infiltración sea positiva.

Para que haya infiltración positiva:

Si T vale	P ha de ser mayor que
4.º	0 mm.
5.º	3 mm.
7.º	12 mm.
10.º	26 mm.
15.º	48 mm.
20.º	71 mm.
30.º	116 mm.

Una aplicación de la fórmula [2] a los valores de precipitación y temperatura mensuales del año medio figuran en el cuadro número 3. La última columna refleja las infiltraciones mensuales medias obtenidas por el modelo SIMERO al objeto de compararlas con las calculadas por esta correlación múltiple que figuran a su izquierda (fig. 7).

Ha de tenerse en cuenta que las del modelo SIMERO son gravíficas, o sea, sin retorno para atender déficits, y en los meses de julio y agosto figuran con valores nulos, mientras que las calculadas por la regresión son negativas y expresan los valores de los déficits pluviométricos de estos dos meses.

La infiltración media, dada por la regresión sin atender estos déficits, o sea, sin sumar los valores negativos de julio y agosto, sale 23,5 mm., o sea, 0,7 mm. superior a los 22,8 mm. obtenida por el modelo SIMERO. Y sus distribuciones a lo largo del año son bastantes parecidas, quizá con un poco más de variabilidad para las deducidas por la regresión múltiple.

**CUADRO 3**

**Cálculo de la infiltración (S<sub>c</sub>) del año medio**

Meses	P	T	S <sub>c</sub>	S (Simero)
Octubre	57,7	11,0	16,6	17,1
Noviembre	76,0	5,8	41,6	30,8
Diciembre	73,8	3,0	47,9	41,9
Enero	61,2	2,6	41,4	41,4
Febrero	59,1	3,9	36,6	37,8
Marzo	58,5	5,6	31,7	30,9
Abril	67,8	7,9	31,0	27,9
Mayo	69,0	11,8	21,2	26,2
Junio	65,9	16,0	8,1	12,0
Julio	31,5	19,5	-22,0	—
Agosto	30,4	19,4	-22,4	—
Septiembre	63,3	16,2	6,0	7,5
MEDIAS	59,5	10,2	19,8 (1)	22,8

(1) No considerando los valores negativos sale 23,5.

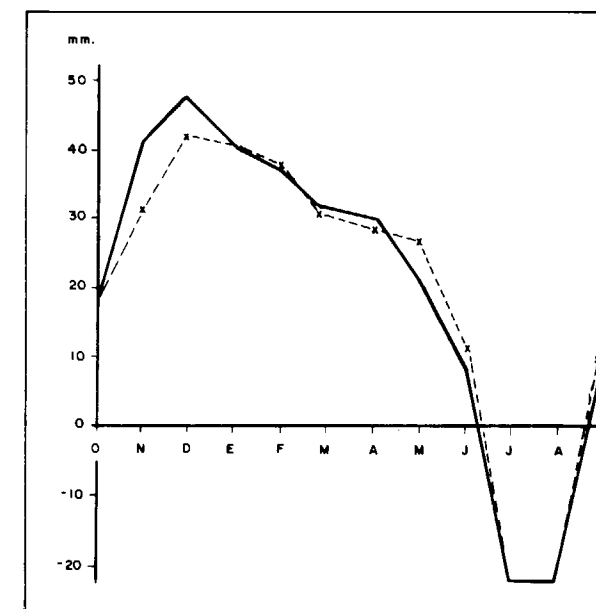


Figura 7

**6.5.2. Simplificación del modelo SIMERO**

La importancia de este plano de regresión [2] reside en 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 ello el modelo SIMERO puede quedar bastante simplificado en su parte más laboriosa de cálculo y de más difícil



control, como es el Balance, al quedar eliminado de él la evapotranspiración y la escorrentía superficial como variables de entrada, y al quedar sustituido su complicado esquema por la fórmula [2].

De acuerdo con esto, un modelo SIMERO simplificado que explique las aportaciones mensuales del manantial de Vozmediano en función de las dos únicas variables de entrada, precipitación y temperatura media, y teniendo en cuenta el valor de los parámetros del acuífero, puede quedar así (véase esquema operativo):

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

[3]

modelo que efectuando sustituciones, operando y agrupando las igualdades [3], daría, como fórmula final para los caudales del mes I, expresados en láminas de agua (mm.):

$$\begin{aligned}
 U(I) &= 0,055 \cdot P(I) + 0,037 \cdot P(I-1) - \\
 &- 0,248 T(I) - 0,165 T(I-1) + 0,8949 \cdot U(0, I-1) \\
 &+ 0,574 \cdot U(1, I-1) + 0,0623 \cdot U(2, I-1) + 1,792
 \end{aligned}$$

[4]

Aún puede establecerse una simplificación, de aproximación aceptable, si se tiene en cuenta que la contribución media de las aportaciones de caudales de cada una de las tres capas U(0, I), U(1, I), U(2, I) están en la proporción 85 : 14 : 1, con lo que la suma de los tres sumandos en que aparecen U(N, I-1) de [4] se podría sustituir por:

$$[0,8949 \cdot 0,85 + 0,574 \cdot 0,14 + 0,0623 \cdot 0,01] \cdot U(I-1) = 0,839 \cdot U(I-1)$$

con lo que dicha expresión [4] quedaría así:

$$\begin{aligned}
 U(I) &= [0,055 \cdot P(I) + 0,037 \cdot P(I-1) - \\
 &- 0,248 T(I) - 0,165 T(I-1)] + 0,839 \cdot U(I-1) + 1,792
 \end{aligned}$$

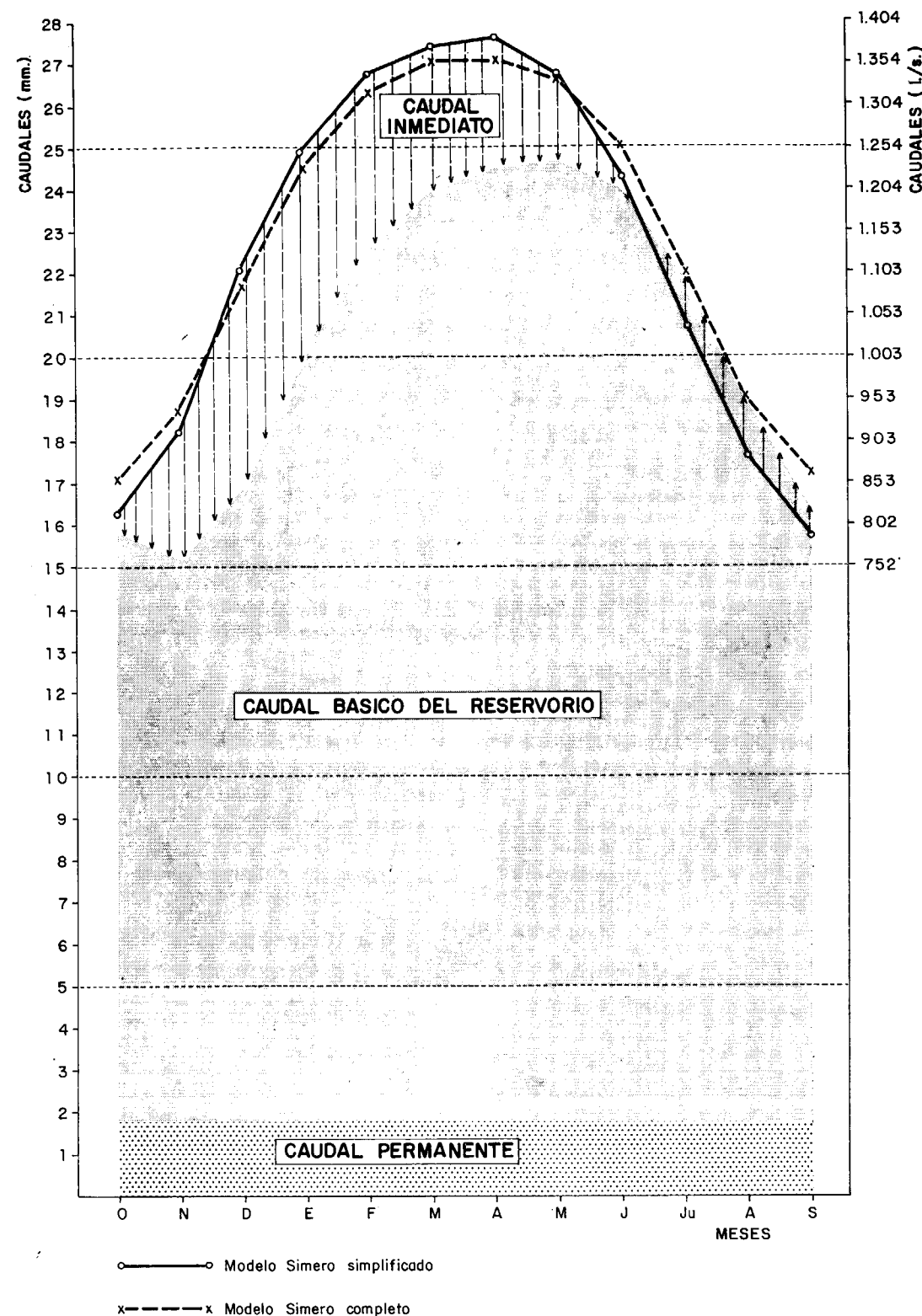
[5]

Asociando los cuatro primeros sumandos de esta expresión [5], es decir, los que dependen directa-

mente de la pluviometría y de la temperatura, podemos considerar que el caudal U(I) de un mes está formado por los tres componentes siguientes:

- a) Uno, que es «efecto próximo de las infiltraciones gravíficas» de dicho mes, la cual, a su vez, es efecto de la pluviometría y temperatura de dicho mes y del anterior. Este componente del caudal no es el más importante y, como máximo, en algún mes, viene a suponer hasta un 20 por 100 del caudal total y por término medio el 8,6 por 100. A su vez supone una pequeña parte de la infiltración gravífica, en algún caso hasta el 15 por 100 de dicha infiltración. El resto de la infiltración se destina a incremento del reservorio del acuífero y por tanto surtirá efectos en los caudales de meses posteriores. Respecto a este componente ha de tenerse en cuenta que para meses de escasa pluviosidad y altas temperaturas, y por tanto con déficit pluviométrico, puede resultar negativo. En este caso es necesario afectarlo de un factor reductor suponiendo que parte de dicho ha quedado sin ser satisfecho.
- b) El segundo componente  $[0,83 \cdot U(I-1)]$ , constituye el caudal básico, el componente más importante (el 83,4 por 100 por término medio), y que al ser directamente proporcional al reservorio del acuífero y por tanto al caudal del mes anterior, recoge los efectos retardados y acumulados de las infiltraciones gravíficas de meses anteriores. El factor 0,83 corresponde a una curva de agotamiento media, cuyo coeficiente exponencial vale  $\alpha = -0,186 \text{ mes}^{-1} = 0,0006 \text{ día}^{-1}$ .
- c) El último componente (1,79) tiene un valor fijo y corresponde al denominado «caudal permanente». Supone, por término medio, el 8 por 100 de todo el caudal.

Aplicada la fórmula [5] a los valores mensuales de pluviometría y temperaturas del año medio, partiendo de un caudal inicial de 17 mm. y afectando a los valores negativos del primer componente del coeficiente reductor 0,3, salen los siguientes resultados que, en general, suponen valores intermedios entre los aforados y los estimados con el modelo SIMERO (figura 8).



CAUDALES MEDIOS CALCULADOS

Figura 8

## Cálculo de caudales con el modelo Simero simplificado

Meses	Componentes caudal					Total	Estimado Simero	Aforado
	P	T	1.º	2.º	3.º			
Octubre ... ..	58	11,0	0,23	14,11	1,79	16,13	17,1	16,3
Noviembre ... ..	76	5,8	3,07	13,39	1,79	18,25	18,7	18,6
Diciembre ... ..	74	3,0	5,18	15,15	1,79	22,12	21,7	22,7
Enero ... ..	61	2,6	4,95	18,36	1,79	25,10	24,5	24,9
Febrero ... ..	59	3,9	4,11	20,83	1,79	26,75	26,3	25,3
Marzo ... ..	59	5,6	3,40	22,19	1,79	27,38	27,0	26,3
Abril ... ..	68	7,9	3,04	22,72	1,79	27,55	27,0	28,5
Mayo ... ..	69	11,8	2,08	22,87	1,79	26,74	26,7	29,1
Junio ... ..	66	16,0	0,27	22,19	1,79	24,25	25,1	25,6
Julio ... ..	32	19,5	-0,98	20,13	1,79	20,94	22,0	20,1
Agosto ... ..	30	19,4	-1,55	17,38	1,79	17,62	19,0	16,2
Septiembre ... ..	66	16,2	-0,74	14,62	1,79	15,67	17,3	14,8
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>178</b>		<b>23,09</b>	<b>223,94</b>	<b>21,48</b>	<b>268,51</b>	<b>272,4</b>	<b>268,4</b>
Porcentajes ... ..			8,6	83,4	8,0	100,0	101,4	100,0

Los caudales están medidos en mm. de una capa de 130 Km<sup>2</sup> por mes, por lo que si se desean estos volúmenes de salida, en las unidades siguientes, los factores de conversión serán:

Por mes:  $1,3 \cdot 10^8$  litros;  $1,3 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup>; 0,13 Hm<sup>3</sup>.  
 Por día:  $4,33 \cdot 10^6$  litros;  $4,33 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>.  
 Por segundo: 50,15 litros.

Así, por ejemplo, el caudal de 27,55 mm. que figura para el mes de abril supone una aportación de 3,58 Hm<sup>3</sup> en dicho mes y un caudal medio de 1.382 litros por segundo.

Esta fórmula simplificada [5] puede usarse cómodamente para completar medidas 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 puedan preverse

para las dos variables de entrada y partiendo del caudal registrado en el mes anterior.

## BIBLIOGRAFIA

- DEGALLIER, R.: *Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains: le modèle SIMERO*. Bulletin du B. R. G. M. (deuxième série). Section III, pp. 23-42, 6 tabl. (1972).
- ELÍAS CASTILLO, F., y GIMÉNEZ ORTIZ, R.: *Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España*. Dirección General de Agricultura (Mapa Agronómico Nacional). Ministerio de Agricultura. Madrid (1965).
- SAHUQUILLO, A.: *Estudio hidrogeológico del Río de los Santos*. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica Sección 3, tomo II, pp. 633-644 (1971).
- SANZ PÉREZ, E.: *El karst del sur y oeste del Moncayo*. Tesis Doctoral. Univ. Complut. de Madrid (1984).
- SANZ PÉREZ, E.: *Un modelo SIMERO de simulación de las escorrentías superficial y subterránea*. Boletín del Instituto Geológico y Minero. T. XCVI-VI. Año 1985 (632-652) (1986).

Recibido: Julio de 1985.

## La geofísica aplicada en hidrogeología.

## Algo más que el S.E.V.

Por A. GRANDA SANZ (\*)

## RESUMEN

El método geofísico de Sondeos Eléctricos Verticales se ha venido utilizando masivamente en Hidrogeología con resultados muy valiosos en la mayoría de los casos y con pobres resultados en otros. Estos últimos corresponden a situaciones donde las condiciones del modelo geológico involucrado se apartan sensiblemente de las teóricas que el método de SEV requiere. Se hace, pues, en la primera parte de este trabajo un recordatorio de estas condiciones. Enlazando con estas premisas y en relación con las situaciones límite de empleo de los SEV se hace una serie de consideraciones respecto a otros métodos geofísicos susceptibles de empleo. Entre estos métodos se analizan el gravimétrico, el de sondeos electromagnéticos de dominio de tiempos (SEDT), el de sondeos de polarización inducida (SPI), etc. Refiriéndonos a la resolución de aspectos cualitativos de la prospección hidrogeológica se citan también algunos métodos electromagnéticos del dominio de frecuencias. Por último, se hace una referencia a la testificación de sondeos proponiendo una mayor atención a esta técnica.

## SUMMARY

The geophysical method of VES has been widely used in Hydrogeology with valuable results in general, but with very poor results sometimes. This happens whenever the conditions of the geological model involved differ greatly from the theoretical characteristics required by the VES method. A reminder of which can be found in the first part of this report. Regarding these premises, and in relation with the limit situations in which the VES can be used, a number of considerations is made of it versus other possible geophysical methods. Among such methods, an analysis has been made on gravity, time domain electromagnetic soundings, induced polarization soundings, etc. Concerning the solution of qualitative aspects in the hydrogeological survey, some electromagnetic methods of frequency domain are mentioned, too. Finally, reference is made to well logging, proposing that a greater attention should be paid to this technique.

## 1. INTRODUCCION E INTENCIONES

En el ámbito hidrogeológico es muy común referirse a «la geofísica» en sentido genérico cuando en la mayoría de los casos la Hidrogeología se limita al empleo de la Geofísica a través de una variante de uno de sus múltiples métodos, el Sondeo Eléctrico Vertical, dentro de la prospección por resistividades.

Juzgar la validez de una disciplina científica tan amplia como la Geofísica aplicada a través únicamente de una de sus modalidades de empleo implica dos riesgos. De una parte, establecer jui-

cios de valor a partir de una experiencia marginal y lo que es más grave crear una mentalidad cerrada a la consideración de las posibilidades de utilización de unas técnicas soportadas por un sólido desarrollo teórico y una excepcional capacidad instrumental. Hasta aquí la Geofísica no presenta fisuras.

Refiriéndonos a la experiencia en España podría decirse que el empleo de la Geofísica en Hidrogeología se ha polarizado en la ejecución de SEV y testificación de sondeos. Algunas otras experiencias pueden considerarse casi anecdóticas, sin que en ciertos casos los resultados obtenidos justifiquen la no continuidad de las mismas.

Pretendemos en esta comunicación hacer, por

(\*) Ingeniero de Minas. Compañía General de Sondeos, Sociedad Anónima.



una parte, alguna consideración respecto a los SEV, recordar sus condiciones de empleo, limitaciones, etc., y en segundo lugar ofrecer una visión general de las posibilidades y tendencias de la Geofísica en el campo de la Hidrogeología. En modo alguno se trata de criticar el trabajo realizado por profesionales condicionados en muchos casos por una planificación discutible de su propio trabajo, sin que hayan tenido oportunidad de participar en esta fase de los proyectos. Más bien sería nuestro deseo hacer un análisis de los errores que se hayan podido producir en la aplicación de la Geofísica y contribuir a orientar al hidrogeólogo respecto a las herramientas de que puede disponer para la resolución de ciertos problemas abordables por diversos métodos geofísicos plenamente operativos en nuestros días.

Esperamos que la benevolencia de los lectores sepa disculpar los fallos de nuestro trabajo desde esta perspectiva.

## 2. ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL METODO DE SEV

Evidentemente no hace al caso referirse a sus fundamentos teóricos ni explicar su forma de ejecución e interpretación por ser un método divulgado en multitud de libros y publicaciones desde las primeras décadas de este siglo.

Su utilización masiva y casi rutinaria, especialmente en Hidrogeología, es a la vez la gracia y la desgracia del método, ya que ha llegado a ser considerado y propuesto su empleo como una especie de «ungüento amarillo», con notable perjuicio para usuarios, e incluso geofísicos, cuando las condiciones de empleo no eran las específicas que el método requiere. Son de sobra conocidas las citadas condiciones, pero vale la pena recordarlas:

- Que el modelo geológico involucrado esté constituido por capas planas.
- Que estas capas se dispongan horizontalmente y su extensión lateral sea teóricamente infinita respecto a la apertura máxima del dispositivo electródico de medida.
- Que las relaciones espesor-resistividad entre las diferentes capas sean suficientes para permitir la detección de las mismas.

Apartarse de estos condicionantes afecta a la precisión de las determinaciones y puede llegar incluso a la invalidación de los resultados cuando el modelo geológico es claramente discordante con lo enunciado. ¿Significa esto que sólo puede utilizarse el método de SEV en situaciones ideales?

Entendemos que no y la experiencia así lo corrobora, pero lo que sí significa es que tales condiciones han de tenerse muy presentes al plantear una prospección y especialmente al juzgar sus resultados.

En términos prácticos la aplicación que más se aproxima a las condiciones ideales del método de SEV es el estudio de formaciones recientes; especialmente aluviales; donde se investigan como mucho algunas decenas de metros de profundidad y se pretende la identificación de elementos litoelectrónicos claramente diferenciados: arcillas, arenas y gravas fundamentalmente. Los estudios geofísicos realizados mediante SEV en estos medios han obtenido normalmente resultados muy precisos y de gran utilidad para el hidrogeólogo.

Ahora bien, el problema surge cuando el modelo geológico roza las condiciones límites de aplicación del método de SEV por cualquiera de las causas siguientes:

- Complejidad estructural que implique existencia de contrastes laterales de resistividad dentro de la sección geológica investigada.
- Buzamiento de las capas o existencia en superficie de formaciones geoeléctricas de diferente naturaleza dentro de la misma escala que el dispositivo electródico de medida.
- Existencia dentro de la sección geológica de formaciones «pantalla» que representan un obstáculo prácticamente insalvable para la investigación mediante SEV por debajo de ellas.
- Complejidad morfológica del basamento cuando está formado por un paleorrelieve con variaciones importantes de cota.

La figura 1 recoge ejemplos reales correspondientes a situaciones análogas a las de los puntos *a)* y *b)*. En ellas se señala esquemáticamente la forma en que los accidentes mencionados se reflejan en las curvas de SEV. Aparte de la imposibilidad del método para «ver» a través de formaciones «pantalla» es importante llamar la aten-

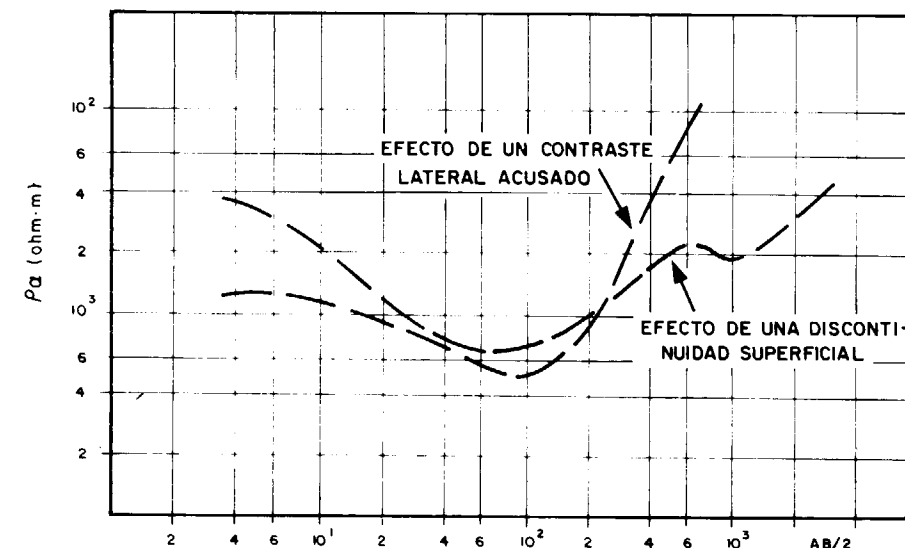


Figura 1.—Casos reales de efectos perturbadores sobre curvas de SEV.

ción respecto a la indicación de falsas capas que se produce en el caso *b)* y a la no interpretabilidad de las curvas en casos como el *a)*. Respecto al punto *d)* es manifiesta —por el gran volumen rocoso involucrado en las determinaciones de un SEV de cierta apertura *AB*— la incapacidad del método para resolver con carácter de cierto detalle este problema.

## 3. OTROS METODOS GEOFISICOS

Implícitamente hasta aquí estamos considerando únicamente un problema de tipo cuantitativo: Identificación y determinación de espesor de las formaciones rocosas de interés hidrogeológico. En cierto modo se trata de un aspecto parcial del problema, ya que en muchos casos interesa además o especialmente la resolución de aspectos cualitativos que tengan alguna relación con las posibilidades de utilización del agua. Problemas asociados a vertidos, intrusión marina, etc., pueden ser abordados objetivamente mediante técnicas geofísicas.

Vamos, pues, a realizar una serie de comentarios respecto a los métodos geofísicos potencialmente más interesantes clasificándolos en dos grupos de acuerdo con la naturaleza cuantitativa o cualitativa del problema a cuya resolución se aplican. Quede claro por otra parte que tal clasificación no debe entenderse en sentido estricto, pues-

to que en muchos casos algunos métodos presentan un carácter mixto entre ambos casos extremos.

### 3.1. Método gravimétrico

Tradicionalmente utilizado en investigación minera o en el estudio de cuencas sedimentarias de interés para la prospección de hidrocarburos; ofrece unas características enormemente atractivas para estudios de tipo regional, donde interese definir la morfología de formaciones carbonatadas del Mesozoico bajo una cobertera de tipo arcilloso más reciente.

Como caso típico de esta situación, podemos citar el estudio desarrollado recientemente para el IGME en el límite de los Sistemas núms. 19 y 23. En este caso se trataba de conocer la posible continuidad hacia el sur de las estructuras mesozoicas de la Sierra de Altomira más allá de sus afloramientos más meridionales. Por la apretada y vergente morfología de estas estructuras y la naturaleza del relleno de las subcuencas que conforman resultaba evidente que no podía utilizarse el método de SEV. Se planteó en consecuencia una gravimetría estructural típica con una densidad media de 2 estaciones/km<sup>2</sup> y del trabajo realizado; pese a lo limitado del área de estudio (450 km<sup>2</sup>); se obtuvieron interesantes conclusiones. Las más destacadas son las que se detallan a continuación y para cuya mejor comprensión nos remitimos a la figura 2.

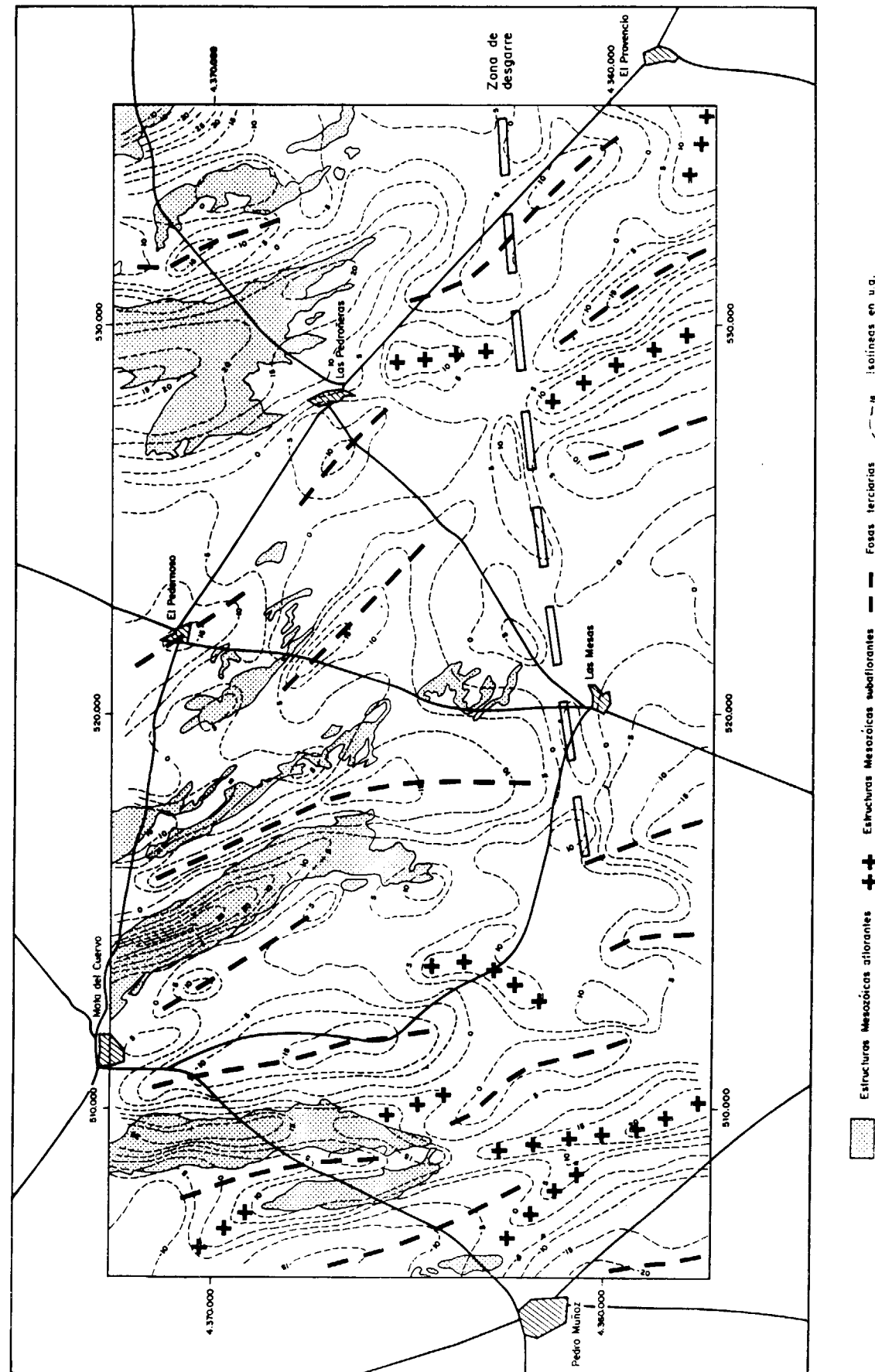


Figura 2.—Anomalía gravimétrica residual de tercer orden en el límite de los sistemas acuíferos 19 y 23.

- Sobre las estructuras Mesozoicas aflorantes se conforman máximos gravimétricos de gran amplitud y notable gradiente en sus flancos. Este hecho coincide con la idea de que las subcuencas Terciarias alcanzan un extraordinario desarrollo en profundidad pese a su poca extensión lateral.
- Del mismo estilo que los máximos gravimétricos comentados, se definen otros sobre zonas donde no existen afloramientos Mesozoicos. Son máximos alargados de rumbo coincidente con la dirección estructural de la Sierra de Altomira, aunque reflejando una incurvación hacia el SE cuanto más al sur se sitúan. Por la amplitud de algunos de ellos es evidente que reflejan la presencia de anticlinales Mesozoicos subaflorentes.
- Es significativo que determinados afloramientos dados como Mesozoicos en la cartografía hidrogeológica no lleven asociado ningún máximo gravimétrico. Este hecho sugiere la posibilidad de que realmente corresponda a costras calcáreas recientes.
- En el tercio SE de la zona de estudio se insinúa con cierta claridad una línea de rotura que correspondería a una falla de rumbo aproximado E-O y que provoca un notable desplazamiento horizontal amortiguado hacia el oeste.

Todos estos elementos y algunos otros de menor entidad configuran una información del mayor interés para el hidrogeólogo en orden a avanzar en el conocimiento del funcionamiento del Sistema, a la par que proporcionan unos criterios de utilidad inmediata en la posible ubicación de sondeos si llegara el caso.

### 3.2. Sondeos electromagnéticos

Por analogía con los Sondeos Eléctricos Verticales y en ausencia de otra nomenclatura establecida vamos a referirnos a ellos como SEDT. En gran medida puede ser un método nuevo para muchos lectores. De hecho lo es porque su implantación en los países occidentales, en términos operativos, no tiene más allá de cinco años y por lo que respecta a nuestro país algunos meses. Por tanto queremos aclarar de forma resumida los interrogantes típicos en este tipo de situaciones.

¿Cuál es su fundamento? ¿Cómo se realizan las medidas? ¿Cómo se interpretan? ¿En qué situaciones se aplica?, etc.

El método de SEDT se utiliza para determinar la distribución de resistividades del subsuelo según la vertical del punto de medida de modo análogo a un SEV.

Para ello se hace circular un pulso de corriente a través de una espira situada sobre el terreno. La interrupción brusca de esta corriente genera un campo magnético variable, que a su vez induce en el terreno una corriente cuya distribución refleja un comportamiento gobernado por ecuaciones de tipo difusión y cuyo valor máximo se sitúa a profundidades crecientes en función del tiempo. Indirectamente se estudia el comportamiento de estas corrientes de difusión midiendo a través de una bobina receptora el campo magnético secundario generado por ellas. Evidentemente la forma en que las corrientes de difusión se transmiten por el subsuelo viene condicionada por la distribución de resistividades del mismo y en consecuencia puede determinarse ésta a través del comportamiento de las primeras. Las magnitudes medidas son extraordinariamente pequeñas: Del orden de  $nV/A$ , tomando alrededor de 30 lecturas distribuidas a lo largo de 150 ms a partir del instante de corte de la corriente primaria. En orden a asegurar la mayor fiabilidad de los datos se opera por «stacking», controlando la operación mediante un microprocesador que rechaza una determinada lectura cuando no cumple unas normas de coherencia que el operador establece.

Los valores medidos se transforman en resistividades aparentes y éstas se representan en función del tiempo, expresado en ms, sobre impresos bilogarítmicos análogos a los de SEV.

Para la interpretación cabe el proceso directo o el inverso realizados ambos mediante programas automáticos. A diferencia de los SEV no existen colecciones de curvas patrón porque cada modelo geoelectrico considerado puede producir multitud de curvas de SEDT, dependiendo de que se utilicen bucles coincidentes para emisor y receptor o que se realice la recepción mediante una bobina situada en el centro del bucle emisor. Añádase a esto el hecho de que cada curva de SEDT depende de las dimensiones del bucle emisor y se comprenderá aún mejor porqué no existen colecciones de curvas patrón.



Nos referimos a posibles aplicaciones en Hidrogeología y por ello no hacemos referencia a transmisión mediante dipolos conectados al terreno. Habitualmente los bucles utilizados en este ámbito oscilan en sus dimensiones entre 100×100 m. y 300×300 m.

Si de lo dicho hasta ahora se puede deducir que un SEDT resuelve lo mismo que un SEV cabe preguntarse dónde radica su interés. A esta cuestión se puede contestar mediante los siguientes hechos contrastados:

- a) La respuesta de un SEDT es muy focalizada, lo que permite la resolución de situaciones complejas donde se dan contrastes laterales de resistividad dentro de pequeñas extensiones. Considérese la presencia de fallas, cambios de facies, etc., situaciones donde el SEV no es aplicable aunque se use.
- b) La capacidad de penetración de los SEDT, salvo en presencia de secciones muy conductoras, es claramente superior a la de los SEDT. Como ejemplo nos remitimos a la publicación de FRISCHNECHT, donde se alcanzan profundidades del orden o superiores a 1.000 m. empleando un bucle de 300×300 m. Nuestra experiencia personal, sobre zonas de baja resistividad, indica que es posible definir un contacto a 600 m. de profundidad empleando un bucle de 200×200 m. y un equipo SIROTEM alimentado por baterías.
- c) En presencia de pantallas resistivas se dan las mejores condiciones operativas, pudiendo investigarse a través de ellas con fiabilidad. Esta situación es insalvable mediante SEV. Como ejemplo al respecto nos remitimos a un caso reciente estudiado mediante SEDT y SEV sobre un sondeo mecánico del que se conoce fielmente la sección atravesada (fig. 3).

Resulta evidente que en el caso del SEV, pese a haber alcanzado aperturas AB superiores a 1.500 m., no se ha resuelto la posición del muro de la halita. Por contra, el SEDT permite definir la posición de este contacto y el del sustrato de la cuenca, situado algunos centenares de metros más profundo.

- d) Desde el punto de vista logístico es evidente la ventaja que representa el tendido de un bucle de 100×100 ó 200×200 m. frente a una línea AB de 2 km., para alcanzar resultados equivalentes, en el mejor de los casos.

Estas experiencias y otras en curso parecen confirmar en gran medida un notable interés respecto a este método. Ello no significa que no tenga sus limitaciones, pero lo que es evidente es que cubre una parcela importante de la prospección por resistividades llenando un vacío donde los SEV se utilizaban de forma incorrecta porque se sobrepasaban sus condiciones límite.

**3.3. Sondeos de polarización inducida**

Puesto que en su ejecución se realiza simultáneamente la determinación de resistividades es común referirse a ellos como SEV-SPI. El modo operativo es idéntico al de un SEV y el objetivo de su aplicación en Hidrogeología es la detección de tramos arcillosos allí donde interesa diferenciar claramente su existencia.

La situación más común en que cabe considerar el empleo de este método es en el estudio de acuíferos detríticos con problemas de salinidad, fundamentalmente en formaciones costeras.

Su fundamento es el siguiente: Las arcillas tienen un exceso de iones positivos no compensados, que en presencia de un campo eléctrico unidireccional se orientan. Cuando cesa la circulación de corriente externa se produce una redistribución de cargas, lo que se traduce en una diferencia de potencial residual que puede ser medible y que no se produce con magnitud semejante en materiales de otra naturaleza.

Cuando se trata de establecer la distribución de la zona salinizada en un modelo como el descrito en párrafos precedentes, se aplica normalmente el método de SEV con resultados aceptables. Efectivamente, la correlación de resultados entre SEV próximos permite establecer variaciones de resistividad dentro de determinadas capas y ello puede relacionarse en muchos casos con la salinidad. Ahora bien puede darse una situación de incertidumbre ante una capa de baja resistividad cuando quepa la posibilidad de asignarla a un nivel arcilloso o a un tramo detrítico salinizado. Esta es la situación que puede resolverse mediante SEV-SPI

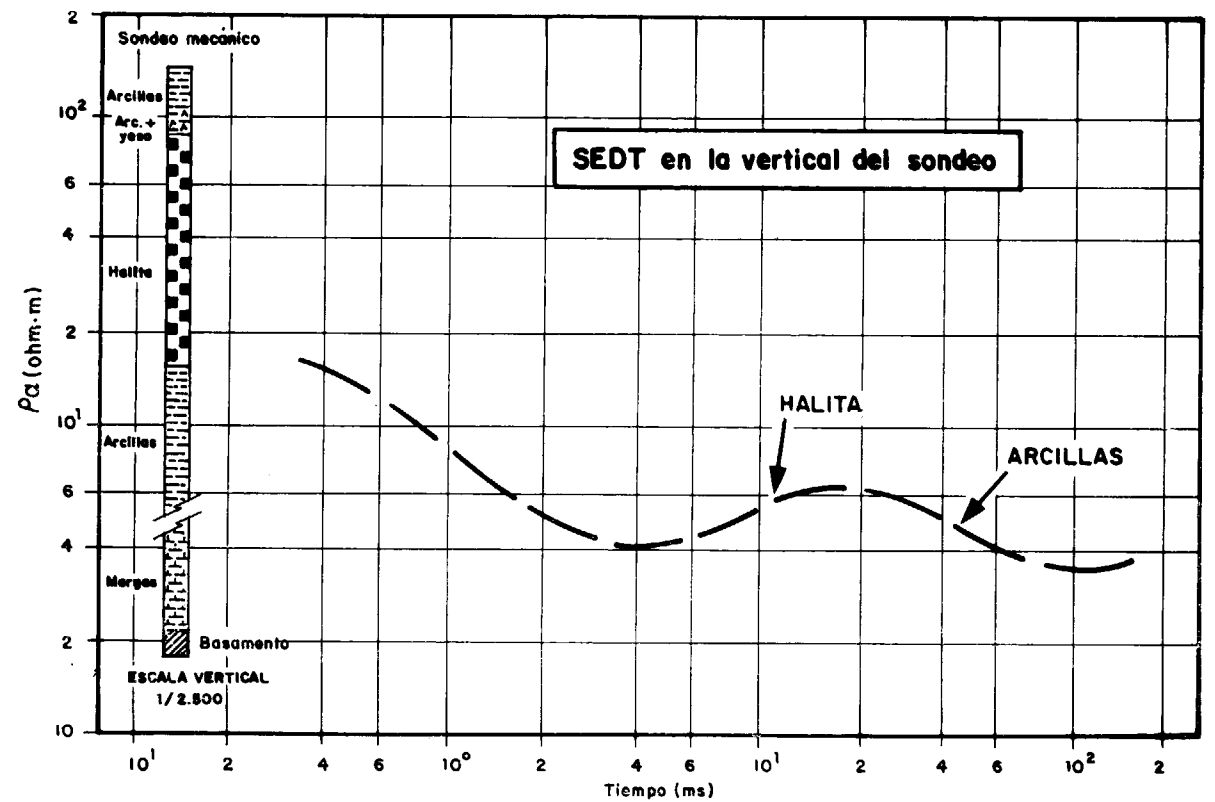
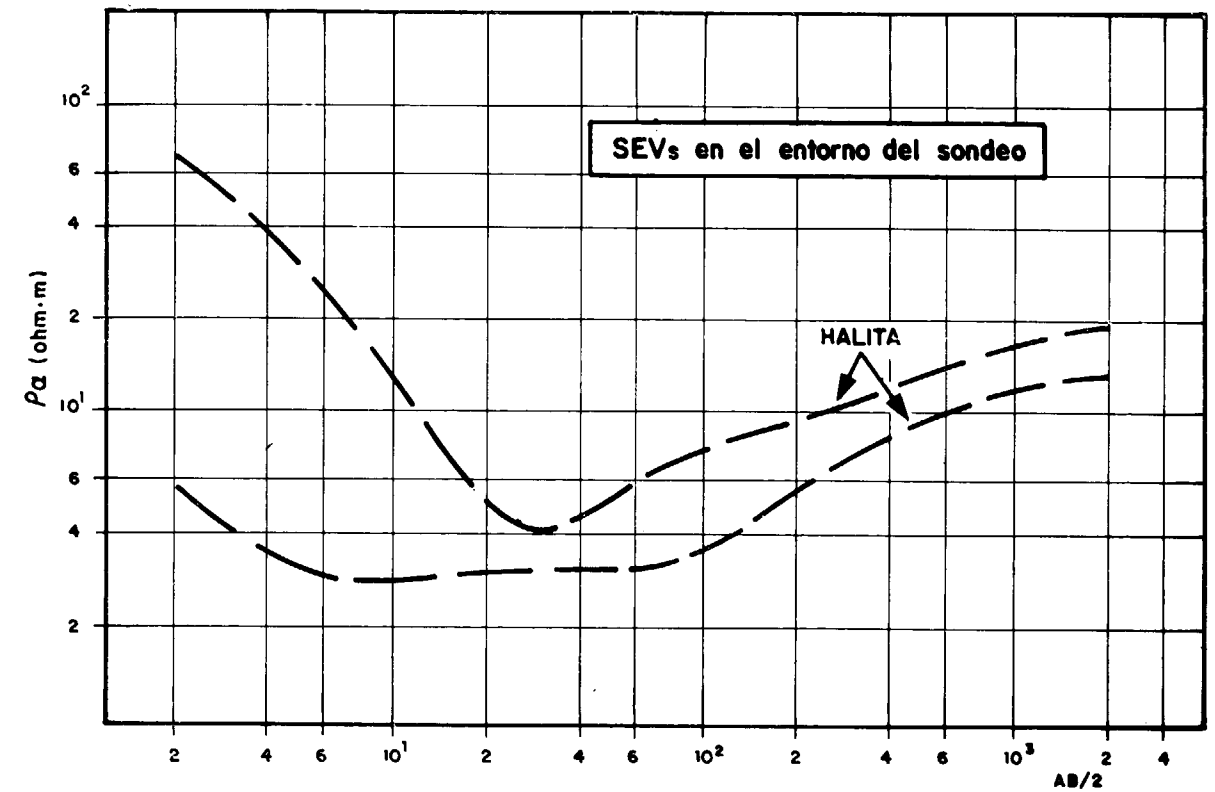


Figura 3.—Comparación entre SEV y SEDT en una zona con pantalla resistiva contrastada por un sondeo mecánico.

tomando, al margen de otras consideraciones, como esquema básico el siguiente. Bajos valores de resistividad asociados con valores relativamente altos de cargabilidad: Arcillas. Por contra, si asociados a valores bajos de resistividad se dan valores bajos de cargabilidad, el origen de los mismos es probablemente un tramo detrítico salinizado.

En 1983 llevamos a cabo para el IGME un estudio piloto mediante estas técnicas en el área de Moncófar (Castellón), con resultados muy atractivos y coherentes, en cualquier caso con los datos disponibles del control químico de la red de sondeos existentes en el área.

De un modo general, la zona salinizada quedó caracterizada por valores extremadamente bajos de cargabilidad, pero en cualquier caso resultó necesario realizar la interpretación cuantitativa de las curvas de SPI y no considerar únicamente los valores de cargabilidad aparente. Es importante remarcar este hecho.

Como ejemplo representativo de este trabajo adjuntamos la figura 4, que incluye los datos correspondientes a los puntos 6-1 y 6-6 situados respectivamente a 1 y 5 km. de la línea de costa. En términos sencillos se diferencia fácilmente el carácter de las curvas de cargabilidad frente a una notable similitud de las de resistividad. La caída de cargabilidad, asociada a la de resistividad, en el punto 6-1 es indicativa de la presencia de un nivel detrítico salinizado (2 ohm. m.) a partir de 8 m. de profundidad. Por contra, el SEV-SPI 6-6 refleja en su curva de resistividad una zona arcillosa con posibles intercalaciones detríticas (30 ohm. m.) confirmada por la morfología y orden de magnitud de los valores en la curva de cargabilidad.

No incluimos por su gran tamaño los planos de distribución de resistividad y cargabilidad media ponderada. De cualquier modo señalamos que su correspondencia con el plano de contenido de cloruros en los sondeos de la zona es excelente.

**3.4. Métodos electromagnéticos**

En este apartado queremos referirnos específicamente a aquellos sistemas utilizados para la determinación de resistividades del subsuelo de forma continua o semicontinua a lo largo de perfiles y cubriendo un rango somero de profundidades, algunas decenas de metros como máximo.

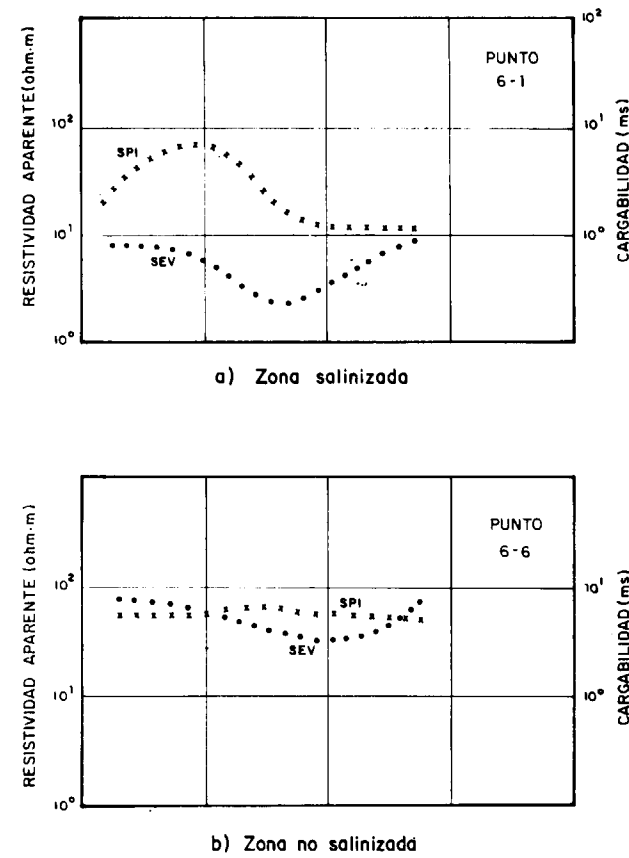


Figura 4.—Comparación de curvas de SEV-SPI entre zonas de diferente grado de afección por intrusión marina.

Estos métodos tienen un campo de aplicación específico en el control de contaminaciones de acuíferos poco profundos, bien sea por vertidos industriales o por salinización de cualquier otro origen. Respecto a los métodos clásicos de perfiles eléctricos —calicatas eléctricas— obtenidos trabajando con cc., estos sistemas ofrecen ventajas sustanciales tanto en lo que afecta a la fiabilidad de los datos, al no venir éstos influenciados por problemas de contactos, como en su aspecto económico, ya que el rendimiento que puede alcanzarse con métodos electromagnéticos es muy superior al de una «calicata» eléctrica convencional. De una forma muy rápida pueden obtenerse datos relativos a varios rangos de profundidad mediante un operador y un ayudante.

De entre los posibles sistemas utilizables para esta variante prospectiva cabe señalar dos como más operativos:

- «Low induction numbers»
- «GENIE»

Para la medida de conductividad del terreno por métodos electromagnéticos en la modalidad «low induction numbers» el equipo emplea dos bobinas conectadas entre sí y que se mantienen a una distancia definida y controlada electrónicamente durante las medidas. Dependiendo de esta distancia y de la posición vertical u horizontal de las bobinas el rango de penetración investigado es del orden siguiente:

Separación entre bobinas (m.)	Bobinas verticales (m.)	Bobinas horizontales (m.)
10	7,5	15
20	15	30
40	30	60

El equipo mide la relación  $\frac{H_s}{H_p}$  entre los campos magnéticos secundario y primario y la traduce a lecturas directas de conductividad expresada en mho por metro (siemen) por aplicación de la expresión:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left( \frac{H_s}{H_p} \right)$$

siendo:  $\omega = 2 \pi f$ ,  $f$  = frecuencia en Hz  
 $s$  = espaciado entre bobinas  
 $\mu_0$  = permeabilidad del vacío

Los valores de conductividad medidos pueden representarse en forma de perfiles, como el incluido en la figura 5, que corresponde al estudio de un aluvial en el que existe un sector contaminado por vertidos en superficie. También es común reflejar los resultados en forma de planos de isovalores correspondientes a cada una de las posibilidades operativas. Esta modalidad resulta especialmente útil en la delimitación de halos de contaminación.

«GENIE» son las siglas de Geometry Normalised In-Phase EM. Este sistema se basa en la transmisión simultánea de una señal electromagnética a dos frecuencias claramente diferenciadas. Las señales resultantes también se detectan al mismo tiempo mediante una bobina receptora determinándose el cambio relativo en sus amplitudes. Normalmente se opera con varios pares de frecuencias de modo que se pueden cubrir varios rangos de profundidad.

Así pues, el parámetro medido es un porcentaje en el cambio de amplitud de la señal, aunque en determinados casos pueden hacerse cálculos de resistividad que se representan en forma de perfiles. En líneas generales cabe considerar este método menos versátil que el anteriormente descrito, dentro del ámbito hidrogeológico, pese a que su facilidad operativa es muy considerable.

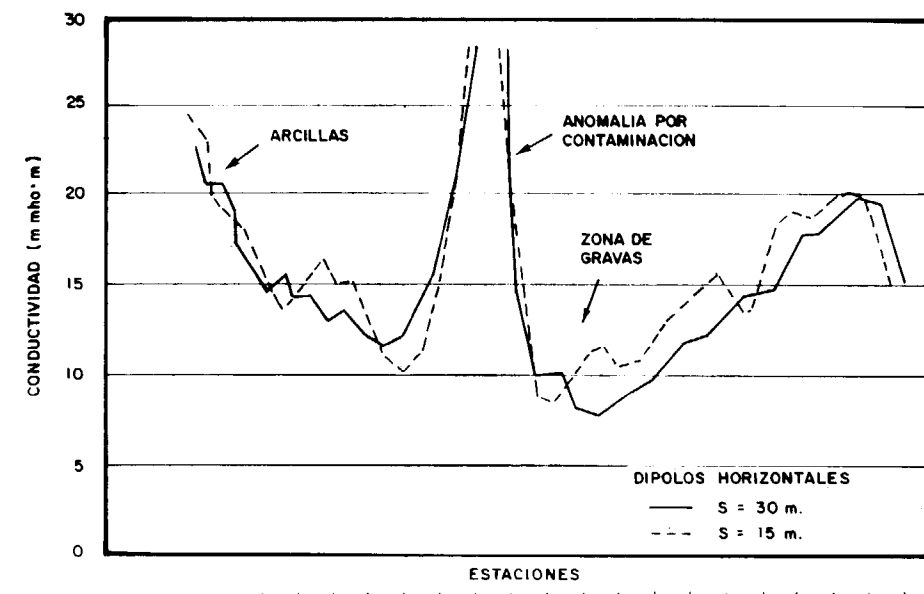


Figura 5.—Ejemplo de aplicación del sistema electromagnético «l. i. n.».



4. TESTIFICACION DE SONDEOS

En gran medida podría decirse que esta técnica ha sufrido un cierto estancamiento en los últimos tiempos en lo que a popularidad y empleo se refiere, que no respecto a su desarrollo técnico y posibilidades reales.

Cabría diferenciar dos modelos geológicos respecto a los programas de testificación de sondeos. Por una parte las formaciones del Terciario y Cuaternario caracterizados por la presencia de acuíferos detríticos intercalados entre materiales arcillosos y en otro grupo los acuíferos carbonatados del Mesozoico fundamentalmente.

Respecto a los primeros entendemos que se ha de terminar con el tópico de «la testificación hidrogeológica» como aquel programa que incluya únicamente los registros de radiación gamma natural (GR), autopotencial (SP) y resistencia monoeléctrica (R). Al margen de que el conocimiento existente sobre determinadas zonas colabore a que tal programa sea suficiente en ciertos casos, pueden darse muchas otras situaciones en que sea precisa la concurrencia de otros registros. Esta circunstancia se plantea, por ejemplo, cuando existen problemas de calidad en determinados niveles o se ha perforado con lodos salinos, por citar algunos casos.

Consideramos que en este tipo de sondeos especialmente, y de modo general siempre que resulte factible, el programa de testificación debe comprender los registros siguientes: radiación gamma natural, autopotencial, resistividad normal con doble espaciado y conductividad del fluido del sondeo. De esta forma se puede resolver objetivamente no sólo la presencia de tramos arcillosos/arenosos sino también la diferenciación cualitativa en función de la permeabilidad, y la identificación de los tramos salobres, etc. Aparte de esto el registro de conductividad del fluido puede en algunos casos ser absolutamente necesario para poder interpretar la respuesta de las diversas herramientas de resistividad o resistencia monoeléctrica. A modo de ejemplo del tipo de programa que hemos citado, adjuntamos en la figura 6 los registros obtenidos en un sondeo de la Cuenca del Duero, donde se han señalado las zonas permeables, los tramos salinizados, etc.

Es de destacar en este conjunto de registros la correspondencia entre las zonas de entrada de

agua dulce al sondeo —visibles en el log de resistividad del fluido— y los niveles permeables deducidos del resto de parámetros. En este caso concreto el sondeo se perforó con un fluido salino.

Cuando se trata de acuíferos carbonatados, además de la interpretación litológica, interesa identificar y cuantificar los tramos porosos y permeables y muy especialmente las zonas fracturadas donde la permeabilidad es más favorable.

Estos objetivos pueden resolverse mediante el empleo de algunas herramientas que, desarrolladas hace varias décadas para la explotación de hidrocarburos, se han ido incorporando en gran medida a casi todos los equipos convencionales utilizados en otros campos de la exploración geológica. Entre ellos las de mayor aplicación en hidrogeología son la sonda sónica y la neutrón-neutrón, complementados con registros de radiación gamma natural, resistividad, conductividad del fluido del sondeo, etc.

Su aplicación en España ha sido muy limitada. Algunos ejemplos que conocemos en Cataluña y Levante muestran excelentes resultados, pese al reducido número de sondeos testificados en ambos casos.

Aparte de la utilidad puntual que los registros geofísicos pueden aportar en cada caso, a nivel general sería deseable disponer de un banco de datos que incluiría una colección de registros básicos de todos los sondeos existentes en cada Cuenca o Sistema. Esta documentación absolutamente objetiva vendría a complementar o a sustituir la información al uso sobre los sondeos que, o bien no existe o en otros casos responde a descripciones subjetivas de poco valor, ya que en muchos de ellos no ha sido realizada por los técnicos adecuados ni con criterios comparables entre unos y otros sondeos. Sería conveniente que por los organismos competentes y especialmente en los sondeos financiados o controlados por entidades de la Administración se estableciera o hiciera cumplir alguna normativa al respecto.

5. A MODO DE RESUMEN

Evidentemente, desde muchas perspectivas este trabajo puede ser incompleto y lo es porque no hemos pretendido ni tan siquiera esbozar lo que pudiera ser el índice de un pequeño tratado de

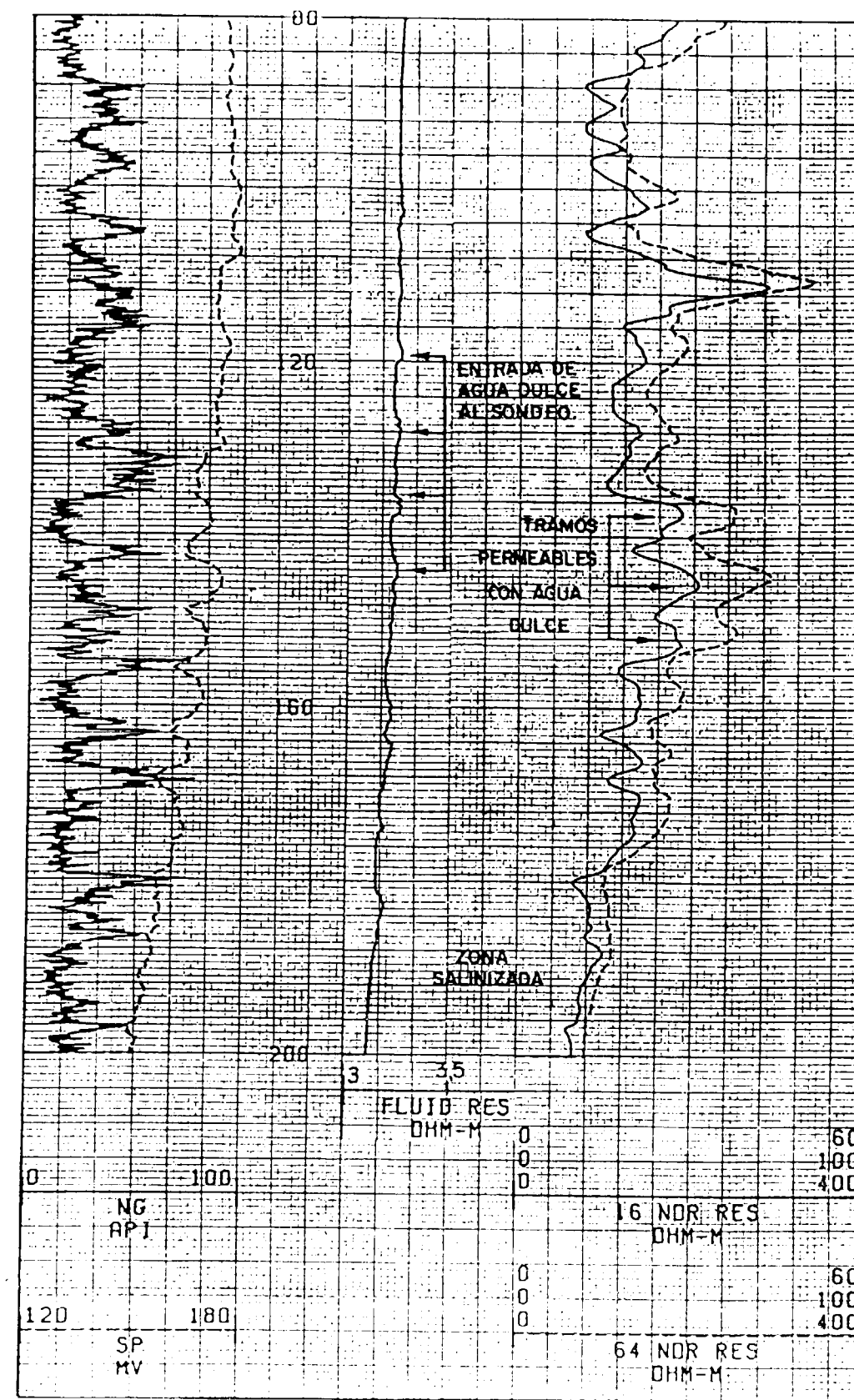


Figura 6.—Ejemplo de testificación geofísica de un sondeo de la cuenca del Duero.

Geofísica aplicada a Hidrogeología. La idea fundamental ha sido analizar nuestra experiencia de varios años y comparándola con los nuevos, y no tan nuevos, métodos geofísicos, dar a conocer a los profesionales de la Hidrología los aspectos prácticos que puedan tener algún interés en su ámbito de actuación. Todo ello desde la idea de que la Geofísica es una herramienta más en la prospección geológica y que sus resultados vienen enormemente condicionados por la claridad de planteamientos de su programación. En este punto es fundamental la intervención del geólogo capaz de definir con precisión los objetivos y condicionantes del modelo geológico involucrado en el estudio.

Unicamente desde este punto de partida puede pretenderse el mejor rendimiento de los métodos geofísicos en la doble vertiente de poner en escena sólo los susceptibles de empleo en cada caso y optimizar la interpretación de los mismos al reducir los grados de libertad que el proceso interpretativo implica.

#### AGRADECIMIENTOS

Quede constancia de mi agradecimiento al Instituto Geológico y Minero de España por las faci-

lidades dadas para divulgar datos obtenidos en proyectos desarrollados para el mismo.

#### BIBLIOGRAFIA

- DOBORZYNSKI, Z.: *A novel geometry-invariant portable ground electromagnetic reconnaissance system*. SEG annual meeting. Los Angeles (1981).
- FRISCHKNECHT, F. C.: *Time-domain electromagnetic soundings at the Nevada test site*. Geophysics, vol. 49, núm. 7, 981-992 (1984).
- KUNETZ, G.: *Principles of direct current resistivity prospecting*. Geopublication Associates. Berlín, 103 pp. (1966).
- MCNEILL, J. D.: *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Geonics Ltd. Technical note 6 (1980).
- RAICHE, A. P.: *The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures*. Geophysics, vol. 50, núm. 10, 1618-1627 (1985).
- SCHOEFLER, J.: *Gravimetrie appliquée*. Editions Technip. París, 288 pp. (1975).
- SUMNER, J. S.: *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific publishing company. Amsterdam, 277 pp. (1976).

Recibido: Enero de 1986.

## Método de determinación de pesticidas órgano-clorados en agua

Por M. P. DE LA FUENTE BRIZ y J. F. LLAMAS BORRAJO

#### RESUMEN

Se describe el método de análisis de pesticidas en agua que se utiliza en los laboratorios del IGME, puesto a punto por los autores, comentando las modificaciones introducidas a la norma ASTM D3086-72 T. Se estudia su aplicación a un caso concreto.

#### ABSTRACT

The method of analysis of pesticides in water, used in the laboratories of IGME and set by the authors is described. Modifications to the standard ASTM D3086-72 T are introduced and explained. Its applications to a definite case are studied.

#### INTRODUCCION

La última reglamentación técnico-sanitaria publicada en el «Boletín Oficial del Estado» número 226, con fecha 21 de septiembre de 1981, para la elaboración, circulación y comercio de las aguas de bebidas, fija con carácter obligatorio en su artículo 15, los límites y características que deben poseer éstas, entre las cuales nos señalan la ausencia de pesticidas y definilos policlorados. Asimismo, en virtud de lo dispuesto en la Ley de Minas del 21 de junio de 1973, es competencia del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) su análisis.

Los residuos de pesticidas presentes en el agua se pueden clasificar en tres grupos: a) Insecticidas órgano-clorados y difenilos; b) Insecticidas órgano-fosforados y tiofosforados, y c) Herbicidas. En este trabajo nos vamos a referir únicamente a la determinación de los insecticidas órgano-clorados.

El gran desarrollo de la cromatografía de gases con la puesta a punto de detectores específicos, permite investigar los distintos tipos de pesticidas en concentraciones del orden de nanogramos en un litro de agua.

Los pesticidas órgano-clorados son muy poco solubles en agua, por lo que para poder analizar concentraciones tan bajas, es necesario recurrir a la extracción mediante disolventes orgánicos a partir de un gran volumen de agua. El extracto se concentra hasta un volumen pequeño y posteriormente, por cromatografía de columna, se separan las distintas familias de pesticidas analizándose luego en un cromatógrafo de gases (CG), que separa los distintos compuestos presentes en el extracto, en serie con un espectrómetro de masas que nos permite realizar el análisis cualitativo de cada uno de los compuestos separados en el cromatógrafo de gases.

En nuestro caso no se disponía de un espectrómetro de masas capaz de ser utilizado en serie con el cromatógrafo de gases, lo que nos obligó a resolver el análisis cualitativo de otra forma. No obstante, hay que señalar que el objetivo era poner a punto una técnica lo más sencilla y estandarizada posible que permitiese dar cumplimiento a la misión encomendada al Instituto y que para ella era suficiente con el cromatógrafo de gases.



## MODIFICACIONES INTRODUCIDAS

Para el desarrollo y puesta a punto de la técnica que se describe, se partió inicialmente de la norma ASTM D3086-72 T (Tentative method of test for organo-chlorine pesticides in water) y de los demás trabajos citados en la bibliografía. Una vez que se llevó a la práctica el método inicial, se observaron una serie de dificultades que dieron lugar a la introducción de las siguientes modificaciones:

A) En la extracción, al pasar la fase orgánica, con un alto contenido en agua, a través de la columna de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ; éste se apelmaza y no pasa bien todo el extracto. Aún lavando varias veces la columna con hexano y éter etílico parte de los pesticidas pueden quedar retenidos en la columna. Además, la limpieza posterior de la columna es dificultosa.

Se sustituyó la columna por un embudo de 250 ml. al que se le coloca un tapón de lana de vidrio y se llena de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro hasta unas 3/4 partes. Si se lava previamente con éter etílico, desaparecen los problemas de apelmazado y de limpieza.

B) Se necesita que el extracto se concentre a 1 ml. y dada la dificultad de medirlo en un matraz normal, se modifican los matraces colectores construyendo unos que llevan soldado un tubo de ensayo con una señal de enrase de 1 ml. Se consigue así una medida más fácil y exacta del concentrado (fig. 1).

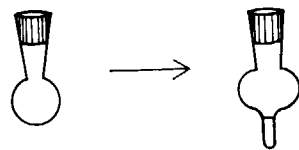


Figura 1

C) Al destilar la fase orgánica en el Kuderna-Danisch, se observaron varios problemas, principalmente la facilidad de contaminación; en los cromatogramas de los extractos de agua destilada (blancos), aparecían una serie de picos producto de la contaminación. También resultaba engorrosa la limpieza de todo el equipo de destilación.

Se ensayó la sustitución de este paso por una evaporación en estufa a menos de 60° C que resultó mucho más sencilla, limpia y eficaz, ya que aumentó el coeficiente de extracción (figs. 2, 3 y 4).

D) Por último, se eliminó el Baño María para concentrar el extracto a 1 ml. porque se condensaba vapor de agua en el cuello del matraz y pasaba al interior. Se sustituyó por una concentración en estufa a 55° C.

## DESCRIPCION DEL METODO

## Equipamiento y materiales

- Embudos de decantación de 2 litros.
- Aparatos de destilación Kuderna-Darnisch de 300 ml.
- Embudo de 250 ml.
- Matraces de 10 ml. modificados, según figura 1, para acoplar al Kuderna-Darnisch.
- Estufa con regulación de temperatura y posibilidad de conexión de salida de gases al exterior.
- Mufla hasta 700° C.
- Pipeta aforada de 1 ml.
- Lana de vidrio.
- Probetas de 500 y 1.000 ml.
- Microjeringa para cromatografía (de 10  $\mu$  l. como máximo).

Todo el material ha de ser de vidrio borosilicado y teflón. No se puede utilizar en ningún caso material de plástico ni grasas en las llaves de paso.

## Reactivos

- Hexano.
- Eter etílico.
- $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro.
- Florisil.

Todos han de ser de pureza especial para cromatografía.

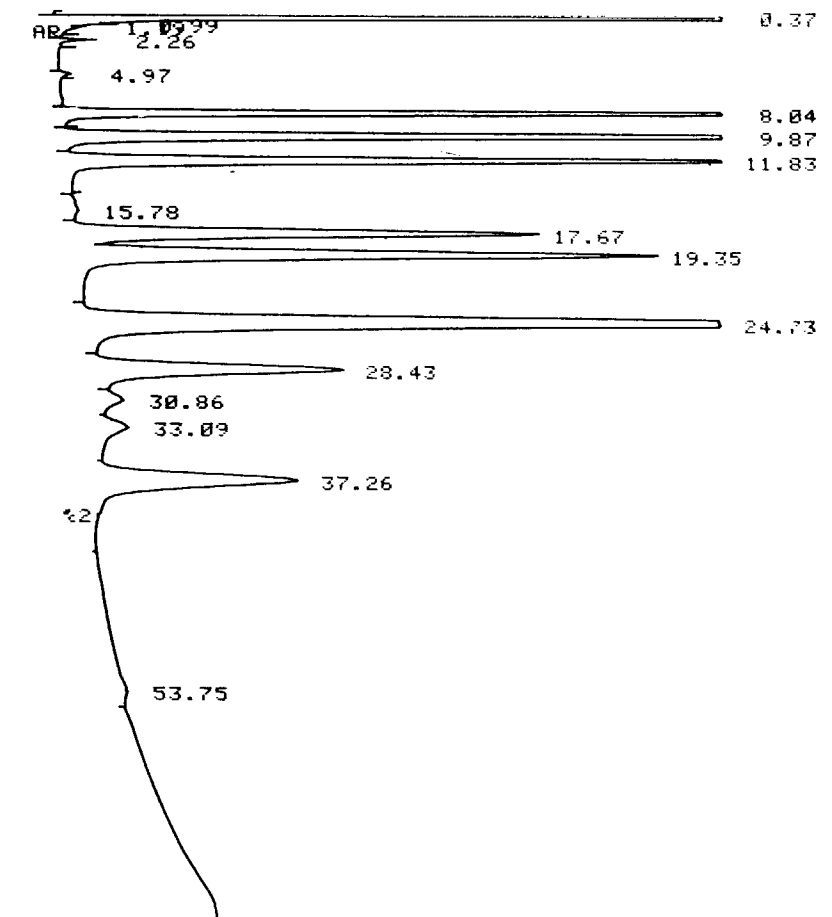
## Instrumentación

Se utilizó un cromatógrafo de gases modelo 5840 A de Hewlett Packard, con integrador automático. El detector empleado fue el de captura

```
TEMP1 400 170 170
TIME1 0.00
RATE 1.00
TEMP2 400 200
TIME2 00.00
INJ TEMP 400 200 200
FID TEMP 400 110 110
AUX TEMP 400 240 240
```

```
CHT SPD 0.25
ZERO 20.0
ATTN 21 6
AUX SGNL +B
SLP SENS 0.10
AREA REJ999800000000
FLOW A 0.0 0.0
FLOW B 45.0 44.2
```

```
1.50 AREA REJ 4500
40.00 TEMP2 230
READY
START
```

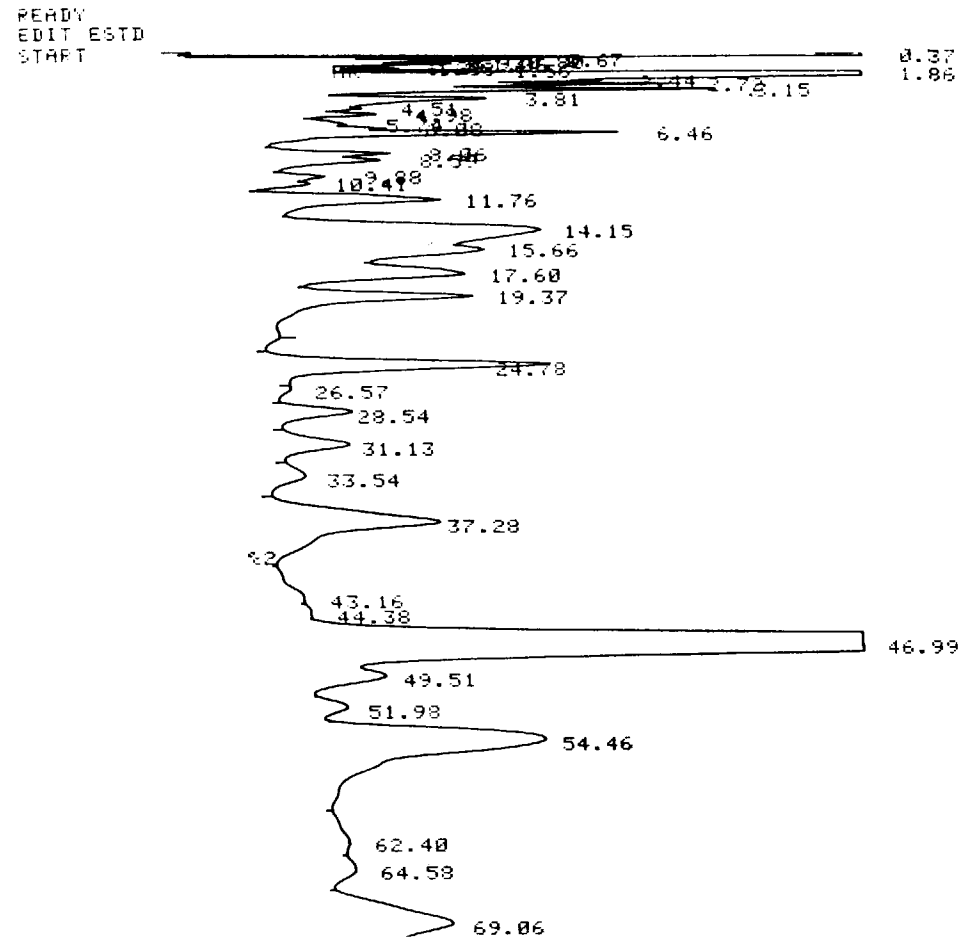


## TIEMPOS DE RETENCION EN MINUTOS

- |                             |                                       |
|-----------------------------|---------------------------------------|
| — LINDANO — 8,04            | — $\gamma$ — CLHORDANE — 19,35        |
| — HEPTACLOR — 9,87          | — DDE, pp' isómero + Dieldrin — 24,73 |
| — ALDRIN — 11,83            | — ENDRIN — 28,43                      |
| — HEPTACLOR EPOXIDE — 17,67 | — DDT + pp' DDT — 37,26               |

COLUMNA: 1,5 OV-17+1,95% QF-1 sobre Chromosorb WHP, 80/100  
 GAS TRANSPORTADOR: Argón y Metano  
 TEMPERATURA DE LA COLUMNA: 170° C  
 DETECTOR DE CAPTURA ELECTRONICA

Figura 2.—Cromatograma de solución patrón de pesticidas de 0,1 ppm.



TIEMPOS DE RETENCION EN MINUTOS

- LINDANO — 8,06
- HEPTACLOR — 9,08
- ALDRIN — 11,76
- HEPTACLOR EPOXIDE — 17,60
- $\gamma$  — CLHORDANE — 19,37
- DDE, pp' isómero + Dieldrin — 24,78
- ENDRIN — 28,54
- DDT + pp' DDT. — 37,28

COLUMNA: 1,5% OV-17+1,95% QF-1, sobre Cromosorb WHP, 80/100  
 GAS TRANSPORTADOR: Argón y Metano  
 TEMPERATURA DE LA COLUMNA: 170° C  
 DETECTOR DE CAPTURA DE ELECTRONES

Figura 3.—Cromatograma de agua patrón: Agua destilada+1 ml. de solución patrón de 0,1 ppm, concentrada en Kuderna - Danisch.

de electrones (E C D), específico para compuestos halogenados, con 63 Ni como fuente radiactiva.

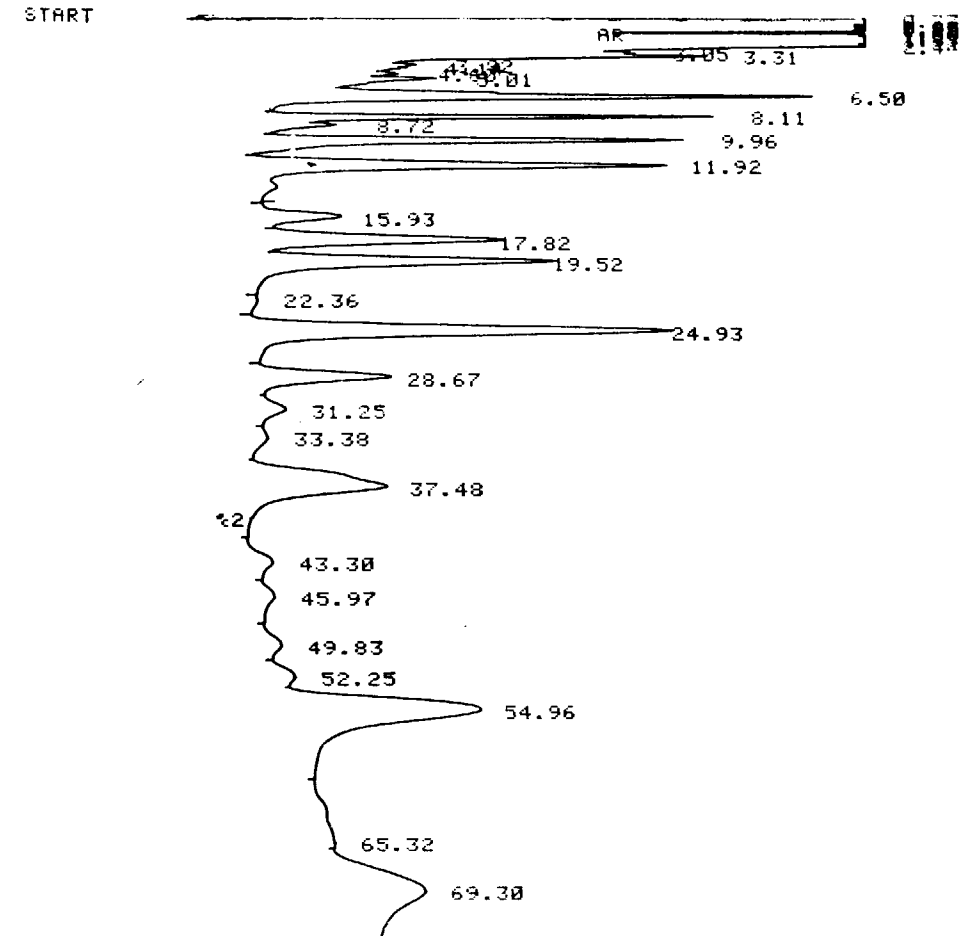
Se utilizan dos columnas empaquetadas de vidrio, una con 5 por 100 de WF-1 sobre Supelcoport 100/120, y otra con 1,5 por 100 OV-17+1,95 por 100 QF-1 sobre Cromosorb WHP 80/100.

Como gas portador es necesario el gas PR (Ar-

gón+5 por 100 de Metano) dado el tipo de detector utilizado.

**Limpieza del material**

Todo el material utilizado, incluido la lana de vidrio ha de lavarse con mezcla sulfo-crómica y posteriormente con agua destilada, secando a con-



TIEMPOS DE RETENCION EN MINUTOS

- LINDANO — 8,11
- HEPTACLOR — 9,96
- ALDRIN — 11,92
- HEPTACLOR EPOXIDE — 17,82
- $\gamma$  — CLHORDANE — 19,52
- DDE, pp' isómero + Dieldrin — 24,93
- ENDRIN — 28,67
- DDT + pp' DDT — 37,48

COLUMNA: 1,5% OV-17+1,95% QF-1 sobre Cromosorb WHP, 80/100  
 GAS TRANSPORTADOR: Argón y Metano  
 TEMPERATURA DE LA COLUMNA: 170° C  
 DETECTOR DE CAPTURA ELECTRONICA

Figura 4.—Cromatograma de agua patrón: Agua destilada+1 ml. de solución patrón de 0,1 ppm. concentrada en estufa.

tinuación en estufa a 400° C durante dos horas, para eliminar toda la materia orgánica.

**Toma de muestras**

Se utilizarán frascos de vidrio de buena calidad, con tapón de vidrio o de teflón, de aproximadamente tres litros de capacidad. Se llenan directa-

mente en el lugar de toma de la muestra y se realizan lo antes posible los análisis para evitar las transformaciones que puedan sufrir los pesticidas. En el caso de que no se disponga de los tapones mencionados, pueden utilizarse tapones de corcho siempre que se recubran de papel de aluminio, observando las máximas precauciones en la manipulación. Las botellas deben conservarse en el frigorífico.

### Preparación de los patrones

Las diluciones se realizan con hexano, que es el disolvente utilizado en la extracción. En primer lugar se preparan patrones individuales de cada uno de los pesticidas para determinar su tiempo de retención y a continuación una disolución patrón de todos ellos, que es la que se va a utilizar de referencia. Los patrones se prepararon con una concentración de 100 ngr/l. (ppt), límite máximo permitido por la legislación de la CEE, y la normativa española del 29 de junio de 1982 para cada uno de los pesticidas.

### Extracción

Se parte de un litro de agua problema que se habrá mantenido guardada en frigorífico en un recipiente de vidrio.

Paralelamente se hacen las mismas operaciones con un litro de agua destilada que se va a utilizar como blanco para detectar posibles contaminaciones.

1. Se introduce un litro de agua problema en el embudo de decantación y se le añade 60 ml. de una mezcla de hexano (85 por 100) y éter etílico (15 por 100).

2. Se agita vigorosamente durante dos minutos y se dejan reposar esperando hasta que se forme dos capas:

- a) Inferior: agua.
- b) Superior: hexano+éter+pesticidas.

3. La capa inferior, fase acuosa, se recoge en el recipiente original.

4. La fase orgánica, capa superior, se pasa a través de un dispositivo como el de la figura 5, donde:

— A, es un embudo de 200 ml. con un tapón de lana de vidrio en el cuello y lleno de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro, aproximadamente 3/4 partes. Antes de pasar la fase orgánica de la extracción a través de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  es necesario lavarlo previamente con éter etílico y no dejar que se seque hasta finalizar el proceso.

— B y C, son los dos matraces del Kuderna-Danisch (este último modificado según figura 1).

5. La fase acuosa recogida en la botella (punto 3) se vuelve a introducir en el embudo de decantación y se repiten los puntos 1, 2, 3 y 4. Este último a través del mismo dispositivo que la vez anterior.

6. La fase acuosa recogida en la botella se vuelve a introducir en el embudo de decantación y se repite por tercera vez los pasos 1, 2, 3 y 4. No obstante, en esta última extracción, en el paso 1, se introduce en el embudo de decantación, junto con los 60 ml. de hexano-éter, una pequeña cantidad de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro, para evitar que se forme la emulsión y poder separar mejor las dos fases.

7. Después de que se haya pasado toda la fase orgánica a través del embudo con el  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  y antes de que se seque, se lava con 40 ml. (aproximadamente) de la misma mezcla utilizada en la extracción, para que arrastre lo que hubiera podido quedar en el embudo, recogiendo con los otros tres extractos en el Kuderna-Danisch.

8. La fase orgánica separada en las tres extracciones anteriores junto con el líquido de lavado se introduce en la estufa a 55° C y se espera a que por evaporación se reduzca hasta 1 ml.

9. El extracto concentrado obtenido en el punto anterior se analiza en el cromatógrafo de gases. Si no se observa ninguna diferencia apreciable con el cromatograma del blanco que se habrá

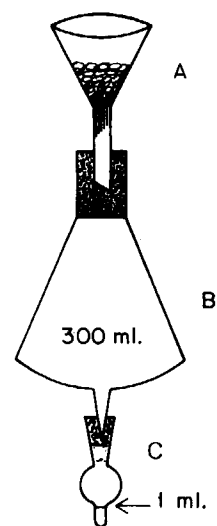


Figura 5

preparado simultáneamente, se puede dar por finalizado el ensayo. El agua analizada presenta ausencia total de contaminación por pesticidas y otros compuestos orgánicos que se concentren en la fase orgánica. Si existen diferencias apreciables con el cromatograma del blanco, es necesario proseguir con la cromatografía en columna para aislar los pesticidas órgano-clorados del resto de los contaminantes.

### Cromatografía en columna

10. En una columna de vidrio borosilicatado de 2 cm. de diámetro y 40 cm. de longitud, con una llave de teflón en la parte inferior, se coloca:

- a) Un tapón de fibra de vidrio.
- b) Una capa fina de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro.
- c) Una capa de 15 gr. de Florisil (10 cm. aproximadamente).
- d) Una capa de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  granular anhidro de 2 cm. de espesor aproximadamente.

El Florisil, que debe mantenerse seco fuera de la luz, debe ser activado previamente por calentamiento a 650° C durante dos horas y conservado en estufa a 130° C hasta un máximo de dos días.

11. Una vez preparada la columna y enfriada, se lava haciendo pasar a través de ella 75 ml. de hexano, que se desechan. La velocidad de salida de la columna se ajusta a 5 ml/min.

12. Inmediatamente que quede libre de hexano la capa superior de  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , se añade cuantitativamente la muestra por vertido. Esta se diluye previamente hasta unos 5 ml. y luego, mediante sucesivos lavados, hasta un total de 10 ml.

13. Para recoger el diluido se instala un aparato de destilación de Kuderna-Danisch con un matraz de 10 ml. modificado.

14. Una vez que los 10 ml. con la muestra han penetrado en el  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  y antes de que su superficie se seque, se añade una mezcla de hexano (94 por 100) y éter etílico (6 por 100) hasta completar los 200 ml. Este primer eluido contiene los pesticidas órgano-clorados poco polares: Lindano, Aldrin, Heptaclor, DDE, DDD, DDT, Heptaclor epoxide y  $\gamma$ -Chlordane.

15. Una vez que han pasado por la columna los 200 ml. de la mezcla y antes de que se seque la superficie del  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , se añade otra mezcla

de hexano (85 por 100) y éter etílico (15 por 100) hasta 200 ml.

16. Se retira el Kuderna-Danisch con el primer eluido y se coloca otro limpio y con el mismo tipo de matraz de la figura 1 para recoger el segundo eluido, este contiene aquellos pesticidas órgano-clorados más polares: Dieldrin, Endrin y trazas de Lindano.

17. Los dos eluidos recogidos en los pasos 14 y 16 se llevan a la estufa a 55° C y se espera a que por evaporación se concentren hasta 1 ml.

### Cromatografía de gases

— Detector: El detector empleado es el de captura de electrones (ECD), como ya se dijo al hablar de instrumentación. Este detector es específico de los compuestos halogenados y es capaz de medir con fiabilidad cantidades entre 5 y 25 picogramos. Para su sensibilidad es fundamental su limpieza y no sobrepasar los 180-200° C, pues la vida de la fuente radiactiva se reduce seriamente.

— Columnas: En ningún caso las columnas utilizadas para el análisis de pesticidas podrán ser metálicas. En el caso de columnas empaquetadas deberán ser de vidrio Pyrex. Las fases estacionarias más eficaces para la separación de los pesticidas son:

- Fases no polares: DC-200, SF-96, OV-1, OV-101.
- Fases medianamente polares: QF-1, OV-17.
- Fases polares: Carbowax-20M.

El tiempo de retención de un compuesto en una misma columna y para unas condiciones fijadas de temperatura y velocidad de flujo es siempre el mismo, pero no es específico de un único compuesto. Es decir, la ausencia de señal indica claramente la no existencia de un compuesto, pero en el caso de existir alguna señal ésta puede deberse a otro compuesto cuyo tiempo de retención, en dichas condiciones de trabajo, coincida. Es por lo tanto necesario, al no disponer de un espectrómetro de masas para el análisis cualitativo, hacer el análisis con dos columnas de características distintas para poder confirmar los resultados.

En nuestro caso las dos columnas utilizadas fueron:



- (1) 1,5 por 100 de OV-17+1,95 por 100 de QF-1 sobre Cromosorb WHP 80/100.  
 (2) 5 por 100 de QF-1 sobre Supelcoport 100/200.

— Condiciones del cromatógrafo: Temperatura inicial 170° C, temperatura final 200° C, velocidad de incremento de la temperatura 1° C/minuto, temperatura de inyección 200° C, temperatura del detector 200° C y velocidad del flujo de gas portador 45 ml/seg.

18. Una vez que está estabilizado el cromatógrafo en las condiciones de trabajo correspondientes a la columna instalada, se inyectan 4 µ l. de la solución patrón y se calibra la señal del detector (fig. 2).

19. Se inyectan 4 µ l del concentrado que corresponda del blanco y se obtiene su cromatograma.

20. Se inyectan 4 µ l del extracto o del primer o segundo eluido según corresponda. Si no se observan diferencias apreciables en el cromatograma obtenido con el blanco correspondiente puede deducirse la ausencia de los pesticidas controlados. En este caso se da por finalizado el ensayo.

21. En el caso de que en el punto anterior se observen diferencias apreciables entre el cromatograma obtenido y el del blanco, es necesario confirmar la presencia de los pesticidas detectados, para ello se cambia la columna utilizada y se vuelven a repetir los puntos 19, 20 y 21. Si el pico presuntamente correspondiente a un determinado pesticida vuelve a aparecer en el lugar esperado se da por confirmada su presencia.

En caso contrario, si el pico aparece en otra posición distinta a la esperada se trataría de un elemento contaminante distinto de los pesticidas controlados, e imposible de determinar sin recurrir a otras técnicas, como la espectrometría de masas, que permitan la realización del análisis cualitativo.

### Cálculos

La fórmula general para determinar la concentración de cada pesticida es:

$$C_i = \frac{C_{pi} \cdot V_{IP} \cdot A_{MI}}{V_{IM} \cdot A_{pi} \cdot V_M} \cdot \frac{1}{1000} \quad [1]$$

Donde:

$C_i$ : concentración del pesticida  $i$ , en el agua problema (muestra) en ngr/l. (ppt).

$C_{pi}$ : concentración del pesticida  $i$  en la solución patrón en ngr/l. (ppt).

$V_{IP}$ : volumen de solución patrón inyectado en el cromatógrafo en µl.

$V_{IM}$ : volumen de concentrado de la muestra inyectado en el cromatógrafo en µl.

$A_{pi}$ : área del pico correspondiente al pesticida  $i$ , en el cromatograma de la solución patrón.

$A_{MI}$ : área del pico correspondiente al pesticida  $i$ , en el cromatograma del concentrado de la muestra.

$V_M$ : volumen de muestra del que se ha partido para la extracción en litros.

En el caso de utilizar las cantidades sugeridas en el método:

$$V_M = 1 \text{ litro}, V_{IP} = V_{IM}, C_{pi} = \text{ngr/l. (ppt)}$$

y de que el cromatógrafo tenga integración automática. La expresión [1] queda como sigue:

$$C_i = \frac{C_c}{10} \text{ ngr/l. (ppt)} \quad [2]$$

Donde  $C_c$  es la concentración indicada por el cromatógrafo, una vez calibrada con la solución patrón de 100 ngr/l.

Las expresiones [1] y [2] son válidas en el caso de que la solución patrón se prepare añadiendo a 1 litro de agua destilada 1 ml. de solución patrón que contenga 0,1 mg/l. en hexano de cada pesticida y se realicen con ella todas las operaciones de extracción, concentración y purificación.

En el caso de que para calibrar se utilice la inyección directa de un patrón de 100 ngr/l. en hexano, es necesario corregir las expresiones [1] y [2] dividiéndolas por  $E_i$  (coeficiente de extracción de cada pesticida) o suponer que la extracción es total y  $E_i = 1$ .

### Precisión

La precisión del método fue determinada mediante sucesivas extracciones y análisis de muestras preparadas añadiendo a un litro de agua destilada 1 ml. de una disolución de 0,1 mg/l. (ppm) de cada uno de los pesticidas en hexano. En las tablas I y II se expresan los resultados calculados para un nivel de confianza del 95 por 100 ( $2\sigma$ ).

TABLA I

Precisión del método utilizando la columna (5 por 100 QF-1) y calibrando con el extracto de una disolución patrón de 100 ngl. de cada pesticida en 1 litro de agua

Pesticidas controlados	ngr/l. adiccionados	$\bar{X} \pm I_c$ ngr/l.	S	Coefficiente de variación $S/\bar{X}$
Lindano ... ..	100	110 ± 17	11,019	0,0996
Heptachlor ... ..	100	111 ± 14	8,669	0,0776
Aldrin ... ..	100	109 ± 8	4,956	0,0454
Heptachlor Epoxide ...	100	113 ± 34	21,648	0,1903
γ-Chlordane ... ..	100	112 ± 10	6,347	0,0564
DDE, pp' isómero ...	100	108 ± 44	9,868	0,0844
Dieldrin ... ..	100	116 ± 16	15,759	0,1404
Endrin ... ..	100	112 ± 25	28,255	0,2614
DDT ± pp' DDT ... ..	200	211 ± 87	54,791	0,2587

TABLA II

Precisión del método utilizando la columna (1,5 por 100 OV-17+1,95 por 100 QF-1) y calibrando con una disolución patrón de 100 ngr/l. en hexano

Pesticidas controlados	ngr/l. adiccionados	$\bar{X} \pm I_c$ ngr/l.	S	Coefficiente de variación $S/\bar{X}$
Lindano ... ..	100	48 ± 9	5,3072	0,1050
Heptachlor ... ..	100	46 ± 11	7,0828	0,1545
Aldrin ... ..	100	59 ± 14	9,0553	0,1534
Heptachlor Epoxide ...	100	48 ± 10	6,2530	0,1316
γ-Chlordane ... ..	100	42 ± 9	5,9132	0,1402
DDE, pp' isómero + Dieldrin ... ..	200	77 ± 20	12,8905	0,1677
Endrin ... ..	100	43 ± 13	7,9666	0,1838
DDT ± pp' DDT ... ..	200	129 ± 59	37,3920	0,2902

### APLICACION A UN CASO CONCRETO

En la figura 6 se puede observar el cromatograma correspondiente al extracto, ya purificado en el Florisil, de un agua de un manantial de la Isleta (Cáceres).

Comparado con el cromatograma del blanco (figura 7) se observa que no hay ningún pico que pueda corresponder a los pesticidas que hemos estudiado.

A la vista de estos resultados lo único que se puede afirmar es que este agua analizada no contiene pesticidas ni otros compuestos orgánicos que se concentren en la fase orgánica.

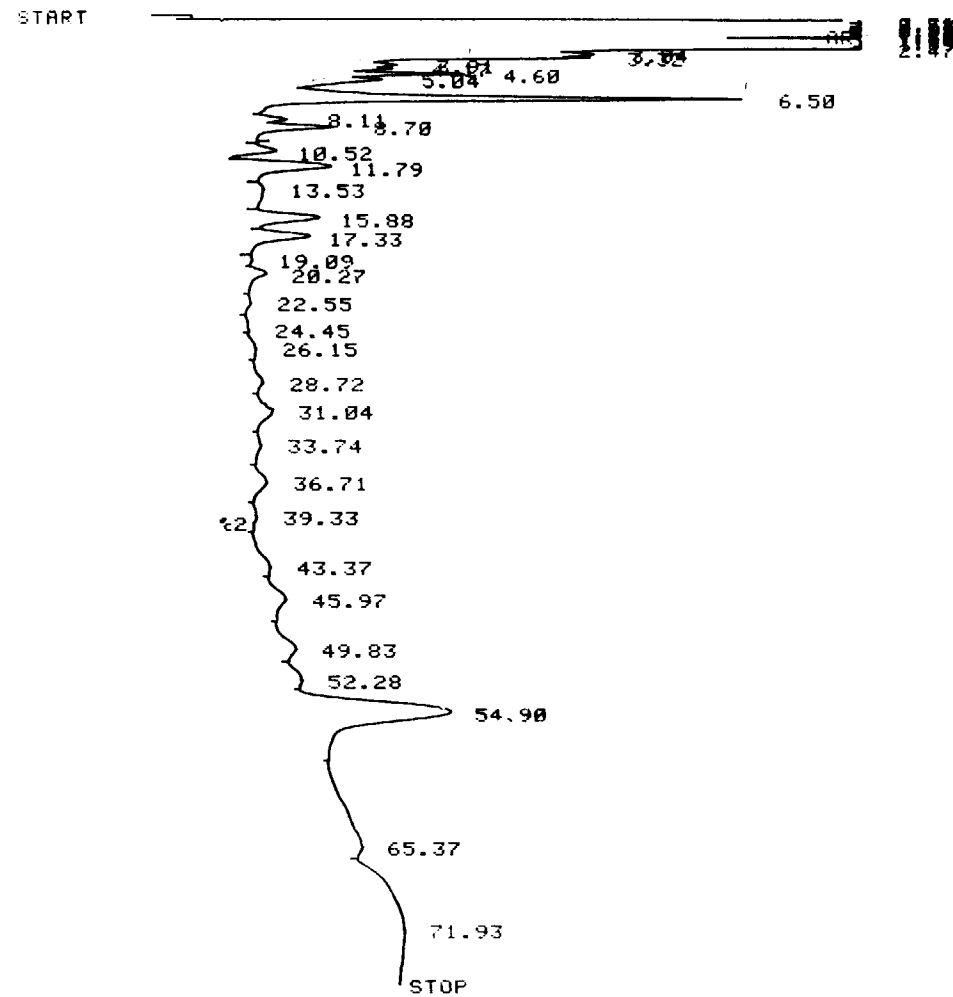
No está de más comentar en este punto el hecho de que en análisis, ausencia total, que es lo que exigía la normativa de 21 de septiembre de 1981, se puede traducir por inferior al límite de detección y éste no sólo varía con la técnica utilizada sino que es una función del tiempo, dada la evolución actual de la instrumentación utilizada y el desarrollo de detectores específicos cada vez más sensibles.

Si a lo anterior le añadimos que algunos de estos compuestos son muy estables y persisten en la naturaleza; el DDT, Aldrin y Heptachlor, aunque no se utilizan desde hace muchos años, aún se detectan en algunas aguas, se puede dar el caso de que, una vez que el límite de detección de la instrumentación utilizada descienda por debajo del valor medio residual alcanzado por el pesticida en la naturaleza, todas las aguas quedasen fuera de la Ley.

Debe considerarse, por lo tanto, que la rectificación efectuada en la normativa de 29 de junio de 1982, ajustándose a la legislación de la CEE, no sólo era conveniente, sino que era necesaria desde un punto de vista legal.

### CONCLUSIONES

Las modificaciones introducidas en el método han significado una mayor sencillez y un menor



TIEMPOS DE RETENCION EN MINUTOS

COLUMNA: 1,5% OV-17+1,95% QF-1, sobre Cromosorb WHP, 80/100  
 GAS TRANSPORTADOR: Argón y Metano  
 TEMPERATURA DE LA COLUMNA: 170° C  
 DETECTOR DE CAPTURA DE ELECTRONES

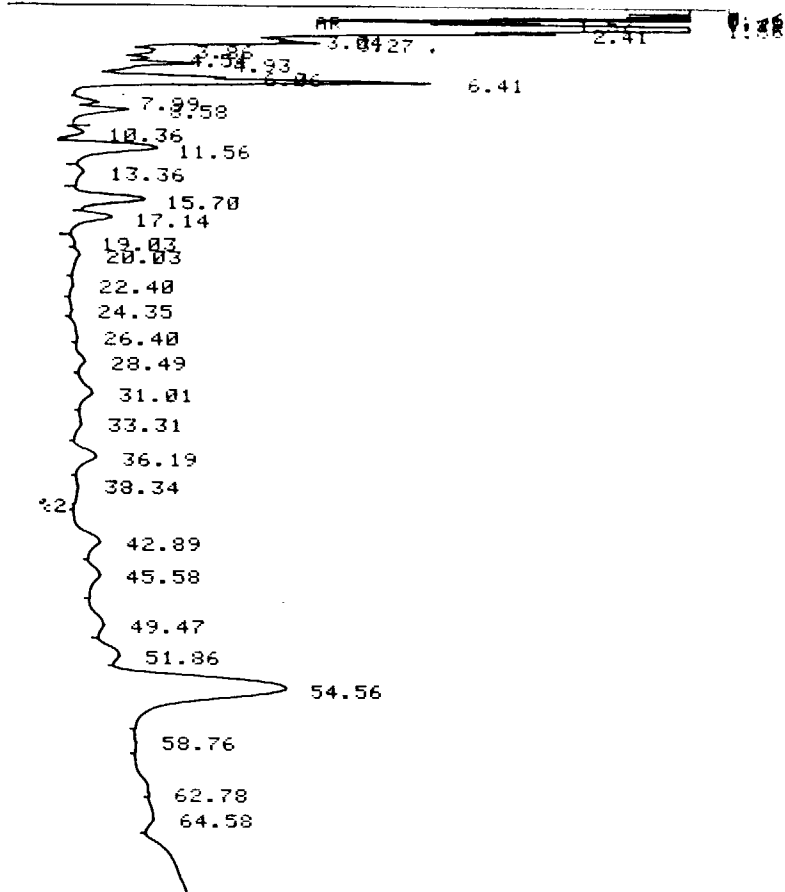
Figura 6.—Cromatograma de agua problema «La Isleta» (Cáceres).

riesgo de contaminación de las muestras durante el análisis.

Con la sustitución de la columna de secado del extracto y de la destilación, se reduce y simplifica el material necesario y, por lo tanto, el riesgo de contaminación. Lo mismo ocurre con la sustitución

del Baño María en la concentración de los extractos ya que, además de engorroso, resulta prácticamente imposible evitar la condensación de vapor en la boca del matraz y, al final, en el concentrado aparecían dos fases con los problemas que ello comporta. Finalmente, la modificación

EDIT ESTD  
 START



TIEMPOS DE RETENCION EN MINUTOS

COLUMNA: 1,5% OV-17+1,95% QF-1, sobre Cromosorb WHP, 80/100  
 GAS TRANSPORTADOR: Argón y Metano  
 TEMPERATURA DE LA COLUMNA: 170° C  
 DETECTOR DE LA CAPTURA ELECTRONICA

Figura 7.—Cromatograma de agua destilada. Blanco concentrado en estufa.

introducida en el matraz del Kuderna-Danisch facilita y da mucha mayor precisión a la operación de llevar el concentrado a un volumen fijo y conocido.

and Material (ASTM), Part. 23, Annual Book of ASTM Standards, 1973.

*La détermination des pesticides dans les eaux par chromatographie en phase gazeuse.* Françoise Erb, L'actualité chimique, Jan 1979.

*Directive du Conseil du 15-Jul.-1980 relative a la qualité des eaux destinées a la consommation humaine (80/778/CEE).* Jour Off des Comm. Eur. N.° L229/11, 30-8-80.

BIBLIOGRAFIA

ASTM D3086-72 T: *Tentative method of test for organochlorine pesticides in water.* American Society for Testing

Recibido: Enero 1986

**GEOQUÍMICA**

# Análisis clúster de datos de composición química de rocas arcillosas de la Cordillera Ibérica sudoriental(\*)

Por J. M. AMIGO (\*\*), J. BASTIDA (\*\*), F. BOSCH (\*\*\*), J. V. GIMENO (\*\*\*) y V. PERIS (\*\*\*)

**RESUMEN**

Se han estudiado por el método clúster los datos de análisis químicos de 60 muestras de materiales arcillosos o arcillo-margosos, pertenecientes a tres conjuntos de formaciones del sector sudoriental de la Cordillera Ibérica. Conocidas las características petrográficas y mineralógicas de estos materiales, así como su ubicación estratigráfica, no se ha observado que los agrupamientos de datos obtenidos, tengan significación estratigráfica a diferencia de lo observado por otros autores en el área nororiental de las Béticas.

**ABSTRACT**

Chemical data of 60 samples of shales and marnes of three groups of formations from the SW of the Iberian Range have been analyzed by the cluster method. The petrographic and mineralogic characteristics of these samples are also furnished, and the groups of samples could not be related to stratigraphical units, as it has been observed in the NE area of the Betic Range by other authors.

**INTRODUCCION Y SITUACION GEOLOGICA**

Con ocasión de trabajos de investigación de arcillas en el área de Levante (IGME, 1983) se muestrearon diversas formaciones geológicas, efectuándose su caracterización mineralógica y tecnológica.

AUERNHEIMER et al (1984) mediante análisis clúster de datos químicos de elementos mayoritarios de arcillas cerámicas, en las Béticas nororientales (en la provincia de Alicante), obtuvieron agrupaciones con significación estratigráfica.

El objeto del presente trabajo es ver si el análisis clúster de un conjunto numeroso de materiales arcillosos, en la Ibérica sudoriental, conduce a resultados similares a los obtenidos por los autores antes citados en el área de Alicante.

(\*) Trabajo realizado en parte con una ayuda de la CAICYT (Proyecto núm. 1453/82).

(\*\*) Departamento de Geología. Facultad de Química. Universidad de Valencia. Burjasot (Valencia).

(\*\*\*) Departamento de Química Analítica. Facultad de Química. Universidad de Valencia. Burjasot (Valencia).

Se han analizado muestras de materiales arcillosos y/o margosos, procedentes de canteras y/o columnas estratigráficas, de diferentes localidades, cuya situación se indica en la figura 1. En la tabla 1 se recoge la localización exacta de los puntos.

En la tabla 2, se indican las formaciones o unidades litológicas en que se ubican los materiales analizados. Los números que encabezan las diferentes filas, corresponden a los mismos de las localidades de la tabla 1. En las localidades 1 y 2, se muestrea una formación del Cretácico Inferior basal, integrada en la cartografía MAGNA (Hojas números 666 y 667 del Mapa Geológico 1/50.000) como Cretácico Inferior en facies Weald. La localidad núm. 3 queda recogida en la cartografía como Albiense en facies Utrillas. Arcillas de las dos formaciones precedentes son ampliamente utilizadas por las industrias ladrillera y azulejera de las provincias de Castellón y Valencia.

Las localidades 4, 5 y 6 presentan dos formaciones del Keuper, las Arcillas de Cofrentes y las Areniscas de Manuel (ORTI, 1975), cuyas arcillas

se destinan frecuentemente a la industria ladrillera en la provincia de Valencia.

En las localidades 7, 8, 9 y 10, se muestrearon diversas formaciones terciarias. En la núm. 7, se explotan arcillas con destino a la industria azulejera de Castellón, y en la núm. 10, arcillas de uso en ladrillería. Las unidades a las que se asignan muestras de las localidades 7, 8 y 9, corresponden a la distribución de facies del Terciario continental en las cuencas de Calatayud y de Teruel-Alfambra (OLIVE et al., 1982).

**METODOS EXPERIMENTALES**

Los análisis químicos de los elementos mayoritarios se efectuaron por medio de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X. De las diferentes muestras se efectuaron asimismo análisis mineralógicos por difracción de rayos X.

*a) Estudio químico por fluorescencia de rayos X*

Las muestras de arcilla se trituraron en un molino rotativo de aspas, hasta un tamaño del orden de 0,1 mm.; posterior secado, y molturación hasta polvo impalpable, en seco, en un molino de bolas de ágata. Las arcillas pulverizadas se secaron a 120° C en estufa, y se guardaron en un desecador.

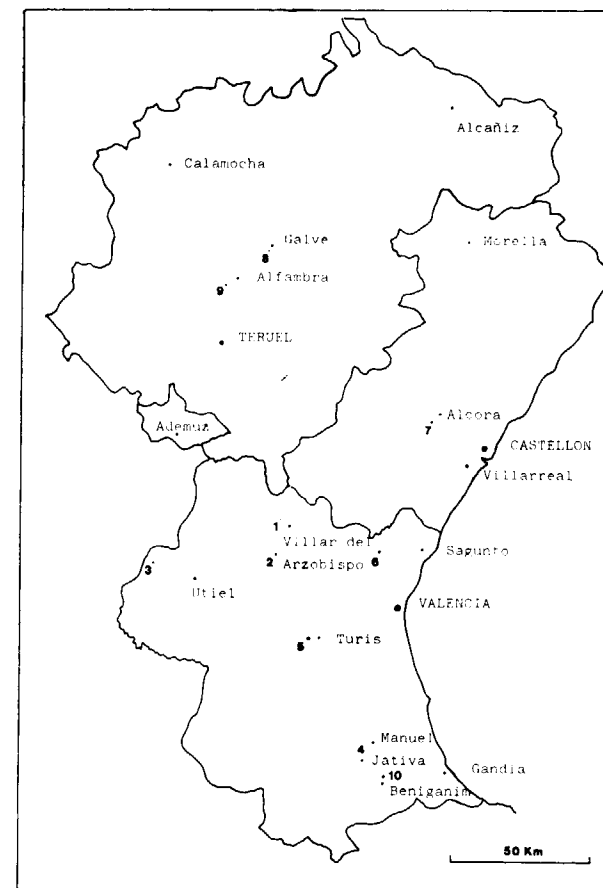


Figura 1.—Situación geográfica de las localidades de muestreo.

**TABLA 1**  
**Localidades de muestreo**

N.º	N.º Hoja del M.N. 1:50.000. Nombre	Paraje	Coordenadas Lambert	
			X	Y
1	28-26 (667) Villar del Arzobispo	Al este de Cerro Madroño, entre la carretera y el Bco. de Mizquitillas ... ..	843.8	577.7
2	27-26 (666) Chelva	Al oeste de la Muela de Chulilla ... ..	839.9	567.3
3	26-27 (693) Utiel	Al sur de Camporrobles, cantera junto vía FC ... ..	800.2	565.1
4	29-30 (770) Alcira	Bco. Largo al suroeste de Manuel ... ..	874.4	497.8
5	28-28 (721) Cheste	Turis, al sudeste de la Quemada (zona canterada) ... ..	853.5	537.1
6	29-26 (668) Sagunto	Al sur de Portacoeli, cantera ... ..	874.95	568.27
7	29-24 (615) Alcora	Margen derecha del Bco. de Mas Vell ... ..	894.2	609.3
8	27-21 (542) Alfambra	Cerro de la Cruz, al suroeste de Galve ... ..	835.2	675.1
9	27-21 (542) Alfambra	La Serretilla, al suroeste de Alfambra ... ..	813.5	664.8
10	29-31 (795) Játiva	Les Piches, al norte de Beniganim ... ..	881.4	489.9



**TABLA 2**  
**Denominación de las unidades litológicas muestreadas**

1	{	Fm. Arenas y Arcillas de El Collado (MAS, 1981).
2		
3		Fm. Arenas de la Bicuera (MAS, 1981).
4	{	A) Fm. Arcillas de Cofrentes (ORTÍ, 1975).
5		
6		B) Fm. Areniscas de Manuel (ORTÍ, 1975).
7		Unidad Conglomerados, Areniscas y Lutitas pardas de Alcora (IGME, 1983).
8		Unidad 4 (OLIVÉ, PORTERO y GUTIÉRREZ-ELORZA, 1982).
9		Unidad 6 ó Unidad detrítica inferior (OLIVÉ, PORTERO y GUTIÉRREZ-ELORZA, 1982).
10		Conglomerados, Arenas y Arcillas de Pinet (T <sub>C12-1</sub> <sup>Ba-Bb</sup> de la Hoja MAGNA, núm. 795).

A 5 g. de la arcilla anterior, se añadieron 10 g. de ácido bórico previamente molturado y secado; como patrón interno añadido se utilizó una dilución de estroncio al 7,25 por 100 equivalente a una proporción de 0,1751 g. de Sr(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> por 1 g. de mezcla [arcilla+ácido bórico+Sr(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>].

Mediante una prensa hidráulica con matriz adecuada se obtuvieron pastillas de 40 mm. de diámetro, 7-8 mm. de espesor, valor superior al espesor infinito, guardándose después en desecador.

Las pastillas se analizaron en un espectrómetro de rayos X SIEMENS SRS206 con posibilidad de control mediante un módulo computerizado SIEMENS LC200, utilizando anticátodo de Cr. Se trabajó en vacío, con tiempo de contaje de 40 seg., y unas condiciones experimentales de 40 KV y

30 mA. El resto de condiciones de trabajo se esquematiza en la tabla 3.

Las curvas de calibrado se obtuvieron efectuando los análisis químicos, por la técnica descrita, de arcillas cuya composición se había establecido previamente por vía húmeda.

#### b) Estudio granulométrico

Los análisis granulométricos consistieron en la determinación de unos contenidos convencionales en fracciones <2 $\mu$ , y <50 $\mu$ , utilizando el densímetro de Bouyoucos (suspensión obtenida con 50 g. de arcilla en su totalidad <0,2 mm., 10 ml. de pirofosfato sódico 0,1N y hasta 1 l. de agua destilada).

#### c) Estudio mineralógico por difracción de rayos X

Para los análisis mineralógicos se emplearon por una parte polvos desorientados de la muestra total pasante a 50 $\mu$ , y por otra agregados orientados de la fracción arcilla obtenida por el procedimiento granulométrico descrito en el apartado anterior.

Se ha utilizado un difractómetro de dos círculos,  $\Theta$ -2,  $\Theta$ , SIEMENS D-500. Condiciones rutinarias de trabajo: radiación CuK $\alpha$ ; filtro Ni; 40 KV, 20 mA; ventana de apertura, 1. $^{\circ}$ ; ventana de detector, 0,05. $^{\circ}$ ; RM, 10 $^3$ ; TC, 1; todo ello para los difractogramas de polvo desorientado, modificándose las ventanas y condiciones de sensibilidad para algunos difractogramas de agregados orientados.

**TABLA 3**  
**Condiciones experimentales de cada elemento químico analizado por espectrometría de fluorescencia de rayos X**

Elemento	Cristal analizador	Detector	Colimador	Filtro	2 $\Theta$
Mg	KAP	Flujo	0,4 $^{\circ}$	O	43.642
K	PET	Flujo	0,4 $^{\circ}$	I	50.654
Na	KAP	Flujo	0,4 $^{\circ}$	O	64.575
Fe	LiF	Centelleo	0,15 $^{\circ}$	I	57.426
S	PET	Flujo	0,4 $^{\circ}$	I	75.819
Ti	LiF	Centelleo	0,4 $^{\circ}$	I	86.105
Si	PET	Flujo	0,4 $^{\circ}$	I	109.259
Ca	LiF	Flujo	0,4 $^{\circ}$	I	113.119
Al	PET	Flujo	0,4 $^{\circ}$	I	145.212
Sr	LiF	Centelleo	0,15 $^{\circ}$	I	25.074

Se efectuaron tres registros de agregados orientados: normal, calentado a 550 $^{\circ}$ C (durante 2 horas) y tratados con etilenglicol (6 horas por contacto).

## RESULTADOS

Los datos relativos a contenidos en óxidos mayoritarios, obtenidos por espectrometría de fluorescencia de rayos X quedan recogidos en la tabla 4.

En la tabla 5 se recogen los datos granulométricos y de composición mineralógica correspondientes a las diferentes muestras. En ella se han recogido estimaciones semicuantitativas, que para el caso de los diferentes grupos de minerales de la arcilla, hacen referencia exclusivamente a la fracción arcilla. A tal efecto se han utilizado los poderes reflectantes recopilados en CABALLERO y MARTÍN-VIVALDI (1975), BARAHONA (1974) y SCHULTZ (1964). Dada la heterogeneidad de las muestras se ha prescindido de los valores numéricos, que han sido sustituidos por símbolos que indican intervalos de concentración.

Para la identificación cualitativa se ha partido de las tablas de espaciados recopiladas en BRINDLEY y BROWN (1980).

La observación de la tabla 5 permite distinguir las siguientes agrupaciones de composiciones:

I, comprendiendo las muestras 1 a 12, con filosilicatos abundantes y/o cuarzo abundante o predominante (la mayoría de ellas presentan además caolinita).

II y IIS, comprendiendo las muestras 14 a 50, con predominio de filosilicatos, las arcillas no son caolínicas, sino más bien illíticas; y el cuarzo no es tan abundante como en el grupo I. La diferencia entre los grupos II y IIS consiste en que las muestras del grupo IIS no muestran carbonatos en los análisis mineralógicos.

III, comprendiendo las muestras 51 a 59, en cuyos análisis se han apreciado contenidos importantes en carbonatos.

## TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE DATOS

Los tratamientos estadísticos con fines de agru-

pación y clasificación de los elementos de una población, constituyen el objetivo fundamental de la Taxonomía numérica, cuyas aplicaciones resultan de interés en análisis químico (MASSART et al., 1982; SMEYERS-VERBEKE et al., 1984). Con este propósito se han tratado los resultados numéricos obtenidos en la determinación de nueve parámetros (datos de composición) a 57 muestras, constituyendo una matriz 57 $\times$ 9, que permite clasificar las muestras según su « semejanza » aplicando el análisis « clúster » (SNEAL y SOKAL, 1973) utilizando como medida de disimilaridad la distancia euclídea en un espacio de 9 dimensiones que se corresponden con las 9 variables que forman los porcentajes de los resultados analíticos. Estas medidas establecen la unidad técnica operativa (UTO), cuyos valores permiten diferenciar numéricamente los subconjuntos dando lugar a las sucesivas subdivisiones (particiones); para definir qué nueva UTO asigna un nuevo grupo o « clúster » se dispone de una serie de estrategias, habiéndose utilizado para este trabajo el algoritmo UPGMA (SOKAL y MICHENER, 1958), método que utiliza la media aritmética.

Los resultados obtenidos de este tratamiento de datos se han representado en las figuras 2, 3 y 4. La figura 2, corresponde al tratamiento de los datos de los contenidos en óxidos referidos al total menos el contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; la figura 3, corresponde a contenidos en óxidos referidos al total menos el contenido en CaCO<sub>3</sub>, y la figura 4, a óxidos sin corrección.

En las mismas figuras 2, 3 y 4, debajo de los números correspondientes a las diferentes muestras, se han indicado las formaciones a que corresponden (1, A, B, 7, 8, 9, 10) y los grupos de composición (I, II, IIS y III).

En el dendrograma correspondiente a la figura 2, la primera partición se produce para un valor 13 de coeficiente de disimilitud, quedando aislada la muestra 57, que corresponde a una dolomía muy poco arcillosa. La segunda partición se produce para un valor 10, originando dos bloques, en los cuales se advierte heterogeneidad en cuanto a las formaciones estratigráficas correspondientes y en cuanto a grupos de composición mineralógica.

En el dendrograma de la figura 3, la primera partición aparece próxima a un valor 50. Alrededor de 17 se produce una partición en uno de cuyos bloques (muestras 51 a 56) se agrupan ma-

**TABLA 4**  
**Análisis químico**

Muestra nº	%MgO	%K <sub>2</sub> O	%Na <sub>2</sub> O	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%SO <sub>3</sub>	%TiO <sub>2</sub>	%SiO <sub>2</sub>	%CaO	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	1.1	3.3	0.3	3.4	0.1	1.1	53.4	0.3	18.4
2	1.0	3.4	0.3	2.9	0.1	0.9	50.7	0.1	15.4
3	1.2	4.1	0.3	7.3	0.1	1.0	59.9	0.2	15.2
4	1.0	3.1	0.3	6.6	0.1	1.1	62.5	0.2	19.0
5	1.9	4.3	0.2	3.5	0.1	0.7	51.3	0.7	12.7
6	0.9	3.9	0.2	2.8	0.1	0.7	44.3	0.5	10.2
7	1.4	3.9	0.2	2.5	0.1	0.7	48.5	1.3	9.1
8	3.1	5.6	0.3	6.8	0.1	1.1	58.8	1.3	18.9
9	2.3	3.2	0.3	5.6	0.1	0.9	59.2	1.9	15.8
10	2.9	4.9	0.2	5.5	0.1	0.9	60.3	0.2	17.6
11	2.7	5.3	0.3	5.7	0.1	0.8	63.8	1.0	16.1
12	5.6	3.5	0.2	3.2	0.2	0.5	40.1	16.8	11.6
14	4.4	6.8	0.2	5.9	7.3	0.8	49.7	3.5	15.4
15	4.2	4.2	0.2	2.7	2.4	0.6	54.6	1.4	7.8
16	2.7	3.9	0.2	6.6	0.1	1.0	63.5	0.3	15.6
17	4.3	4.8	0.2	5.7	1.4	1.0	57.3	1.6	15.7
18	3.6	5.0	0.2	6.1	1.4	1.0	58.1	1.2	15.3
19	2.8	4.7	0.2	3.2	0.1	1.0	60.8	0.3	17.3
20	2.1	4.6	0.2	4.4	0.4	1.1	58.1	0.5	18.7
21	3.8	3.5	0.2	3.8	0.6	1.1	58.2	0.3	18.3
22	3.5	4.9	0.3	5.3	0.2	1.1	65.1	0.5	17.8
23	2.7	3.7	0.2	5.9	0.4	1.0	64.0	2.7	18.3
24	5.3	4.9	0.2	3.9	3.3	0.9	58.4	4.1	16.9
25	3.5	3.1	0.3	5.8	1.8	0.9	57.3	3.7	16.0
26	6.7	3.6	0.2	4.3	0.2	0.7	55.9	6.3	14.6
27	6.2	3.7	0.2	4.1	1.7	0.8	53.9	7.2	14.0
28	5.5	3.6	0.2	6.8	0.2	0.7	39.1	15.3	10.9
29	6.1	3.3	0.2	5.1	0.2	0.7	38.0	12.2	10.8
30	1.7	5.1	0.1	8.9	0.3	0.7	36.8	0.6	10.2
31	9.4	3.4	0.1	6.4	8.4	0.6	30.5	4.1	9.7
32	25.9	3.0	0.1	4.6	0.3	0.4	23.7	1.1	6.8
33	4.6	4.5	0.2	4.4	0.3	0.8	46.9	4.3	14.8
34	4.1	5.0	0.1	3.5	0.2	0.8	43.6	3.9	13.1
35	3.9	4.9	0.3	5.9	0.2	0.9	48.0	4.1	11.0
36	1.0	2.1	0.3	3.4	0.2	0.8	53.1	0.2	7.4
37	0.7	1.6	0.2	2.2	0.2	0.8	47.6	0.2	5.6
38	2.7	3.7	0.3	7.8	0.2	1.1	62.6	0.2	15.8
39	2.6	3.4	0.4	7.3	0.3	1.3	65.5	0.2	15.4
40	3.1	3.0	0.3	7.1	0.2	1.1	53.5	1.1	18.1
41	2.7	3.8	0.3	8.5	0.3	1.2	60.3	0.2	17.4
42	3.6	3.5	0.3	6.6	0.4	1.2	61.5	0.2	18.4
43	2.9	4.6	0.2	6.1	0.3	1.2	61.3	0.8	18.3
44	2.7	2.5	0.3	6.8	0.4	1.3	63.5	1.0	18.9
45	2.0	3.5	0.4	6.0	0.2	1.0	69.5	0.1	14.5
46	1.7	3.7	0.3	7.2	0.3	1.2	63.4	0.3	12.9
47	2.1	4.9	0.3	4.1	1.0	0.9	61.3	0.2	13.5
48	2.7	5.8	0.1	8.8	0.1	0.9	40.5	2.2	10.6
49	7.0	4.7	0.2	6.9	0.2	0.7	40.2	16.3	11.9
50	6.7	3.6	0.2	7.6	0.1	0.9	42.7	11.2	13.0
51	2.0	3.8	0.2	5.9	0.2	0.7	48.9	16.4	14.8
52	1.3	4.1	0.2	5.3	0.2	0.7	44.1	13.7	12.5
53	2.8	2.9	0.2	5.2	0.2	0.8	52.8	11.9	13.0
54	1.0	3.5	0.2	5.4	0.1	0.9	49.5	1.9	12.0
55	1.5	3.1	0.2	4.6	0.1	0.7	47.2	13.5	11.3
56	0.3	4.2	0.2	3.8	0.1	0.5	37.9	23.3	11.2
57	9.9	0.7	0.1	0.7	0.2	0.1	5.4	1.5	1.4
58	0.6	3.0	0.2	4.7	0.3	0.5	38.4	20.0	9.5
59	0.1	2.2	0.1	1.9	0.2	0.3	27.5	3.2	9.1

**TABLA 5**  
**Características mineralógicas**

Muestra nº	a	L	a+L	Q	C	D	H	Y	A	Pi	Fk	Fp	Mg	f	Ar	Si	Z	I	K	c	S	i	Lo	F	G <sub>c</sub>
1	37	48	85	-	/	*					°	°		+		°		xx	xx				1	1	I
2	nd	nd	nd	+	°	°					°	°		+		°		xx	xx	o			1	1	I
3	35	39	74	-		°					/	°		+		°		xx	xx				1	1	I
4	34	48	82	+	/	/					°	/		/				xx	xx				1	1	I
5	27	31	58	-							/	°		+		°		xx	xx	o		o	2	1	I
6	14	22	36	-		°					-			+				xx	xx	x	o	o	2	1	I
7	12	24	36	-		°					°	°		+				x		x	o		2	1	I
8	26	53	79	-	/	/	°				/	°		+		°		xx	x	x	*		2	1	I
9	22	48	70	-							°	°		+				xx	x	o			2	1	I
10	14	28	42	-							°	°		+				xx		xx	x		2	1	I
11	17	47	64	-	/	°					/	°		+		°		x	x	x			2	1	I
12	12	40	52	/		+	°				°	°		-		°		xx	o	x			2	1	I
14	22	20	44	/	°	°		°						+				xx		x			4	A	IIS
15	nd	nd	72	-	°	°		/			°	/		+		°		xx		x			4	A	II
16	28	24	52	-	°	°					°			+				xx		o			4	B	IIS
17	36	20	56	-	°						°	°		+		°		xx		o	*		4	A	IIS
18	nd	nd	nd	-							°			+				xx		x			4	B	II
19	38	28	66	-		°					°			+		°		xx					4	B	IIS
20	64	32	96	/	°	°					°	°		+				xx	o				4	B	IIS
21	18	30	48	/	°	°	°				°	°		+		°		xx	o	x			4	B	II
22	18	32	50	/							°	°		+				xx		x			4	B	II
23	nd	nd	nd	+	°		°				°	°		-				x	o	o			4	A	IIS
24	nd	nd	nd	-	°	°	°	/			°			+				xx		x			4	A	II
25	66	26	92	°		/	°				/	°		+				xx		o			4	B	II
26	nd	nd	nd	+		-	°				°	°		/				x		o			4	B	II
27	31	22	53	-	°	-	°				°			+				x	*	o			4	A	II
28	20	24	44	°		/					°			+		°		xx		o		o	4	B	II
29	nd	nd	nd	/	-	°					°			+		°		xx		x			4	A	II
30	20	6	26	/	°						°	°		+				xx		o	o		4	B	IIS
31	nd	nd	72	/	-	/					°	°		+				x			xx		4	A	IIS
32	nd	nd	nd	-			°							+				xx		o	o		4	B	IIS
33	nd	nd	nd	-	°	/					°			+				xx		xx			5	A	IIS
34	8	60	68	°	-						°			+				xx	x	x			5	A	II
35	32	18	50	-	°	/	°							+		°		xx		x			5	A	II
36	8	18	26	-		°	°	-			°	/		+				xx		x	x		5	A	IIS
37	6	28	34	+		°					°	°		+				xx		x			5	A	IIS
38	16	43	59	-	°	°				°		/		+				xx		x			5	A	IIS
39	16	38	54	-						°		°		+				xx		x			5	A	IIS
40	nd	nd	nd	-	°	°	°				/	°		+				xx		x	o		5	A	IIS
41	nd	nd	nd	-	/	°					°	°		+				xx		xx			5	A	IIS
42	20	16	36	/							/	°		+				xx		x			5	B	IIS
43	33	26	59	-	°	°					/	°		+				xx		xx	x		5	A	IIS
44	39	40	79	-	°	°								+				xx	o		o		5	A	II
45	nd	nd	nd	-	°	°	°	/			°			+				xx		x			5	A	IIS
47	19	26	45	-	°	°		°			°			+				xx		o			5	A	IIS
48	24	44	68	/	°	/				°	°	°		+				xx		o			5	A	IIS
49	nd	nd	nd	/	-	/				/	-	/		+				xx		o	o		6	A	II
50	nd	nd	nd	-	-	°					°	°		+				xx		o			6	A	II
51	48	46	94	-	-	°	°	°						+				x	x	o			7	7	III
52	14	50	64	+										-				xx				o			

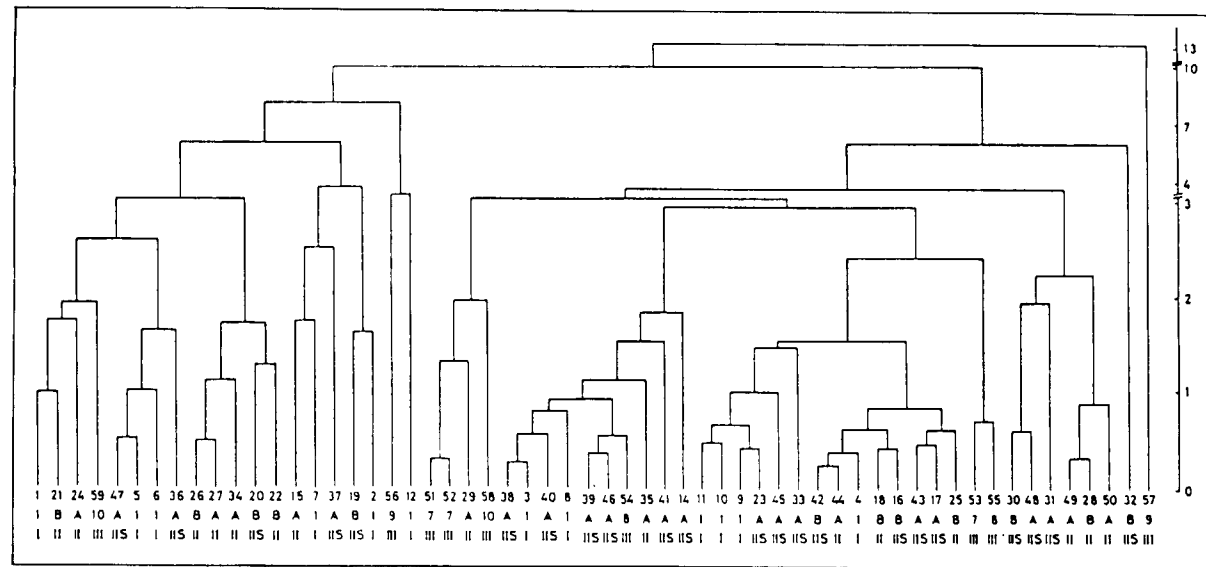


Figura 2.—Dendrograma correspondiente a contenidos en óxidos referidos a total de la muestra menos  $Fe_2O_3$ .

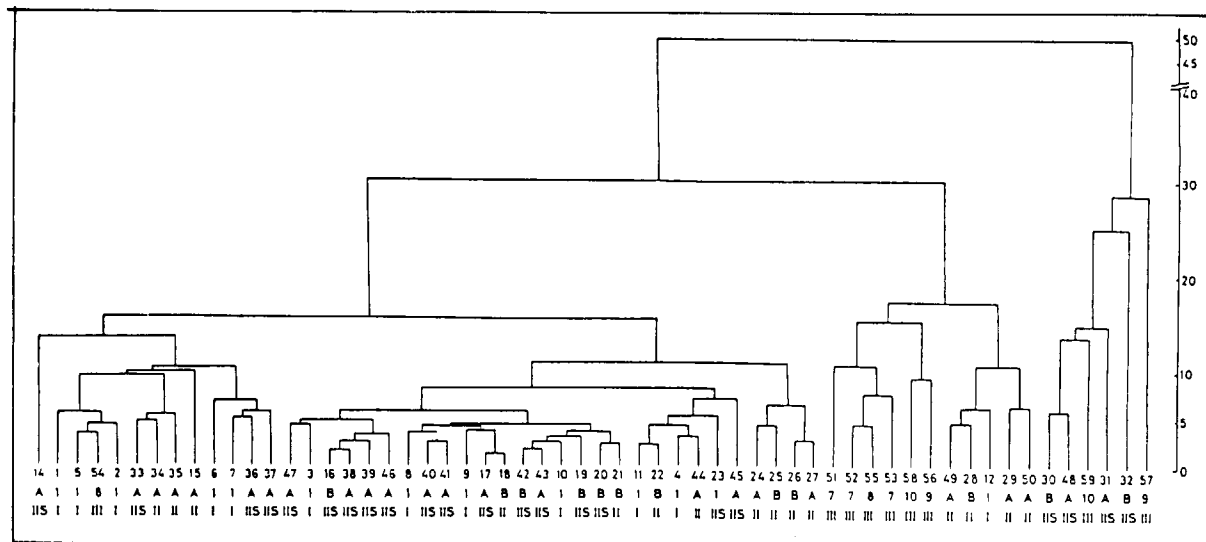


Figura 3.—Dendrograma correspondiente a contenidos en óxidos respecto a total menos  $CaCO_3$ .

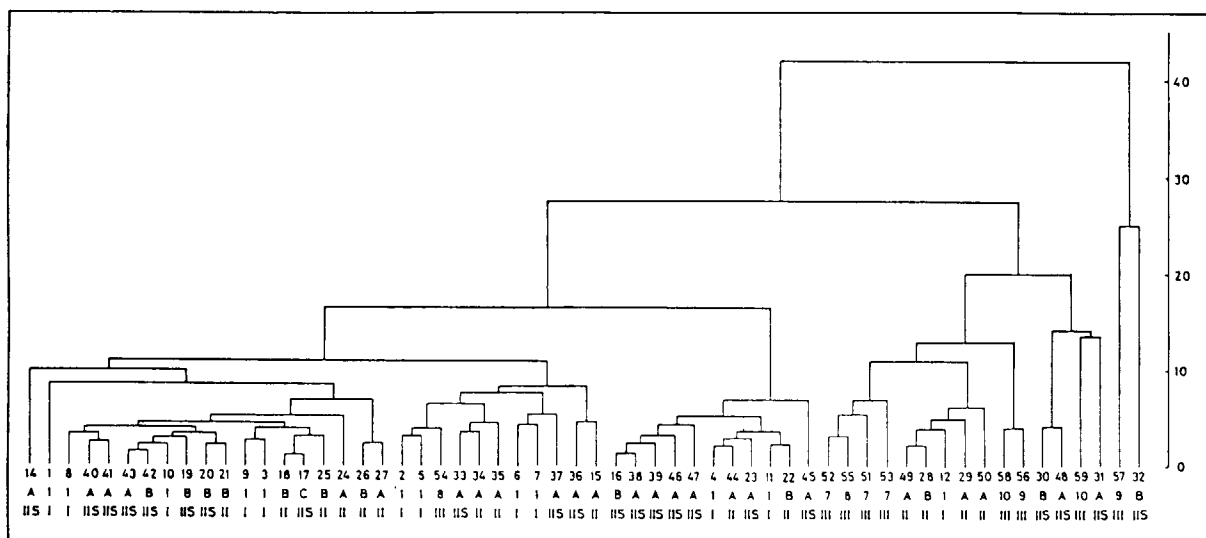


Figura 4.—Dendrograma correspondiente a contenidos en óxidos respecto a total sin corrección.

yoritariamente muestras con elevados contenidos en carbonatos. Se observa, sin embargo, heterogeneidad en la aparición de formaciones y agrupaciones mineralógicas.

### CONCLUSIONES

De las observaciones precedentes cabe concluir que tras haber aplicado el análisis «clúster» a un conjunto de datos químicos de muestras de rocas arcillosas y margosas de la Cordillera Ibérica sud-oriental, cuyas composiciones mineralógicas y formaciones geológicas a las que pertenecen eran conocidas, el tratamiento estadístico de aquellos no ha permitido en nuestro caso diferenciar grupos de formaciones, ni de composiciones mineralógicas, lo que es normal al intentar relacionar datos de muestras heterogéneas.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento, al Director del IGME, por el permiso concedido para la utilización de datos del Proyecto núm. 10-917 y al Dr. Acuña de la Universidad de Valencia por su colaboración prestada en el tratamiento de datos.

### BIBLIOGRAFÍA

- AUERNHEIMER, C.; PINA, J.; RUIZ, F.; GÓMEZ, A., y GOMIS, V.: *Análisis numérico de datos químicos de arcillas triásicas del Sector Oriental de la Cordillera Bética*. I Congreso Español de Geología, 3:515-527 (1984).
- BARAHONA, E.: *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada; evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, núm. 49 (1974).

BRINDLEY, G. W., y BROWN, G.: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Mineralogical Society, London (1980).

CABALLERO, M. A., y MARTÍN-VIVALDI, J. L.: *Estudio mineralógico y genético de la fracción fina del Triás español*. Memorias del IGME, t. 87, Madrid (1975).

IGME: *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª Serie, MAGNA, Hoja núm. 666 (Chelva) (1973).

IGME: *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª Serie, MAGNA, Hoja núm. 667 (Villar del Arzobispo) (1974).

IGME: *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, 2.ª Serie, MAGNA, Hoja núm. 795 (Játiva) (1981).

IGME: *Investigación de arcillas en Levante (Castellón, Valencia, Alicante y Teruel)*. Madrid (1983).

MAS, J. R.: *El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia*. Seminarios de Estratigrafía, Monografía núm. 8, Madrid (1981).

MASSART, D. L.; KAUFFMAN, L., y SVENSEN, K. H.: *Hierarchical Non-hierarchical Clustering Strategy and Application to Classification of Iron Meteorites According to their Trace Element Pattern*. Anal. Chem., 54:911-917 (1982).

OLIVE, A.; PORTERO, J. M., y GUTIÉRREZ-ELORZA, M.: *Fosas del Jiloca y de Teruel-Alfambra*. Memoria del VII Curso de Geología Práctica, pp. 207-223, Teruel (1982).

ORTÍ, F.: *El Keuper del Levante español*. Estudios Geológicos, 30:7-46 (1974).

SCHULTZ, L. G.: *Quantitative interpretation of mineral composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale*. Geological Survey, Prof. Paper, 391-C: C1-C31 (1964).

SMEYERS-VERBEKE, J.; HARTOG, J. C.; DEKKER, W. H., y MASSART, D. L.: *Clustering applied to an organic air pollutants data set*. Analisis, 10:486-489 (1984).

SNEATH, P. H. A., y SOKAL, R. R.: *Numerical taxonomy. The Principles and Practice of Numerical Classification*. Freeman & Co. Eds., San Francisco (1973).

SOKAL, R. R., y MICHENER, L. D.: *A statistical method for evaluating systematic relationships*. Univ. Kansas Sci. Bull., 38:1409-1438 (1958).

WARSHAW, C., y ROY, R.: *Classification and scheme for the identification of layer silicates*. Geol. Soc. of America Bull., 72:1455-1492 (1961).

Recibido: Noviembre de 1985.



# Emisión acústica/actividad microsísmica generada bajo ciclos térmicos en una roca granítica

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

## RESUMEN

Se estudia la emisión acústica/actividad microsísmica (E. A./A. M.) durante ciclos de calentamiento-enfriamiento, hasta temperaturas máximas de 430, 570 y 630° C en una roca granítica (Granodiorita de Gondomar, Pontevedra).

Se ha determinado la influencia de diversos factores (composición mineralógica, temperatura máxima alcanzada y distintas velocidades de enfriamiento) en la E. A./A. M. generada térmicamente.

Los máximos valores de emisión acústica han sido registrados en el punto de transición de cuarzo alfa a cuarzo beta (573° C), interpretándose este hecho en función del comportamiento del coeficiente de expansión del cuarzo.

## ABSTRACT

The acoustic emission/microseismic activity (A. E./M. S.) generated during heating-cooling cycles up to maximum temperatures of 430, 570 and 630° C in a granitic rock (Gondomar granodiorite, from Pontevedra, Spain) is studied.

The influence of different factors (mineralogic composition, maximum temperature of the cycle and cooling rate) on the thermally induced A. E./M. S. is presented.

The highest values of acoustic emission have been monitored during the alfa-quartz to beta-quartz transition (573° C), this fact been explained taking into account the quartz expansion coefficient behaviour.

## INTRODUCCION

Es un hecho plenamente demostrado y aceptado que el desarrollo de la fisuración en el seno de materiales rocosos va asociado a una liberación de energía que genera ondas elásticas, las cuales, al transmitirse a través del medio, permiten ser captadas y procesadas (emisión acústica/actividad microsísmica, E. A./A. M.). Las técnicas basadas en su captación y registro constituyen un procedimiento eficaz para auscultar el estado de estabilidad geomecánica del medio rocoso (HARDY, 1981).

Así, en numerosos trabajos sobre comportamiento térmico de rocas, se han determinado las características de su dilatación térmica y microfisuración mediante auscultación de la actividad micro-

sísmica generada (JOHNSON et al., 1978; EHARA et al., 1983; etc.).

Este trabajo pretende aportar un mejor conocimiento sobre el comportamiento mecánico y características de la E. A./A. M. de una roca granítica durante su etapa de enfriamiento, aspecto apenas considerado en la literatura.

STOUT (1974) fue uno de los primeros autores que estudiaron por vía microscópica los efectos que se producían debido a una contracción diferencial durante el enfriamiento, observando que en ortoanfíboles de rocas metamórficas se desarrollaban durante el enfriamiento «cracks» helicoidales alrededor del eje C y «cracks» intergranulares cuarzo/anfíbol.

Por otra parte, EHARA et al. (1983) determinaron los coeficientes de contracción del granito de

Westerly entre 100 y 30° C, encontrando que los mismos eran inferiores a los determinados durante un ensayo de calentamiento en ese mismo intervalo de temperatura.

Posteriormente, RODRÍGUEZ-REY et al. (1985) estudiaron el coeficiente de contracción lineal y la velocidad de contracción relativa, en el intervalo 100 y 20° C, de 10 rocas ígneas utilizadas frecuentemente como piedras ornamentales y de revestimiento. Estos autores han podido establecer que la mayor influencia sobre las características de contracción térmica de las rocas corresponde a su composición mineralógica. Así, las rocas ácidas, con cuarzo, se contraen más rápidamente que las de naturaleza intermedia y básica. Por otra parte, en rocas con escasa porosidad abierta el papel que ésta ejerce sobre la contracción térmica es mucho menos importante.

Por todo ello, este trabajo se ha centrado en el estudio de los fenómenos de emisión acústica durante el calentamiento-enfriamiento de una roca granítica (granodiorita de Gondomar) desde 20° C hasta temperaturas superiores al tránsito de cuarzo alfa a cuarzo beta (573° C).

La emisión registrada se origina, fundamentalmente, por la creación y desarrollo de microfisuras debidas a la expansión térmica diferencial y anisótropa de los minerales que componen la roca.

## PETROGRAFIA Y FRACTOGRAFIA

La granodiorita de Gondomar (Gondomar, Pontevedra) es una roca de color gris con textura granuda, ligeramente heterogranular, de grano fino, siendo su tamaño medio de grano de 1,5 mm., aproximadamente (foto 1). Esporádicamente pueden verse algunos cristales de feldespato cuyo desarrollo pueden alcanzar hasta 8 mm.

Su composición mineralógica modal es la siguiente: cuarzo, 31,5 por 100; microclina, 14,6 por 100; plagioclasa zonada (An<sub>25-40</sub>), 41,5 por 100; biotita, 9,3 por 100; moscovita, 2,6 por 100, y accesorios y secundarios, 0,5 por 100. Los principales minerales accesorios son: apatito, circón y rutilo, y como secundarios aparecen sericita y clorita.

Mediante microscopía óptica de fluorescencia y SEM se ha constatado que existe una red de

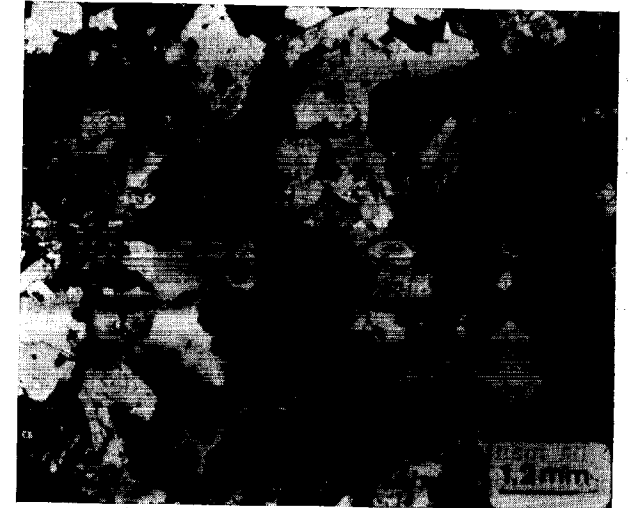


Foto 1.—Textura general de la roca. Nícoles cruzados.

microfisuración con escasa coalescencia y baja densidad. No obstante, presenta una fisuración abierta de tipo intragranular poco desarrollada, de tamaño algo menor al diámetro de los cristales.

Existe, asimismo, una fisuración abierta de tipo transgranular conectada a fisuras intergranulares, también abiertas, que se localizan generalmente en los contactos cuarzo/feldespatos. En los feldespatos puede observarse una marcada porosidad de poro, que en ocasiones afecta a una gran parte del mineral, asociada a alteraciones selectivas dentro de las plagioclasas zonadas.

No se ha observado ninguna orientación preferente en su red fractográfica. Una descripción detallada de esta roca puede verse en RUIZ DE ARGANDOÑA (1985).

## METODO DE TRABAJO

Para la realización de los ensayos se han utilizado probetas cúbicas de 50 mm. de arista, en las cuales se ha hecho una perforación de 2 mm. de diámetro desde el centro de una cara hasta el centro geométrico del cubo. En ella se ha insertado un termopar de tipo J (hierro-constantán) con el fin de determinar la evolución de la temperatura en el interior del cubo respecto a la del horno.

Parte de las probetas así preparadas han sido

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



Westerly entre 100 y 30° C, encontrando que los mismos eran inferiores a los determinados durante un ensayo de calentamiento en ese mismo intervalo de temperatura.

Posteriormente, RODRÍGUEZ-REY et al. (1985) estudiaron el coeficiente de contracción lineal y la velocidad de contracción relativa, en el intervalo 100 y 20° C, de 10 rocas ígneas utilizadas frecuentemente como piedras ornamentales y de revestimiento. Estos autores han podido establecer que la mayor influencia sobre las características de contracción térmica de las rocas corresponde a su composición mineralógica. Así, las rocas ácidas, con cuarzo, se contraen más rápidamente que las de naturaleza intermedia y básica. Por otra parte, en rocas con escasa porosidad abierta el papel que ésta ejerce sobre la contracción térmica es mucho menos importante.

Por todo ello, este trabajo se ha centrado en el estudio de los fenómenos de emisión acústica durante el calentamiento-enfriamiento de una roca granítica (granodiorita de Gondomar) desde 20° C hasta temperaturas superiores al tránsito de cuarzo alfa a cuarzo beta (573° C).

La emisión registrada se origina, fundamentalmente, por la creación y desarrollo de microfisuras debidas a la expansión térmica diferencial y anisótropa de los minerales que componen la roca.

## PETROGRAFIA Y FRACTOGRAFIA

La granodiorita de Gondomar (Gondomar, Pontevedra) es una roca de color gris con textura granuda, ligeramente heterogranular, de grano fino, siendo su tamaño medio de grano de 1,5 mm., aproximadamente (foto 1). Esporádicamente pueden verse algunos cristales de feldespato cuyo desarrollo pueden alcanzar hasta 8 mm.

Su composición mineralógica modal es la siguiente: cuarzo, 31,5 por 100; microclina, 14,6 por 100; plagioclasa zonada ( $An_{25-40}$ ), 41,5 por 100; biotita, 9,3 por 100; moscovita, 2,6 por 100, y accesorios y secundarios, 0,5 por 100. Los principales minerales accesorios son: apatito, circón y rutilo, y como secundarios aparecen sericita y clorita.

Mediante microscopia óptica de fluorescencia y SEM se ha constatado que existe una red de

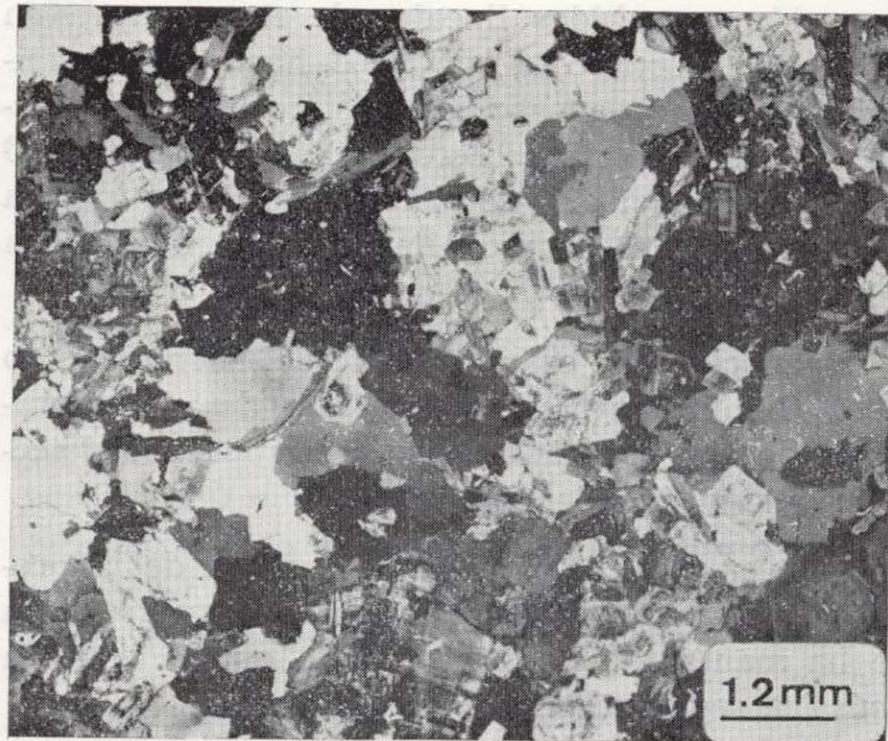


Foto 1.—Textura general de la roca. Nícoles cruzados.

microfisuración con escasa coalescencia y baja densidad. No obstante, presenta una fisuración abierta de tipo intragranular poco desarrollada, de tamaño algo menor al diámetro de los cristales.

Existe, asimismo, una fisuración abierta de tipo transgranular conectada a fisuras intergranulares, también abiertas, que se localizan generalmente en los contactos cuarzo/feldespatos. En los feldespatos puede observarse una marcada porosidad de poro, que en ocasiones afecta a una gran parte del mineral, asociada a alteraciones selectivas dentro de las plagioclasas zonadas.

No se ha observado ninguna orientación preferente en su red fractográfica. Una descripción detallada de esta roca puede verse en RUIZ DE ARGANDOÑA (1985).

## METODO DE TRABAJO

Para la realización de los ensayos se han utilizado probetas cúbicas de 50 mm. de arista, en las cuales se ha hecho una perforación de 2 mm. de diámetro desde el centro de una cara hasta el centro geométrico del cubo. En ella se ha insertado un termopar de tipo J (hierro-constantán) con el fin de determinar la evolución de la temperatura en el interior del cubo respecto a la del horno.

Parte de las probetas así preparadas han sido



sometidas a subidas lineales de temperatura en un horno eléctrico, desde 20° C hasta 430° C, midiéndose en cada caso la emisión acústica generada. Otras muestras fueron calentadas hasta 570 y 630° C con el fin de determinar la influencia de la transición cuarzo alfa a cuarzo beta en la emisión acústica.

La velocidad de calentamiento del horno ha sido de 2° C/min., regulada por medio de un emisor-regulador de programa Jumo-Optomat, con detección opto-electrónica (foto 2).

Una vez alcanzada en toda la masa de la probeta la temperatura máxima en cada ensayo, ésta se ha mantenido constante hasta que la emisión acústica registrada fuese nula.

A continuación se ha procedido al enfriamiento de las muestras según las condiciones de trabajo que se reseñan en la tabla I, registrándose la E. A./A. M. durante el mismo.

Para el registro de la emisión acústica generada durante los ensayos se ha utilizado el equipo experimental descrito por RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA (1984) (foto 2).

El equipo utilizado para el registro y proceso de la E. A./A. M. ha sido el modelo 204 GR de Acoustic Emission Technology. El rango de frecuencias registradas fue de 100 a 300 kHz, midiéndose

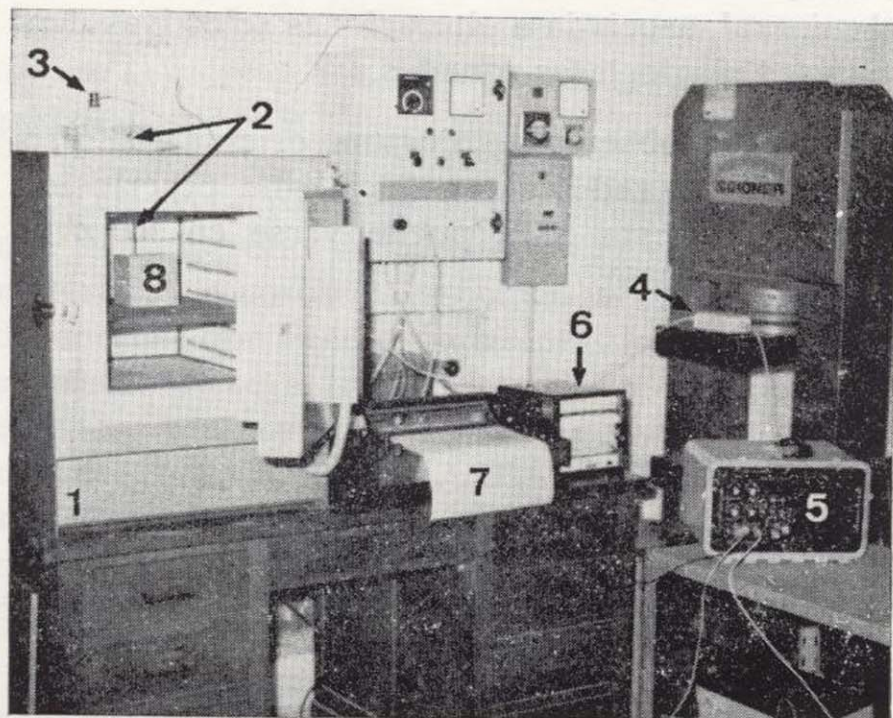


Foto 2.—Equipo experimental: (1) Horno eléctrico; (2) Varilla de vidrio (wave-guide); (3) Transductor; (4) Preamplificador; (5) Equipo de proceso de la emisión acústica; (6) Programador del horno; (7) Sistema de registro gráfico; (8) Probeta de roca.

**TABLA I**

**Condiciones experimentales para los diferentes ensayos realizados**

	Temp. máxima (° C)	Velocidad de enfriamiento del horno		
		Máxima (° C/mín.)	Mínima (° C/mín.)	
A ... ..	430	1.10	0.14	(lineal, no constante).
B ... ..	430	1.00	1.00	(lin., constante).
C ... ..	430	variables		
D ... ..	570	2.36	0.20	(lineal, no constante).
E ... ..	630	3.00	0.26	(lineal, no constante).

dose la velocidad de E. A./A. M. en número de cuentas («counts») cada diez segundos.

Según DUNEGAN y GREEN (1971), las señales de E. A./A. M. producidas por calentamiento de rocas a altas temperaturas son débiles, por lo que su captación exige altas amplificaciones del sistema de registro; por esta razón se ha seleccionado una alta amplificación de 92 dB.

**RESULTADOS EXPERIMENTALES**

**Ciclos a 430 y 570 °C**

Los resultados obtenidos para las condiciones experimentales A, B, C y D se presentan en las figuras 1, 2, 3 y 4.

La etapa de calentamiento y correspondiente emisión acústica es, para todas las muestras ensayadas, idéntica a la reseñada por RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA (1984).

Así puede verse que la emisión acústica significativa se inicia a 110-115° C (Umbral de Microfisuración Térmica, U. M. T.), llegándose a un máximo de 3.220 «counts»/10s. (a 430° C, fig. 1) y de 15.870 «counts»/10s. (a 570° C, fig. 2) cuando se homogeneiza la temperatura en todo el volumen de la roca (igualándose a la del horno). La E. A./A. M. va descendiendo paulatinamente, aunque se mantenga constante la temperatura, hasta llegar a anularse.

En cuanto al estudio de la emisión acústica durante el enfriamiento puede observarse que una



sometidas a subidas lineales de temperatura en un horno eléctrico, desde 20° C hasta 430° C, midiéndose en cada caso la emisión acústica generada. Otras muestras fueron calentadas hasta 570 y 630° C con el fin de determinar la influencia de la transición cuarzo alfa a cuarzo beta en la emisión acústica.

La velocidad de calentamiento del horno ha sido de 2° C/min., regulada por medio de un emisor-regulador de programa Jumo-Optomat, con detección opto-electrónica (foto 2).

Una vez alcanzada en toda la masa de la probeta la temperatura máxima en cada ensayo, ésta se ha mantenido constante hasta que la emisión acústica registrada fuese nula.

A continuación se ha procedido al enfriamiento de las muestras según las condiciones de trabajo que se reseñan en la tabla I, registrándose la E. A./A. M. durante el mismo.

Para el registro de la emisión acústica generada durante los ensayos se ha utilizado el equipo experimental descrito por RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA (1984) (foto 2).

El equipo utilizado para el registro y proceso de la E. A./A. M. ha sido el modelo 204 GR de Acoustic Emission Technology. El rango de frecuencias registradas fue de 100 a 300 kHz, midiéndose

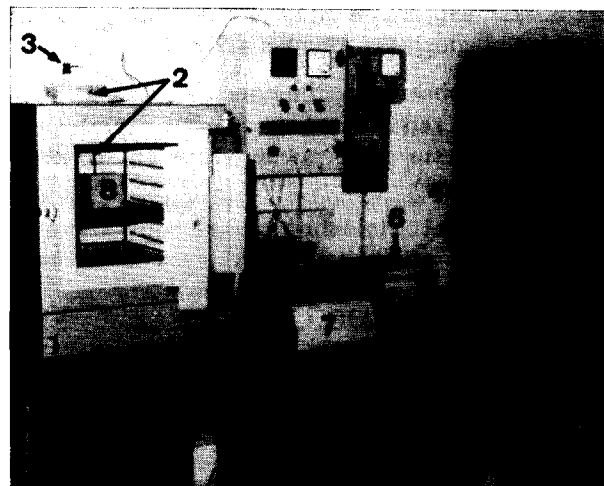


Foto 2.—Equipo experimental: (1) Horno eléctrico; (2) Varilla de vidrio (wave-guide); (3) Transductor; (4) Pre-amplificador; (5) Equipo de proceso de la emisión acústica; (6) Programador del horno; (7) Sistema de registro gráfico; (8) Probeta de roca.

**TABLA I**  
**Condiciones experimentales para los diferentes ensayos realizados**

	Temp. máxima (° C)	Velocidad de enfriamiento del horno		
		Máxima (° C/mín.)	Mínima (° C/mín.)	
A ... ..	430	1.10	0.14	(lineal, no constante).
B ... ..	430	1.00	1.00	(lin., constante).
C ... ..	430	variables		
D ... ..	570	2.36	0.20	(lineal, no constante).
E ... ..	630	3.00	0.26	(lineal, no constante).

dose la velocidad de E. A./A. M. en número de cuentas («counts») cada diez segundos.

Según DUNEGAN y GREEN (1971), las señales de E. A./A. M. producidas por calentamiento de rocas a altas temperaturas son débiles, por lo que su captación exige altas amplificaciones del sistema de registro; por esta razón se ha seleccionado una alta amplificación de 92 dB.

## RESULTADOS EXPERIMENTALES

### Ciclos a 430 y 570 °C

Los resultados obtenidos para las condiciones experimentales A, B, C y D se presentan en las figuras 1, 2, 3 y 4.

La etapa de calentamiento y correspondiente emisión acústica es, para todas las muestras ensayadas, idéntica a la reseñada por RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA (1984).

Así puede verse que la emisión acústica significativa se inicia a 110-115° C (Umbral de Microfisuración Térmica, U. M. T.), llegándose a un máximo de 3.220 «counts»/10s. (a 430° C, fig. 1) y de 15.870 «counts»/10s. (a 570° C, fig. 2) cuando se homogeneiza la temperatura en todo el volumen de la roca (igualándose a la del horno). La E. A./A. M. va descendiendo paulatinamente, aunque se mantenga constante la temperatura, hasta llegar a anularse.

En cuanto al estudio de la emisión acústica durante el enfriamiento puede observarse que una

vez iniciado éste existe un aumento brusco de la emisión para a continuación presentar un comportamiento similar a la evolución de la temperatura durante dicho enfriamiento (figs. 1 y 2).

Esta correlación se pone aún más de manifiesto en los ensayos bajo las condiciones B (fig. 3), donde se ha mantenido constante la velocidad de enfriamiento.

Por el contrario, en los ensayos en condiciones C (figura 4) puede observarse que al provocar intencionadamente un brusco cambio en la velocidad de enfriamiento (aproximadamente a 100° C) se registra un fuerte incremento en la emisión acústica. Este último valor llega casi a igualar al que se había registrado al comienzo del enfriamiento (430° C); debe resaltarse que en ambas situaciones la velocidad de enfriamiento era similar.

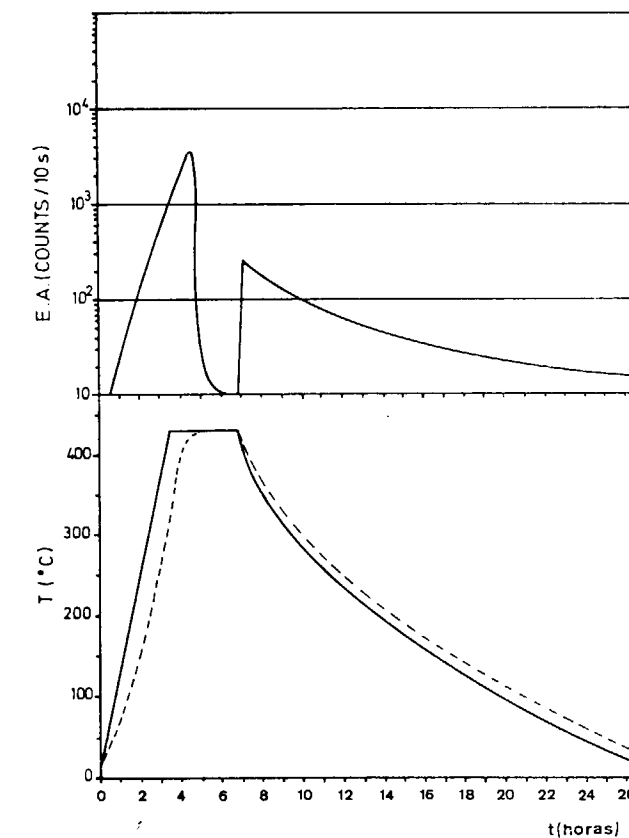


Figura 1.—Evolución de la emisión acústica (E. A.) frente a la temperatura (T) durante un ciclo de calentamiento-enfriamiento (condiciones A). Línea continua: temperatura del horno. Línea discontinua: temperatura del interior de la probeta.

### Ciclos a 630 °C

En este apartado se estudia el comportamiento de la emisión acústica en ciclos de calentamiento-enfriamiento hasta una temperatura máxima de 630° C (una vez rebasado el punto de transición de cuarzo alfa a cuarzo beta).

En la figura 5 se representa (parte superior izquierda) la evolución de la E. A./A. M. frente a la temperatura para las condiciones E. Así puede verse cómo el U. M. T. se sitúa en 110-115° C, alcanzándose un valor máximo de emisión (8.136 «counts»/10s.) cuando la temperatura del horno es de 573 ± 2° C.

A partir de dicha temperatura la emisión acústica desciende bruscamente, aunque se continúen calentando las probetas, iniciando un ligero ascen-

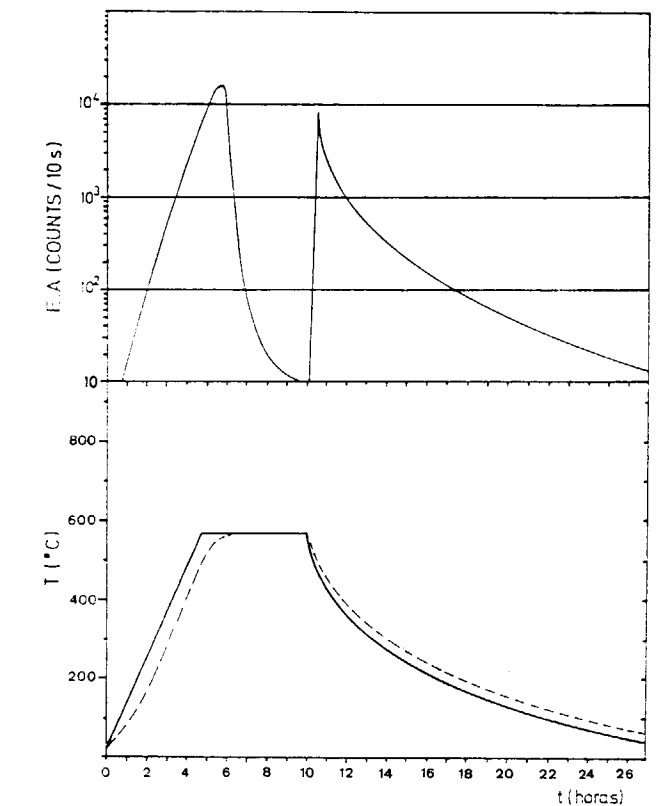


Figura 2.—Evolución de la emisión acústica (E. A.) frente a la temperatura (T) durante un ciclo de calentamiento-enfriamiento (condiciones D). Línea continua: temperatura del horno. Línea discontinua: temperatura del interior de la probeta.

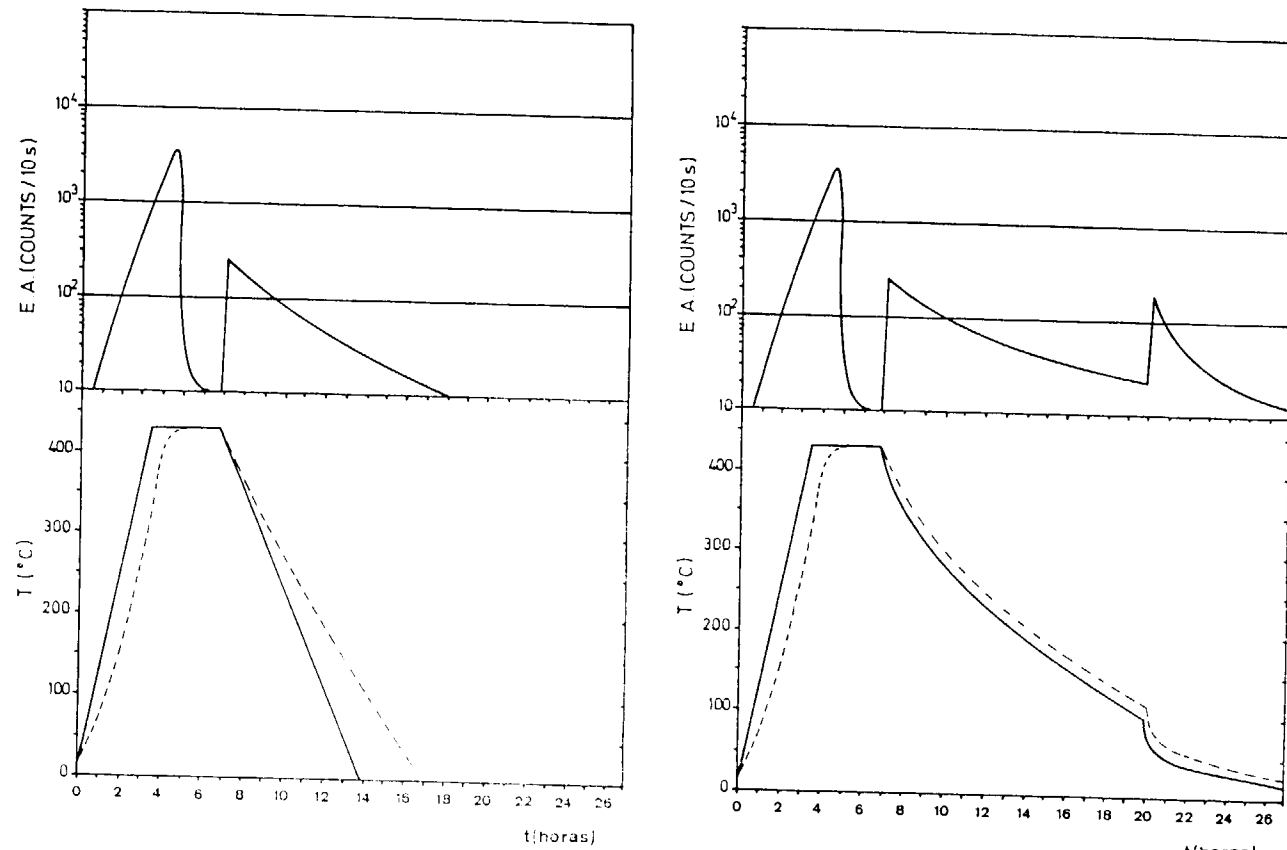


Figura 3.—Evolución de la emisión acústica (E.A.) frente a la temperatura (T) durante un ciclo de calentamiento-enfriamiento (condiciones B). Línea continua: temperatura del horno. Línea discontinua: temperatura del interior de la probeta.

Figura 4.—Evolución de la emisión acústica (E.A.) frente a la temperatura (T) durante un ciclo de calentamiento-enfriamiento (condiciones C). Línea continua: temperatura del horno. Línea discontinua: temperatura del interior de la probeta.

so cuando la temperatura del horno es de, aproximadamente, 630° C, y la del interior de la muestra, de 600° C.

El aumento de la emisión alcanza un segundo máximo relativo (2.566 «counts»/10s.) cuando toda la muestra se encuentra a 630° C. Una vez alcanzado este segundo máximo, la E. A./A. M. comienza a descender paulatinamente, aunque se mantenga constante la temperatura.

El descenso de la emisión acústica a partir de los 573° C está originado por la brusca disminución que experimenta el coeficiente de expansión térmica del cuarzo. Así, si se representan en una gráfica la variación de los porcentajes de expansión volumétrica de los principales minerales que componen la roca estudiada (cuarzo, microclina y plagioclasa) frente a la temperatura (fig. 6), pue-

de verse que a 573° C se produce una fuerte inflexión en la curva correspondiente al cuarzo.

Esta variación en dicho coeficiente es debida a la transición de cuarzo  $\alpha$  a cuarzo  $\beta$  y comporta que el porcentaje de expansión volumétrica de este mineral no se incremente con la temperatura, sino que incluso disminuya y, además, se minimice la diferencia entre los distintos coeficientes de los minerales de la roca (VAN DER MOLEN, 1981).

Estos dos efectos se relacionan directamente con los valores de porosidad hallados por numerosos autores a estas temperaturas.

Así, SIMMONS y COOPER (1978), JOHNSON et al. (1978), BAUER y JOHNSON (1979) y HOMAND-ETIENNE y TROALEN (1984), entre otros, determinaron los valores de la porosidad de una roca granítica

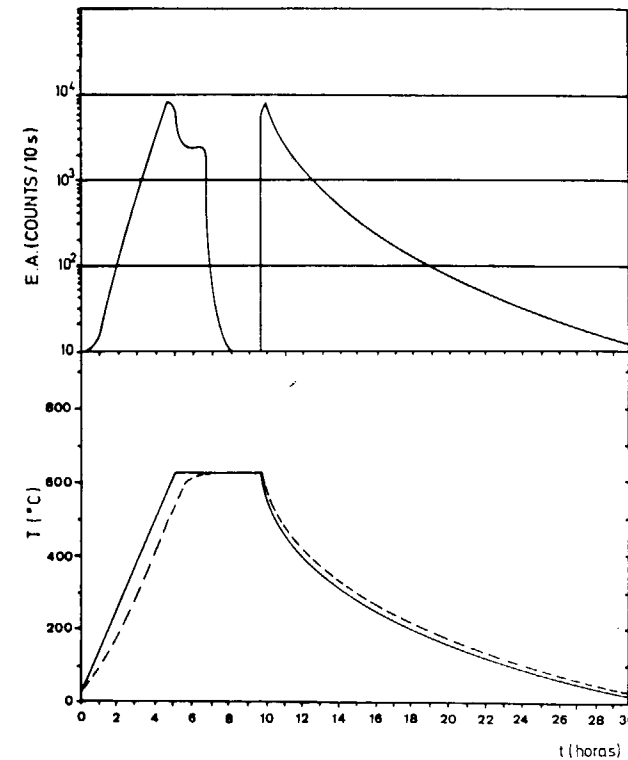


Figura 5.—Evolución de la emisión acústica (E.A.) frente a la temperatura (T) durante un ciclo de calentamiento-enfriamiento (condiciones E). Línea continua: temperatura del horno. Línea discontinua: temperatura del interior de la probeta.

cuando es sometida a una subida lenta de temperatura, superando la transición cuarzo alfa a cuarzo beta. A partir de estos resultados se estableció que el aumento de la porosidad hasta 573° C es una función logarítmica de la temperatura, debido principalmente a la rápida expansión del cuarzo. Alcanzada esta temperatura, se produce un decrecimiento en los valores de la misma para posteriormente volver a aumentar aproximadamente a unos 620° C.

Teniendo en cuenta que diversos autores (JOHNSON et al., 1978; SUÁREZ DEL RÍO, 1982; RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA, 1984; MONTOTO et al., 1984; CALLEJA, 1985; etc.) han asociado el aumento de emisión acústica, una vez sobrepasada la etapa de asentamiento del material, a un aumento de la porosidad por creación de fisuras, se puede concluir que los resultados obtenidos en los ensayos realizados coinciden con las observaciones de SIMMONS y COOPER (1978) y de los autores anteriormente citados.

En cuanto al estudio de la E. A./A. M. durante el enfriamiento (fig. 5, parte superior derecha) puede verse que la máxima emisión se produce durante el tránsito de cuarzo beta a cuarzo alfa. Es necesario hacer resaltar que, al contrario de lo que sucedía en los ensayos en condiciones A, B, C y D, en el momento de iniciarse el enfriamiento la emisión acústica sigue aumentando hasta que toda la muestra se encuentra a una temperatura inferior a 573° C. A partir de este momento se produce un descenso de la emisión que sigue la misma tendencia de los ensayos anteriores.

Por otra parte, al representar los valores máximos de E. A./A. M. frente a las temperaturas de 130, 230 y 330° C (según RUIZ DE ARGANDOÑA y CALLEJA, *op. cit.*), así como los valores máximos hallados para 430, 570 y 630° C (fig. 7), se observa que existe una relación logarítmica entre ambos parámetros, poniéndose claramente de manifiesto la inflexión correspondiente al punto de transición de cuarzo alfa a cuarzo beta.

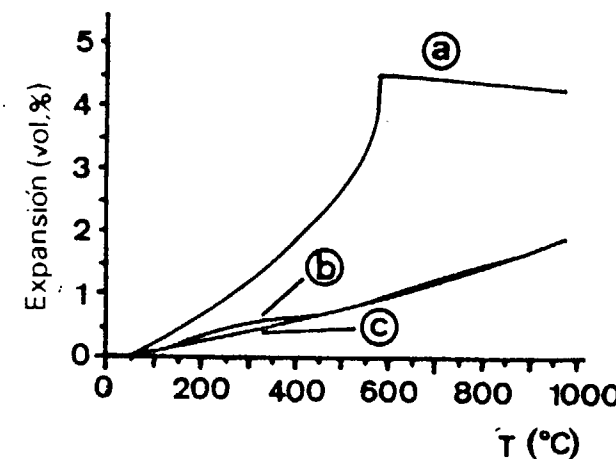


Figura 6.—Relación entre el porcentaje de expansión volumétrica y la temperatura (T). a) Cuarzo; b) Microclina; c) Plagioclasa (según SKINNER, 1966).

CONCLUSIONES

Los máximos valores de emisión acústica/actividad microsísmica generada térmicamente hasta 630° C muestran una relación log-normal con la temperatura, la cual es creciente hasta 573° C

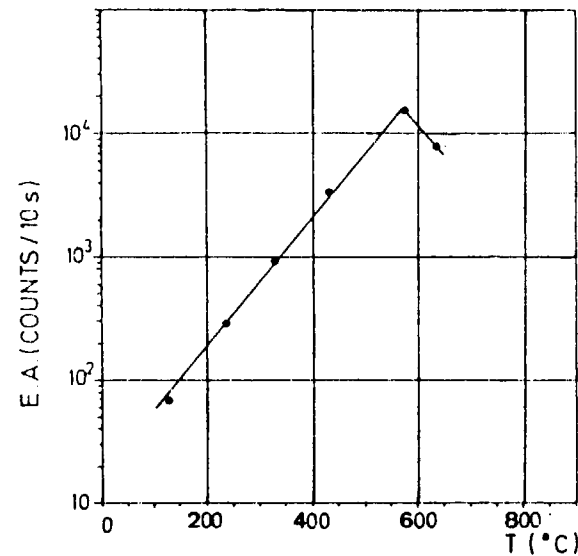


Figura 7.—Relación entre los valores máximos de emisión acústica (E.A.) y la temperatura máxima de cada ciclo (T).

(tránsito de cuarzo alfa a cuarzo beta) y decreciente a partir de dicha temperatura. Esta evolución se interpreta en función de la variación del coeficiente de expansión térmica del cuarzo.

Durante el enfriamiento, siempre que no existan cambios bruscos en su velocidad y que no se halla sobrepasado previamente la temperatura del punto de transición de cuarzo  $\alpha$ - $\beta$ , la emisión acústica presenta una tendencia descendente y similar a la experimentada por la temperatura.

Además, durante el enfriamiento desde 630°C hasta temperatura ambiente se produce un aumento inicial de la emisión de la E. A./A. M. originado por la citada transición de cuarzo  $\beta$  a cuarzo  $\alpha$ ; por debajo de este punto, la emisión sigue la misma tendencia que el descenso de la temperatura.

Se ha constatado que cambios bruscos en la velocidad de enfriamiento originan fuertes incrementos en el registro de la emisión acústica.

#### 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.

#### BIBLIOGRAFIA

- BAUER, S. J., y JOHNSON, B.: *Effects of slow uniform heating on the physical properties of the Westerly and Charcoal granites*. Proc. 20th U. S. Rock Mechanics. Austin, Texas, pp. 7-18 (1979).
- CALLEJA, L.: *Variación de propiedades físicas en rocas sometidas a gradientes térmicos*. Tesis Doctoral. Departamento de Petrología. Fac. de Geología. Universidad de Oviedo, 252 pp. (1985).
- DUNEGAN, H. L., y GREEN, A. T.: *Factors affecting acoustic emission response from materials*. Materials Research and Standards, vol. 11-3, 4 pp. (1971).
- EHARA, S.; TERADA, M., y YANAGIDANI, T.: *Thermal properties of stressed rocks*. Proc. Symp. Int. Rocks Mechanics, Melbourne, pp. E/137-E/140 (1983).
- HARDY, H. R., jr.: *Applications of acoustic emissions techniques to rock and rock structures: a state-of-the-art review*. Acoustic emission in Geotechnical Engineering Practice, STP 750, V. P. Drnevich and R. E. Gray (Eds.), A. S. T. M., pp. 4-92 (1981).
- HOMAND-ETIENNE, F., y TROALEN, J. P.: *Behaviour of granites and limestones subjected to slow and homogeneous temperature changes*. Engineering Geology, vol. 20, páginas 219-223 (1984).
- JOHNSON, B.; GANGI, A. F., y HANDIN, J.: *Thermal cracking of rock subjected to slow uniform temperature changes*. 19th. U. S. Symp. of Rock Mechanics, Stateline, Nevada, pp. 259-267 (1978).
- 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*. 3rd. Conf. on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials. Trans Tech Publications, Clausthal, Germany, pp. 83-100 (1984).
- RODRÍGUEZ-REY, A.; CALLEJA, L.; RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G., y SUÁREZ DEL RÍO, L. M.: *Contracción lineal térmica de rocas plutónicas*. Bol. Geol. y Min. de España, t. XCVI-III, páginas 310-315 (1985).
- 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).
- RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G., y CALLEJA, L.: *Determinación del umbral de microfisuración térmica mediante E. A./A. M.* Proc. VIII Simp. Nac. de la Soc. Española de Mecánica de las Rocas, Madrid, vol. I, secc. 2-7, 5 pp. (1984).
- SIMMONS, G., y COOPER, H. W.: *Thermal cycling cracks in three igneous rocks*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., vol. 15, pp. 145-148 (1978).
- SKINNER, B. J.: *Thermal expansion*, en «Handbook of physical constants». Geol. Soc. Am., Memoir 97, cap. 6, pp. 78-96 (1966).
- STOUT, J. H.: *Helicoidal crack propagation in aluminous orthoamphiboles*. Science, vol. 185, pp. 251-252 (1974).
- SUÁREZ DEL RÍO, L. M.: *Estudio petrofísico de materiales graníticos geomecánicamente diferentes*. Tesis Doctoral. Departamento de Petrología. Fac. de Geología. Universidad de Oviedo, 241 pp. (1982).
- VAN DER MOLEN, I.: *The shift of the alfa-beta transition temperature of quartz associated with the thermal expansion of granite at high pressure*. Tectonophysics, vol. 73, páginas 323-342 (1981).

Recibido: Octubre de 1985.

## Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español)

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (1), F. BELLIDO MULAS (2) y L. GARCIA CACHO (3)

#### R E S U M E N

En relación con el plutonismo granítico de La Cabrera se pueden distinguir varias clases de pegmatitas, atendiendo al tipo de granito que las origina, forma de emplazamiento y relación con el encajante.

Estas pegmatitas están constituidas fundamentalmente por cuarzo, albita, feldespato potásico y micas, pudiendo ir acompañadas de cordierita, granate y turmalina. Ocasionalmente se ha constatado la presencia de apatito, rutilo, casiterita, gadolinita, thalenita y bavenita.

Son características generales de estas pegmatitas la pobreza en ferromagnesianos, ausencia casi absoluta de minerales fosfatados, así como una gran escasez de moscovita que cuando aparece tiene un carácter tardío en relación con los principales minerales pegmatíticos s.s.

Algunos cuerpos pegmatíticos presentan unos procesos evolutivos complejos que denotan una cierta actividad hidrotermal, continuada hasta una etapa de muy baja temperatura. Esta evolución cabe referirla a dos etapas principales:

- Etapa de formación de clinozoisita, prehnita, axinita.
- Etapa de formación de ceolitas.

En relación con la primera de estas etapas y de una manera ocasional, pueden formarse algunos sulfuros, así como wolframita, schelita y fluorita.

Aceptándose una presión menor de 2 kb durante la formación de estas pegmatitas, se discuten una serie de posibles reacciones para la formación de los nuevos minerales anteriormente citados, así como su posible intervalo termodinámico de cristalización.

Palabras clave: Sistema Central Español, pegmatitas, procesos postpegmatíticos.

#### A B S T R A C T

Regarding the granitic plutonism of «La Cabrera», several pegmatite types, can be distinguished in relation to the parental granite type, form of emplacement and relation with the surrounding rocks.

These pegmatite bodies are constituted mainly by: quartz, albite, potassic feldspar and micas. Sometimes these minerals can be accompanied by cordierite, garnet and tourmaline. It has occasionally noted the presence of apatite, rutile, cassiterite, gadolinite, thalenite and bavenite.

Some of the characteristics of these pegmatites are: a poorness in Fe-Mg minerals, a near absence of phosphate minerals and a limited presence of muscovite that, when it appears, has a tardy aspect with respect to the main pegmatite minerals s.s.

Some pegmatite bodies display a complex evolutive process that denote a certain hydrothermal activity that continues down to a very low temperature.

These process can be referred to two main stages: the forming of the clinozoisite-prehnite-axinite stage and the zeolites stage. In the first of these stage, some sulphides, wolframite, shelite, and fluorite could occasionally be formed.

A series of possible reactions to the crystalization of the new minerals and the termodinamic interval for this process are discussed, accepting a fluid pressure lower than 2 Kb. during the forming of these pegmatitic bodies.

Key word: Spanish Central Sistema, pegmatites, postpegmatitic process.

(1) Dpto. Petrología Fac. Cien. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

(2) Geoprin, S. A.

(3) Instituto de Geología Económica CSIC. Madrid.



## ENCUADRE GEOLOGICO

El plutón de La Cabrera constituye el afloramiento granítico más oriental del Sistema Central Español, estando formado mayoritariamente por granitos biotíticos de grano grueso y granitos más diferenciados de grano fino. En áreas marginales del mismo existen granodioritas biotíticas y biotíticas anfibólicas (BELLIDO, 1979, y BELLIDO y BRANDLE, 1979). El encajante está constituido por una serie metamórfica de grado medio y alto constituido por gneises y esquistos.

En general, la geoquímica de las rocas asociadas a las pegmatitas, salvo una lógica tendencia hacia los términos más evolucionados, no presenta anomalías composicionales significativas respecto al conjunto de los granitos biotíticos (BELLIDO, opúsculo cit.).

## LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA. GENERALIDADES

Los procesos y manifestaciones pegmatíticas en el plutón de La Cabrera son bastante frecuentes, aunque su importancia cuantitativa en el contexto general es muy limitado.

Aun cuando normalmente los magmas generadores de granitos biotíticos son pobres en agua y volátiles, el carácter evolucionado de este plutón determina una mayor riqueza en los mismos comparado con otros plutones del Sistema Central Español. Por otra parte, la escasa profundidad de su emplazamiento ( $\approx 1 \cdot 7$  Kb, BELLIDO, op cit.) permite que en momentos avanzados de la cristalización la presión de sus volátiles sobrepase la presión total, lo que produce sobresaturaciones locales de fluidos que se diferencian como tal fase fluida del resto del magma silicatado, originando pequeños pero a veces abundantes cuerpos pegmatíticos.

La saturación de estos volátiles a relativamente baja presión, unido a la pobreza de los mismos, condiciona la gran escasez de moscovita en estas pegmatitas.

Los principales grupos de pegmatitas que se pueden distinguir en La Cabrera, en relación con las rocas que constituyen este plutón, son los siguientes:

A) Pegmatitas en cavidades o en pequeñas ve-

nas asociadas a los granitos de grano fino y aplíticos muy diferenciados.

B) Pegmatitas relacionadas con los granitos de grano medio y grueso.

C) Diques y venas de pegmatitas cuarzo feldespáticas.

D) Pegmatitas emplazadas en los materiales encajantes.

Las pegmatitas del tipo A son de muy reducidas dimensiones, aunque su presencia sea muy común y estén extendidas por casi todo el conjunto de los granitos de grano fino. A veces la densidad de las pequeñas cavidades miarolíticas es muy grande, evidenciando que la saturación de volátiles se ha producido con una considerable fracción del granito aún sin consolidar.

La asociación mineralógica de este tipo de pegmatitas está constituida por cuarzo, feldespato, albita y micas. Ocasionalmente pueden presentarse granate, cordierita, turmalina, sulfuros y accesorios.

De todo el conjunto de pegmatitas de La Cabrera, y dentro de la pobreza general en moscovita y turmalina que las caracteriza, es en las pertenecientes a este grupo donde aparecen estos minerales con más frecuencia, llegando en el caso de la moscovita a constituir a veces agregados radiales de morfología ovoidal.

Las pegmatitas del tipo B están asociadas a los granitos de grano medio y grueso, disponiéndose fundamentalmente en los afloramientos de estas rocas al SE del plutón de La Cabrera, entre los pueblos de La Cabrera y Bustarviejo. Generalmente alcanzan mayores tamaños que las anteriores, aunque no suelen sobrepasar el metro en su máxima dimensión.

Su morfología es variada, tendiendo a constituir cuerpos de configuración ameboide que pueden formar interdigitaciones con el propio granito, presentando a veces tránsitos progresivos con el mismo y menos frecuentemente contactos netos.

Casi de forma invariable suelen estar asociadas a áreas en las que se encuentran abundantes «schlieren» en los granitos encajantes, con tendencia en los mismos a presentar enriquecimientos biotíticos en las zonas circundantes a la pegmatita.

Sin llegar nunca a desarrollar una completa zonación, sí se pueden distinguir a menudo, siguiendo la terminología utilizada por el U. S. G. S. en CAMERON et al. (1949) e internacionalmente aceptada, las siguientes zonas:

Una zona de borde no siempre presente, caracterizada por un enriquecimiento biotítico en relación con el granito encajante (fig. 1).

Una zona externa, muchas veces sin solución de continuidad con la anterior, caracterizada por el pequeño pero gradual aumento del tamaño de los cristales y en donde la biotita se hace mucho más escasa o desaparece.

De una manera también progresiva se pasa a una zona intermedia que viene definida por un mayor tamaño de los cristales y crecimientos gráficos cuarzo feldespáticos. Dentro de esta zona se puede diferenciar a veces una subzona más periférica, caracterizada por la presencia de grandes cristales de biotita de hábitos alistonados y en parte normalmente cloritizados.

Por último, aunque no frecuentemente o con escaso desarrollo, cabe distinguir una zona de núcleo constituida fundamentalmente por cuarzo.

Este tipo de pegmatitas puede presentar cavidades en donde principalmente el feldespato ortosa y cuarzo, forman monocristales idiomorfos que alcanzan a veces tamaños considerables. Tales cavidades pueden también estar parcial o incluso totalmente rellenas por minerales de génesis más tardía como albita o prehnita (fig. 2).

La composición mineralógica de este tipo de pegmatitas está constituida esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita, pudiendo aparecer también granate, cordierita, lepidolita, moscovita, bavenita, thalenita, etc., etc., además de otros minerales de génesis posterior como luego se comentará.

Las pegmatitas del tipo C están constituidas por venas o pequeños diques que forman agregados policristalinos de cuarzo, feldespato potásico y albita, los cuales rellenan totalmente pequeñas fracturas producidas en estadios tempranos de la consolidación granítica.

Debido al carácter en cierto modo intrusivo de estas pegmatitas, los bordes de las mismas suelen presentarse más netos en relación con el granito encajante que las correspondientes pegmatitas del grupo B.

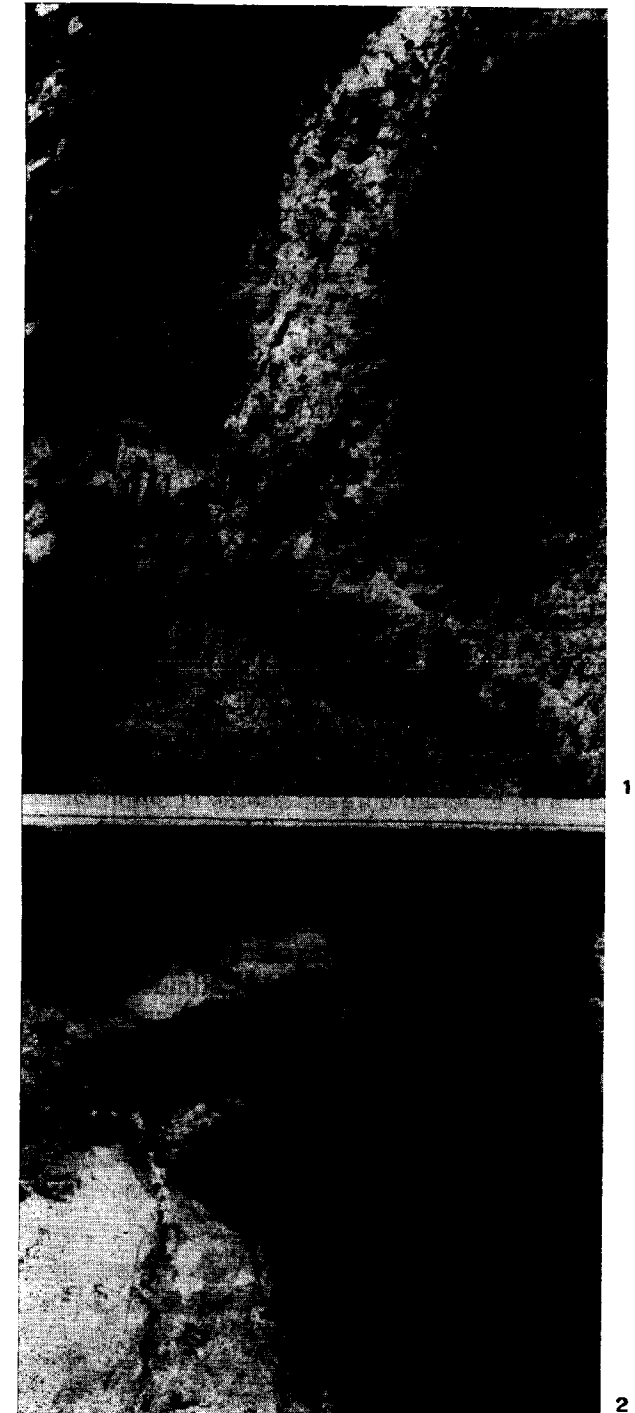


Figura 1.—Apófisis de un cuerpo pegmatítico en donde se puede apreciar las zonas más características, así como la textura típica alistonada de la biotita, que crece perpendicular al contacto. Obsérvese la banda más oscura (enriquecida en biotita) en el contacto encajante-pegmatita.

Figura 2.—Pequeños cuerpos pegmatíticos de formas y dimensiones muy variables. Obsérvese la cavidad que presenta el cuerpo central, tapizada por cristales idiomorfos de feldespato potásico, cuarzo y albita.



Sin llegar nunca a desarrollar una completa zonación, sí se pueden distinguir a menudo, siguiendo la terminología utilizada por el U. S. G. S. en CAMERON et al. (1949) e internacionalmente aceptada, las siguientes zonas:

Una zona de borde no siempre presente, caracterizada por un enriquecimiento biotítico en relación con el granito encajante (fig. 1).

Una zona externa, muchas veces sin solución de continuidad con la anterior, caracterizada por el pequeño pero gradual aumento del tamaño de los cristales y en donde la biotita se hace mucho más escasa o desaparece.

De una manera también progresiva se pasa a una zona intermedia que viene definida por un mayor tamaño de los cristales y crecimientos gráficos cuarzo feldespáticos. Dentro de esta zona se puede diferenciar a veces una subzona más periférica, caracterizada por la presencia de grandes cristales de biotita de hábitos alistonados y en parte normalmente cloritizados.

Por último, aunque no frecuentemente o con escaso desarrollo, cabe distinguir una zona de núcleo constituida fundamentalmente por cuarzo.

Este tipo de pegmatitas puede presentar cavidades en donde principalmente el feldespato ortosa y cuarzo, forman monocristales idiomorfos que alcanzan a veces tamaños considerables. Tales cavidades pueden también estar parcial o incluso totalmente rellenas por minerales de génesis más tardía como albita o prehnita (fig. 2).

La composición mineralógica de este tipo de pegmatitas está constituida esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita, pudiendo aparecer también granate, cordierita, lepidolita, moscovita, bavenita, thalenita, etc., etc., además de otros minerales de génesis posterior como luego se comentará.

Las pegmatitas del tipo C están constituidas por venas o pequeños diques que forman agregados policristalinos de cuarzo, feldespato potásico y albita, los cuales rellenan totalmente pequeñas fracturas producidas en estadios tempranos de la consolidación granítica.

Debido al carácter en cierto modo intrusivo de estas pegmatitas, los bordes de las mismas suelen presentarse más netos en relación con el granito encajante que las correspondientes pegmatitas del grupo B.



1



2

Figura 1.—Apófisis de un cuerpo pegmatítico en donde se puede apreciar las zonas más características, así como la textura típica alistonada de la biotita, que crece perpendicular al contacto. Obsérvese la banda más oscura (enriquecida en biotita) en el contacto encajante-pegmatita.

Figura 2.—Pequeños cuerpos pegmatíticos de formas y dimensiones muy variables. Obsérvese la cavidad que presenta el cuerpo central, tapizada por cristales idiomorfos de feldespato potásico, cuarzo y albita.



Su mineralogía es monótona y su importancia es más reducida en comparación con los tipos anteriores.

Por último cabe considerar las manifestaciones pegmatíticas más o menos asociadas al plutonismo de La Cabrera, pero emplazadas en el encajante. Lógicamente, y dentro del limitado volumen de pegmatitas producidas por este plutón debido a las consideraciones ya expuestas, el máximo porcentaje de las mismas correspondería a sus niveles de cúpula, hoy en día totalmente desmontados por la erosión, lo que explica la inexistencia de grandes áreas pegmatíticas fuera de los granitos. No obstante esto, en los pequeños cuerpos reconocidos se aprecia su carácter cuarzo feldespático, ausencia de biotita y mayor presencia de moscovita y turmalina que en los emplazados en el propio granito.

En algún caso se ha constatado en estos cuerpos la presencia de andalucita, lo que se interpreta como un reajuste de pegmatitas peraluminicas en este caso anteriores al plutonismo de La Cabrera.

Exceptuando las pegmatitas pertenecientes al grupo D, generalmente anteriores al emplazamiento de este plutón y presumiblemente reajustados por el mismo como acabamos de señalar, en general por sus características mineralógicas y escasa profundidad de emplazamiento, las pegmatitas del plutón de La Cabrera tienen características intermedias entre los grupos I y II definidos por GINSBUR (1979) en CERNY (1982).

En efecto, las pegmatitas de La Cabrera son de génesis más profunda que las señaladas por estos autores para el grupo I, y aunque carecen de minerales como el berilo, topacio, espodumena, fluorita, etc., sus características genéticas y morfológicas son típicas de aquéllas.

Por otro lado, aunque por su profundidad de emplazamiento podrían asemejarse a los pertenecientes al grupo II, su acusada pobreza en minerales de Be, Ta, Sn y Nb, características de emplazamiento y génesis, las aleja bastante de este grupo.

Finalmente conviene señalar la extremada pobreza en elementos ferro-magnesianos de estas pegmatitas, así como la ausencia casi absoluta de minerales fosfatados, consecuencia lógica que obedece a las peculiares características geoquímicas del plutón de La Cabrera.

## MINERALOGIA DE LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA

### Cuarzo

La sílice es uno de los componentes fundamentales y común en todas las etapas de la evolución pegmatítica y postpegmatítica. Su presencia puede referirse a tres estadios principales. En los dos primeros cristaliza como cuarzo, mientras que en el último genera calcedonia.

El cuarzo formado en la etapa pegmatítica s.s. adopta diferentes texturas que varían desde crecimientos simplectíticos gráficos con los feldespatos, hasta agrupaciones policristalinas de diverso tamaño, con hábitos a veces marcadamente idiomorfos.

Durante esta etapa, y de manera esporádica, se forman a veces pequeñas vénulas constituidas casi exclusivamente por un agregado policristalino de cuarzo que adopta una textura aplítica característica.

En relación con la etapa de formación de clinzoisita y prehnita, vuelve a formarse cuarzo normalmente con un acusado idiomorfismo. Su importancia cuantitativa es, no obstante, pequeña en el contexto general, quedando lógicamente limitada a las pequeñas áreas de desarrollo de esta actividad postpegmatítica, dando origen en casos de sobresaturaciones importantes a cristales esqueléticos propios de un crecimiento muy rápido.

Este cuarzo puede presentar inclusiones de moscovita, clorita, turmalina, rutilo, etc. Igualmente se observa, a veces, intercrecimientos en equilibrio con clinzoisita y axinita.

En determinados casos se presenta en muestra de mano con una marcada incoloridad o tonalidades ahumadas, alcanzando en muchos casos sus cristales tamaños centimétricos.

Finalmente hay una generación de calcedonia que sólo se origina en zonas muy localizadas, generalmente fisuras y más raramente en cavidades pegmatíticas, recubriendo a otras fases minerales anteriormente formadas.

Su importancia, que es muy escasa, evidencia una fuerte saturación local en sílice en los estadios finales.

De hábito brotoidal, generalmente tiene un color más o menos blanquecino o translúcido, pudien-

do a veces presentar tonalidades verdosas, debido a la presencia de trazas de compuestos de uranio, siendo en este caso muy fluorescente frente a las radiaciones ultravioletas.

### Feldespato potásico

La formación de ortoclasa se extiende desde la etapa plutónica hasta la pegmatítica. Más allá de esta etapa sólo cabe citar la aparición muy esporádica de adularia relacionada con el estadio de cristalización de clinzoisita-prehnita.

La ortoclasa se presenta generalmente tanto en cristales individuales de tamaño variable y contorno irregular como constituyendo crecimientos gráficos con cuarzo y plagioclasa. Ocasionalmente, pero de manera espectacular, puede constituir en algunas cavidades de las zonas internas de las pegmatitas del tipo B grandes cristales idiomorfos que llegan a alcanzar varios decímetros.

Tiene siempre un carácter muy pertítico, encontrándose a veces las venas pertíticas tan engrosadas debido a fenómenos de albitización superpuestos que en ocasiones llegan a reducir al feldespato potásico a pequeños islotes dentro de una masa policristalina de albita.

La triclinicidad oscila entre 0,85 y 0,69, lo que da idea de las temperaturas más bien bajas de su formación.

### Plagioclasa

Es un componente fundamental de estas pegmatitas desde los primeros estadios, en los que puede formar intercrecimientos simplectíticos —gráficos con cuarzo y feldespato potásico—, hasta las etapas más tardías, en donde adopta diversos hábitos, pudiendo constituir desde agregados paralelos que crecen sobre otros minerales (principalmente ortosa), hasta formar masas intersticiales policristalinas de tonalidades azuladas y tamaños centimétricos, maclados en damero y adoptando texturas plumosas (BELLIDO et al., 1983).

### Biotita

Su presencia es escasa, como cabe esperar del carácter marcadamente leucocrático de los granitos asociados, constituyendo no obstante en muchas

ocasiones la única fase micácea de estas pegmatitas.

Debido a su génesis temprana, solamente se encuentra formando parte de las zonas más externas de la pegmatita, donde suele adoptar típicas morfologías en listón (fig. 1).

Normalmente está muy cloritizada, y en algún caso, parcial o totalmente, transformada en lepidolita y opacos.

Respecto a su quimismo, cabe deducir del estudio de estas biotitas, aunque parcialmente cloritizadas, una biotita original rica en Fe y pobre en Mg, con una relación Mn/Fe+Mn mucho más alta lógicamente que la de las correspondientes biotitas de los granitos parentales (BELLIDO et al., 1983).

### Clorita

Los minerales de este grupo se encuentran normalmente asociados a transformaciones de minerales ferromagnesianos preexistentes (biotita, cordierita, turmalina), generalmente pseudomorfizándolos en diversos grados, como consecuencia de los procesos hidrotermales frecuentes en estas pegmatitas.

En otras ocasiones, aunque evidentemente ligada a estos procesos, aparecen neoformaciones de clorita con texturas flabeliformes o vermiformes sin relación directa con algún mineral determinado.

El quimismo de estas cloritas (tabla 1) es variable, pero en general no evidencian anomalías destacables, salvo un elevado contenido en Mn y moderada presencia de Li.

Por sus características composicionales y determinaciones estructurales las cloritas de La Cabrera tienen afinidades ripidolíticas o daphníticas.

Hay que constatar también la presencia de cookeita, clorita lítica hasta el momento solamente identificada por D. R. X. en un grupo de pegmatitas cercano al pueblo de Valdemanco.

No debe descartarse, no obstante, que la cookeita esté más difundida entre estas pegmatitas, dada la dificultad que representa su reidentificación en muestra de mano, debido a su similitud con algunas micas leucocráticas.



**TABLA 1**  
Análisis de minerales de las pegmatitas de La Cabrera

	Feldespato potásico			Albita	Moscovita	Lepidolita	Granate		
SiO <sub>2</sub> ... ..	64.28	64.54	64.82	66.35	44.66	47.36	34.91	29.65	n. d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	18.26	18.00	18.00	20.18	35.45	20.69	23.51	26.96	n. d.
FeO ... ..	—	—	0.28	—	2.11	3.47	10.76	22.43	19.47
MnO ... ..	—	—	—	—	tr.	6.15	30.06	20.37	21.92
MgO ... ..	—	—	—	—	tr.	—	0.29	tr.	0.72
CaO ... ..	—	—	0.32	0.28	—	—	—	0.15	n. d.
Na <sub>2</sub> O ... ..	0.22	0.20	2.85	12.47	1.24	0.44	—	—	—
K <sub>2</sub> O ... ..	16.42	16.43	13.20	0.31	9.83	8.74	—	—	—
Li <sub>2</sub> O ... ..	—	—	—	—	0.13	5.06	—	—	—
TiO <sub>2</sub> ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.47	—	4.40	0.31	—	—	—
					(1)				(1)
Si ... ..	11.99	12.04	11.97	11.73	6.08	6.65	5.73	4.97	—
Al ... ..	4.03	3.98	3.92	4.23	5.69	3.43	4.55	5.35	—
Fe ... ..	—	—	0.04	—	0.24	0.41	1.48	3.14	—
Mn ... ..	—	—	—	—	—	0.73	4.18	2.89	—
Mg ... ..	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—
Ca ... ..	—	—	—	0.05	—	—	—	0.03	—
Na ... ..	0.08	0.07	—	4.27	0.33	0.12	—	—	—
K ... ..	3.91	3.91	—	0.07	1.71	1.57	—	—	—
Li ... ..	—	—	—	—	0.07	2.86	—	—	—
Ti ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—
OH ... ..	—	—	—	—	4.00	0.29	—	—	—

(1) BELLIDO et al., 1983. Otros elementos determinados en la lepidolita. Rb<sub>2</sub>O: 0.64; ZnO: 0.42; F: 8.80.  
n. d.: No determinado.  
tr.: Trazas.

	Prehnita			Clinzoisita			Clorita		Axinita
SiO <sub>2</sub> ... ..	42.66	44.87	42.51	41.21	38.71	38.15	23.04	23.36	41.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... ..	26.79	26.27	24.24	28.05	29.36	29.21	28.12	22.05	17.92
FeO ... ..	tr.	tr.	0.59	7.34	6.31	7.90	32.32	37.20	5.78
MnO ... ..	—	—	—	—	0.50	0.10	2.06	3.53	5.74
MgO ... ..	—	—	tr.	—	—	—	2.80	0.68	0.64
CaO ... ..	27.31	24.24	27.10	23.34	23.05	22.73	—	—	19.02
Na <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.01	—	—	—	—	0.23	—
K <sub>2</sub> O ... ..	—	—	0.12	—	—	—	—	0.46	—
Li <sub>2</sub> O ... ..	—	—	—	—	n. d.	n. d.	—	0.70	n. d.
TiO <sub>2</sub> ... ..	—	—	0.02	—	—	—	—	0.10	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ... ..	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O ... ..	4.41	4.42	4.80	1.96	1.91	1.90	11.02	10.50	n. d.
			(2)						
Si ... ..	5.80	6.09	5.96	3.16	3.03	3.00	5.01	5.32	8.26
Al ... ..	4.29	4.22	3.94	2.53	2.72	2.72	7.24	5.92	3.41
Fe ... ..	—	—	0.07	0.47	0.41	0.52	5.88	7.08	0.96
Mn ... ..	—	—	—	—	0.03	0.01	0.38	0.68	1.13
Mg ... ..	—	—	—	—	—	—	0.91	0.23	0.19
Ca ... ..	3.97	3.52	4.04	1.91	1.93	1.91	—	—	4.06
Na ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—
K ... ..	—	—	0.04	—	—	—	—	0.13	—
Li ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.64	—
Ti ... ..	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
OH ... ..	4.00	4.00	4.03	1.00	1.00	1.00	16.00	15.96	—

(2) GARCÍA GUINEA, J., et al., 1982. Media de dos análisis.

(3) Calculado sobre base anhidra sin boro (O: 28). En la fórmula estructural se estima OH: 2, y B: 2.  
n. d.: No determinado.  
tr.: Trazas.

La cookeita forma agregados escamosos de color blanco en tonalidades ligeramente verdosas que crecen tapizando a otros minerales en algunas cavidades de pegmatitas del tipo B.

Aun cuando generalmente se asocia la aparición de cookeita a transformaciones de elbaita o petalita, en el caso de La Cabrera, debe en principio relacionarse a la hidrotermalización de la lepidolita, única fase lítica s.s. que ocurre en estas pegmatitas.

#### Moscovita

En general, este mineral es escaso y se encuentra de forma muy subordinada en las pegmatitas de La Cabrera. Sólo se han observado algunos cristales grandes en nódulos de estructuras radiadas en la zona interna de alguna pegmatita asociada a granitos de grano fino. Su composición química figura en la tabla 1, denotando un bajo contenido en SiO, FeO, MgO y TiO<sub>2</sub>, y ligeramente alto en Na<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en comparación con moscovitas no pegmatíticas de La Cabrera.

Además de este tipo de moscovita, que se encuentra sólo con carácter excepcional, la mayoría de este mineral, sin embargo, se encuentra asociado a procesos tardíos, bien reemplazando parcialmente a otros minerales (biotita, cordierita, feldespato potásico o incluso turmalina), o bien creciendo en cavidades, sin asociarse aparentemente a ninguna fase mineral determinada.

#### Lepidolita

Este mineral, bien caracterizado por BELLIDO et al. (1983), se presenta de manera muy restringida y en escasa cantidad en algunas pegmatitas de características peculiares. Puede aparecer formando desde cristales tabulares aislados en la superficie libre de alguna cavidad pegmatítica, sustituyendo parcialmente a la biotita y más infrecuentemente al feldespato potásico, hasta en agregados microcristalinos que tapizan a los restantes mineralés de la cavidad. Es una variedad muy rica en hierro y manganeso y su génesis parece asociarse tanto a procesos de cristalización directa como a reemplazamientos metasomáticos de otros minerales.

#### Granate

La existencia de este mineral en estas pegmatitas es frecuente y el comienzo de su cristalización relativamente temprano al constituirse ya como mineral accesorio en las rocas graníticas de grano fino. BELLIDO (1979).

Se presenta tanto formando intercrecimientos simplectíticos con cuarzo y feldespatos, como en masas monominerales de carácter intersticial. A veces constituye individuos aislados o agrupados con un carácter marcadamente idiomorfo y coloración rojiza o anaranjada, con adopción de texturas esqueléticas.

Este último tipo de granate es de génesis evidentemente posterior a los primeramente aludidos.

Con frecuencia tiene un carácter zonal, tabla 1, con importantes variaciones del contenido de Mn y Fe, variando su contenido espesartítico entre un 48 por 100 a un 73 por 100, mientras que el contenido almandínico lo hace entre un 52 por 100 a un 26 por 100 respectivamente.

#### Cordierita

La presencia de cordierita en rocas de estricta significación pegmatítica tiene un carácter muy restringido y está exclusivamente asociada a las pegmatitas del tipo A en relación con afloramientos de granitos de grano fino muy diferenciadas. Es de destacar que en estos granitos resulta relativamente frecuente la aparición de estructuras nodulares con cordierita intercrecida con cuarzo y plagioclasa albitica (BELLIDO y BARRERA, 1979).

La cordierita pegmatítica se encuentra casi totalmente reemplazada por un agregado clorítico-moscovítico, observándose que la cordierita originó intercrecimientos simplectíticos con cuarzo, albita y feldespato potásico, lo que evidencia una cristalización en condiciones eutectoides.

#### Turmalina

Su presencia queda casi exclusivamente limitada a las pegmatitas del tipo A, pero aun en este caso su ocurrencia es escasa y poco frecuente.

El grado de alteración es muy variable, habiéndose llegado a observar desde casos de totalseudomorfización por un agregado de grano fino constituido por clorita y sericita, hasta reemplazamiento



tos parciales que generalmente avanzan de núcleo a borde.

En alguna ocasión, sobre todo en ciertas pegmatitas del tipo B, se encuentran muy pequeños agregados cristalinos de turmalina en absoluto alterados. El carácter de estas turmalinas parece desde luego tardío al encontrarse relacionadas con los procesos de reemplazamiento postpegmatíticos.

En todos los casos analizados, incluidos estos últimos, todas las turmalinas de La Cabrera corresponden al mineral chorlo.

### Rutilo

Solamente ha sido reconocido en forma de finos cristales aciculares, orientados aleatoriamente e incluidos en cristales idiomorfos de cuarzo, en los que llega a veces a constituir un denso agregado.

### Apatito

Ya se ha aludido a la notoria pobreza en fósforo de estas pegmatitas, habiéndose sólo observado el apatito en una única pegmatita situada en los alrededores del pueblo de Bustarviejo formando cristales idiomorfos milimétricos y transparentes que han crecido sobre otros cristales idiomorfos de cuarzo, deduciéndose por ello su generación tardía respecto a la etapa pegmatítica principal.

### Bavenita

Constituye, junto a la gadolinita, el único mineral de berilio encontrado en estas pegmatitas. Su presencia es muy escasa, habiéndosele identificado mediante difracción de rayos X solamente en contadas ocasiones, formando finos agregados fibrosos radiales, de color blanquecino y de apenas 1 a 2 cm. de radio (fig. 3).

No se ha podido determinar relaciones claras con los minerales de su entorno, quedando no obstante evidenciado su carácter más bien tardío respecto a la etapa pegmatítica s.s.

La formación de este raro mineral, suele encontrarse generalmente asociada a la presencia de berilio como ocurre en Baveno (Italia). En La Cabrera ello no es así, lo que patentiza la pobreza

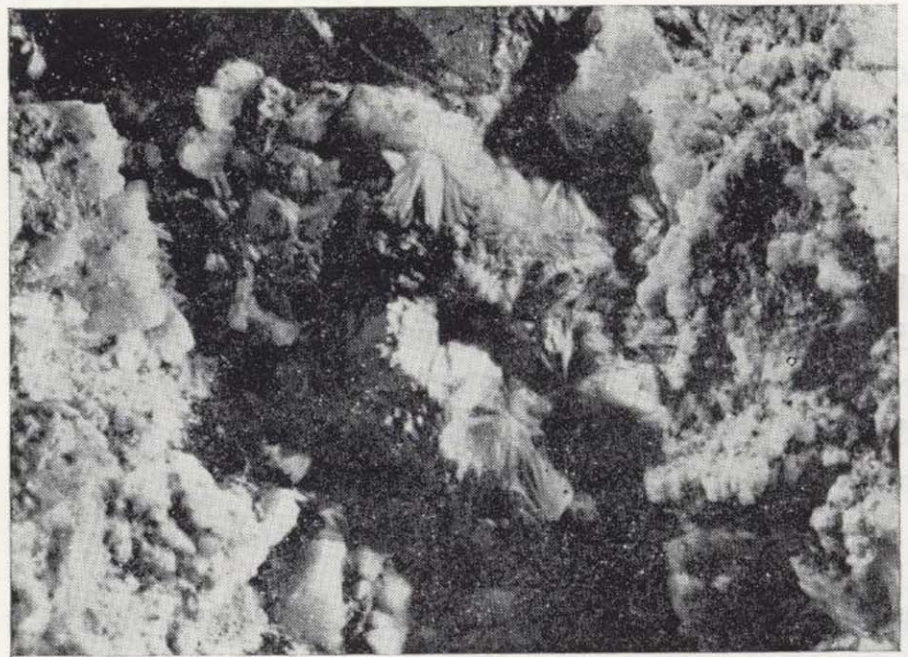


Figura 3.—Agrupaciones fibrosas radiadas de bavenita. Los cristales mayores sobrepasan ligeramente los 2 cm.

en berilio de estas pegmatitas. Por otra parte, la formación de bavenita se ha tenido que ver favorecida aquí, por la existencia de calcio excedentario, hecho común en estas pegmatitas desde las etapas más precoces de su evolución.

### Thalenita y Gadolinita

Solamente han sido reconocidos estos minerales mediante difracción de rayos X en una pegmatita de pequeño tamaño del tipo A.

Ambos minerales han aparecido íntimamente asociados. La thalenita de color castaño, rodea en cierto modo a la gadolinita de color negro, cabiendo la posibilidad de ser aquella un producto de alteración de la gadolinita.

Un análisis cualitativo de la thalenita mediante fluorescencia de rayos X, indica además de un mayoritario contenido en Y, altos contenidos en Fe, Dy y Cu, y en menor medida de Gd y Eu. También aparece en su composición Sm, Tb y Th.

La gadolinita presenta altos contenidos en Y y Fe, menos en Cu, Gd y Dy, existiendo igualmente pequeños contenidos en Ca, Sm, Nd y Ce.

La presencia de Cu e incluso Fe, puede ser debida a impurezas de calcopirita, dada la dificultad de separación de estos minerales que aparecen próximos entre sí.

La existencia prácticamente testimonial de ambos minerales justifica los escasos datos que su



tos parciales que generalmente avanzan de núcleo a borde.

En alguna ocasión, sobre todo en ciertas pegmatitas del tipo B, se encuentran muy pequeños agregados cristalinos de turmalina en absoluto alterados. El carácter de estas turmalinas parece desde luego tardío al encontrarse relacionadas con los procesos de reemplazamiento postpegmatíticos.

En todos los casos analizados, incluidos estos últimos, todas las turmalinas de La Cabrera corresponden al mineral chorlo.

### Rutilo

Solamente ha sido reconocido en forma de finos cristales aciculares, orientados aleatoriamente e incluidos en cristales idiomorfos de cuarzo, en los que llega a veces a constituir un denso agregado.

### Apatito

Ya se ha aludido a la notoria pobreza en fósforo de estas pegmatitas, habiéndose sólo observado el apatito en una única pegmatita situada en los alrededores del pueblo de Bustarviejo formando cristales idiomorfos milimétricos y transparentes que han crecido sobre otros cristales idiomorfos de cuarzo, deduciéndose por ello su generación tardía respecto a la etapa pegmatítica principal.

### Bavenita

Constituye, junto a la gadolinita, el único mineral de berilio encontrado en estas pegmatitas. Su presencia es muy escasa, habiéndosele identificado mediante difracción de rayos X solamente en contadas ocasiones, formando finos agregados fibrosos radiales, de color blanquecino y de apenas 1 a 2 cm. de radio (fig. 3).

No se ha podido determinar relaciones claras con los minerales de su entorno, quedando no obstante evidenciado su carácter más bien tardío respecto a la etapa pegmatítica s.s.

La formación de este raro mineral, suele encontrarse generalmente asociada a la presencia de berilio como ocurre en Baveno (Italia). En La Cabrera ello no es así, lo que patentiza la pobreza

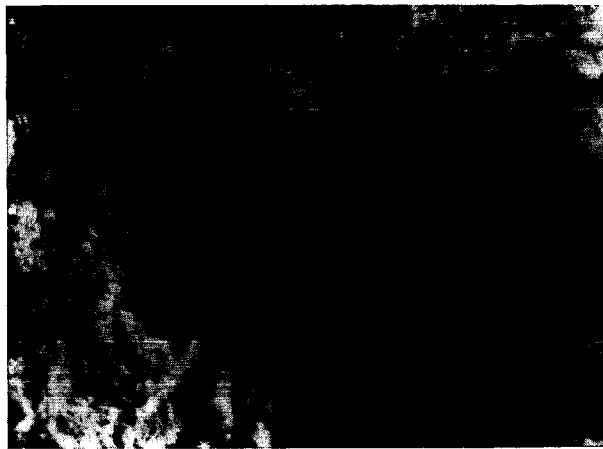


Figura 3.—Agrupaciones fibrosas radiadas de bavenita. Los cristales mayores sobrepasan ligeramente los 2 cm.

en berilio de estas pegmatitas. Por otra parte, la formación de bavenita se ha tenido que ver favorecida aquí, por la existencia de calcio excedentario, hecho común en estas pegmatitas desde las etapas más precoces de su evolución.

### Thalenita y Gadolinita

Solamente han sido reconocidos estos minerales mediante difracción de rayos X en una pegmatita de pequeño tamaño del tipo A.

Ambos minerales han aparecido íntimamente asociados. La thalenita de color castaño, rodea en cierto modo a la gadolinita de color negro, cambiando la posibilidad de ser aquella un producto de alteración de la gadolinita.

Un análisis cualitativo de la thalenita mediante fluorescencia de rayos X, indica además de un mayoritario contenido en Y, altos contenidos en Fe, Dy y Cu, y en menor medida de Gd y Eu. También aparece en su composición Sm, Tb y Th.

La gadolinita presenta altos contenidos en Y y Fe, menos en Cu, Gd y Dy, existiendo igualmente pequeños contenidos en Ca, Sm, Nd y Ce.

La presencia de Cu e incluso Fe, puede ser debida a impurezas de calcopirita, dada la dificultad de separación de estos minerales que aparecen próximos entre sí.

La existencia prácticamente testimonial de ambos minerales justifica los escasos datos que su

presencia aporta al conocimiento de estas pegmatitas. Por otra parte la bibliografía al respecto es muy escasa, sobre todo la referente a thalenita, mineral extremadamente raro a nivel mundial.

No obstante, sí se puede indicar que ambos minerales están constituidos dentro de las primeras etapas y que evidencian concentraciones relativamente importantes aunque muy localizadas de Y y Tierras Raras.

### Calcita

Este mineral aparece con relativa frecuencia en las pegmatitas de La Cabrera formando generalmente masas espáticas que rellenan espacios intersticiales entre el cuarzo, los feldespatos y las placas de biotita cloritizada, presentando también, como luego veremos, relaciones de cristalización tardía frente a la prehnita. Su composición química corresponde a un carbonato cálcico muy puro sin trazas de magnesio (BELLIDO, 1979). La coloración en muestra de mano varía desde tonos melados claros a incoloros.

Con posterioridad a esta calcita y formándose probablemente por recristalización de la misma o incluso debido a nuevos aportes de calcio, pero en todo caso de génesis muy posterior, existe una variedad de calcita con textura hojosa que puede recubrir a la anterior o incluso cristalizar de forma independiente de aquella, formando cristales idiomorfos que pueden alcanzar algunos centímetros.

Otras maneras de presentarse la calcita, deben relacionarse con procesos de recristalización a partir de disoluciones de los tipos preexistentes, originando variedades fibroso radiadas y sacaroides, semejantes, por su aspecto, a algunos recubrimientos tardíos de sílice.

También se detectan rellenos de calcita en algunas diaclasas, aunque este tipo de calcita no es muy frecuente y resulta cuantitativamente de muy poca importancia.

### Clinozoisita

Mineral bastante extendido aun cuando siempre en muy escasa proporción. Suele presentarse formando agregados aciculares de tamaño milimétrico, que crecen libremente o que quedan a

veces incluidos en el cuarzo o incluso prehnita. Son frecuentes también las formas radiadas. En todos los casos su coloración varía de verde pálido a verde oscuro, posiblemente en razón directa a su contenido en Fe o estado del mismo (figs. 4 y 5).

De su composición química cabe únicamente destacar el bajo contenido en Fe.

### Prehnita

La presencia de este mineral está relativamente extendida en las pegmatitas de La Cabrera, principalmente en las del tipo B, en donde ocurre asociada principalmente a cuarzo, clinozoisita, calcita y aun a axinita.

En general sus formas de aparecer pueden circunscribirse a:

- Cavidades pegmatíticas, recubriendo a feldespato potásico y cuarzo principalmente, en forma de cristales individuales de hábito prismático o en agregados policristalinos paralelos de coloración blanquecina.
- En agregados radiales con superficies externas seudoesferoidales, de intensa coloración verdosa y de hasta 2 cm. de radio.
- En masas policristalinas con marcado carácter intersticial.
- Como producto de alteraciones deutéricas de la biotita (GARCÍA DE GUINEA et al., 1982).

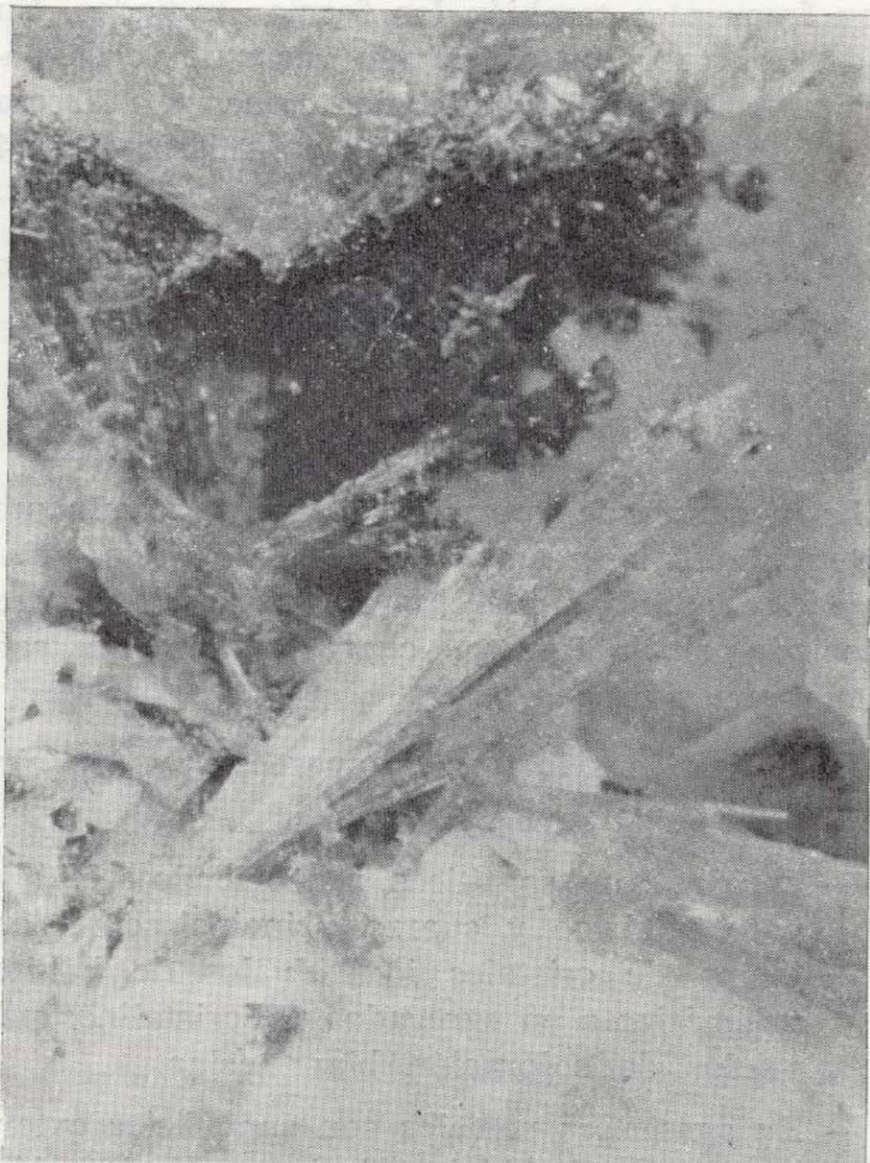
El quimismo de la prehnita (tabla 1) pone de manifiesto, como hecho más relevante, su extrema pobreza en hierro.

La relación  $Fe/Al+Fe$  es muy baja, tratándose prácticamente del término ideal de prehnita aluminica.

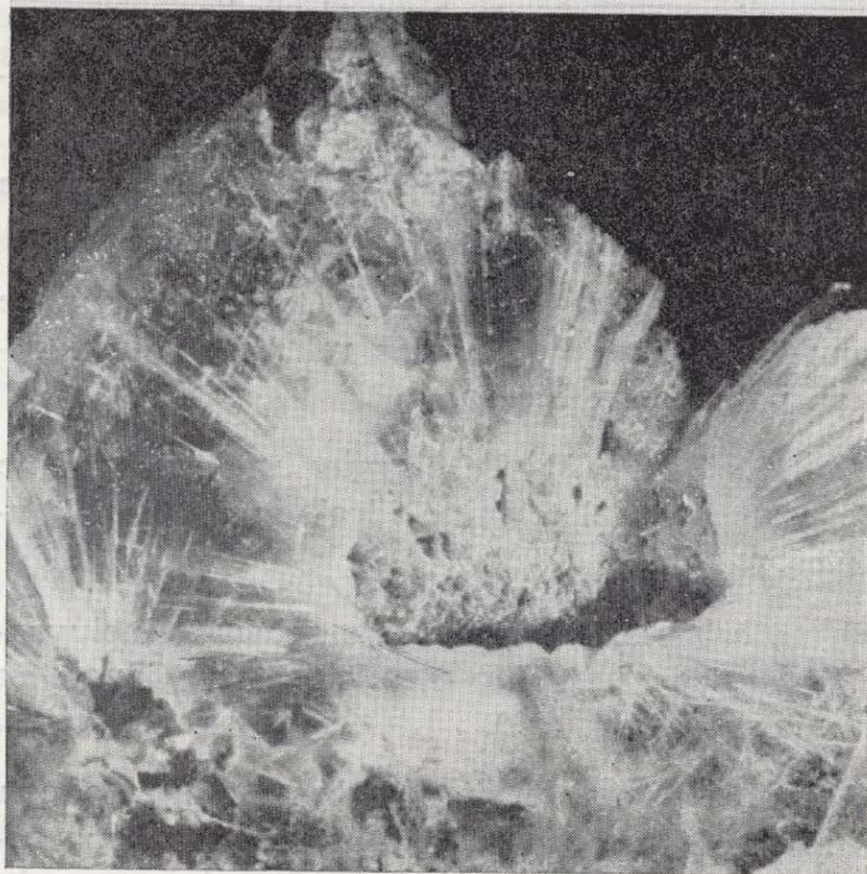
Otras características de este mineral, incluyendo las ópticas, han sido estudiadas por GARCÍA DE GUINEA et al. (op. cit.).

Respecto a sus relaciones de crecimiento con los minerales asociados, se observa de forma generalizada su posterior formación respecto a la clinozoisita, a la que frecuentemente incluye o recubre. Respecto a la calcita ocurre generalmente lo contrario, siendo la calcita la que recubre a la prehnita o rellena a veces pequeñas fisuras en la misma.





4



5

Figura 4.—Geoda rellena parcialmente por clinozoisita (cristales columnares de tonos claros) recubiertos en parte por clorita (tonos oscuros).

Figura 5.—Inclusiones fibroso-radiados de clinozoisita en cuarzo idiomorfos.

Las relaciones con el cuarzo no son tan claras, aunque indudablemente y en un amplio sentido, el intervalo de cristalización del cuarzo desborda ampliamente al de la prehnita.

### Axinita

La presencia de este mineral en el Sistema Central español solamente ha sido citada por HEIM, R. C. (1953), en unas rocas de silicatos cálcicos en Paredes de Buitrago, sin que el mencionado autor añadiera más datos específicos sobre el mineral en cuestión.

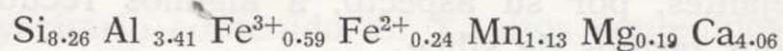
La axinita no es en modo alguno un mineral abundante en estas pegmatitas y solamente en el área cercana al pueblo de La Cabrera, en pegmatitas del tipo B, ha sido observada de una manera más prolija.

Se presenta generalmente en cristales individuales de hasta 1 cm. de máxima longitud, que crecen normalmente sobre el cuarzo, donde llegan también a formar, a veces, pequeñas agrupaciones policristalinas.

En muestra de mano tiene una cierta transparencia y tonalidades violáceas o beigeas.

De la composición química (tabla 1) se deduce la fórmula estructural teórica de  $\text{Si}_{8.26} \text{Al}_{3.41} \text{Fe}_{0.96} \text{Mn}_{1.13} \text{Mg}_{0.19} \text{Ca}_{4.06}$  suponiendo todo el Fe como  $\text{Fe}^{2+}$ .

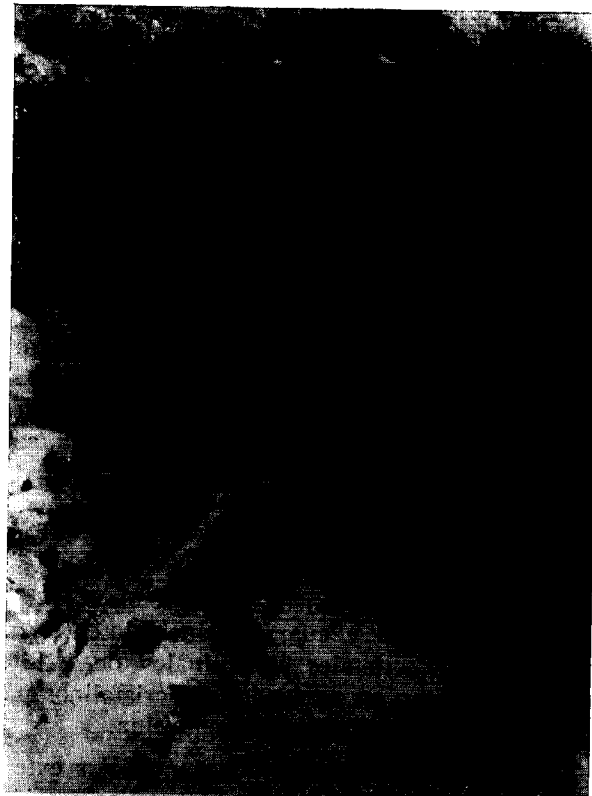
No obstante esto, y aunque no dispongamos de datos sobre el  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  ni del contenido en Zn, cabe, lógicamente suponer, a la vista del déficit en aluminio y de acuerdo con LUMPKIN, R., y RIBRE, P. H. (1979), que parte del Fe, está sustituyendo a Al (VI), en cuyo caso la fórmula estructural para  $\text{Al} + \text{Fe} = 4$  debería quedar:



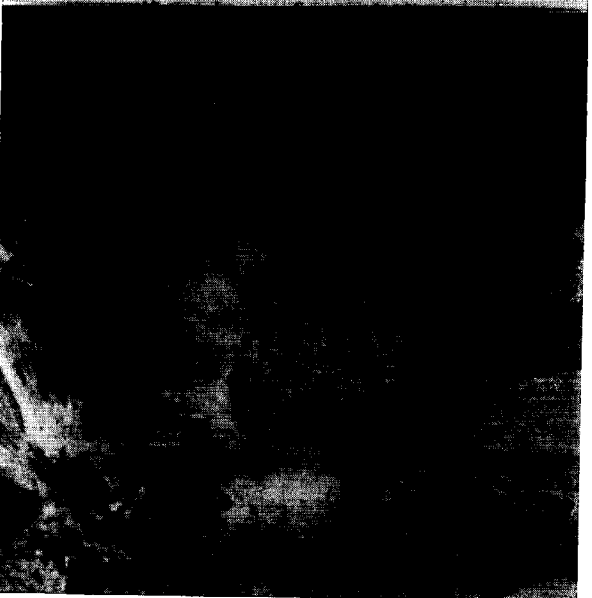
En relación con su composición química y siguiendo la nomenclatura propuesta por SANERO, E., y GOTTARDI, G. (1968), la axinita de La Cabrera vendría a ser un término intermedio entre ferroaxinita y manganoaxinita, pero habida cuenta de la presumible sustitución anteriormente citada, su composición debe quedar desplazada hacia el término mangano-axinita.

La proyección de su composición en un diagrama Ca, Mn,  $\Sigma (\text{Fe} + \text{Mg})$ , sitúa a la axinita de La Cabrera (fig. 6), dentro del campo de las axinitas





4



5

Figura 4.—Geoda rellena parcialmente por clinozoisita (cristales columnares de tonos claros) recubiertos en parte por clorita (tonos oscuros).

Figura 5.—Inclusiones fibroso-radiadas de clinozoisita en cuarzo idiomorfo.

Las relaciones con el cuarzo no son tan claras, aunque indudablemente y en un amplio sentido, el intervalo de cristalización del cuarzo desborda ampliamente al de la prehnita.

### Axinita

La presencia de este mineral en el Sistema Central español solamente ha sido citada por HEIM, R. C. (1953), en unas rocas de silicatos cálcicos en Paredes de Buitrago, sin que el mencionado autor añadiera más datos específicos sobre el mineral en cuestión.

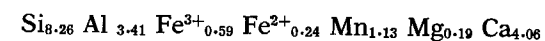
La axinita no es en modo alguno un mineral abundante en estas pegmatitas y solamente en el área cercana al pueblo de La Cabrera, en pegmatitas del tipo B, ha sido observada de una manera más prolija.

Se presenta generalmente en cristales individuales de hasta 1 cm. de máxima longitud, que crecen normalmente sobre el cuarzo, donde llegan también a formar, a veces, pequeñas agrupaciones policristalinas.

En muestra de mano tiene una cierta transparencia y tonalidades violáceas o beigeas.

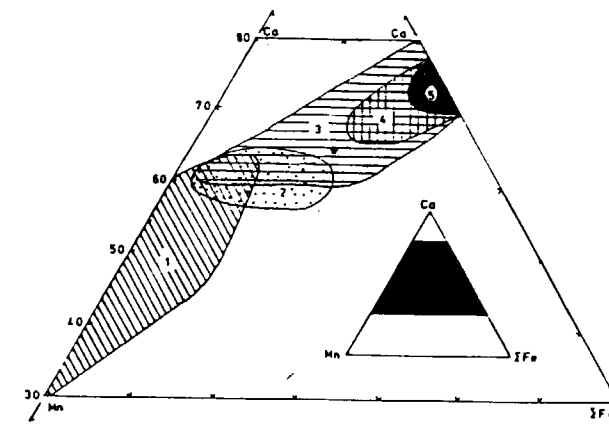
De la composición química (tabla 1) se deduce la fórmula estructural teórica de  $Si_{8.26} Al_{3.41} Fe_{0.96} Mn_{1.13} Mg_{0.19} Ca_{4.06}$  suponiendo todo el Fe como  $Fe^{2+}$ .

No obstante esto, y aunque no dispongamos de datos sobre el  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  ni del contenido en Zn, cabe, lógicamente suponer, a la vista del déficit en aluminio y de acuerdo con LUMPKIN, R., y RIBRE, P. H. (1979), que parte del Fe, está sustituyendo a Al (VI), en cuyo caso la fórmula estructural para  $Al+Fe=4$  debería quedar:



En relación con su composición química y siguiendo la nomenclatura propuesta por SANERO, E., y GOTTARDI, G. (1968), la axinita de La Cabrera vendría a ser un término intermedio entre ferroaxinita y manganoaxinita, pero habida cuenta de la presumible sustitución anteriormente citada, su composición debe quedar desplazada hacia el término mangano-axinita.

La proyección de su composición en un diagrama Ca, Mn,  $\Sigma$  (Fe+Mg), sitúa a la axinita de La Cabrera (fig. 6), dentro del campo de las axinitas



### ORIGEN DE LAS AXINITAS

1. Depósitos de Mn y Fe
  2. Pegmatitas
  3. Metamorfismo de contacto y depósitos metasomáticos
  4. Metamorfismo regional
  5. Venas en rocas ígneas y sedimentarias.
- \* Axinita de la Cabrera

Figura 6.—Diagrama triangular Mn-Ca-Fe, indicando las composiciones de axinitas, según su origen. OZAKI, 1972. En PRINGLE y KAWACHI (1980).

generadas en ambientes de metamorfismo de contacto y depósitos metasomáticos (PRINGLE y KAWACHI, 1980), pero en una zona equidistante de las formadas en ambientes pegmatíticos y por metamorfismo regional respectivamente. Ello parece que está de acuerdo con el origen de las axinitas de La Cabrera, originadas, como luego se verá, en una etapa postpegmatítica y como resultado de procesos hidrotermales tardíos.

### Sulfuros

La existencia de sulfuros en relación con estas pegmatitas es siempre escasa, siendo entre ellos la pirita el más extensamente representado. La pirita aparece en cristales aislados o en pequeños agregados de carácter intersticial, a veces con carácter temprano aunque más comúnmente relacionado con las etapas de formación de clinozoisita-prehnita.

Normalmente se encuentra muy alterada y rodeada de una aureola de óxidos que tiñe a veces a los minerales adyacentes.

La calcopirita es mucho más escasa, presentándose generalmente como mineral muy tardío, siendo uno de los últimos minerales formados en algunas cavidades, en donde crece bien formando pequeños monocristales, o bien en pequeñas agrupaciones, principalmente sobre prehnita, calcita y cuarzo.

Su grado de alteración es muy variable, atribuyéndose a ello las eflorescencias de minerales secundarios de cobre que se observan a veces en algunas diaclasas de estas pegmatitas.

La molibdenita ha sido también identificada en pegmatitas del tipo A y B, formando pequeñas masas laminares dispuestas a veces en formas radiales.

### Casiterita

Se ha localizado alguna vez este mineral en relación con pegmatitas del tipo A incluida en los agregados albiticos policristalinos de tonalidades azuladas junto con lepidolita. El origen de esta casiterita parece por ello más bien tardío respecto al proceso pegmatítico s.s. al relacionarse esta albita azulada con los procesos de sustitución tardíepegmatíticos.

Carece generalmente de idiomorfismo, no llegando en ningún caso el tamaño de sus granos a sobrepasar escasos milímetros.

### Fluorita

Solamente se le ha identificado como mineral muy tardío en una pegmatita del tipo B, en donde forma un recubrimiento de cristales octaédricos blanquecinos sobre el resto de los minerales pegmatíticos.

Su génesis cabe situarla, no obstante, en las postrimerías de la etapa de generación de clinozoisita-prehnita.

### Ceolitas

Dentro de los minerales ceolíticos cálcicos, identificados por difracción de rayos X y que con más relativa frecuencia se presentan en las pegmatitas más evolucionadas de La Cabrera, se encuentra la laumontita, que forma, normalmente, masas cris-



talinas, más o menos intersticiales y más raramente cristales aislados.

La estilbita, mucho más rara, generalmente forma costras o drusas que recubren a otros minerales. Estas costras están formadas por pequeños cristales a veces radiales, o en «gavilla» siempre en dimensiones milimétricas.

Su color es blanco, presentando a veces tonos amarillentos.

La chabacita únicamente se ha identificado en las pegmatitas cercanas al pueblo de La Cabrera. Forma pequeños cristales de apariencia pseudocúbica de muy escaso tamaño (1 ó 2 mm. máximo), creciendo siempre relacionada con estilbita.

### Otros minerales

Se ha determinado mediante difracción de rayos X la existencia de kainosita en una muestra de mano.

Aparece este mineral en forma de gruesos haces de cristales prismáticos, translúcidos, que alcanzan hasta 4 cm. de máxima longitud, creciendo y recubriendo a cuarzos idiomorfos dentro de una cavidad pegmatítica, por lo que su carácter tardipegmatítico o aún postpegmatítico es evidente.

Un análisis semicuantitativo mediante fluorescencia de rayos X, indica, como cabría esperar, un alto contenido en ytrio y en menor medida en Dy, Er y Gd. Por otra parte los valores de calcio son tan anormalmente bajos como para suponer que pudiera tratarse de una variedad de este mineral. Este hecho, unido al conocimiento de su ubicación, hasta la fecha sólo de una manera aproximada, explica que hayamos omitido su inclusión dentro del cuadro general de la figura 9.

No obstante, sí parece probable que la kainosita representa un término avanzado, dentro de los procesos evolutivos de estas pegmatitas, de los minerales de ytrio del tipo gadolinita-thalenita.

Dado, no obstante, su evidente interés, debido a su rareza y al hecho de que alguno de estos minerales han sido por primera vez citados en España, se está efectuando paralelamente su caracterización mineralógica, aun cuando los resultados de los mismos se salen fuera del objeto de esta publicación.

En otro orden de ideas y en relación con las manifestaciones tardías de la actividad magmática del plutón de La Cabrera, pueden aparecer minerales que sólo ocasionalmente afecten a las pegmatitas.

En esta línea cabe citar la formación de schelita y wolframita en el relleno de algunas diaclasas del encajante que pueden interesar a la pegmatita. La schelita se forma en las partes más cálcicas de la pegmatita, mientras que la wolframita lo hace en las restantes zonas y en el encajante.

### PROCESOS EVOLUTIVOS POSTPEGMATITICOS. GENERALIDADES

Es muy frecuente observar en algunas áreas del plutón de La Cabrera, cómo las pegmatitas allí existentes han sufrido unos procesos hidrotermales desarrollados de una manera gradual y continuada desde la finalización de la etapa pegmatítica s.s. hasta prácticamente su enfriamiento total.

Este hecho se interpreta como el resultado de las últimas manifestaciones plutónicas previas a la consolidación final, produciéndose por ello de una manera paulatina, siguiendo una clara trayectoria de temperaturas en descenso sin que se aprecien inversiones significativas de la temperatura en todo el proceso.

En este orden de ideas, finalizada la etapa pegmatítica s.s., hemos distinguido una etapa neumatólica como continuación de la anterior, para dar paso seguidamente a una fase que denominaremos de reemplazamientos y que será el principal objeto de consideración en esta última parte del trabajo.

Al solo objeto de sintetizar un poco el estudio de esta fase de reemplazamientos, hemos diferenciado en ella dos etapas marco principales, cada una de ellas con una mineralogía característica que va a venir estrechamente controlada por la progresiva disminución de la temperatura, sin excluir en algunos casos ligeros cambios del quimismo original y globalizado de estas pegmatitas, debido al aporte externo principalmente de Na y CO<sub>2</sub>.

En primer lugar hemos distinguido la etapa de formación de clinzoisita-prehnita-axinita (C.P.A.),

en la cual, frente a la llegada de fluidos hidrotermales de temperatura alta-media, se producen hidrólisis y reajustes en la mineralogía original, formándose además de los nuevos minerales ya citados otros como albita, calcita, clorita, etc.

A veces estos fluidos aportan pequeñas cantidades de S, F, o incluso elementos más complejos, tales como: W, Fe, Cu, Mo, etc., generándose en pequeñas cuantías, sulfuros, wolframita, fluorita, etc.

La segunda etapa, ya de más baja temperatura, conduce principalmente a la formación de ceolitas y al final de la misma, calcedonia.

En el cuadro esquemático de la figura 9 se señala el orden de cristalización más factible de estos minerales, así como los intervalos más probables de sus temperaturas de formación.

La simple contemplación de la figura 9, señala en general una secuencia mineralógica inversa a la que muchos autores, como MIYASHIRO (1973), WINKLER (1978), etc., etc., utilizaron para caracterizar el metamorfismo de grado bajo y medio en rocas de quimismo afín al de La Cabrera.

El evidente paralelismo entre ambos procesos, aunque, repetimos, obviamente aquí con un carácter inverso, nos permitirá utilizar algunos de los múltiples trabajos regionales o experimentales de minerales relacionados con este metamorfismo progresivo, dada la posibilidad de utilizar alguno de los comportamientos termodinámicos de estos minerales y su aplicación en el estudio de la evolución de estas pegmatitas.

### ETAPA DE FORMACION CLINOZOISITA-PREHNITA-AXINITA

El comienzo de generación de clinzoisita, como cristales aciculares incluidos en el cuarzo y feldespato potásico en sus zonas más periféricas, señalará el final de la etapa pegmatítica s.l. y el comienzo de la etapa C.P.A., que se extenderá hasta la aparición de laumontita.

La presencia de fluidos de temperatura intermedia en determinadas áreas de La Cabrera, produce, en primer lugar, un reajuste de las plagioclasas albiticas, que tienden a formar albita como forma más estable de este mineral frente a las temperaturas decrecientes. A ello hay que unir el

evidente aporte de Na por estos fluidos, lo que conduce no ya a la albitización total de las plagioclasas, sino incluso a pseudomorfizaciones del feldespato potásico por albita o cristalización de ésta en cavidades, sobre otras fases minerales anteriormente formadas.

Evidentemente, este proceso implica un importante excedente de calcio. Si la presión de CO<sub>2</sub> es suficientemente alta se forma calcita. Pero si, como ocurre en nuestro caso, ésta normalmente es baja, teniendo en cuenta la notoria pobreza en hierro de las pegmatitas de La Cabrera y en las condiciones termodinámicas a que esto se produce, se forma una epidota pobre en hierro del tipo de la clinzoisita.

El escaso volumen de calcita formado en este primer estadio, indica la baja concentración de CO<sub>2</sub> en estos primeros fluidos, toda vez que una pequeña fracción molar de CO<sub>2</sub>, del orden del 0,02 por 100, supondría la formación de calcita en detrimento de clinzoisita (THOMPSON, 1971).

La mayoría del hierro necesario para la formación de clinzoisita con toda probabilidad debe ser aportado por la biotita a partir de transformaciones paralelas del tipo biotita-moscovita, o biotita-clorita, o incluso, aunque en mucha menor medida, en algún caso a partir de la desestabilización de cordierita cuando se altera a biotita y moscovita.

La temperatura a la que comienza este proceso, teniendo presente el campo de estabilidad de la clinzoisita en presencia de cuarzo (WINKLER, 1974), y teniendo en cuenta también la presión existente, siempre inferior a 2 Kb, calculada por BELLIDO (1979), puede estimarse muy próxima a los 500°, temperatura que concuerda perfectamente con la deducida de las observaciones textuales y compatibles con el proceso teórico pegmatítico-granítico en general.

Respecto al límite inferior de la formación de clinzoisita, todo parece indicar que está totalmente relacionado con el comienzo de la aparición de prehnita o eventualmente axinita, como luego comentaremos, sin que parezca en ningún caso que ambos minerales hayan coexistido.

En efecto, las observaciones sobre la relación clinzoisita-prehnita no permiten deducir ningún vínculo parental entre ambos minerales y todo hace suponer que el control en la aparición de

prehnita, está fuertemente condicionado por el descenso de la temperatura. No se ha observado tampoco una apreciable desestabilización de la clinozoisita, ni en ningún caso crecimientos directos de prehnita sobre clinozoisita, lo que probablemente hubiera originado una prehnita más rica en hierro que la de La Cabrera.

La prehnita puede comenzar a generarse, según LIU (1971) y LIU et al. (1983), a una temperatura variable, pero siempre por debajo de 405°C, para una presión confinante inferior a 2 Kb.

GARCÍA DE GUINEA et al. (1982) considera como temperatura de formación para la prehnita de La Cabrera el intervalo 300 a 350°C, tanto para la formada a expensas de biotita, ajena a nuestra problemática, como la correspondiente al proceso que estamos describiendo.

El intervalo de temperaturas de formación de la prehnita, estudiado por LIU et al. (1983) para un sistema parecido al que nos ocupa como es el de prehnita-epidota, depende también en parte, según estos autores, de la fugacidad de oxígeno. Todos estos parámetros controlan, a su vez, la relación Fe<sup>3+</sup>/Al, así como las dimensiones de la celdilla unidad de la prehnita.

Así, pues, el cambio que supone la formación de prehnita en lugar de clinozoisita, puede haberse visto en nuestro caso parcialmente favorecido por una disminución en la fugacidad de oxígeno (FROST, 1980, y LIU et al., 1983).

Sin disponer de suficientes datos analíticos para ello, la relación Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> que se deduce del análisis de una prehnita de La Cabrera, según GARCÍA DE GUINEA et al. (op. cit.), es de 0,55, cifra lo suficientemente baja como para no desechar este factor como favorecedor del cambio y, por ende, elevador del comienzo de la temperatura del mismo.

Aún teniendo en cuenta la limitación que supone el no disponer de un más amplio estudio geoquímico de estos minerales, ni de sus características cristalográficas, en base a las consideraciones anteriormente expuestas y trabajos experimentales citados, parece razonable estimar como temperatura más probable para el cambio de formación de clinozoisita a prehnita la de 360° ± 20° C.

El límite inferior de formación de la prehnita, como luego veremos, podrá llegar hasta los 200° C

cuando comience a formarse laumontita. No obstante esto, conviene anticipar aquí el control que también ejerce en este proceso la presión de CO<sub>2</sub>. En efecto, si esta presión es menor del 1 por 100 (THOMPSON, 1971) la prehnita puede seguir formándose hasta temperaturas tan bajas como 100° (BOLES y COOMBS, 1977).

Ello indudablemente, aunque no sea lo normal, ha ocurrido en algunas áreas de La Cabrera, en las cuales el proceso evolutivo termina con la formación de prehnita y ausencia de laumontita y calcita.

De una manera paralela a la formación de prehnita y cuando la riqueza en boro del medio lo permite, el exceso de calcio puede formar axinita. Son frecuentes los crecimientos en equilibrio de axinita tanto con prehnita como con cuarzo, por lo que puede suponerse, como luego veremos, que al menos la cota superior de temperatura de formación de este mineral, coincide aproximadamente con la de la prehnita, o la supera muy ligeramente.

Los minerales del grupo de la axinita han sido relacionados con el metamorfismo de bajo grado por algunos autores, entre los que cabe destacar a PRINGLE y KAWACHI (1980). Según estos, la formación de axinita en tales ambientes, proviene de la desaparición de minerales del grupo de la turmalina, en reacciones del tipo turmalina + epidota + actinolita = axinita + clorita + albita + cuarzo + agua.

En el caso de las pegmatitas de La Cabrera, no hay datos que fundamenten una hipótesis de este modelo, aunque la formación de la axinita de La Cabrera a partir de la transformación de turmalina en moscovita-clorita con la consiguiente liberación de boro no puede descartarse totalmente. Ello también vendría a explicar de alguna manera la escasez de axinita en estas pegmatitas que estaría relacionada evidentemente con la penuria en turmalina de las mismas.

Sin embargo, el hecho de no haber encontrado este mineral más que en un grupo de pegmatitas y que en éstas, el volumen de axinita sea muy pequeño en el contexto general de estos cuerpos, parece que contradice la anterior hipótesis y hace más lógico pensar en una alta concentración de boro muy localizada, que en condiciones termodinámicas y geoquímicas apropiadas ha hecho posible la generación de axinita.

Esta última hipótesis, queda reforzada al constatar que en estas pegmatitas portadoras de axinita, existe (aunque muy esporádicamente) turmalina sin alterar. Por otro lado, en aquellos sitios en donde se han observado importantes pseudomorfizaciones micáceas de turmalina, no se ha reconocido nunca la presencia de axinita.

Para intentar conocer su temperatura de formación, es importante tener en cuenta el balance Mn/Fe de este mineral. En general, se puede establecer que el valor de esta relación está en razón directa de su temperatura de formación. OZAKI (1972), en PRINGLE y KAWACHI (1980).

Teniendo en cuenta que la relación Mn/Fe en las axinitas de La Cabrera es próxima a 1 y, de acuerdo con lo establecido por estos autores, puede suponerse que este mineral comenzó a generarse a temperaturas próximas a 400, lo que concuerda perfectamente con las relaciones interminerales observadas.

Por otro lado, la formación de axinita está aquí, evidentemente, muy subordinada a la existencia de boro, reduciéndose por ello el intervalo de formación de este mineral de manera muy notable.

La clorita es otro mineral generado en esta etapa, aunque el carecer de datos geoquímicos más precisos sobre su composición nos impide, de momento, obtener conclusiones sobre el papel que juega en toda esta evolución.

Sin embargo, parece lógico pensar que nos encontremos ante cloritas de composición variable, generadas en diferentes épocas, hecho en parte avalado por los análisis disponibles de las mismas (tabla 1). Además de una clorita visiblemente asociada a la clinozoisita, puede suponerse que existe también una clorita asociada a la prehnita, que recoge de alguna manera el Fe excedentario en el cambio que supone la formación de prehnita en vez de clinozoisita.

Por otra parte, la cloritización de la biotita comienza prácticamente al finalizar la etapa pegmatítica s.s., pudiendo llegar en mayor o menor medida hasta las etapas finales del proceso.

La cristalización de calcita, ya habíamos visto cómo podía comenzar en época temprana, y en algún caso puede que ello haya ocurrido. No obstante, en la mayoría de estas pegmatitas se obser-

va que la calcita es netamente tardía respecto a la prehnita. Ello indica, evidentemente, un aumento de la presión de CO<sub>2</sub> hacia las postrimerías de la etapa C.P.A., paralelamente al descenso de la temperatura.

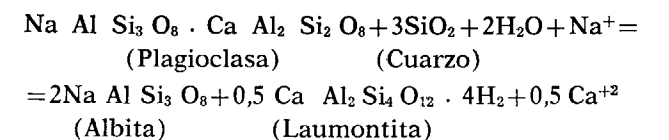
#### ETAPA DE FORMACION DE CEOLITAS

La formación de ceolitas, a partir de transformaciones hidrotermales de rocas magmáticas ácidas, no es un hecho muy frecuente, y en el Sistema Central español ha pasado generalmente inadvertido.

No obstante esto, la presencia de determinadas ceolitas, como la laumontita, está relativamente extendida en el plutón de La Cabrera, y recientemente la presencia de estilbita ha sido determinada y está siendo objeto de estudio por uno de nosotros en el plutón de La Pedriza de Manzanares (G. T., J.).

La aparición de laumontita ha sido considerada tradicionalmente como indicadora de las condiciones propias del metamorfismo de bajo grado, y en el caso de La Cabrera señalaría una disminución de la temperatura. Aun cuando, como indica BOLES y COOMBS (1977) (fig. 7), la formación de prehnita, laumontita o heulandita puede venir controlada solamente por el quimismo de los fluidos y el balance de Ca<sup>++</sup>, independientemente de las condiciones termodinámicas del medio, en La Cabrera, y en base a las relaciones minerales observadas, parece que este hecho viene también acompañado, como luego veremos, por una disminución de la temperatura. Por otra parte, la heulandita, que sólo puede formarse en ambientes subsaturados en sílice, está forzosamente, por esta causa, ausente en las paragénesis de La Cabrera.

En la secuencia general que venimos estudiando sobre la evolución de estas pegmatitas, la formación de laumontita, a partir del calcio excedentario de las plagioclasas, es un hecho perfectamente explicable de acuerdo con la ecuación propuesta por BOLES (1977):





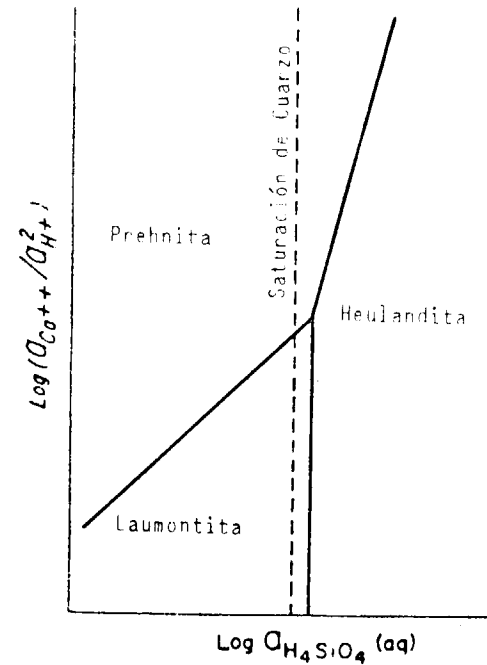
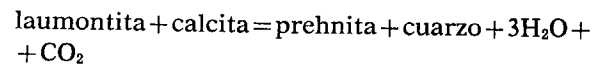


Figura 7.—Diagrama de actividad a P, T, y actividad de H<sub>2</sub>O constantes, para las fases Laumontita CaAl<sub>2</sub> Si<sub>4</sub> O<sub>12</sub> · 4H<sub>2</sub>O; Heulandita CaAl<sub>2</sub> Si<sub>7</sub>O<sub>18</sub> · 6H<sub>2</sub>O, y Prehnita Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>14</sub> (OH)<sub>2</sub>. Según BOLES y COOMBS, 1977.

aunque, obviamente, cuando este proceso de albitización se produzca dentro del campo de estabilidad de la laumontita, estudiado experimentalmente por LIU (1971), en el sistema Ca Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>8</sub> — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O, toda vez que en caso contrario se formaría prehnita, como hasta ahora ha ocurrido.

Por otra parte, THOMPSON (op. cit.) estudia teóricamente las reacciones de formación de laumontita y establece que la ecuación:



para P = P<sub>total</sub> = 2 Kb, está en equilibrio en un fluido hidrotermal con una cantidad próxima al 1 por 100 de CO<sub>2</sub>.

No se ha evidenciado en La Cabrera la coexistencia en equilibrio de prehnita y laumontita, hecho además muy improbable dada la siempre baja proporción de Fe de estas prehnitas. Solamente parece factible tal coexistencia en prehnitas ricas en Fe (LIU, 1971).

También parece descartable que la laumontita se haya originado por desestabilización de la clinzoisita, teniendo en cuenta la ausencia de lawsonita, que como fase puente debería aparecer en este proceso.

Igualmente no ha sido observada la existencia de wairakita, fase ceolítica de génesis intermedia entre prehnita y laumontita, aunque no obstante su presencia no debe descartarse del todo, teniendo en cuenta que la baja presión a que se está produciendo esta evolución indudablemente favorecería la formación de este mineral (FROST, 1980).

Así, pues, todo parece indicar que en el caso de La Cabrera el comienzo de cristalización de la laumontita está controlado fundamentalmente por un aumento de la presión de CO<sub>2</sub> paralelo al progresivo descenso de la temperatura.

Respecto a la temperatura de comienzo de su formación, teniendo en cuenta las observaciones apuntadas y de acuerdo con los trabajos experimentales citados y los de RUSINOF (1965), en LIU (1971), se confirma lo que ya anticipábamos de que debe situarse por encima de los 200° C, pudiendo extenderse ocasionalmente hasta casi los

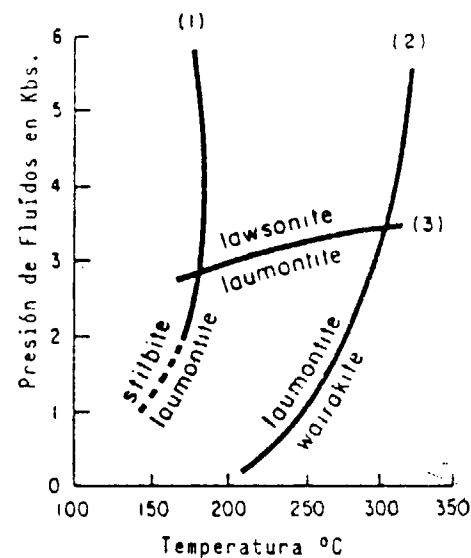


Figura 8.—Diagrama P-T para las siguientes reacciones experimentales, a "Fluidos="Total. Según LIU, 1971.

- (1) Estilbita = Laumontita + 3 cuarzo + 3H<sub>2</sub>O
- (2) Laumontita = Wairakita + 2H<sub>2</sub>O
- (3) Laumontita = Lawsonita + 2 cuarzo + 2H<sub>2</sub>O

SECUENCIA GENERAL DE CRISTALIZACION DE LAS PEGMATITAS DE LA CABRERA								
E T A P A	TEMPERATURA	PEGMATITICA	NEUMATOLITICA	REEMPLAZAMIENTOS		SUPERGENICA		
				CLIN-PREH-AXIN	CEOLITAS			
Mineral		>600°	550°	450°	350°	250°	150°	50°
CUARZO								
FELDESPATO POTASICO								
PLAGIOCLASA (An>5)								
ALBITA (An<5)								
CORDIERITA								
BIOTITA								
MOSCOVITA								
LEPIDOLITA			- ? -					
CLORITA								
GRANATE								
TURMALINA								
APATITO			- ? -					
RUTILO				- ? -				
GADOLINITA		? - -						
THALENITA		? - -						
CASITERITA			- ? -					
BAVENITA								
CLINOZOISITA								
PREHNITA								
AXINITA								
CALCITA								
PIRITA						- ? -		
CALCOPIRITA						- ? -		
MOLIBDENITA						- ? -		
WOLFRAMITA						- ? -		
SHELITA						- ? -		
FLUORITA						- ? -		
LAUMONTITA								
ESTILBITA								
CHABACITA								- ? -
CALCEDONIA								

Figura 9

300°, dependiendo lógicamente de la presión local de CO<sub>2</sub>, aun cuando todo parece indicar que la mayoría de la laumontita ha sido generada en la parte inferior de esta banda.

En cuanto al límite inferior de cristalización de la laumontita, autores como SEKI et al. (1969), lo sitúan en 75° ± 5° C, mientras que CASTAÑO y SPARKS (1974), lo establecen en 104° C, ambos en BOLES (1977).

No parece, de todas formas, que este límite de crecimiento de la laumontita haya sido tan bajo en La Cabrera, sino más bien, de acuerdo con lo estudiado experimentalmente por LIOU (1971) (figura 8), quede situado ligeramente por encima de los 150°, temperatura a la que comience a formarse estilbita.

La manera de presentarse la estilbita denota claramente su último lugar en la secuencia que venimos describiendo. Su formación puede verse también favorecida, en parte, por la existencia de sobresaturaciones locales de sodio, que no pueden ya generar albita.

Tampoco puede descartarse, y así parece que ocurre en ciertos casos, que estos fluidos ricos en sodio afecten a la laumontita, generando estilbita a partir de aquélla. Las transformaciones entre ceolitas, como señala ZEN (1974), y otros autores en BOLES (1977), son poco sensibles a los cambios de presión debido a que estas transformaciones implican generalmente pequeñas variaciones de volumen molar, pero esto no ocurre con los cambios de temperatura, que causan deshidrataciones o hidrataciones que implican importantes variaciones de entropía.

En este sentido también se podría explicar la presencia de chabacita creciendo siempre en relación con las dos anteriores ceolitas, aun cuando su tan escasa ocurrencia nos ha impedido hasta el momento obtener conclusiones sobre su período de formación. Sin embargo, es clara la generación tardía de la misma, que crece siempre sobre otras fases ceolíticas anteriormente constituidas. Ello está de acuerdo con las observaciones realizadas sobre este mineral por MIYASHIRO (1973) en determinadas áreas japonesas que han sufrido un metamorfismo de baja temperatura y que sitúa a la chabacita entre los minerales de más temprana formación.

El proceso evolutivo se cierra con una formación de calcedonia que generalmente tapiza fracturas frágiles, generadas probablemente en una etapa póstuma y prácticamente con el plutón de La Cabrera ya consolidado como tal.

En general, estas formaciones apenas afectan a las pegmatitas y parecen en cierto modo descolgadas del proceso evolutivo aquí descrito. La temperatura de su formación puede suponerse muy baja, dada la inexistencia de reacciones con el encajante sobre el que se depositan.

#### AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer vivamente al mineralogista D. Angel Roldán, los valiosos datos suministrados tanto respecto a la ubicación de muchos de los cuerpos pegmatíticos, como respecto a los minerales encontrados por él en los mismos. Igualmente, por haber puesto a nuestra disposición algunos ejemplares de su colección privada a fin de realizar en ellos los correspondientes análisis y determinaciones.

La labor de mecanografía del manuscrito ha sido realizada por D. Antonio Frago, al que expresamos nuestro agradecimiento por su eficaz y desinteresada colaboración.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALBERTINI, C.: *Famous mineral localities. Baveno (Italy)*. The mineral. Record, vol. 14, 157-168 (1983).
- BELLIDO, F., y BARRERA, J. L.: *Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera*. Est. Geol., 35, 279-284 (1979).
- BELLIDO, F.: *Estudio petrológico y geoquímico del Plutón granítico de La Cabrera* Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, 331 pp. (1979).
- BELLIDO, F., et al.: *Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el Plutón de La Cabrera*. Bol. Geol. y Min., t. XCIV-VI, 530-537 (1983).
- BOLES, J. R., and COOMBS, D.: *Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand*. Amer. Journ. Scien., vol. 277, 982-1012 (1977).
- BOLES, J. R.: *Zeolites in Low-grade metamorphic rocks*. Mineralogy and Geology of Natural Zeolites. A. S. M. Washington, 103-135 (1977).
- CAMERON, E. N., et al.: *Internal Structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol. Monograf., 2, 115 pp. (1949).

- CERNY, P.: *Anatomy and Classification of granitic pegmatites*. M. A. C. short course handbook 8, 1-39 (1982).
- FROST, B. R.: *Observations on the boundary between zeolite facies and prehnite pumpellyite facies*. Contrib. Mineral Petrol., 23, 365-373 (1980).
- GARCÍA DE GUINEA, J., et al.: *La prehnita de La Cabrera (Madrid). Características, génesis e interés gemológico*. Bol. Soc. Esp. Min., núm. 5 (1982).
- GISNBURG, A. I.: *Internal Structure of granitic pegmatites*. Izvestiya. Acad. Sci. U. R. S. S., 9, 53-58 (en ruso) (1959).
- HEIN, R. C.: *Metamorfismo en la Región de Buitrago, Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral, Univ. Utrech (1952). Resumen y comentarios a la misma por MARTÍN CARDOSO, G., Notas y comunicaciones núm. 31, IGME (1953).
- LIU, J. G.: *P-T Stabilities of Laumontite, wairakite, Lawsonite, and related minerals in the system Ca Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>8</sub> SiO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>O*. Jour. Petrology, 12, 379-411 (1971).
- LIU, J. G.: *Synthesis and Stability relations of prehnite Ca<sub>2</sub> Al<sub>2</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>*. Amer. Mineral, vol. 56, 507-531 (1971).
- LIU, J. G., et al.: *Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications*. Jour. Petrol., 24, 321-342 (1983).
- LUMPKIN, G. R., y RIBRE, P. H.: *Chemistry and Physical Properties of Axinites*. Amer. Mineral, vol. 64, 635-645 (1979).
- MIYASHIRO, A.: *Metamorphism and Metamorphic belts*. Trad. del japonés. Londres, 481 pp. (1973).
- PHILIPS, E. R., y RICKWOOD, P. C.: *The biotite-prehnite association*. Lithos, 8, 275-281 (1975).
- PRINGLE, I. J., y KAWACHI, Y.: *Axinite Mineral Group in Low Grade Regionally Metamorphosed Rocks in Southern New Zealand*. Amer. Miner., 65, 1119-1129 (1980).
- SANERO, E., y GOTTARDI, G.: *Nomenclature and Crystal Chemistry of Axinites*. Amer. Miner., 53, 1407-1411 (1968).
- THOMPSON, A. B.: *P CO<sub>2</sub> in Low-grade metamorphism: Zeolite carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system: CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Contrib. Mineral. Petrol., 33, 145-161 (1971).
- TULLOCH, A. J.: *Secondary Ca-Al Silicates as Low Grade Alteration products of granitoid biotite*. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 105-117 (1979).
- WINKLER, G. F. H.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Ed. Springer Verlag (1974), traducción Casquet, C., y Peinado, M. Madrid, Ed. Blume, p. 346 (1978).

Recibido: Septiembre de 1985.



# INFORMACION

## Mineros destacados del Siglo XIX Fernando Cútoli y Lagoaneri (1808-1877)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

### 1. ANTECEDENTES

Los albaceteños José Antonio de Cútoli y Sebastiana Carrasco y Rocamora tuvieron por hijo a José María de Cútoli y Carrasco, quien siguió la carrera de las armas, pasando a residir a Ribadeo como Ayudante del Segundo Batallón del Regimiento de Navarra de Infantería de Línea, donde se casó con Susana Lagoaneri, hija de Miguel Lagoaneri y María Josefa del Río, todos vecinos de Ribadeo. Este matrimonio tuvo como hijo a Fernando María de los Llanos, Miguel, Rafael, José, Eugenio, Trinidad de Cútoli y Lagoaneri. Nació Fernando el 13 de noviembre de 1808, y fue bautizado al día siguiente, en la Parroquia de Santa María del Campo, de la Villa de Ribadeo.

Hemos detectado por estos antecedentes la existencia de dos errores en su documentación oficial de Ingeniero de Minas, la de la fecha de nacimiento, por figurar nacido en 1810, error frecuente en aquellas épocas, de aparentar una edad inferior a la real, y el del segundo apellido, por utilizar el de Lagoaneri.

### 2. ESTUDIOS

Inicia Fernando sus estudios en el ambiente familiar, bajo la dirección de su padre; pasa después a la escuela de Ribadeo, y destaca por su afición a las ciencias naturales. Atraído por la fama de Fausto de Elhuyar y de Súbice (1755-1833), acude a Madrid para cursar las enseñanzas de química y de docimasia, creadas (R. O. de 31 de agosto de 1826) en la Dirección General de Minas. Perteneció a la promoción de Minas de 1829, con sesenta alumnos, figurando en la relación general con el número 76. Entre sus compañeros de promoción, hubo destacadas figuras en la minería, como: Felipe Naranjo y Garza (1809-1877), Narciso Escosura (1810-1875), Ramón Pellico y Paniagua (1809-1876), José María de Madariaga y Ugarte (1813-1878), de los que preparamos sus biografías.

Terminados los estudios de Madrid (1 de agosto de 1830) es nombrado alumno pensionista de la Real Escuela de Minas de Almadén (R. O. de 29 de agosto de 1830), con una asignación de 400 ducados anuales. Fue destinado en prácticas (11 de noviembre de 1831) al establecimiento minero de Linares, y desde allí al de Riotinto, reintegrándose (1833) al de Almadén, finalizando la carrera con el nombramiento (11 de noviembre de 1834) de ingeniero tercero del Real Cuerpo Facultativo de Minas.

### 3. LABOR DOCENTE

Muy aficionado a la investigación y a la enseñanza, no pudo Fernando desempeñarlas a su placer, dadas sus ideas políticas absolutistas, en un momento en que tenía una influencia fundamental la filiación política; en unas ocasiones por estar los puestos acaparados por los progresistas y en otras por acumular, por razón de su ideología política, varias ocupaciones administrativas o inspectoras.

Durante la Dirección de Rafael Cabanilles y Malo (1788-1853) fue designado (1836) ayudante del laboratorio de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, recién trasladada desde Almadén (6 de enero de 1836) a la calle del Florín, número 1, para la puesta en marcha del laboratorio.

Con motivo del cese de (R. O. de 28 de febrero de 1844) de Lorenzo Gómez Pardo (1801-1847), por razones políticas, como profesor de preparación mecánica de los minerales profesada en el primer curso y de metalurgia general y especial del tercero, se le encomienda a Cútoli, como titular, la doble cátedra. Con ocasión del reajuste de cátedras (R. O. de 9 de noviembre de 1845), queda confirmado como profesor titular de «metalurgia general y especial», con la obligación de dedicar dos horas diarias a lecciones y prácticas de laboratorio.

Por el decreto sancionado por Isabel II (11 de abril de 1849), queda la Escuela de Minas como escuela de cuerpo, se confirma en el cargo de Director al de la anterior (R. D. de 9 de agosto), Rafael Cabanilles, celebrándose al comienzo del curso (4 de septiembre de 1849) el acto de constitución del claustro de profesores, de cuya acta es el autógrafo adjunto, quedando Cútoli como titular del grupo de asignaturas de las cátedras de docimasia, metalurgia general y metalurgia especial. Como titular de este grupo de asignaturas, fue vocal nato de la Comisión para la formación de la carta geológica.

Ante la imposibilidad de desempeñar la cátedra con la atención deseada, por el tiempo necesario para cumplir sus obligaciones en el puesto que tenía de ingeniero de minas del Ministerio de Comercio, Instrucción y Obras Públicas, presentó la dimisión del cargo de profesor, la que le fue aceptada (R. O. de 15 de octubre de 1850).

### 4. FUNCION ADMINISTRATIVA E INSPECTORA

Promovido Cútoli a ingeniero 3.º del Real Cuerpo Facultativo de Minas (11 de noviembre de 1834), y ascendido (1836) a ingeniero 2.º, lo destina Cabanilles, como oficial interino de la Dirección General de Minas, para ayudarle en su reorganización, ascendiendo a ingeniero 1.º (1940). Le fueron encomendadas por el Director General varias comisiones de servicio, como la Dirección de las Minas de Almadén, en sustitución del gran geólogo progresista Casiano de Prado y Valle (1797-1866). También se le encomendó (R. O. de 3 de julio de 1844) el reconocimiento e informe sobre las posibles mejoras a introducir en diversos establecimientos metalúrgicos del Mediodía de España. Ascendido a jefe de segunda clase, lo nombran Inspector del Distrito Minero de Madrid, donde cumplió con gran entusiasmo y eficacia la R. O. (28 de julio de 1844) de la recolección de muestras geológicas y mineralógicas, con vista a la formación de una cartografía geológico-industrial.

Creado el Ministerio de Comercio, Instrucción y Obras Públicas (R. D. de 9 de diciembre de 1847), se dispuso la incorporación al mismo de la Dirección General de Minas, con todas sus dependencias y se ordena el paso (1849) de Cútoli a dicho Ministerio, en condición de agregado, hasta la creación (R. O. de 15 de octubre de 1850) de una plaza de oficial con destino al negociado de minas, la que le fue adjudicada con el sueldo y consideración de ingeniero jefe de primera clase, dimitiendo como profesor de la escuela del cuerpo, por el mucho tiempo dedicado a estos menesteres técnico-administrativos.

Por R. D. (9 de septiembre de 1853), se crea una plaza de Inspector de Distrito, sobre las tres existentes, designándose a Cútoli, con el puesto de vocal de la Junta Superior Facultativa de Minería, cesando en el negociado de minas. En este puesto, tuvo que realizar varias visitas de inspección al Distrito Minero de Valencia, establecimientos que ya conocía personalmente, por las visitas oficiales realizadas a Valencia, Castellón, Alicante y Albacete, cesando a petición propia.

### 5. TRABAJOS CIENTIFICOS

Los trabajos más destacados escritos por Cútoli fueron: «Descripción geológica de Extremadura y Norte de Andalucía», traducida del francés (6 de enero de 1841), del trabajo del P. F. Federico Lieplarf. Estaba interesado en este trabajo por tratarse de la tierra de su padre y abue-

los paternos. Fue publicada en el tomo 2.º de los Anales de Minas (1841), pp. 143 a 196. Esta zona también era conocida por varios trabajos que le habían sido encomendados por la Dirección General de Minas.

«Estado de las Minas de Almadén, en 31 de diciembre de 1848, que abarca desde el quinto piso general de las del Pozo y Castillo, hasta 13 varas por encima del octavo». Trabajo en cuarto y 19 folios. En las citas originales de Eugenio Maffei y Ramos (1827-1892) y Ramón Rúa Figueroa y Fraga (1825-1874) figura por error el año 1828, fecha anterior al comienzo de sus estudios de minas.

«Memoria sobre las minas de estaño situadas en las provincias de Pontevedra y Orense». Madrid, 1847. Este trabajo lo realizó coincidiendo con la Inspección del Distrito de Galicia y Asturias (1836-1845) de Guillermo Schulz y Schweizer (1800-1876), de quien recibió valiosas enseñanzas geológicas.

«Apuntes sobre la minería de las provincias de Valencia, Castellón, Alicante y Albacete». Esta publicación fue consecuencia de la inspección realizada por R. O. (2 de julio de 1859), aportando datos muy interesantes para la época. 34 pp. 1860. Rev. Minera, tomo XI, pp. 509, 542.

### 6. JUBILACION Y FALLECIMIENTO

Cansado Fernando Cútoli de los disgustos ocasionados por las frecuentes visitas de inspección, de los frecuentes cambios políticos, del ambiente en la esfera oficial de la época y del poco interés y apoyo prestado para el fomento de la minería y metalurgia, solicitó voluntariamente el retiro anticipado, que le fue concedido (28 de marzo de 1866).

Se retiró a vivir en Torrejón de Ardoz, totalmente aislado de la vida minera, dedicándose a la agricultura y otras distracciones. Lentamente se fue quebrantando su salud y perdiendo fuerzas, falleció (12 de agosto de 1877) y fue enterrado en Torrejón.

### 7. BIBLIOGRAFIA

Actas de las Juntas de Profesores de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas. Comienzan en 1843.  
ANÓNIMO: Anuario de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas. Primer año, 1878. Madrid.  
LÓPEZ DE AZCONA, JUAN MANUEL: La enseñanza de la minería en el mundo hispánico. Notas históricas. Madrid, 1979, 200 pp.

*Madrid a mediados de Julio*

*Por el cual se le nombra vocal de la Comisión para la formación de la carta geológica*

*Fernando Cútoli*

# Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología «Torla 1985»

Por L. M. RIOS, J. M. GALERA y F. BODEGA

## 1. INTRODUCCION

Siguiendo una tradición ininterrumpida desde el año 1955 en que por iniciativa personal del profesor don José María Ríos se fundaron los Campamentos, actualmente bajo el patrocinio de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, se ha celebrado su treinta y una edición con base en Torla del 3 al 21 de julio de 1985.

Actuaron como instructores Fernando Bodega Barahona, Luis M.<sup>a</sup> Ríos Aragués y José Miguel Galera Fernández, y como secretario Julián Vega Esteban, todos ellos del equipo de la Cátedra de Geología de dicha Escuela.

Esta vez fueron 18 los alumnos participantes, siendo 15 de la Escuela de Minas de Madrid. El renaciente interés que esta actividad voluntaria de prácticas suscita entre los alumnos de esta Escuela anima a los actuales organizadores del Campamento a proseguir en esta labor.

Queremos agradecer vivamente el apoyo que el Instituto Geológico y Minero de España ha prestado a los Campamentos desde el punto de vista económico y también material con la cesión de un Land Rover y su conductor Antonio Lara que diligentemente estuvo a nuestra disposición.

Así, este año pudimos tener dos vehículos todo terreno con la capacidad de transporte suficiente para acceder a las zonas de recorridos a pie sin necesidad de repetir viajes y sin la pérdida de tiempo consiguiente.

## 2. DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

El objetivo de este año era el completar y afinar la cartografía del Paleozoico del manto de Gavarnie, en el valle del río Ara, ya esbozada en años anteriores. Asimismo nos habíamos propuesto el precisar las relaciones tectónicas entre las Unidades cretáceo-paleocenas de Monte Perdido y de Gavarnie en la parte situada al Sur de dicha área de Paleozoico, para lo cual teníamos que reconocer previamente la litoestratigrafía del Cretáceo Superior.

Los participantes fueron recibidos el día 3 en el Hostal Alto Aragón. Se totalizaron ocho salidas de un día y dos salidas de dos días de acampada (y tormenta bajo las lonas) en la parte de más lejano acceso del alto río Ara, intercalándose días de descanso en los que se impartieron charlas introductorias a la problemática del área de trabajo así como generales sobre el Pirineo, y en los que se pudo revisar y discutir las observaciones de las salidas de días anteriores. El día 21 se dedicó a ordenar y recoger el material de trabajo y de acampada y por la noche se celebró la cena final de despedida.

## 3. RESULTADOS

Las muestras de los episodios calcáreos intercalados en las series terrígenas del Devoniano están en curso del estudio de su posible contenido en conodontos, lo que nos impide dar un cuadro estratigráfico definitivo.

No obstante destacaremos algunas de las principales observaciones y conclusiones alcanzadas en este Campamento.

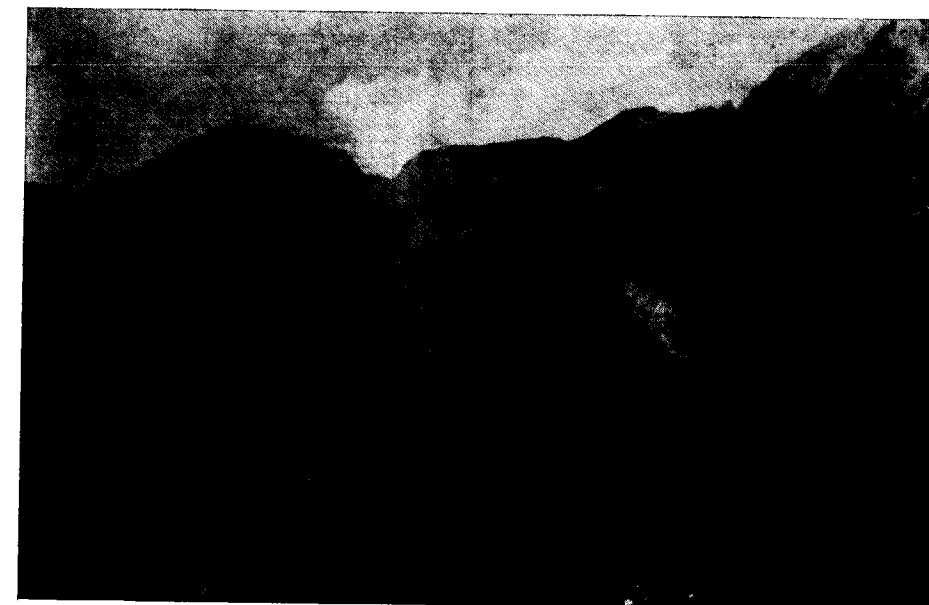
### — Discontinuidad estratigráfica en la base del Carbonífero

El Carbonífero comienza por un tramo calcáreo gris que pasa gradualmente hacia arriba, mediante intercalaciones de pizarra gris-negra, a la serie de pizarras y grauvacas típicas del Carbonífero. En la base del tramo calcáreo pueden observarse a veces, según los sitios, algunos metros de facies «griotta» con niveles de radiolaritas en su

parte baja. La base de este tramo constituye una discontinuidad estratigráfica importante. Así, al S del pico Crapeira existe una falla E-W que funcionó anteriormente al depósito del Carbonífero. En el compartimento sur existe un tramo de un centenar de metros de caliza masiva intraclástica que representa el tramo más alto del Devoniano (caliza del Soum Blanc). En el compartimento norte esta caliza falta y el tramo basal calcáreo del Carbonífero viene discordante sobre diferentes niveles del Devoniano Superior terrígeno, el cual es estratigráficamente te más bajo que la caliza del Soum Blanc.



Fotografía 1.—Parte basal del flysch eoceno en el flanco oriental del barranco de Sorrosal. A la izquierda, es decir, hacia el Norte, afloran las calizas de base del Terciario. La disarmonía en los pliegues se corresponde con la prolongación hacia el oeste de la superficie de cabalgamiento de la Unidad de Monte Perdido amortiguándose en esa dirección.



Fotografía 2.—Parte basal del flysch eoceno en el flanco occidental del barranco de Sorrosal. El Norte está a la derecha. La disarmonía que se muestra en la figura 1 ya no aparece, más hacia el Oeste, en el lugar de la fotografía.



No obstante destacaremos algunas de las principales observaciones y conclusiones alcanzadas en este Campamento.

— *Discontinuidad estratigráfica en la base del Carbonífero*

El Carbonífero comienza por un tramo calcáreo gris que pasa gradualmente hacia arriba, mediante intercalaciones de pizarra gris-negra, a la serie de pizarras y grauvacas típicas del Carbonífero. En la base del tramo calcáreo pueden observarse a veces, según los sitios, algunos metros de facies «griotta» con niveles de radiolaritas en su

parte baja. La base de este tramo constituye una discontinuidad estratigráfica importante. Así, al S del pico Crapera existe una falla E-W que funcionó anteriormente al depósito del Carbonífero. En el compartimento sur existe un tramo de un centenar de metros de caliza masiva intraclástica que representa el tramo más alto del Devoniano (caliza del Soum Blanc). En el compartimento norte esta caliza falta y el tramo basal calcáreo del Carbonífero viene discordante sobre diferentes niveles del Devoniano Superior terrígeno, el cual es estratigráficamente más bajo que la caliza del Soum Blanc.



Fotografía 1.—Parte basal del flysch eoceno en el flanco oriental del barranco de Sorrosal. A la izquierda, es decir, hacia el Norte, afloran las calizas de base del Terciario. La disarmonía en los pliegues se corresponde con la prolongación hacia el oeste de la superficie de cabalgamiento de la Unidad de Monte Perdido amortiguándose en esa dirección.



Fotografía 2.—Parte basal del flysch eoceno en el flanco occidental del barranco de Sorrosal. El Norte está a la derecha. La disarmonía que se muestra en la figura 1 ya no aparece, más hacia el Oeste, en el lugar de la fotografía.



— Dirección del desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido sobre la Unidad de Gavarnie

En el lado oeste de la entalladura del río Ara, enfrente y a la altura del Parador de Ordesa, se puede caminar sobre la superficie tectónica que separa la Unidad de Monte Perdido cabalgante sobre la caliza con sílex del Ilerdense de la Unidad de Gavarnie. Sobre dicha superficie horizontal se observan:

- 1) Estrías de dirección N 55 E. 2) Sistema de grietas en relevo conjugadas que indican  $\sigma_2$  vertical y  $\sigma_1$  (máximo esfuerzo compresivo) horizontal y de dirección N 55 E a N 60 E. La dirección de desplazamiento N 55 E se aparta solamente 25° de la transversal a la Cadena.

El contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido se prolonga hacia el Oeste pasando por la Peña Otal. En esa dirección sube estratigráficamente instalándose en el flysch eoceno en donde se amortigua. Así, en la cabecera del barranco de Sorrosal hacia la parte basal del flysch se observa, en el flanco oriental del barranco (fotografía 1), plegamiento y disarmonía que es prolongación del contacto tectónico; en el flanco oeste del barranco (fotografía 2) se observa plegamiento pero no disarmonía. Todos los ejes de los pliegues observados en este área de flysch, llevan una dirección longitudinal a la Cadena, lo que conduce a excluir la hipótesis de la existencia en esta área de un desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido en esa dirección.

— Cuantía del desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido con relación a la Unidad de Gavarnie

La serie del Cretáceo Superior (margen oeste del río Ara pasando por el Turbón) se puede esquematizar como indica la figura 1 según las siguientes unidades litoestratigráficas:

C<sub>1.4</sub> es un conjunto de morfología fuerte constituido por calizas en general en gruesos bancos de pátina gris claro. Se trata de micritas con tramos recrystalizados o dolomitizados. Abarca desde el Cenomanense Superior (*Prealveolinas*) con los bancos basales de facies noduloso-tigreada muy característica con ostreidos y unos pocos metros en la base constituido por arenisca de grano grueso conglomerática. En la parte superior está presente ya el Santoniense por la presencia de *Lacacinas*.

C<sub>4</sub> presenta morfología blanda y pátina amarillenta. Se presenta en bancos decimétricos de intraesparita o bioesparita más o menos arenosa ferruginosa amarilla a violácea (facies «maciños»). Santoniense (*Lacacina*, *Nummofallotia*).

C<sub>5</sub>. Conjunto de morfología fuerte en bancos de 0,5-1 m y pátina gris claro. Son calcarenitas intra o bioclásticas con granos de cuarzo, más o menos recrystalizados. *Hippurites*. Agujeros producidos por disolución. Las *Lacacinas* persisten hasta la mitad del tramo pero prácticamente desde la base aparecen los *Siderolites*, Santoniense Superior-Campaniense.

C<sub>5.6</sub>. Areniscas de Marboré. Pátina amarilla. Calizas arenosas a areniscas de cemento calcáreo. Presentan en la

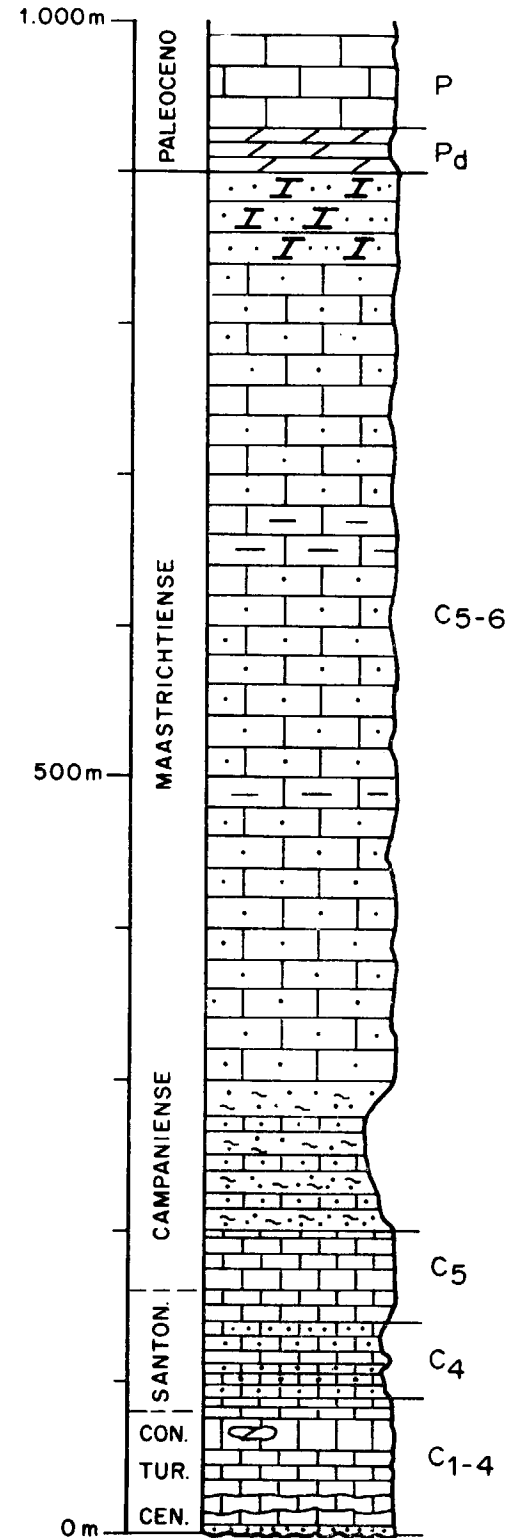


Figura 1.—Serie del Cretáceo Superior en el río Ara. Ver explicación en el texto.

base un tramo de morfología blanda bien distinguible en el paisaje. Campaniense-Maestrichtiense.

De acuerdo con estas unidades litoestratigráficas se ha precisado la cartografía en las laderas norte de las sierras cretáceas entre Otal y el valle de Pineta pasando por el circo de Gavarnie. Así resulta que la Unidad de Monte Perdido en su contacto tectónico basal trasero no cobija a la formación «areniscas de Marboré», como figuraba en anteriores mapas, sino a niveles estratigráficos arenosos más bajos correspondientes al Santoniense (C<sub>4</sub>) también de pátina amarilla, lo que probablemente fue la causa de su confusión con dicha formación. Este error se corrigió ya por primera vez en la cartografía de H. Flachere (1977), con la que estamos de acuerdo en líneas generales.

Según los nuevos datos de cartografía y tomando como referencia la intersección del techo del nivel C<sub>5</sub>, presente también en Ordesa, con el contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido, resulta para esta Unidad un desplazamiento de 3 Km con relación a la Unidad de Gavarnie; ello en la transversal correspondiente al río Ara. Hacia el Este la cuantía del desplazamiento aumenta sin duda, pero los solos datos de la cartografía del área a la que nos estamos refiriendo no permiten cuantificarlo.

— Cabalgamientos alpinos en el interior del Paleozoico de la Unidad de Gavarnie

En el interior de los materiales paleozoicos de la Unidad

de Gavarnie conocemos en varios lugares contactos tectónicos secantes a las estructuras hercínicas y subparalelos a la superficie tectónica basal de dicha Unidad.

El corte del río Ara pone de manifiesto uno de estos accidentes a la manera de una semiventana tectónica abierta hacia el oeste. La superficie tectónica se presenta abombada según se muestra en la figura 2. En la parte norte buza al Norte y en la parte sur buza al Sur. En esta última parte el Cenomanense basal (arenisca y calizas tigreadas con ostreidos) se encuentra atrapado debajo del cabalgamiento, siendo su contacto sobre el Paleozoico cabalgado del tipo discordancia estratigráfica. Este Cenomanense se observa perfectamente en la nueva pista del río Ara aguas arriba del llano de San Nicolás de Bujaruelo y se prolonga hacia el Oeste por la orilla sur del río Otal en su tramo de bajada torrencial al río Ara. Más hacia el Oeste el contacto tectónico supracenomanense hay que prolongarlo por el Cuaternario del valle de Otal y antes de llegar al collado de Tendeñera se instala en los niveles basales del Cretáceo Superior de la Sierra de Tendeñera, pudiendo ser observado en la cabecera del valle del Otal y en diversos lugares más al Oeste hacia la base de las laderas norte de las sierras de Cretáceo, incluso hasta la canal de Izas, en la parte occidental de la vecina Hoja de Sallent.

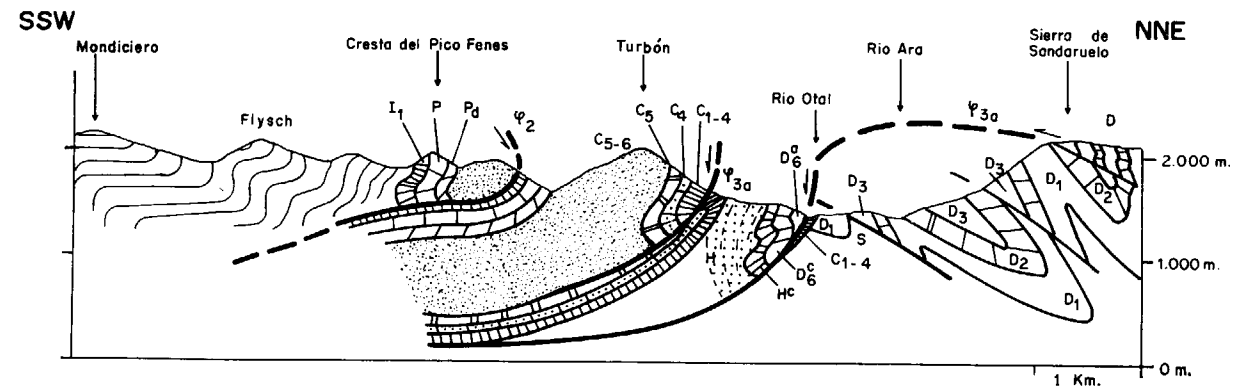


Figura 2.—Corte tectónico a 2 Km al Oeste de San Nicolás de Bujaruelo. I<sub>1</sub>, Ilerdense calcáreo. P, Paleoceno calizo. Pd, Paleoceno dolomítico. C<sub>5.6</sub>, formación «areniscas de Marboré». C<sub>5</sub>, C<sub>4</sub>, C<sub>1.4</sub>, unidades del Cretáceo Superior como en la figura 1. H, grauvacas y pizarras del Carbonífero. H<sup>c</sup>, caliza de base del Carbonífero. D<sub>6</sub><sup>c</sup>, caliza del techo

del Devoniano. D<sub>6</sub><sup>a</sup> y D, Devoniano. D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub>, Devoniano Inferior. S, Siluriano.  $\phi_2$ , contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido.  $\phi_{3a}$ , cabalgamientos de la primera fase en el emplazamiento de la Unidad de Gavarnie. La «segunda fase Gavarnie» deforma a estas superficies de cabalgamiento así como a  $\phi_2$  y produce esquistosidad de presión-disolución en el Cretáceo la cual, y en particular en el río Otal, buza al Norte. Por encima del cabalgamiento Sandaruelo-río Otal, al E del corte, la esquistosidad de flujo principal hercínica se adapta bastante bien al abombamiento del cabalgamiento y en general, salvo raras excepciones, no se observa crenulación posterior. Inferiormente a dicho cabalgamiento la deformación alpina se hace probablemente reutilizando ciertos planos de la esquistosidad principal hercínica. Por debajo del Paleozoico representado en el corte existe todavía, aunque no se ha dibujado, la superficie de cabalgamiento del manto de Gavarnie, la cual aflora más hacia el Este en el circo de Gavarnie.



# Noticias

## INFORME-RESUMEN SOBRE EL ESTUDIO DE «CALIDAD Y CONTAMINACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN ESPAÑA. INFORME DE SINTESIS»

### 1. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El informe sobre calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España nace de la preocupación del IGME por los problemas de la calidad del agua y de su deterioro, puestos de manifiesto en los diversos estudios realizados por este Organismo desde 1974 (PNGCA).

En un momento de cambios institucionales, de nueva asignación de competencias y de renovación de la normativa legal sobre el agua, el IGME ha considerado oportuno ofrecer una panorámica del estado actual de la calidad y contaminación que, a partir de una evaluación de los principales problemas en cada unidad hidrogeológica (causas, extensión, intensidad y líneas básicas de actuación), sirva como base orientativa para una correcta estimación de la importancia de éstos y de apoyo para la adopción de decisiones realistas en cuantos aspectos se manifiesten dichos problemas.

### 2. INFORMACION BASICA

La base documental a partir de la que se ha elaborado el informe está constituida por:

- Documentación relacionada con los aspectos de interés para la consecución del objetivo del informe: Geología, Hidrogeología, Climatología, Calidad y Contaminación, etc. Esta documentación procede, en su mayor parte, de estudios previos del IGME y de los hechos públicos en Congresos, Simposios, etc.
- Datos de 13.305 análisis químicos procedentes, casi en su totalidad, del Inventario Nacional de Puntos Acuíferos del IGME. Estos análisis incluyen datos sobre los constituyentes mayoritarios y algunos minoritarios, así como de las propiedades físico-químicas de las aguas subterráneas muestreadas en primavera y otoño. Esta información, tratada por ordenador, ha constituido la base de representación de análisis en diagramas triangulares para cada uno de los sistemas acuíferos y ha permitido la realización de la cartografía a escala nacional o de unidad hidrogeológica.

### 3. ESTRUCTURA DEL INFORME

El informe se desarrolla en tres niveles de detalle: nivel de sistema acuifero, nivel de unidad hidrogeológica

(cuenca hidrográfica o archipiélago) y nivel nacional, en una integración progresiva de situaciones puntuales en un marco cada vez más genérico.

El cuerpo del informe consta de tres partes: Memoria, Anejos y Planos. La documentación complementaria (listados de análisis químicos utilizados), no publicada, puede consultarse en el Servicio de Documentación del IGME.

La estructura del informe es la siguiente:

#### Tomo I. Memoria

La Memoria del informe está dividida en tres partes:

- La Parte I, «Aspectos generales de la composición, calidad y contaminación de las aguas subterráneas», aborda las cuestiones más sobresalientes de estos tres conceptos y constituye el soporte «teórico» del informe.

El aspecto de composición es tratado a partir de la descripción individualizada de los constituyentes mayoritarios y minoritarios más frecuentes del agua subterránea (naturaleza, origen, mecanismos de incorporación, fenómenos modificadores, etc.).

El aspecto de calidad se aborda desde el punto de vista de los principales usos del agua: urbano, agrícola e industrial.

En el aspecto de contaminación se señalan los mecanismos de introducción y propagación de contaminantes en el acuífero, se revisan las fuentes potenciales, se describen las características de los principales contaminantes y sus efectos, así como los procesos de transporte y mecanismos de atenuación de la contaminación y se consideran los métodos de lucha contra ella.

Concluye la Parte I con una apreciación de la situación española en el campo de la protección de las aguas subterráneas.

- La Parte II, «Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España», se ha elaborado a partir de los datos correspondientes a cada uno de los sistemas acuíferos definidos en las doce grandes Unidades Hidrogeológicas de la Península (10 cuencas hidrográficas y dos archipiélagos). Constituye, por tanto, una visión sintética de la situación en dichas unidades.

Se divide en 12 apartados (uno por Unidad), con

una estructura idéntica en todos ellos, que responde al siguiente esquema:

1. Definición de las características generales de la Unidad: situación, relieve, hidrografía, climatología, geología, hidrogeología, población, recursos, usos del agua, etc.
2. Caracterización de la composición y calidad del agua subterránea: facies predominantes, concentración de los diversos constituyentes, clasificación del agua para usos urbanos, agrícolas...
3. Definición del estado actual de contaminación: tipos de contaminantes detectados, focos actuales o potenciales, zonas en que la contaminación presenta mayor intensidad...
4. Sugerencias o recomendaciones para mantener, mejorar o proteger la calidad del agua subterránea de los efectos de la contaminación.

A modo de síntesis, se completa el estudio de cada Unidad con un cuadro resumen en que se reflejan los rasgos más sobresalientes relativos a usos del agua (recursos y demandas), calidad (facies predominantes y valores mínimo, medio y máximo de residuo seco, sulfatos, cloruros y nitratos) y contaminación (focos y tipos) en cada uno de los sistemas que integran la Unidad correspondiente. Se acompaña una sucinta cartografía geológica y un mapa de usos del agua para cada unidad.

- La Parte III presenta la panorámica actual más general (nivel nacional) de la situación y es un compendio de lo expuesto a nivel de acuífero (Anejos) y a nivel de Unidad Hidrogeológica (Memoria, Parte II).

Haciendo especial referencia a los aspectos de contaminación, desarrolla las tres líneas básicas siguientes:

- Situación general de la calidad y contaminación de las aguas subterráneas a nivel nacional.
- Medios legales para la lucha contra la contaminación.
- Situación general y recomendaciones a las Comunidades Autónomas.

En la primera se describe el estado general en relación con los principales focos de contaminación: actividades agrícolas y ganaderas, vertidos urbanos e industriales, intrusión salina y actividades mineras, con indicación de la importancia relativa de cada una de ellas en las diferentes zonas.

En la segunda se examina la legislación española vigente, se analizan las competencias de los Organismos Públicos y se establece un proyecto de normativa general sobre planificación, régimen jurídico de aprovechamientos, competencias administrativas, normas de protección, etc.

En la tercera se presenta la situación general de la calidad y contaminación de las aguas subterráneas en cada Comunidad Autónoma y se plantea las recomendaciones técnicas generales adecuadas a los problemas de máxima urgencia. Se acompaña un cuadro sinóptico que refleja el estado de cada sistema acuifero con indicación de los tipos de contaminación, sus mecanismos, principales contaminantes y localización preferente de las áreas contaminadas.

#### Tomo II. Anejos

En este segundo tomo del informe se incluye el resumen de la información utilizada para su realización. En él se presenta una breve descripción de cada uno de los 131 sistemas acuíferos definidos en España (Anejo I), agrupados por Unidades Hidrogeológicas (cuencas y archipiélagos) y una relación de la bibliografía utilizada (Anejo II).

En la descripción de cada sistema se mantiene el mismo esquema de presentación que en el caso del resumen para las Unidades Hidrogeológicas (Memoria, Parte II). Acompaña al estudio de cada sistema un cuadro resumen con el número de análisis de cada campaña (Primavera-Otoño) y dos diagramas triangulares en que se representa el conjunto de los análisis utilizados en cada sistema y una evolución temporal de la calidad tomando como análisis representativo el valor medio de los análisis de cada campaña.

El apartado de Bibliografía General comprende las publicaciones de carácter genérico; el resto de las referencias presentadas incluye trabajos que versan sobre la calidad y contaminación de las aguas subterráneas en toda o parte de la Unidad considerada.

#### Tomo III. Planos

La visión de conjunto expuesta a lo largo del informe se concreta en la siguiente documentación cartográfica a nivel nacional:

- Mapa de situación de puntos con análisis químicos.
- Mapa de facies dominante(s) en el agua de cada sistema acuifero.
- Mapa de exceso de T. S. D. respecto a los límites de la R. T. S. (\*).
- Mapa de exceso de cloruros respecto a los límites de la R. T. S.
- Mapa de exceso de nitratos respecto a los límites de la R. T. S.
- Mapa de exceso de sulfatos respecto a los límites de la R. T. S.
- Mapa de tipos de contaminación.

El primero de ellos recoge parte de la información disponible en el Inventario Nacional de Puntos Acuíferos del IGME, en proceso de actualización para su tratamiento informático.

El segundo presenta una caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas de cada sistema a través de las facies dominantes en cada uno de ellos.

Los cuatro siguientes (mapas de excesos) representan una evaluación cuantitativa de algunos parámetros de calidad.

El mapa de tipos de contaminación pretende señalar las zonas en que se han detectado problemas de contaminación caracterizando su tipo (agrícola, industrial, intrusión salina, etc.) y, eventualmente, el contaminante que los origina (sulfatos, nitratos, etc.).

(\*) R. T. S.: Reglamentación Técnico-Sanitaria («Boletín Oficial del Estado» núm. 154, p. 17780, de 29 de junio de 1982).

## NUEVO DICCIONARIO DE GEOLOGIA DE LA EDITORIAL MASSON

Título original de la obra: *Dictionnaire de Geologie*.  
 Autores: A. Foucault y J. F. Raoult.  
 Editado por: Masson, S. A. París.  
 Para la edición española: Masson, S. A. Barcelona  
 Traducción y adaptación de la edición española: M. Lago,  
 A. Pacoví y J. Tena  
 Primera edición: Diciembre de 1985  
 Un volumen, 316 páginas+VI.  
 ISBN: 84-311-0379-5  
 Depósito legal: B. 36.241.—1985  
 Impreso en España por Grafos, S. A. Barcelona  
 Precio del ejemplar: 3.000 ptas.+IVA.

Este Diccionario de Geología que reseñamos es obra fundamental y esencialmente destinada a geólogos, edafólogos, geógrafos y geofísicos, así como a ingenieros superiores y técnicos de las ramas de Minas, Caminos y Agronomía, estudiantes de todas estas especialidades, también profesores de Ciencias Naturales y a cuantos estudiosos se interesen por las Ciencias de la Tierra.

A través de un texto claro, conciso, accesible, sin por ello caer en simplificaciones abusivas, este Diccionario aborda prácticamente todos los aspectos de la geología. Consta de más de 4.000 voces con múltiples llamadas que permiten enfocar los problemas según diversos puntos de vista. Las palabras escogidas van seguidas generalmente de su definición. Cuando una palabra no puede ser definida por sí misma, se remite al lector a un artícu-

lo más importante de carácter enciclopédico. Siempre que se pueda se indica el autor del término o el de quien lo introdujo en la literatura geológica, incluso si el sentido se ha modificado desde entonces. Asimismo, para una mejor comprensión de las palabras, se indican las etimologías de las mismas.

Para las clasificaciones paleontológicas se han utilizado exclusivamente nombres castellanizados, mientras que para los nombres de los fósiles y con objeto de alcanzar un estatus internacional, se utilizan términos latinos o latinizados, pero que son fácilmente castellanizados al darles un sentido más amplio.

También se han introducido, con sus correspondientes conceptos, palabras anglosajonas sin equivalentes en nuestra lengua.

Un numeroso y prestigioso elenco de profesores y doctores en Ciencias de la Naturaleza han colaborado y ayudado a los autores de este trabajo, los prestigiosos profesores Foucault y Raoult.

Es de destacar la extraordinaria labor realizada en la traducción y adaptación del texto de esta versión castellana de la segunda edición francesa realizada por los profesores titulares de la Universidad de Zaragoza, doctores M. Lago, A. Pacoví y J. Tena.

El libro cuenta con más de 850 ilustraciones y numerosos cuadros y termina con una amplia bibliografía que será de gran utilidad al lector.

L. A.

## NEOGENE OF THE MEDITERRANEAN TETHYS AND PARATETHYS, STRATIGRAPHY CORRELATION TABLES AND SEDIMENT DISTRIBUTION MAPS

Editado por F. F. Steininger, J. Senes, K. Kleemann y F. Rögl.  
 Dos volúmenes; V. 1: XIV+189 páginas, 80 figuras, 10 mapas en color; V. 2: XXV+536 tablas de correlación.  
 Viena — Institute of Paleontology, University of Vienna Press, 1985.  
 ISBN 3-900545-00-6.  
 2.100 chelines austríacos.

Estos dos volúmenes representan la primera síntesis del Neógeno del área del Mediterráneo en sentido amplio, referente a 28 países, con 536 tablas de correlación acompañadas por un texto explicativo, que resumen el resultado del Proyecto núm. 25, «Stratigraphic Correlation Tethys-Paratethys Neogene», del ISCG, dirigido por J. Senes entre los años 1973-1983.

El principal interés de esta edición es una puesta a punto de los conocimientos de las distintas áreas sedimentarias de la Cuenca del Neógeno. En ellas se exhiben los datos modernos para la elaboración futura de la paleogeografía y la geodinámica a pequeña y gran escala, así como la llave para resolver problemas en el campo de la investigación del Neógeno y del Cenozoico tardío, recursos minerales (desde metales a hidrocarburos) y otros recursos no metálicos.

El primer volumen está dedicado a la terminología

utilizada en el texto y tablas, tanto desde el punto de vista de los símbolos como textos explicativos de las Tablas de Correlación, Referencias, Contribuyentes e Índice. Asimismo se incluyen 10 mapas en color de Distribución de Sedimentos de la Cuenca.

El segundo volumen contiene el cuerpo vertebral de la obra, 536 tablas de correlación, cada una de las cuales puede entenderse como una sección geológica del área específica de la secuencia Neógena.

El registro litoestratigráfico de la cuenca se presenta en correlación con las unidades cronoestratigráficas locales o standard. En distintas columnas se aporta la información sobre facies, contenido paleontológico, datos lito y bioestratigráficos, radiométricos y paleomagnéticos, en el tiempo y en el espacio, así como los posibles límites existentes.

En otras columnas, separadamente, se resumen unidades cronoestratigráficas y biozonaciones regionales, actividad volcánica y movimientos tectónicos, cuyos textos explicativos se encuentran en el primer volumen.

Este libro representa una gran ayuda y un cúmulo de datos para todos aquellos que están interesados directa o indirectamente en los problemas concernientes al Neógeno de la Cuenca Mediterránea y su entorno.

M. T. ALBERDI

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

850144. **El medio ambiente y regionalización geomorfológica de la península de Arabia.** ANTON, D.  
*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 165-175, 17 ref., esp., bibl. IGME.

\* Medio árido, Clima, Vegetación, Geología física, Arabia Saudita.

850158. **La estación radioastronómica IRAM-IGN de Pico de Veleta.** IGN.

*IGN-Int. geogr. nac.* (1984), vol. 1, núm. 1, 10-12, esp., bibl. IGME.

\* Observatorio, Elección lugar, Cooperación internacional, Astronomía, Onda electromagnética, Frecuencia, Provincia Granada.

850159. **El Spacelab nos da imágenes de España.** IGN.  
*IGN-Inst. geogr. nac.* (1984), vol. 1, núm. 1, 13, esp., bibl. IGME.

\* Cooperación internacional, Programa Spacelab, Instrumentación, Imagen, Análisis de imagen, España.

850184. **I Semana sobre Informática en la Ingeniería y en la Enseñanza.**

*Univ. Polit. de Madrid, ETS. Ing. Minas* (1984), 114 pp., esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Geología matemática, Programa ordenador.

850185. **La enseñanza de la Informática en la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid.** ELORZA, J.; CONDE, C., y PEREZ, M. P.

*I Sem. sobre Inform. en la Ingen. y en la Enseñ. Madrid* (1984), 19-24, 4 ref., esp., bibl. IGME.

\* Enseñanza, Geología matemática, Institución, Provincia Madrid.

850255. **XXXIX Semana Fotogramétrica de Stuttgart.** OREJA PEDRAZA, V., y SANDOVAL, L.

*Bol. inf.-Serv. Geogr. Ejército* (1984), núm. 58, 43-58, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Fotogrametría, Instrumentación, Cartografía automática, Programa ordenador.

### ESTRATIGRAFIA

850164. **Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno vizcaíno y su bioestratigrafía.** ORUE-ETXEBARRIA, X. LAMOLDA, M. A., y APELLANIZ, E.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 59-74, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Paleoceno, Biofacies, Bioestratigrafía, Fauna foraminíferos, Asociación fósil, Globigerinacea, Globigerina, Globorotalia, Provincia Vizcaya.

850169. **Bioestratigrafía del Eoceno vizcaíno por medio de los foraminíferos planctónicos.** ORUE-ETXEBARRIA, X.; LAMOLDA, M. A., y APELLANIZ, E.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 241-263, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Eoceno, Flysch, Foraminíferos, Globorotalia, Asociación fósil, Biofacies, Correlación, Sinonimia, Provincia Vizcaya.

### GEOMORFOLOGIA

850154. **Desarrollo histórico de los estudios de geomorfología en el Pirineo español.** SOLE SABARIS, L.

*Geographica* (1983), vol. 25, 5-26, 68 ref., esp., bibl. IGME.

\* Geomorfología, Geología física, Histórico, Glaciación, Morfodinámica, Control tectónico, Mapa geomorfológico, Síntesis bibliográfica, Pirineos españoles.

850252. **Medidas morfométricas y batimétricas de las lagunas Amarga y del Rincón, Córdoba.**

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1983), vol. 12, núm. 23, 51-55, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Laguna, Geomorfología cuantitativa, Batimetría, Provincia Córdoba



850257. **Nuevos problemas de morfología glacial en la España atlántica.** MARTINEZ DE PISON, E., y ARENILLAS PARRA, M.

*Estud. geogr.* (1984), vol. 45, núm. 175, 159-174, 15 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Morfología glacial, Glaciación, Periglacial, Pleistoceno, Relieve continental, Galicia, Portugal.

850258. **Rasgos geomorfológicos de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar, Cordilleras Béticas, Cádiz.** DIAZ DEL OLMO, F., y RUBIO RECIO, J. M.

*Estud. geogr.* (1984), vol. 45, núm. 175, 175-192, 38 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Periglacial, Ladera, Soliflucción, Flujo, Karst, Flujo material detrítico, Acción climática, Provincia Cádiz.

850259. **Circulación de las aguas y dificultades de avenamiento en la Cuenca alta del Vinalopó.** MATARREDO-NA, E.

*Estud. geogr.* (1984), vol. 45, núm. 175, 193-213, 27 ref., esp., res. fr., ing., bibl. IGME.

\* Geomorfología cuantitativa, Red hidrográfica, División de aguas, Río, Arroyo, Escorrentía, Provincia Alicante.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

850155. **Mapa de usos del suelo de la Región Central. Estudio piloto sobre la aplicación del tratamiento digital de imágenes LANDSAT 2 a la confección de mapas de usos del suelo.** NUÑEZ DE LAS CUEVAS, R.; CHUVIECO, E.; SANCHO COMINS, J.; PALOU, F., y CASAS, J. M.

*Geographica* (1983), vol. 25, 61-87, 37 ref., esp., bibl. IGME.

\* Utilización terreno, Cartografía, ERTS-LANDSAT, Imagen color, Tratamiento dato, Instrumentación, Mapa pedológico, Provincias Madrid, Avila, Toledo, Cáceres.

850182. **I Jornadas sobre Métodos Numéricos de la Ingeniería.** MICHAVILLA, F., y VALLE, A.

*I Jornadas sobre Métodos Numéricos de la Ingeniería. Alcalá de Henares (Madrid)*, 1983, 122 pp., esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Geología matemática.

## PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES

850149. **Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas.** FERNANDEZ LOPEZ, J.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 215-224, 56 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tafonomía, Fossilización, Paleocología, Evolución biológica, Remoción fósil, Teoría.

## PALEONTOLOGIA DE LOS VERTEBRADOS

850151. **Geología y faunas de micromamíferos del nuevo yacimiento del Plioceno inferior de Gorafe-A, depresión de Guadix-Baza, Granada.** RUIZ BUSTOS, A.; SESE, C.; DABRIO, C.; PEÑA, J. A., y PADIAL, J.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 231-241, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Muridae, Cricetidae, Myomorfa, Lagomorfa, Asociación fósil, Diente, Biometría, Plioceno inf., Geología regional, Depresión Granada, Provincia Granada.

850152. **Micromamíferos del nuevo yacimiento villafranquense de Casablanca I, Almenara, provincia de Valencia.** GIL, E., y SESE, C.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 243-249, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Gliridae, Myomorfa, Muridae, Lagomorfa, Asociación fósil, Diente, Biometría, Villafranquense, Provincia Castellón.

850153. **Restos autopodiales de Iguanodon, Reptilia, Ornithopoda, del yacimiento de Santa Bárbara, Cretácico inferior, Galve, provincia de Teruel, España.** SANZ, J. L.; CASANOVAS, L., y SANTAFE, J. V.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 251-257, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ornithischia, Anatomía locomoción, Iguanodon, Biometría, Cretácico inf., Provincia Teruel.

850237. **Las formas melinoideas de la transición Vindoboniense superior-Vallesiense medio del Vallés-Penedés. (Depresión prelitoral catalana, España.)** GOLPE-POSSE, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 11-18, 9 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Fissipeda, Adaptación, Evolución biológica, Diente, Vindoboniense, Vallesiense, Mioceno medio, Mioceno sup., Provincia Barcelona.

850239. **Nuevo hallazgo de macaco en Cova Bonica, Gavá.** CRUSAFONT-PAIRO, M., y GOLPE-POSSE, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 29-32, 8 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

\* Cynomorpha, Diente, Taxinómia, Plioceno, Provincia Barcelona.

850240. **La fauna de vertebrados neógeno-cuaternaria de Eivissa (Pitunises). Nota preliminar.** MOYA-SOLA, S.; PONS-MOYA, J.; ALLOVER, J. A., y AGUSTI, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 33-35, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Yacimiento fosilífero, Fauna mamíferos, Neógeno, Cuaternario, Baleares, Ibiza.

## PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

850148. **Tafonomía y paleoecología de una secuencia tu-**

**rollense de Tolosa, Albacete.** LOPEZ-SANCHO, J. L.; ACUNA, J. D., y ROBLES, F.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 201-213, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tafonomía, Paleocología, Molusco, Diversidad especie, Método estadístico, Turoniense, Provincia Albacete.

850150. **Una fauna de foraminíferos en el Mioceno continental de la localidad de Buñol, provincia de Valencia.** MARQUEZ, L., y USERA, J.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 225-230, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Miliolina, Discorbacea, Globigerinacea, Medio lacustre, Mioceno, Provincia Valencia.

850160. **Revisión de las Tecamebas (Rhizopoda: Protozoa) citadas en publicaciones foraminíferológicas.** LENA, H.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 5-18, 52 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Thecamoebina, Centropyxidae, Diffugiidae, Plagiopyxidae, Trigonopyxidae, Síntesis bibliográfica, Estudio crítico, Clasificación, Nombre nuevo, Medio agua dulce.

850163. **Foraminíferos planctónicos del Albense superior-Vraconense de Huéscar (prov. de Granada, SE de España).** MARTINEZ GALLEGU, J., y MIRA, F.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 51-58, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Albense, Cenomanense, Vraconiense, Microfósil, Fauna foraminíferos, Fauna ammonites, Bioestratigrafía, Asociación fósil, Correlación, Provincia Granada.

850165. **Nouvelles données sur la morphologie du test, sur la systematique et la nomenclature des miliolides agatistheques du mesozoique.** NEAGU, TH.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 75-90, 11 ref., fr., res. esp., ing., bibl. IGME.

\* Miliolacea, Miliolidos, Quinqueloculina, Morfología, Biometría, Cretácico inf., Dobrogea, Bulgaria.

850170. **Hallazgo de Tintinnidos en las calizas del Muschelkalk y en las calizas margosas del Lías superior de Mallorca.** COLOM, C.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 311-318, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tintinnidos, Caliza, Lías sup., Muschelkalk, Baleares, Mallorca.

850176. **El Terclario inferior marino, Ilerdiense, del Cap de Salou, Tarragona, España.** COLOMBO, F., y CAUS, E.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 367-380, 29 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ilerdiense, Eoceno inf., Sedimentación marina, Medio marino, Transgresión, Paleogeografía, Alveolinélidos, Provincia Tarragona.

850236. **ORTHOLINA, n. gen. (Brachlopoda, Cancellothyridacea, Cretácico sup., Pirineos).** CALZADA, S.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 5-10, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Revisión, Taxinómia, Terebratella, Terebratulida, Ortholina, Taxón nuevo, Dimorfismo sexual, Cretácico sup., Pirineos españoles.

850238. **Bioestratigrafía (foraminíferos) del Eoceno de la localidad de Agost (provincia de Alicante).** MARQUEZ, L., y USERA, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 19-28, 43 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Bioestratigrafía, Fauna foraminífera, Fauna específica, Asociación fósil, Taxón planctónico, Paleoceno, Paleoceno sup., Eoceno, Provincia Alicante.

## PALEOBOTANICA

850161. **El triásico del anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca), España.** LOPEZ GOMEZ, J.; ARCHE, A., y DOUBINGER, J.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 19-42, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Triás, Pliegue, Anticlinorio, Corte geológico, Sedimentación lagunar, Medio litoral, Bioestratigrafía, Ichnitas, Palynomorfa, Asociación fósil, Polen, Correlación, Paleogeografía, Provincia Cuenca.

850162. **Etudes palynologiques sur les sediments prequaternaires de l'Egypte.** DANIEAN KEDVES, M.

*Rev. esp. micropaleontol.* (1984), vol. 16, núm. 1-2-3, 43-50, 18 ref., fr., res. esp., bibl. IGME.

\* Daniense, Polinomorfa, Gleicheniaceae, Trudorpollis, Minorpollis, Asociación fósil, Espora, Polen, Gimnosperma, Egipto.

## TECTONICA

850145. **Emplazamiento hacia el ENE del manto de Los Reales (Alpujarras occidentales): Criterios estructurales y de petrofábrica.** TUGIA, J. M.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 177-182, 17 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Falla, Cabalgamiento, Geodinámica, Milonita, Petrofábrica, Foliación, Deformación, Microtectónica, Provincia Málaga.

850146. **La fracturación tardía al SW de Sierra Nevada (terminación occidental del corredor de las Alpujarras, Zona Bética).** SANZ DE GALDEANO, C.; ESTEVEZ, A.; LOPEZ GARRIDO, A. C., y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 183-191, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fracturación, Orientación, Microtectónica, Neotectónica, Mioceno, Provincia Granada.

850235. **La falla del Vallés-Penedés entre Pontons y Font-Rubí (Alt Penedés).** AMIGO, J.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 1-4, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Falla, Falla longitudinal, Falla paralela, Falla horizontal, Geometría, Microtectónica, Paleógeno, Cadena Costera Catalana, Provincia Barcelona.

## HIDROGEOLOGIA

850138. **Investigación hidrogeológica de la cuenca norte: Asturias.** IGME.

*Colecc. inf. inst. geol. min. Esp.* (1984), 81 pp., 74 ref., esp. SPIGME.

\* Agua subterránea, Acuífero, Sistema multicapa, Roca clástica, Roca calcárea, Precipitación atmosférica, Evapotranspiración, Balance agua, Reserva, Secundario, Tercario, Asturias.

850147. **Aplicación de los análisis «cluster» al estudio de características físico-químicas de aguas subterráneas.** MORAL CALLEJON, S.; PULIDO BOSCH, A., y VALENZUELA, P.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 193-200, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Análisis grupo, Acuífero, Agua subterránea, Propiedad físico-química, Variación espacial, Variación temporal, Dendrograma, Hidrograma, Provincias de Granada, Sevilla, Cádiz, Valencia, Alicante.

850187. **Informática aplicada a la hidrogeología y a los modelos acuíferos.** IGLESIAS LOPEZ, A.

*I Semana sobre Informática en la Ingeniería y en la Enseñanza. Madrid* (1984), 71-79, esp., bibl. IGME.

\* Modelo matemático, Programa ordenador, Hidrogeología, Gestión reserva agua.

850190. **Plan Integral del Agua en Madrid.** PIAM.

*Comunidad Autónoma, Consejería Obras Públicas y Transporte, Madrid* (1984), 2 vol., esp., bibl. IGME.

\* Planificación, Reserva agua, Gestión reserva agua, Programa, Política Estado, Provincia Madrid.

850191. **Plan Integral del Agua en Madrid. PIAM. Objetivos, estructura y metodología. I.**

*Comunidad Autónoma, Consejería Obras Públicas y Transporte, Madrid* (1984), 164 pp., esp., bibl. IGME.

\* Agua dulce, Planificación regional, Gestión reserva agua, Programa, Política Estado, Legislación, Provincia Madrid.

850246. **El agua, problema territorial.** MARTIN MORA, E., y MARTIN SANZ, J.

*Alfoz* (1985), núm. 12, 47-51, esp., bibl. IGME.

\* Agua dulce, Gestión recursos agua, Reserva, Utilización sustancia, Política Estado, Provincia Madrid.

## MINERALOGIA: GENERALIDADES

850195. **Manual de mineralogía óptica.** PARIS, G.

*Bol. Geol. Ingeominas* (1983), vol. 26, núm. 1, 110 pp., 15 ref., esp., bibl. IGME.

\* Manual, Mineralogía óptica, Catálogo, Mineral, Propiedad óptica.

850242. **Aplicació del coeficient d'absorció determinat experimentalment a la quantitativa per difracció de raigs X.** TRAVERIA, A., y FONT, M.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 45-48, 11 ref., cat., res. fr., bibl. IGME.

\* Teoría, Análisis cuantitativo, Coeficiente de absorción, Difracción RX, Diagrama polvo, Absorción.

## MINERALOGIA: SILICATOS

850245. **Nota sobre la composición mineralógica de unos piroxenos monoclinicos de Peñas de Haya (Guipúzcoa, Navarra).** ARRIORTUA, M. I.; HERRERO, O. y AMIGO, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 63-66, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Silicato, Piroxeno, Difracción RX, Estructura cristalina, Constante reticular, Roca encajante, Granito, Provincia Guipúzcoa, Navarra.

## MINERALOGIA: NO SILICATOS

850241. **Aplicación del método de interpolación trigonométrica de Fourier en el estudio de la anisotropía de la reflectividad y microdureza en minerales.** MARCOS, C.; BLANCO, M., y VIRIGOS, J. M.

*Acta Geol. Hisp.* (1984), vol. 19, núm. 1, 37-44, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Oxido, Tungstato, Ilmenita, Hematites, Wolframita, Microdureza, Propiedad óptica, Reflexión onda, Medio anisótropo, Análisis mayores, Análisis armónico, Tratamiento dato.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

842148. **Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica.** SALAS, R.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 3.34-3.38, esp., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Control tectónico, Fosa tectónica,

Horst, Calcarenita, Wackstone, Packstone, Mundstone, Fauna, Sedimentación marina, Medio marino, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Cadena Costero Catalana, Macizo Ibérico.

842149. **Biostromas algales de la unidad arrecifal en el área Cintdadella (Menorca).** JURADO, M. J.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 3.39-3.42, 9 ref., esp., bibl. IGME.

\* Biostroma, Estructura biógena, Sedimentación arrecifal, Medio arrecifal, Algas, Rhodophycophyta, Mioceno, Baleares, Menorca.

842150. **Procesos de silicificación de turbiditas carbonatadas y su relación con la sedimentación.** BUSTILLO, M. A., y RUIZ-ORTIZ, P. A.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.1-4.5, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Silicificación, Turbiditas, Composición carbonatada, Fauna radiolario, Calcificación, Diagénesis tardía, Remoción sedimentaria, Malm, Jurásico sup., Provincia Jaén, Zona Bética.

842151. **Análisis del «Flysch Negro», Albiense sup.-Cenomaniense inf., en la Bahía de Arminza, Vizcaya.** BADILO, J. M.; GARCIA-MONDEJAR, J., y PUJALTE, V.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.6-4.9, esp., bibl. IGME.

\* Flysch, Sedimentación marina, Medio talud marino, Litofacies, Estructura sedimentaria, Eustatismo, Paleocorriente, Albiense, Cenomaniense, Provincia Vizcaya.

842152. **Depósitos de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá, Mallorca.** ALVARO, M.; BARNOLAS, A.; OLMO, P. DEL, y SIMO, A.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.10-4.12, 4 ref., bibl. IGME.

\* Roca carbonatada, Sedimentación marina, Medio talud marino, Litofacies, Mundstone, Wackstone, Grainstone, Calcarenita, Argilita, Bioturbación, Oolito, Estructura sedimentaria, Dogger, Jurásico medio, Mallorca, Baleares.

842153. **Cantos blandos.** ESTRADA, M. R.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.13-4.16, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Clasto, Textura pelítica, Turbiditas, Corriente turbidita, Boltaña, Provincia Huesca.

842154. **Unidades litoestratigráficas del Grupo de Hecho al W. del anticlinal de Boltaña (Prepirineo del Alto Aragón y Navarra).** REMACHA, E.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.17-4.20, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Turbidita, Abanico fluvial, Paleocorriente, Flysch, Eoceno, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

842155. **Ciclos de compensación. Significado sedimentológico de algunas capas que los forman.** REMACHA, E.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.21-4.24, esp., bibl. IGME.

\* Turbiditas, Corriente turbidez, Paleocorriente, Ciclo sedimentario, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

842156. **Unidades estratosedimentarias del Macizo de Randa.** EGUIZABAL, J.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 4.25-4.28, 3 ref., esp., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Control tectónico, Turbidita, Colada barro, Granoclasificación, Calcarenita, Estructura sedimentaria, Ripple mark, Fauna, Baleares, Mallorca.

842158. **Evolución tectosedimentaria de las cuencas turbidíticas de Ainsa y Jaca, zona centro-occidental de la vertiente surpirenaica.** MEJIAS, A. G., y CAMARA, P.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.4-5.7, 8 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cuenca sedimentaria, Ciclo sedimentario, Turbiditas, Sedimentación marina, Medio talud marino, Compresión tectónica, Paleogeografía, Eoceno, Provincia Huesca, Pirineos españoles.

842159. **Significado del umbral de Gallicantia durante el Cretácico Superior.** MELENDEZ, A.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.8-5.11, 6 ref., esp., bibl. IGME.

\* Cuenca sedimentaria, Sedimentación carbonatada, Control tectónico, Fractura, Geometría, Dolomitización, Litofacies, Paleogeografía, Cretácico sup., Provincia Zaragoza, Provincia Teruel, Macizo Ibérico.

842162. **Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya).** FERNANDEZ MENDIOLA, P. A., y GARCIA MONDEJAR, J.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.22-5.25, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Caliza bioclástica, Marga, Sedimentación marina, Control tectónico, Diapiro, Aptiense, Albiense, Urganiano, Provincia Vizcaya.

842163. **Paleogeografía mesozoica de las zonas externas Béticas como borde de la placa Ibérica entre el Atlántico y la Mesogea.** GARCIA DUEÑAS, V., y COMAS, M. C.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.26-5.28, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Secundario, Movimiento placa, Paleogeografía, Modelo, Estudio crítico, Zona Bética, Mar de Alborán.

842163. **El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montambán. Relación tectónica-sedimentación.** PARDO, G.; VILLENNA, J.; PEREZ, A., y GONZALEZ, A.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.29-5.32, esp., bibl. IGME.

\* Abanicos fluviales, Geometría, Control tectónico, Falla, Falla horizontal, Paleógeno, Provincia Teruel.

842164. **El Neógeno del borde SE de la depresión de Granada y su conexión con el corredor de las Alpujarras.** GONZALEZ DONOSO, J. M.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; ESTEVEZ, A.; LINARES, D.; LOPEZ GARRIDO, A. C.; SANZ DE GALDEANO, C., y SERRANO, F.

*10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca.* 5.33-5.34, 2 ref., esp., bibl. IGME.

\* Depresión, Fosa tectónica, Sedimentación marina, Medio marino, Sedimentación continental, Medio continental, Discordancia, Neógeno, Provincia Granada.

842166. **Evolución sedimentaria del Carbonífero superior en la zona de la Liébana (Cantabria).** SANCHEZ DE LA



TORRE, L.; AGUEDA, J.; COLMENERO, J. R., y GARCIA RAMOS, J. C.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 5.35-5.37, esp., bibl. IGME.

\* Cuenca sedimentaria, Sedimentación continental, Medio continental, Subsistencia, Abanico fluvial, Westfaliense, Discordancia angular, Arco astúrico.

842170. **Presencia de un caliche fósil en el Mioceno aluvial al sur de Aranda de Duero.** ARMENTEROS, I., y ALONSO GAVILAN, G.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.6-6.9, esp., bibl. IGME.

\* Caliche, Corteza calcárea, Microfacies, Abanico fluvial, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Mioceno, Provincia Segovia.

842172. **Evolución de la porosidad en las areniscas de facies Buntsandstein de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.** ARRIBAS, J.; SORIANO, J., y BARBA, C.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.14-6.17, esp., bibl. IGME.

\* Arenisca, Textura, Porosidad, Cimentación, Consolidación, Disolución, Volumen sedimento, Diagénesis, Buntsandstein, Macizo Ibérico, Aragón.

842173. **Composición y morfología de dolomitas. Aplicación a su interpretación genética.** FERNANDEZ CALVO, C., y SORIANO CARRILLO, J.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.18-6.20, 4 ref., esp., bibl. IGME.

\* Dolomía, Textura, Dolomitización, Dato RX, Dato MEB, Cretácico sup., Macizo Ibérico.

842174. **Petrología de los sedimentos biosilíceos y silíceos del Mioceno inferior, Alicante.** BUSTILLO, M. A.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.21-6.25, 7 ref., esp., bibl. IGME.

\* Calcarenita, Composición mineralógica, Silixita, Diagénesis, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Upwelling, Mioceno inf., Provincia Alicante.

842180. **Depósitos de tormenta en series de plataforma del Devónico de Asturias.** GARCIA RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C., y VALENZUELA, M.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.41-6.44, esp., bibl. IGME.

\* Plataforma continental, Sedimentación, Hulla, Tormenta, Arenisca, Lutita, Bioturbación, Devónico, Asturias.

842181. **Las facies del Carbonífero inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica (Poster).** GABALDON, V., y QUESADA, C.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.45, esp., bibl. IGME.

\* Sedimentación deltaica, Medio deltaico, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Control tectónico, Paleogeografía, Modelo, Carbonífero inferior, Ossa Morena, Hercínico Sur.

842182. **Valor acuífero del modelo sedimentario de plataforma carbonatada del Mioceno de la isla de Menorca.** BARON, A.; BAYO, A., y FAYAS, J. A.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 6.46-6.47, esp., bibl. IGME.

\* Plataforma continental, Roca carbonatada, Sedimentación arrecifal, Medio arrecifal, Acuífero, Modelo, Mioceno, Baleares, Mallorca.

842190. **Sedimentología de los recursos deposicionales del Mioceno del Camp de Tarragona.** CALVET, F.; BARNOLAS, A.; MARZO, M., y TORRENT, J.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 7.28-7.31, esp., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Mioceno, Control tectónico, Horst, Fosa tectónica, Corte geológico, Hardground, Discontinuidad, Superficie erosión, Litofacies, Provincia Tarragona.

842191. **Depósitos marinos litorales y de abanico aluvial del Mioceno de la isla de Cabrera (Baleares).** FORNOS, J. J.; POMAR, L., y RODRIGUEZ PEREA, A.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 7.32-7.35, esp., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Sedimentación litoral, Abanico fluvial, Ciclo sedimentario, Estromatolito, Mioceno, Isla Cabrera, Baleares.

842194. **Unidades deposicionales del Neógeno Menorquín.** OBRADOR, A.; POMAR, L.; RODRIGUEZ, A., y JURADO, M. J.

10.º Congreso Nac. de Sedim. Menorca. 7.43-7.45, esp., bibl. IGME.

\* Ciclo sedimentario, Neógeno, Baleares, Menorca.

850062. **Características y evolución de unos depósitos de «Cliff-Top» localizados sobre la rasa costera vizcaína.** CRUZ-SANJULIAN, J. J.; GARCIA MONDEJAR, J.; GRANDA, J. M., y PUJALTE, J.

*Thalassas* (1984), vol. 2, núm. 1, 31-34, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Sedimentación eólica, Arena, Análisis mayores, Clasificación granulométrica, Estructura sedimentaria, Provincia Vizcaya.

850064. **Zonación ambiental de la ría de San Vicente de la Barquera (Cantabria).** GONZALEZ LASTRA, J. R., y GONZALEZ LASTRA, J.

*Thalassas* (1984), vol. 2, núm. 1, 43-49, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Medio litoral, Sedimentación estuario, Sedimento, Fango, Arena, Estructura sedimentaria, Flora, Provincia Santander.

850068. **El estuario del río Miño: Observaciones previas de su dinámica.** VILAS, F., y SOMOZA, L.

*Thalassas* (1984), vol. 2, núm. 1, 87-92, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación estuario, Medio litoral, Morfodinámica, Barra, Canal marino, Marea, Provincia Pontevedra.

850140. **Mineralogía de los materiales terciarios del área de Tarazona-Borja-Ablitas (Depresión del Ebro).** GONZALEZ, I., y GALAN, E.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 115-128, 39 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mioceno, Roca clástica, Roca carbonatada, Síntesis bibliográfica, Clasificación granulométrica, Composición mineralógica, Difracción RX, Histograma, Provincia Zaragoza, Cuenca Ebro.

## SUELOS

850127. **Contribución al estudio morfológico y evolutivo de los suelos desarrollados sobre dolomías kakiritizadas en clima seco.** GARCIA FERNANDEZ, I.; SIMON, M., y AGUILAR, J.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 1931-1947, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Rendzine, Regosol, Suelo, Suelo poco desarrollado, Pedogénesis, Roca madre suelo, Dolomía, Granulometría, Mineralogía arcilla, Provincia Granada.

850128. **Estudio de los suelos sobre Jumillitas de la Sierra de las Cabras, Albacete. II. Mineralogía de la fracción arcilla.** ALIAS PEREZ, L. J.; HERNANDEZ BASTIDA, J., y FERNANDEZ TAPIA, M. T.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 1949-1960, 32 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Jumillita, Mollisol, Haploxeroll, Calcixeroll, Torriorthent, Suelo, Pedogénesis, Mineralogía arcilla, Roca madre suelo, Traquita, Difracción RX, Diagrama polvo, Provincia Albacete.

850129. **Contribución al estudio morfológico y evolutivo de los suelos desarrollados sobre coluvios calizos en clima xérico.** GARCIA FERNANDEZ, I.; SIMON, M., y AGUILAR, J.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 1961-1976, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Zonografía suelo, Rendzine, Regosol, Suelo, Suelo poco desarrollado, Ladera, Textura, Coluvión, Granulometría, Pedogénesis, Provincia Granada.

850130. **Los Acrisoles gleicos de la zona de Linares, Jaén.** DELGADO, G.; AGUILAR, J., y SIMON, M.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 1977-1990, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Acrisol, Suelo, Suelo mediterráneo, Estructura suelo, Granulometría, Micromorfología suelo, Pedogénesis, Provincia Jaén.

850131. **Contribución al estudio de los suelos desarrollados sobre sedimentos fluviales recientes en Galicia.** DE BLAS, E.; GIL SOTRES, F., y GUITIAN OJEA, F.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 2009-2028, 23 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cambisol, Fluvisol, Suelo, Suelo pardo, Suelo de aluvión, Perfil suelo, Estructura suelo, Microestructura suelo, Propiedad física, Propiedad química, Galicia.

850132. **Estudio edáfico de los suelos del sector Salar-Alhama, Granada.** FERNANDEZ, J.; ORTEGA, E.; PARRAGA, J., y AGUILAR, J.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 2029-2050, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Vertisol, Luvisol, Cambisol, Regosol, Suelo poco desarrollado, Suelo pardo, Estructura suelo, Microestructura suelo, Propiedad química, Propiedad física, Provincia Granada.

850142. **Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno medio al sur de Villaluenga.** BUSTILLO, M. A.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 137-151, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Mioceno, Sedimentación carbonatada, Diatomea, Análisis mayores, Sedimentación agua profunda, Medio agua poco profunda, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Diagénesis, Silicificación, Sílice, Opalo, Sepiolita, Provincia Toledo.

850143. **Génesis y evolución de los caliches miocenos del sureste de la depresión del Duero.** ARMENTEROS, I., y ALONSO-GALVAN, G.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 153-163, 15 ref., esp., res., ing., bibl. IGME.

\* Corteza caliza, Mioceno, Acricción, Difracción RX, Composición mineralógica, Diagénesis, Silicificación, Dolomitización, Provincia Segovia.

## YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

850141. **Las mineralizaciones filonianas de fluorita-(galeña) del Calar de San José (Sierra de Baza, Cordilleras Béticas).** TORRES-RUIZ, J., y DELGADO, F.

*Estud. geol. (Madrid)*, 1984, vol. 40, núm. 3-4, 129-136, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fluorita sustancia, Plomo sustancia, Landiniense, Carniense, Roca encajante, Roca carbonatada, Falla, Cabalgamiento, Filón, Control tectónico, Orogenia alpina, Diagénesis, Provincia Granada.

850156. **La cantería de granito en Zarzalejo.** LORA-TAMAYO, G.

*Geographica* (1983), vol. 25, 153-166, 16 ref., esp., bibl. IGME.

\* Granito, Cantería, Histórico, Producción, Tecnología, Inventario, Provincia Madrid.

## PETROLEO

850139. **La cruda historia del crudo.** PISTONES.

*El geólogo* (1984), vol. 2, núm. 8, 6-7, esp., bibl. IGME.

\* Hidrocarburo, Prospección minera, Histórico, Geología, España.

850133. **Aplicación del «sistema de clasificación de las condiciones de fertilidad del suelo» a la cartografía de suelos de la zona de Linares.** DELGADO, G., y AGUILAR, J. *An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 2107-2125, 12 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Agricultura, Clasificación, Metodología, Cartografía, Mapa pedológico, pH, Fósforo, Potasio, Carbonato, Capacidad carga catión, Provincia Jaén.

850134. **Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia: y III. Evapotranspiración potencial y balance hídrico.** RETUERTO, R.; UCIEDA, F., y CARBALLEIRA, A.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 2243-2265, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Evapotranspiración, Balance de agua, Previsión, Ecuación matemática, Regresión estadística, Ecología, Galicia.

850135. **Las clases de fosfatos, su disponibilidad en suelos agrícolas y otros trabajos relacionados con el elemento fósforo. Parte II. Procesos de adsorción-desorción y estudios sobre fertilidad de suelos y nutrición vegetal.** DE ARAMBARRI, P.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 2267-2284, 79 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Adsorción, Desorción, Fósforo, Suelo, Fertilización, Síntesis bibliográfica.

850247. **Selvicultura mediterránea en suelos con pseudogley.** MONTOYA, J. M.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1981), vol. 10, núm. 19, 3-10, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo hidromorfo, Pseudogley, Suelo intrazonal, Humedad suelo, Vegetación, Mediterráneo.

850248. **Evolución de la materia orgánica del suelo en el Monte de El Pardo, Madrid.** VELASCO, F., y POLO, A.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1981), vol. 10, núm. 19, 11-18, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Perfil suelo, Materia orgánica, Humus, Acido húmico, Carga ión, Propiedad química, Granulometría, Vegetación, Provincia Madrid

850249. **Estudio del humus de los sedimentos subacuáticos fluviales en diversos ecosistemas de la Sierra de Guadarrama.** ALMENDROS, G., y POLO, A.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1981), vol. 10, núm. 19, 19-32, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo aluvión, Medio agua dulce, Medio anaerobio, Humus, Acido húmico, Carga ión, Ecosistema, Provincia Madrid, Sierra de Guadarrama, Hercínico Centro.

850250. **Evolución de la estructura química de los ácidos húmicos del suelo en diversos ecosistemas forestales de las Villuercas (Cáceres).**

*Bol. Est. Cent. Ecol.* (1981), vol. 10, núm. 20, 3-8, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Suelo pardo, Podsol, Perfil suelo, Acido húmico, Análisis químico, Carbono, Hidrógeno, Oxígeno, In-forme químico, Provincia Cáceres.

850251. **Estudio sobre la naturaleza y composición del humus de la vegetación muscinal en las etapas pioneras de la edafogénesis en distintos ecosistemas forestales.** ALMENDROS, G., y POLO, A.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1982), vol. 11, núm. 21, 31-41, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Humus, Acido húmico, Pedogénesis, Roca madre suelo, Caliza, Granito, Suelo gris forestal, Vegetación, Provincia Madrid

850253. **Estudio sobre conservación y manejo de montes en la comarca del Andévalo (Huelva).** GIMENEZ-CASSELLANO, A.; DIAZ, J. L., y BAÑOS, G.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1983), vol. 12, núm. 24, 3-19, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Devónico, Pizarra, Grauwaca, Arenisca, Cuaternario, Discordancia angular, Roca clásica, Orogenia hercínica, Tectónica superpuesta, Suelo, Clasificación, Suelo esquelético, Ranker, Sierozen, Suelo pardo, Suelo de aluviones, Protección medio ambiente, Agua superficie, Provincia Huelva

850254. **Características del humus forestal en las tierras pardas subhúmedas sobre areniscas (facies Buntsandstein), Guadalajara.** VELASCO, F., y ALMENDROS, G.

*Bol. Estac. Cent. Ecol.* (1984), vol. 13, núm. 26, 17-24, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Ecosistema, Suelo, Suelo pardo forestal, Perfil suelo, Vegetación, Materia orgánica, Humus, Acido húmico, pH, Provincia Guadalajara

850260. **Las costras calizas y su valor climático testimonial. Nuevas observaciones en España y Africa del Norte.** ROHDENBURG, H., y SABELBERG, V.

*Estud. geogr.* (1984), vol. 45, núm. 175, 215-237, 29 ref., esp., res. ing., fr., bibl. IGME.

\* Corteza calcárea, Génesis, Diferenciación horizonte, Piedemonte, Denudación, Clima, Síntesis bibliográfica, España, Africa del Norte.

## GEOQUIMICA

850126. **La contaminación por metales pesados en la zona de Linares, hoja topográfica núm. 905.** SERRANO, M.; SAURA, I.; DELGADO, G., y AGUILAR, J.

*An. edafol. agrobiol.* (1983), vol. 42, núm. 11-12, 1913-1929, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Suelo, Metal pesado, Contaminación, Análisis químico, Sedimentación eólica, Provincia Jaén.

## GEOFISICA

850136. **Anuario de geomagnetismo centro geofísico de Canarias. Año 1981.** INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL.

*Anu. geomagn. cent. geofis. Canarias*, 62 pp., esp., bibl. IGME.

\* Campo magnético, Variación secular, Declinación magnética, Variación diurna, Intensidad magnética, Tenerife, Canarias.

850137. **Boletín sísmico. 1981.** INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL.

*Bol. sísmico obs. Almería*, 48 pp., esp., bibl. IGME.

\* Sismo, Inventario, Onda corto período, Onda largo período, Instrumentación, Epicentro, Dato, Provincia Almería.

850183. **Propagación de Ondas Love a través de medios irregulares.** SERON, F. J.

*I Jornadas sobre Métodos Numéricos de la Ingeniería. Alcalá de Henares (Madrid)*, 1983, 55-58, 5 ref., esp., bibl. IGME.

\* Onda Love, Propagación onda, Medio anisótropo, Ecuación matemática, Modelo.

## ENERGIA

850193. **El desarrollo hidroeléctrico en España.** UNESA. *Unidad eléctrica, S. A.* (1984), 47 pp., esp., bibl. IGME.

\* Hidrología superficie, Lago artificial, Central eléctrica, Electricidad, Producción, Previsión, España.

850256. **Datos comparativos de la minería del carbón.** CARBUNION.

*Datos comp. min. carbón refino pet.* (1984), núm. 7-8-9, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Producción, Utilización sustancia, Asturias, Provincias León, Palencia, Teruel.

## ECONOMIA

850181. **Purificación de feldespatos por separación magnética.** LOPEZ GOMEZ, F. A.; MEDINA, J.; RUIZ SIERRA, J. C.; GARCIA CARCEDO, F., y MEDINA, F.

*Rocas miner.* (1984), vol. 13, núm. 155, 28-33, 23 ref., esp., bibl. IGME.

\* Feldespato sustancia, Mineralurgia, Concentración, Refino, Susceptibilidad magnética, Flotación, Metodología, Análisis mayores.

850186. **Modelización en la Minería.** RAMIREZ OYANGUREN, P.

*I Semana sobre Informática en la Ingeniería y en la Enseñanza. Madrid* (1984), 59-62, esp., bibl. IGME.

\* Modelo, Evaluación yacimiento, Mina, Hidrogeología, Geotécnica, Cielo abierto.

850188. **Informática y planificación minera.** PALOMERO, A.

*I Semana sobre Informática en la Ingeniería y en la Enseñanza. Madrid* (1984), 100-109, esp., bibl. IGME.

\* Planificación, Geología matemática, Explotación, Mina, Modelo matemático, Evaluación yacimiento.

850189. **La minería cartagenera en torno a la primera guerra mundial (1909-1923).** EGEA BRUNO, P. M.

*Murcia: Univ., secret, publ.* (1983), 76 pp., esp., bibl. IGME.

\* Histórico, Producción, Valor producción, Exportación, Plomo sustancia, Hierro sustancia, Cinc sustancia, Provincia Murcia.



# NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

## Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

## Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

## Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

## 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 ..... Teléfono .....  
Ciudad (provincia) ..... D. P. ....  
País ..... FIRMA  
Fecha .....

## BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

### ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO  
WE HAVE RECEIVED  
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA  
WE ARE IN WANT OF  
IL NOUS MANQUE

FECHA  
DATE

FIRMA  
SIGNATURE

NOMBRE  
NAME  
NOM

DIRECCION  
ADDRESS  
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones  
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Centro de Publicaciones  
Ministerio de Industria y Energía

ISSN 0366 - 0176