



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 102

Julio - Agosto 1991

NUMERO 4



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 -0176

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un «Geological Survey of Spain», es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R. D. 1.270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

II / 1-4-9

Volumen 102
Número 4
Julio - Agosto 1991

boletín geológico y minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Geología	B. ABALOS, L. EGUILUZ y J. I. GIL IBARGUCHI: Evolución tectonometamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I: La Unidad Para-Autóctona 3
	A. GARCIA-CORTES, H. MANSILLA e I. QUINTERO: Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante) 36
Aguas subterráneas	J. MAS, J. TRILLA y M.ª L. VALLS: La problemática de la datación mediante ¹⁴ C en precipitados subaéreos de carbonatos. Caso de los travertinos de Llorá (Girona) 48
	J. TRILLA y J. ESTALRICH: Un modelo de evaluación de la capacidad reguladora de un acuífero 62
Ingeniería GeoAmbiental	B. MARISCAL: Fluctuación climática y variación de la vegetación durante el período Subboreal. Análisis polínico del Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería) 68
Geoquímica	A. APARICIO, J. M. MITJAVILA, V. ARAÑA e I. M. VILA: La edad del volcanismo de las Islas Columbreta Grande y Alborán (Mediterráneo occidental) 74
Estudio de minerales y rocas	J. M. TENA y J. MATEO: El análisis RPE (Resonancia Paramagnética Electrónica) en la discriminación de cuarzos de génesis distinta ... 83
	J. GONZALEZ DEL TANAGO: Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarraña (Córdoba, España): Mineralizaciones de berilio 90
Información	Noticias y Notas bibliográficas 116

**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 TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO**

El Instituto Tecnológico GeoMinero 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 Tecnológico GeoMinero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Acumulación de orbículas del granito del Plutón de Caldas de Reyes (Pontevedra).

Autor: Félix Bellido Mulas.

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

ISSN 0366 - 0176

NIPO 232 - 91 - 020 - 2

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

Evolución tectono-metamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I: La Unidad Para-Autóctona.

Por B. ABALOS (*), L. EGUILUZ (*) y J. I. GIL IBARGUCHI (**)

RESUMEN

En este trabajo, el primero de una serie de dos, se presentan los resultados de las investigaciones realizadas sobre el metamorfismo y evolución tectonotérmica del tercio central del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba; en particular lo que se refiere a la Unidad Para-Autóctona. Se aborda el estudio petrológico detallado del metamorfismo registrado por los materiales de esta unidad; se calculan las condiciones de presión y temperatura alcanzados en diversos momentos de los episodios metamórficos M_1 (Proterozoico Superior) y M_2 (Hercínico), y se interpretan a la luz de las relaciones metamorfismo-deformación. Los recorridos Presión-Temperatura-tiempo (trayectorias PTt) calculados permiten establecer las relaciones que existen entre unidades metamórficas con características litoestratigráficas e historias tectonotérmicas diferentes y evidenciar el carácter polimetamórfico del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

Palabras clave: Metamorfismo, Geotermo-barometría, Trayectorias PTt, Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

In this paper, the first of a series of two, the results of works dealing with the metamorphism and tectonothermal evolution of the central part of the Badajoz-Córdoba shear zone are presented. In this first work attention is paid to the metamorphism of the so-called Para-Autochthonous Unit. A detailed petrologic study of the metamorphism undergone by the materials of the above unit is accomplished. The pressures and temperatures attained at different times of the episodes M_1 (Upper Proterozoic) and M_2 (hercynian) have been esteemed and interpreted in the light of the relations metamorphism-deformation. Pressure-Temperature-time paths reconstructed let establish the relationships between metamorphic units with different lithostratigraphic characteristics and tectonothermal histories and then demonstrate the polymetamorphic evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Zone.

Key words: Metamorphism, Geothermo-barometry, PTt paths, Badajoz-Córdoba Shear Zone, Ossa-Morena, Iberian Massif.

1. INTRODUCCION. CUADRO GEODINAMICO

La banda de cizalla o Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba se extiende a lo largo de 400 kilómetros de longitud y 5-15 kilómetros de anchura entre las Zonas Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico. Desde el punto de vista litoestratigráfico, el Corredor Blastomilonítico está constituido por un complejo gneísico alóctono (Unidad Alóctona, ABALOS et al., 1990) emplazado tectónicamente sobre un conjunto

para-autóctono de naturaleza metapelítica (Unidad Para-autóctona). La Unidad Alóctona referida está compuesta por cinco láminas (con características litológicas, petrográficas, historias y evoluciones tectonotérmicas propias; cf. ABALOS y EGUILUZ, 1990), apiladas tectónicamente y separadas entre sí por bandas de ultramilonitas (figura 1).

Recientemente (ABALOS et al., 1990) se ha propuesto una subdivisión de los materiales del Corredor Blastomilonítico de forma tal que se puede establecer una columna completa de la Unidad Alóctona citada anteriormente a base de un conjunto de láminas apiladas tectónicamente y separadas por importantes zonas de cizalla que

(*) Depto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao (España).

(**) Depto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao (España).

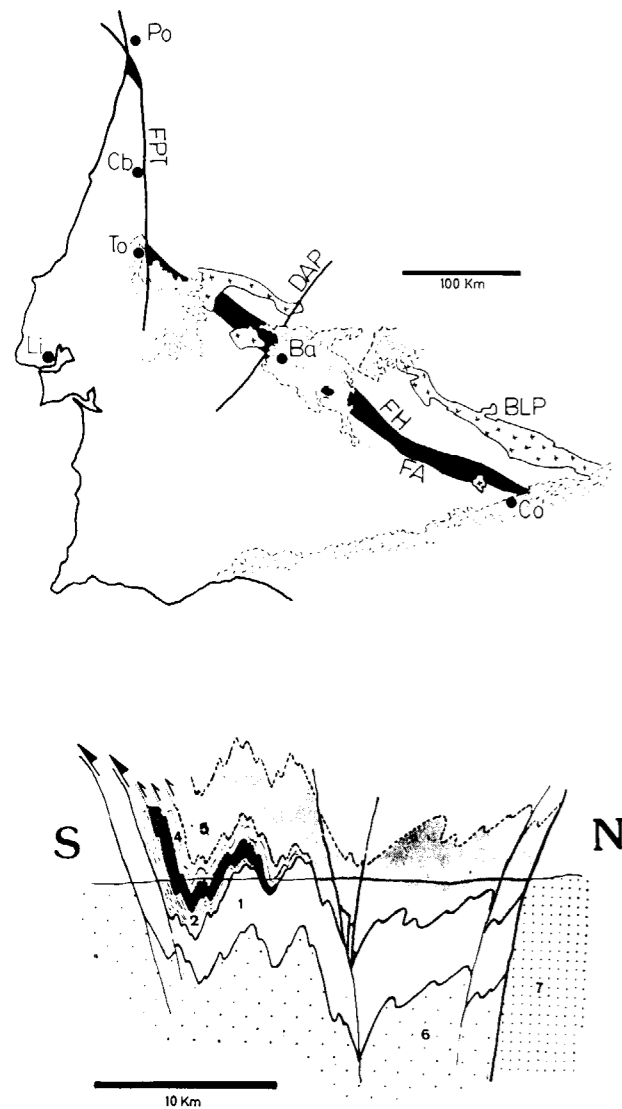


Figura 1.—A) Esquema simplificado del contexto geológico del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (en negro). BLP, Batolito de Los Pedroches y plutones relacionados; DAP, Dique Alentejo-Plasencia; FA, Falla de Azuaga; FH; Falla de Hornachos; FPT, Falla de Porto-Tomar. Localidades: Ba, Badajoz; Cb, Coimbra; Co, Córdoba; Li, Lisboa; Po, Portalegre; To, Tomar. B) Corte geológico del corredor en el que se muestra la disposición estructural de los materiales de la Unidad Para-autóctona (1) y de la Unidad Alóctona, constituida por los Gneises Milonita de Higuera de Llerena y la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos (2) en la base, y por la Lámina Eclogítica (3), el Complejo Leptino-anfibolítico (4) y la Serie Negra (5) hacia el techo. Todo este complejo metamórfico se dispone en aloctonía sobre materiales del Precámbrico Superior y del Paleozoico Inferior de la Zona de Ossa-Morena (6), los cuales están separados por la Falla de Hornachos de un dominio con un registro estratigráfico paleozoico inferior de afinidades centro-ibéricas (7).

presentan características litoestratigráficas e historias metamórficas diferentes (fig. 1):

- Gneises Milonita de Higuera de Llerena, en la base.
- Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos.
- Lámina Eclogítica.
- Complejo Leptino-anfibolítico.
- Serie Negra, en el techo del apilamiento.

Los Gneises Milonita de Higuera de Llerena (CHACON, 1974) son gneises ocelares con grandes porfirocristales de feldespato envueltos en una matriz formada por cuarzo, biotita y sillimanita, fundamentalmente. Están intensamente deformados y gradan hacia el techo de la unidad a un paquete de ultramilonitas de potencia hectométrica que engloba masas exóticas de rocas ultramáficas (CHACON y VELASCO, 1981).

La Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos es asimilable al tramo de Paragneises del Arroyo Argallón de DELGADO-QUESADA (1971), y consta de paragneises migmáticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplitoides, ortogneises anatécnicos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas banales, granatíferas y de retroeclogitas, principalmente. Su potencia, muy difícil de establecer, es de orden kilométrico.

La Lámina Eclogítica es asimilable al tramo de Anfibolitas de las Mesas de DELGADO QUESADA (1971), y consta de eclogitas, anfibolitas granatíferas y rocas ultramáficas. Alcanza su máxima potencia (varios centenares de metros) en la transversal del Cerro de las Mesas, al E de Azuaga. No es continua a todo lo largo del sector central del Corredor, pues se adelgaza y desaparece hacia el SE y el NO.

El Complejo Leptino-anfibolítico consta de anfibolitas, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos. En el corte del Arroyo de los Pilonos una importante banda de milonitas y ultramilonitas separa esta unidad de la Lámina Eclogítica infrayacente. Hacia el NO, entre Villafranca de los Barros y Berlanga, esta unidad aflora en malas condiciones y su posición no está suficientemente bien establecida, aunque parece situarse encima de materiales de la Lámina Eclogítica, ocupando los núcleos de las sinformas descritas por la Unidad Alóctona (las posiciones estructural-

mente más altas) a lo largo de todo el Corredor Blastomilonítico. Su potencia es de varios centenares de metros.

La Serie Negra consta principalmente de esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras y presenta características similares a los materiales de la misma unidad que afloran en otros dominios de la Zona de Ossa-Morena (por ejemplo, en el antiforme de Burguillos-Monesterio; ref. EGUILUZ, 1988). En su base aparece un complejo gneísico de origen migmático que aflora en el Domo de Mina Afortunada (ABALOS y EGUILUZ, en prensa).

Este apilamiento de unidades gneísicas imbricadas descansa sobre la Unidad Para-autóctona, constituida por una serie de naturaleza terrígena (pizarras, esquistos y meta-arenitas que conforman las denominadas Formaciones de Azuaga y de la Atalaya (CHACON, 1979). Esta unidad presenta un metamorfismo de presiones intermedias-bajas hacia el SO y de altas presiones hacia el NE (ABALOS, 1990).

La evolución tectono-metamórfica registrada en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba se caracteriza por un primer episodio de deformación (D_1) y metamorfismo (M_1) asociado al apilamiento de las láminas gneísicas (con rocas de alto grado características de porciones inferiores de la corteza y eclogitas) que constituyen la Unidad Alóctona y al emplazamiento posterior de ésta sobre la Unidad Para-autóctona durante el Proterozoico Superior (ca. 600 Ma: BELLON et al., 1979; DELOCHE et al., 1979; SCHAFFER et al., 1989), por un segundo episodio de rifting (ca. 500-450 Ma; CASTRO, 1987; GARCIA CASQUERO et al., 1988; QUESADA, 1989) y por un tercer episodio de deformación dúctil transcurrente (D_2) claramente hercínico al que se asocia un metamorfismo (M_2) de grado bajo-medio que trastoca ligeramente las asociaciones previas (ABALOS y EGUILUZ, 1990; EGUILUZ et al., 1990). Este segundo episodio afecta en diversa medida a todas las rocas del Corredor Blastomilonítico y evoluciona durante el Carbonífero (BLATRIX y BURG, 1981; ABALOS, 1989; DALLMEYER y QUESADA, 1989) a una deformación frágil (D_3).

Las estructuras D_1 reflejan el emplazamiento de importantes unidades tectónicas que presentan una dirección de movimiento bastante constante dirigido hacia el S (sentido N170-190E; ABALOS

y EGUILUZ, 1990; ABALOS, 1990). Son más prominentes en los niveles estructurales más altos que se han conservado en la Unidad Alóctona y en la mayor parte de la Unidad Para-autóctona. Las estructuras D_1 han sido borradas casi totalmente por las estructuras D_2 , aunque se conservan las asociaciones minerales del metamorfismo M_1 (EGUILUZ et al., 1990). Las estructuras D_2 son resultado de un cizallamiento transcurrente sinistro de carácter dúctil y frágil-dúctil. Las estructuras D_3 , asociadas al funcionamiento en dirección de grandes accidentes frágiles, se desarrollan bajo un régimen de la deformación comparable al del episodio D_2 .

2. METODOS DE ESTUDIO

Se han realizado análisis con microsonda electrónica sobre muestras seleccionadas de rocas metamórficas pertenecientes tanto a la Unidad Para-autóctona (esquistos de la Fm. Atalaya, ortogneis de Ribera del Fresno, etc.) como a la Unidad Alóctona (gneises milonita de Higuera de Llerena, gneises de Azuaga y Serie Negra).

Los análisis fueron realizados con la microsonda electrónica CAMEBAX del Centre de Mésures Physiques de la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia), mediante la técnica de dispersión de la longitud de la onda. Las condiciones de trabajo durante las mediciones fueron las siguientes: tiempo de integración, 10 seg.; tensión de aceleración, 15 kV; corriente de imagen: ca. 10 nA. Los patrones utilizados fueron de óxidos y silicatos suministrados por el BRGM. En estos análisis el error analítico se puede considerar inferior al 2 por 100 para la mayor parte de los elementos mayores (BOIVIN, 1982).

2.1. FORMULAS ESTRUCTURALES

Las fórmulas estructurales de los minerales se han calculado siguiendo las líneas generales propuestas por DEER et al. (1966) a partir de los propios análisis de microsonda. Por lo general, los citados análisis se han recalculado a 100 por 100 en el caso de minerales anhidros cuya suma total de óxidos fuese mayor de 100.5 por 100 o menor le 99,5 por 100. En los casos en los que los análisis se ajustan a tales límites o en los que se trata de minerales con cationes (OH)⁻ las

fórmulas estructurales se han obtenido directamente a partir de los análisis sin recalcularse a 100 por 100. Los análisis recalculados a 100 por 100 que se presentan en algunas tablas son aquellos en los que las fórmulas estructurales calculadas guardan proporciones estequiométricas coherentes.

Las fórmulas estructurales de piroxenos, anfíboles y granates se han obtenido separando los contenidos en Fe^{3+} y Fe^{2+} , asumiendo para ello composiciones estequiométricas de los minerales mediante balance de cargas siguiendo diferentes modelos (MORIMOTO, 1988 para los piroxenos; RYBURN et al., 1975, y LAIRD y ALBEE, 1981, para los granates; y LEAKE, 1978 para los anfíboles).

2.2. CALCULOS GEOTERMOBAROMETRICOS

Como señala POWELL (1985a), la geotermobarometría es una ciencia muy inexacta en la cual los errores analíticos y las diferentes correcciones (redondeos) son errores que se van propagando a través de los cálculos aumentando el grado de incertidumbre de los resultados finales. Las temperaturas y presiones que se calculan para la estabilidad de un determinado equilibrio mineral no son concluyentes en sí mismas, sino que, por el contrario, deben considerarse como una parte de la trayectoria o «path» PTt (presión-temperatura-tiempo) que siguen las rocas metamórficas en el campo presión-temperatura (campo P-T) en el curso de su evolución. Este carácter puntual de los resultados geotermobarométricos es el responsable principal de que en muchas ocasiones el interés de los estudios de este tipo se haya centrado en el cálculo de las temperaturas máximas del metamorfismo; condiciones bajo las cuales se supone que la velocidad de la mayor parte de las reacciones metamórficas depende más de la temperatura que de la presión (MUELLER y SAXENA, 1977).

Otros aspectos de interés en los cálculos son aquellos que se refieren a la superposición y sustitución de unas asociaciones por otras en las rocas durante el curso de su evolución progradada o retrógrada. Se hace necesario aquí considerar las relaciones texturales en las paragénesis metamórficas y su significado, de la misma manera que para calcular las condiciones P-T del

clímax metamórfico es necesario conocer cuáles son los minerales estables bajo tales circunstancias, decidir si están en equilibrio entre sí y si tal equilibrio ha sido modificado con posterioridad. Así pues, la caracterización de los puntos o segmentos de los recorridos que han seguido las rocas metamórficas en el campo P-T depende en gran medida de la interpretación que se haga de las relaciones texturales y de las asociaciones minerales observadas.

La aplicación de los diferentes métodos geotermométricos y geobarométricos se hace asumiendo que se cumplen ciertas condiciones, algunas de las cuales se excluyen entre sí (BOHLEN y LINDSLEY, 1987):

- los equilibrios o reacciones básicas que se utilizan para los cálculos están suficientemente bien calibrados, ya sea mediante datos termodinámicos, mediante técnicas experimentales, o mediante ambos;
- los efectos que ejercen otros componentes sobre los equilibrios son explicables y controlables mediante esquemas determinados o modelos de solución sólida;
- los minerales que constituyen las asociaciones estudiadas están en equilibrio;
- la asociación en equilibrio no ha sufrido modificaciones con posterioridad al establecimiento del mismo, o bien éste se puede reconstruir a partir de criterios y evidencias texturales o de otro tipo observables en las rocas.

En las mejores circunstancias, los diferentes equilibrios que se dan en una roca en el curso de su evolución se bloquean bajo condiciones de P y T específicas y diferentes. De este modo resulta posible inferir las condiciones P-T por las que han pasado las rocas estudiadas en varios de los estadios de su historia, siendo ésta la base para la determinación de sus trayectorias presión-temperatura-tiempo (PTt).

La gran variedad litológica de las unidades tectónicas estudiadas es responsable de la existencia de una gran variedad de asociaciones minerales cuyos equilibrios son susceptibles de estudio mediante las técnicas convencionales en termometría y barometría de rocas metamórficas. La mayor parte de las calibraciones geotermométricas

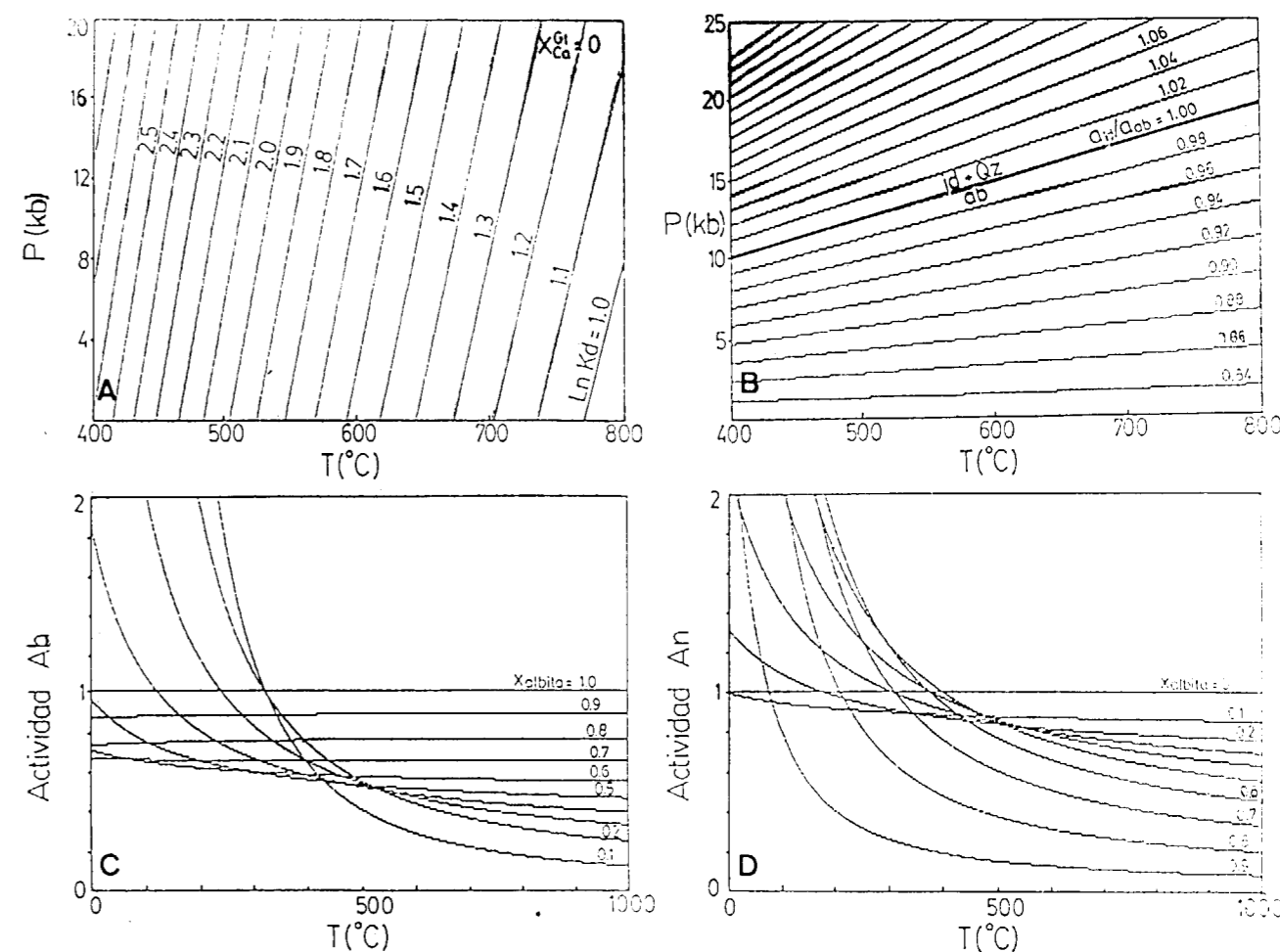


Figura 2.—Principios básicos para la determinación de las condiciones de equilibrio de una asociación mineral. En este ejemplo, para asociaciones con albita, granate y clinopiroxeno, los diferentes valores del coeficiente de reparto K_d de Fe y Mg entre granate y clinopiroxeno (A) resultan en un conjunto de isopletas en el espacio P-T que, debido a su pendiente acusada, tienen un gran valor geotermométrico. Las relaciones entre las actividades de los componentes albita y jadelita en plagioclasas y piroxenos (B) permiten determinar otra serie de isopletas cuya pendiente poco acusada confiere al equilibrio mineral correspondiente un valor geobarométrico. Las actividades de determinados componentes o miembros finales existentes en solución sólida en un mineral dependen de una serie de variables, entre las que destacan la composición química y la temperatura. En los diagramas C y D se representan las actividades de los componentes albitico (C) y anortítico (D) de plagioclasas en función de la temperatura. El hecho de que los valores de la actividad que resultarían para los dos componentes en una determinada plagioclasa no sean complementarios es consecuencia de la asunción de un determinado modelo de solución sólida para explicar las relaciones actividad-composición. Las isopletas correspondientes a las reacciones que son buenos geotermómetros se cortan con ángulos elevados con las que corresponden a buenos geobarómetros, lo que permite calcular con un menor grado de error las condiciones de equilibrio de la asociación. A) está basado en la calibración geotermométrica de ELLIS y GREEN (1979); B) en la de NEWTON (1986); C) y D) se han calculado utilizando las fórmulas para las relaciones actividad-composición de las plagioclasas recopiladas por NEWTON (1986).

cas o geobarométricas incorporan su propia colección de datos termodinámicos. No obstante, los valores de entalpía, entropía, volumen molar o fugacidad del H_2O necesarios para llevar a cabo determinados cálculos se han obtenido fundamentalmente de la recopilación de HELGESON

et al. (1978) y del trabajo de DELANY y HELGESON (1978).

En esquistos y gneises metapelíticos se han aplicado los geotermómetros siguientes: granate-biotita, granate-fengita y plagioclasa-feldespato alcalino, junto con los geobarómetros que impli-

can a las asociaciones granate-plagioclasa-cuarzo-silicatos aluminicos, granate-fengita-biotita-plagioclasa y clorita-moscovita-biotita.

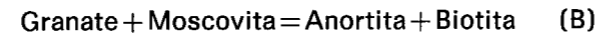
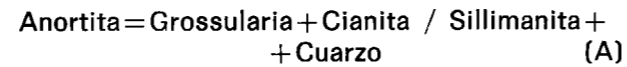
En lo que se refiere al ampliamente utilizado geotermómetro granate-biotita se han utilizado los coeficientes de reparto de Fe-Mg y las fórmulas obtenidas por GOLDMAN y ALBEE (1977), HOLDAWAY y LEE (1977), PERCHUCK (1977), FERRY y SPEAR (1978), HODGES y SPEAR (1982), PERCHUCK et al. (1985), GANGULY y SAXENA (1984), HODGES y ROYDEN (1984), INDARES y MARTIGNOLE (1985) y HOINKES (1986). En la mayoría de ellos los coeficientes de reparto (Kd) de Fe y Mg entre granate y biotita son iguales o están relacionados por razones inversas, aunque algunos de ellos incorporan cálculos complicados fundamentados en la consideración de determinados modelos de solución sólida y de actividad-composición (HODGES y ROYDEN, 1984; INDARES y MARTIGNOLE, 1985). HOINKES (1986) introduce un factor adicional (la fracción molar del Ca en el granate) para corregir los coeficientes de reparto al considerar que este componente tiene un efecto significativo en las temperaturas calculadas (las aumenta ligeramente). En este estudio se ha podido observar, no obstante, que los resultados obtenidos con el geotermómetro de HOINKES (1986) dan temperaturas anormalmente elevadas, mientras que el resto de los geotermómetros se aproximan bastante entre sí (en torno a 100-150° C de variación para un mismo rango de presiones). Las mejores coincidencias observadas se dan entre los geotermómetros de HOLDAWAY y LEE (1977), PERCHUCK (1977), FERRY y SPEAR (1978), HODGES y SPEAR (1982), PERCHUCK et al. (1985) e INDARES y MARTIGNOLE (1985), que son los que se han seguido prioritariamente.

Las calibraciones geotermométricas seguidas en relación con el par granate-fengita son las de KROGH y RAHEIM (1978) y de GREEN y HELLMAN (1982). De los dos, el primero arroja valores de T unos 100° C por debajo de los dados por el segundo para el mismo rango de presiones, siendo estos últimos del mismo orden que los aportados por los pares granate-biotita en rocas que contienen granate, biotita y fengita.

La temperatura de equilibrio para las parejas plagioclasa-feldespato alcalino se ha calculado a través de las fórmulas de STORMER (1975) y STORMER y WITHNEY (1977). La segunda de las cali-

braciones citadas es la que aporta los resultados de T de mayor significado geológico, unos 50-100° C por encima de la calibración de STORMER (1975).

Los geobarómetros utilizados han sido, principalmente, los que se refieren a las reacciones:



El geobarómetro que se refiere a la asociación clorita-fengita-biotita (POWELL y EVANS, 1983; BUCHER-NURMINEN, 1987) se ha utilizado sólo ocasionalmente.

Por lo que respecta a la reacción (A) se han seguido las calibraciones sucesivamente más complejas de GHENT (1976), NEWTON y HASELTON (1981), HODGES y ROYDEN (1984) y POWELL y HOLLAND (1988). Las condiciones de estabilidad resultantes para el segundo de los equilibrios reaccionales (reacción B) se han calculado utilizando los modelos de actividad-composición y las calibraciones de GHENT y STOUT (1981), HODGES y ROYDEN (1984), ASHWORTH y EVIRGEN (1985a y b) y POWELL y HOLLAND (1988). De todos ellos se han seguido preferentemente los geobarómetros de NEWTON y HASELTON (1981), HODGES y ROYDEN (1984) y de POWELL y HOLLAND (1988), que son los más consistentes y elaborados.

Los geotermómetros utilizados en metabasitas (esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas) son granate-clinopiroxeno, granate-anfíbol, granate-biotita, anfíbol-plagioclasa y los equilibrios composicionales de los anfíboles.

Los geotermómetros granate-clinopiroxeno usados utilizan todos el mismo coeficiente de reparto de Fe y Mg, diferenciándose entre ellos por la complejidad de las formulaciones matemáticas. Se han utilizado las fórmulas de MYSEN y HEIER (1972), RAHEIM y GREEN (1974, 1975), ELLIS y GREEN (1979), GANGULY (1979), SAXENA (1979) y KROGH (1988). Los resultados obtenidos siguiendo a SAXENA (1979) son del orden de 100-200° C más elevados que los obtenidos con los demás geotermómetros.

Los geotermómetros granate-anfíbol empleados para calcular las temperaturas de equilibrio de

anfibolitas con granate son los de POWELL (1985) y PERCHUCK et al. (1985).

Por lo que respecta al par granate-biotita se han seguido las calibraciones indicadas y discutidas más arriba para rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas.

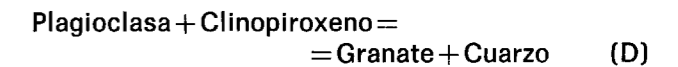
La geotermometría de anfíboles se ha estudiado sobre la base de los equilibrios composicionales entre los diferentes miembros finales que se pueden considerar para definir la composición de los anfíboles (LEAKE, 1978). Los cálculos seguidos con este propósito son los establecidos por HOLLAND y RICHARDSON (1979), TRIBOULET y AUDREN (1988) y TRIBOULET y BASSIAS (1988). Estos estudios se han complementado con los métodos gráficos semicuantitativos de SPEAR (1980, 1981a), que incorporan los equilibrios entre anfíboles y plagioclasas.

En las metabasitas con mayor grado de metamorfismo las presiones se han calculado, en primer

lugar, mediante los diferentes geobarómetros que se refieren a la reacción (C):



que son los de HOLLAND (1980), PERKINS y NEWTON (1981) y NEWTON (1986) y los que se refieren al equilibrio reaccional (D):



calibrado por PERKINS y NEWTON (1981), NEWTON y PERKINS (1982), PERKINS y CHIPERA (1985) y POWELL y HOLLAND (1988).

La presión a la cual se estabilizan composicionalmente los anfíboles se ha establecido de forma paralela a su temperatura según los modelos ya citados de HOLLAND y RICHARDSON (1979), TRIBOULET y AUDREN (1988) y TRIBOULET y BASSIAS (1988), los cuales se han complementado, a su vez, con los métodos gráficos semicuantitativos de RAASE (1974) y BROWN (1974).

2.3. CALCULO DE LAS CONDICIONES DE P Y T DE EQUILIBRIO DE LAS ASOCIACIONES MINERALES

Las condiciones de equilibrio de las diferentes asociaciones se han establecido mediante la determinación de los campos de presión y temperatura resultantes de la intersección de las bandas o límites de T (geotermómetros) y de P (geobarómetros) calculados. La mayor parte de los geotermobarómetros participan de la química mineral del granate en los cálculos. Por esta razón se han utilizado preferentemente los análisis de granates con mayores contenidos de Mg para determinar las condiciones de T más elevadas alcanzadas durante el metamorfismo (clímax térmico). El zonado composicional de los granates y la presencia de varias asociaciones, cada una de ellas formada por un conjunto de minerales en equilibrio interno pero en desequilibrio con los minerales de las otras, han sido las principales herramientas utilizadas para reconstruir las trayectorias PTt.

La utilización de la técnica del zonado composicional de los granates permite discriminar entre determinados procesos tectónicos que suceden durante el metamorfismo. Esta es la razón

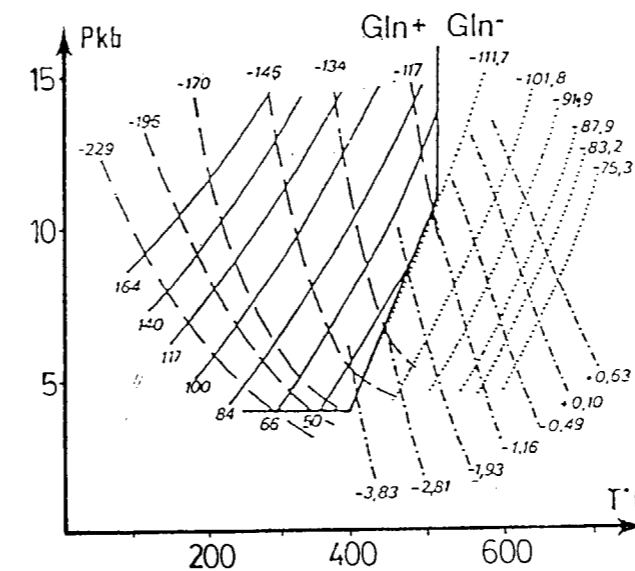


Figura 3.—Diagrama de isopletras en el espacio P-T correspondiente a los diferentes equilibrios reaccionales que controlan la composición de los anfíboles en rocas con glaucofana (Gln+) y sin ella (Gln-). Cada haz de isopletras corresponde a una determinada reacción entre miembros finales anfibólicos que, por su pendiente, tiene valor geotermométrico o geobarométrico. Según TRIBOULET y BASSIAS (1988).

fundamental de su utilización para el estudio de tales procesos y de sus relaciones. De acuerdo con SPEAR y SELVERSTONE (1983) el zonado de los granates puede ser un efecto inducido por, entre otros factores:

- procesos de reabsorción de granates por parte de los minerales de la matriz;
- crecimiento;
- incapacidad para mantener un equilibrio químico con el resto de las fases presentes en la asociación;
- reequilibrios debidos a procesos difusivos.

En algunos de los casos que se han estudiado el zonado registrado en los granates evidencia el desarrollo de toda una serie de reacciones progresivas que ocurrieron durante su crecimiento bajo condiciones de P y T cambiantes. No obstante, no todas las zonaciones observadas son el resultado del crecimiento en condiciones de metamorfismo progrado o retrógrado: algunas zonaciones, como se deduce de las relaciones con la matriz que circunda a los granates, deben ser el resultado de un intercambio químico o de una reabsorción durante las etapas de enfriamiento. En este sentido, las zonaciones asociadas a evoluciones metamórficas retrógradas son, en la mayoría de los casos, las más marcadas. Las zonaciones asimilables a la evolución de un metamorfismo progrado son mucho menos evidentes debido a la operatividad de los procesos de homogeneización de los granates por difusión en volumen durante los estadios de temperatura más elevadas. Este efecto se hace más marcado en el caso de las muestras afectadas por temperaturas más altas, en las cuales prácticamente se ha perdido cualquier vestigio de la evolución progradada en el zonado.

3. METAMORFISMO DE LA UNIDAD PARA-AUTOCTONA

La Unidad Para-autóctona se considera constituida por los esquistos de la Atalaya, por las rocas graníticas prehercínicas que los intruyen y por las metapelitas de la Formación de Azuaga. Está afectada por un metamorfismo de grado variable entre la parte de temperatura media-baja del grado bajo y el grado medio. Este metamorfismo es

más intenso hacia el contacto con la Unidad Alóctona suprayacente, es decir, hacia el cabalgamiento basal de la Serie Negra y de los gneises de Azuaga, donde predominan los grados medio y alto de metamorfismo. El metamorfismo de grado medio y bajo que se observa de manera generalizada se relaciona con la fase de deformación sinquistosa D₁ que genera una esquistosidad S₁ posteriormente retomada durante una etapa de deformación de los materiales por cizalla dúctil sinistral D₂. La esquistosidad S₁ y el metamorfismo asociado son cortados por la intrusión del ortogneis de Ribera del Fresno, data- da en 593 Ma (U/Pb en circones; cf. SHAFER et al., 1989), que produce sobre ellos metamorfismo de contacto. La etapa de cizallamiento sinistro es posterior, ocurriendo bajo condiciones de metamorfismo de grado bajo en las metapelitas y bajo-medio en el ortogneis de Ribera del Fresno.

La Formación de Azuaga se considera aquí como parte de la Unidad Para-autóctona por sus similitudes litológicas con algunas partes de la Fm. Atalaya y por la distribución del metamorfismo en su seno en el área estudiada en este trabajo.

3.1. METAMORFISMO DE LA FORMACION ATALAYA

3.1.1. Asociaciones minerales

La Formación Atalaya se caracteriza por presentar litologías pelíticas, cuarzo-pelíticas y psamíticas cuya mineralogía y texturas indican un metamorfismo de grado creciente hacia el contacto con los materiales de la Unidad Alóctona situados tectónicamente por encima.

En las rocas menos recrystalizadas las asociaciones presentes en metapelitas son:

- cuarzo-fengita-biotita-grafito-turmalina
- cuarzo-fengita-biotita-granate-feldespato-grafito
- cuarzo-fengita-biotita-granate-cianita-grafito-turmalina

mientras que las observadas en rocas cuarzo-feldespáticas son:

- cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-fengita-biotita-turmalina-grafito-esfena

- cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-fengita-biotita-granate-opacos
- cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-biotita

En las rocas más metamórficas, próximas al contacto basal de los gneises de Azuaga, se han podido determinar en metapelitas las asociaciones (lámina 1):

- cuarzo-fengita-biotita-granate-cianita-plagioclasa-grafito
- cuarzo-feldespato-biotita-fengita-granate-cianita
- cuarzo-biotita-fengita-granate-cianita

y en rocas cuarzo-feldespáticas (que probablemente corresponden a las rocas volcánicas ácidas de CHACON, 1979):

- cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-fengita-cianita-biotita
- cuarzo-plagioclasa-Fd potásico-fengita-cianita
- Fd potásico-plagioclasa-cuarzo
- plagioclasa-Fd potásico-cuarzo-anfibol-clinozoisita

CHACON (1979) cita, además, la presencia de esquistos con estauroлита y de rocas con zeolitas (extremos que no se han confirmado en este es-

LAMINA 1



Ejemplos de asociaciones minerales observadas en los esquistos de la Formación Atalaya. 1. Granates en atolón en asociación con cuarzo, fengita y biotita.—2. Porfirocristales de cianita en asociación con biotita, fengita y cuarzo.—3. Asociación cianita-granate-biotita-moscovita-cuarzo.—4. Blastos estáticos de granate y biotita que sellan la esquistosidad de primera fase regional (S₁) definida por la orientación preferente de cristales de fengita y biotita. Barras de referencia: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-fengita-biotita-
granate-opacos
cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-biotita

En las rocas más metamórficas, próximas al contacto basal de los gneises de Azuaga, se han podido determinar en metapelitas las asociaciones (lámina 1):

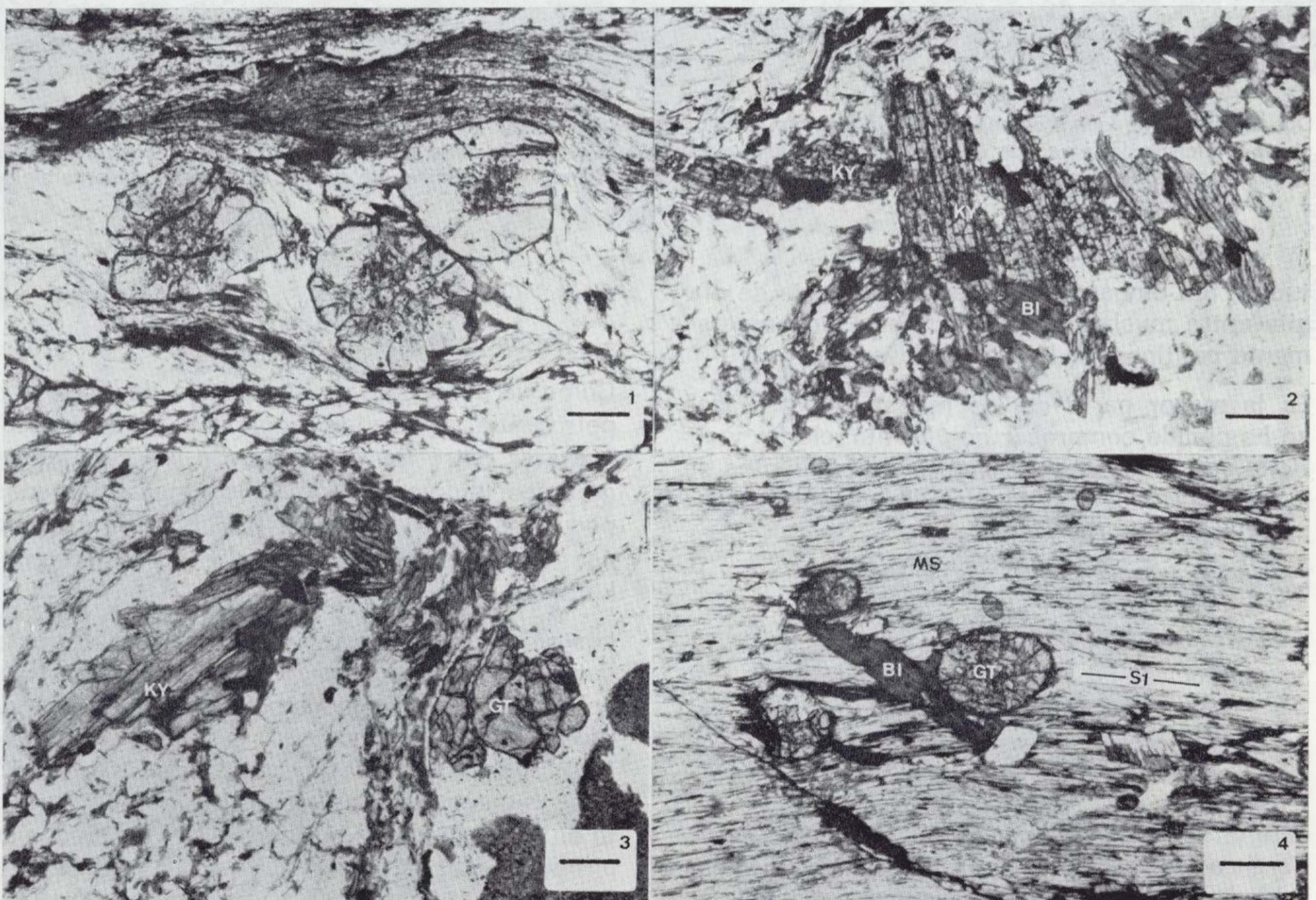
cuarzo-fengita-biotita-granate-cianita-
plagioclasa-grafito
cuarzo-feldespato-biotita-fengita-granate-
cianita
cuarzo-biotita-fengita-granate-cianita

y en rocas cuarzo-feldespáticas (que probablemente corresponden a las rocas volcánicas ácidas de CHACON, 1979):

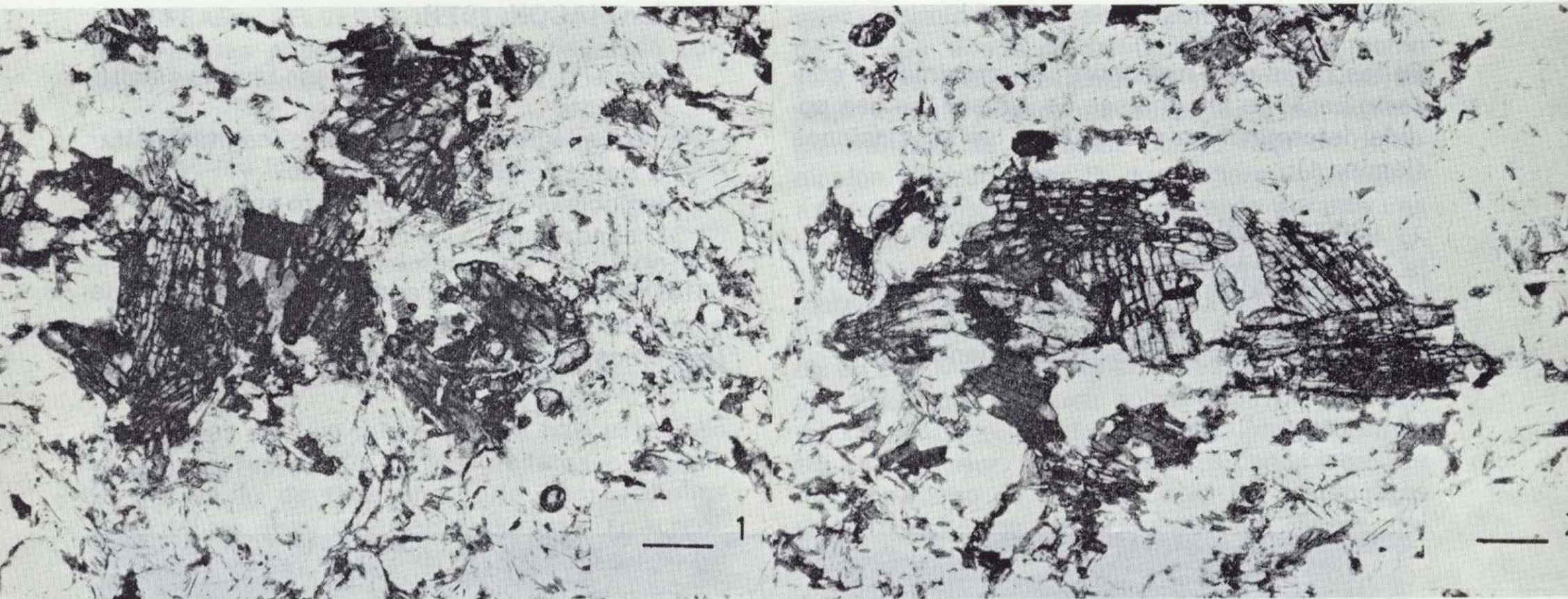
cuarzo-Fd potásico-plagioclasa-fengita-cianita-
biotita
cuarzo-plagioclasa-Fd potásico-fengita-cianita
Fd potásico-plagioclasa-cuarzo
plagioclasa-Fd potásico-cuarzo-anfíbol-
clinozoisita

CHACON (1979) cita, además, la presencia de esquistos con estauroлита y de rocas con zeolitas (extremos que no se han confirmado en este es-

LAMINA 1



Ejemplos de asociaciones minerales observadas en los esquistos de la Formación Atalaya. 1. Granates en atolón en asociación con cuarzo, fengita y biotita.—2. Porfirocristales de cianita en asociación con biotita, fengita y cuarzo.—3. Asociación cianita-granate-biotita-moscovita-cuarzo.—4. Blastos estáticos de granate y biotita que sellan la esquistosidad de primera fase regional (S_1) definida por la orientación preferente de cristales de fengita y biotita. Barras de referencia: 0.2 mm. Nícoles paralelos.



Dos ejemplos de asociaciones metamórficas con cianita en los esquistos de la Formación Atalaya. En (2) se observa cierta tendencia del agregado de cianita a disponerse paralelo a la dirección de la esquistosidad S_1 , evidenciando el carácter sintectónico del metamorfismo M_1 respecto a la fase de deformación D_1 . Barras de escala: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

tudio). Sin embargo, no cita la existencia de cianita entre muchos de los términos fundamentalmente pelíticos de la Fm. Atalaya (lámina 2).

En la mayor parte de las muestras estudiadas se ha podido comprobar que biotita, clorita y sericita son productos secundarios procedentes de la retromorfosis de minerales de las asociaciones anteriores.

Las asociaciones como:

Fd potásico-plagioclasa-cuarzo
 plagioclasa-Fd potásico-cuarzo-anfíbol-clinozoisita
 plagioclasa-hornblenda-clorita-epidota-calcita-opacos

ésta última señalada por CHACON (1979), se refieren a las intercalaciones de rocas volcánicas ácidas y básicas existentes entre los esquistos de la Fm. Atalaya y su origen, en parte ígneo, se puede explicar como debido a un metamorfismo de grado bajo que da como resultado gneises leucocráticos y esquistos anfibólicos o anfibolitas con epidota.

3.1.2. *Química mineral*

— Granates (tabla I)

Como ya se señaló en el capítulo dedicado a la petrografía, se pueden reconocer varios tipos de granates entre los esquistos de la Fm. Atalaya: granates idiomorfos con inclusiones orientadas, pequeños granates idiomorfos libres de inclusiones, granates de gran tamaño y fuertemente poikilíticos, etc. (lámina 3).

Los granates idiomorfos con inclusiones orientadas de minerales como cuarzo y grafito son ricos en molécula de almandino (70-76 por 100) y de grossularia (13-26 por 100) y pobres en piropero (4-10 por 100) y espesartina (0-1 por 100; fig. 4). Son granates zonados, observándose un aumento en dirección a los bordes de los contenidos de piropero (desde 4.2 hasta 10.5 por 100), almandino (de 69.7 a 75.7 por 100) y espesartina (de 0.0 a 1.1 por 100) y una disminución del contenido en grossularia (de 25.7 a 12.6 por 100). Este zonado, más acentuado hacia el borde que hacia el centro de los granates, es asimilable a una evolución metamórfica bajo temperaturas crecientes

LAMINA 3



Ejemplos de los principales tipos de granates observados en los esquistos de la Formación Atalaya. 1. Granates idiomorfos con inclusiones orientadas de minerales.—2. Granates idiomorfos libres de inclusiones agrupados para formar agregados para formar agregados de grano originales llegan a desaparecer y entonces los núcleos de los granates resultantes toman un aspecto anubarrado).—3. Granates redondeados de tamaño relativamente grande y fuertemente poikilíticos.—4. Granates sintectónicos respecto a la fase de deformación D_2 . Barras de escala: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

TABLA I

Análisis (wt%) y fórmulas estructurales de granates de esquistos de la Formación Atalaya. B, BC y C se refieren a los bordes, posiciones intermedias y los centros de los granates, respectivamente. 116, Granates idiomorfos con inclusiones orientadas; 156, granates idiomorfos pequeños; 395, granates redondeados de tamaño relativamente grande y fuertemente poikiliticos.

Muestra	116-B	116-BC	116-C	156-B	156-BC	156-C	395-BC	395-C	395-C
SiO ₂	37.83	37.95	38.91	37.20	36.82	37.06	37.33	37.43	36.84
TiO ₂	0.04	0.19	0.27	0.01	0.01	0.04	0.08	0.12	0.04
Al ₂ O ₃	21.60	21.65	21.68	21.40	21.16	21.24	21.28	21.00	20.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.12	0.07	0.40	0.00	0.00	0.05	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64
FeO	33.09	30.90	29.69	38.25	38.41	38.05	33.52	32.72	32.63
MnO	0.48	0.37	0.00	0.27	0.32	0.23	0.00	0.02	0.45
NiO	0.06	0.19	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00	0.02	0.00
MgO	2.57	1.17	1.01	2.02	2.15	1.62	0.25	0.43	0.23
CaO	4.33	7.44	8.67	0.74	0.72	1.67	7.50	8.21	7.69
Na ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.43
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.13
TOTAL	100.00	100.01	100.35	100.01	100.00	100.01	100.01	100.00	100.06
FeOt	33.09	30.90	29.69	38.25	38.41	38.5	33.52	32.72	33.21
Fórmulas estructurales									
Si	3.029	3.041	3.101	3.018	2.991	3.012	3.016	3.020	2.967
Al IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.033
Al VI	2.039	2.045	2.037	2.047	2.018	2.035	2.027	1.998	1.959
Ti	0.002	0.011	0.016	0.001	0.001	0.002	0.005	0.007	0.002
Cr	0.000	0.005	0.008	0.004	0.026	0.000	0.000	0.003	0.000
Fe ⁺⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039
Fe ⁺⁺	2.216	2.071	1.979	2.596	2.610	2.586	2.265	2.208	2.198
Mn	0.033	0.025	0.000	0.019	0.022	0.016	0.000	0.001	0.031
Mg	0.307	0.140	0.120	0.244	0.260	0.196	0.030	0.052	0.028
Ni	0.004	0.012	0.000	0.001	0.001	0.005	0.000	0.001	0.000
Ca	0.371	0.639	0.740	0.064	0.063	0.145	0.649	0.710	0.664
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.013
Na	0.000	0.009	0.000	0.006	0.000	0.000	0.008	0.000	0.067
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12

durante su crecimiento (aumentan los contenidos de Mg hacia los bordes).

Los granates idiomorfos pequeños, que a veces se reagrupan formando agregados en atolón, presentan en muchas ocasiones núcleos anubarrados y bordes idiomórficos y limpios. Son más almandínicos (figs. 4 y 5) que los granates anteriores (87-88 por 100 de almandino), más pobres en grosularia (2-5 por 100) y presentan contenidos comparables de moléculas de piropo y espartina. Las zonaciones observadas son del mismo signo que las ya señaladas para los granates idiomorfos con inclusiones: en conjunto de tipo

progrado asociadas a un aumento de la temperatura durante el crecimiento de los granates. Sin embargo, estas zonaciones son mucho menos acusadas que en el caso anterior, alcanzándose los máximos contenidos en piropo y espartina y los mínimos de grosularia a mitad de camino entre los centros y los bordes de los granates. Los centros de los granates son más ricos en grosularia (4.9 por 100 frente a 2.0 por 100 en los bordes) y más pobres en almandino, en piropo (6.7 por 100 en los centros frente a 8.4 por 100 en los bordes) y en espartina.

Los granates redondeados de tamaño relativa-

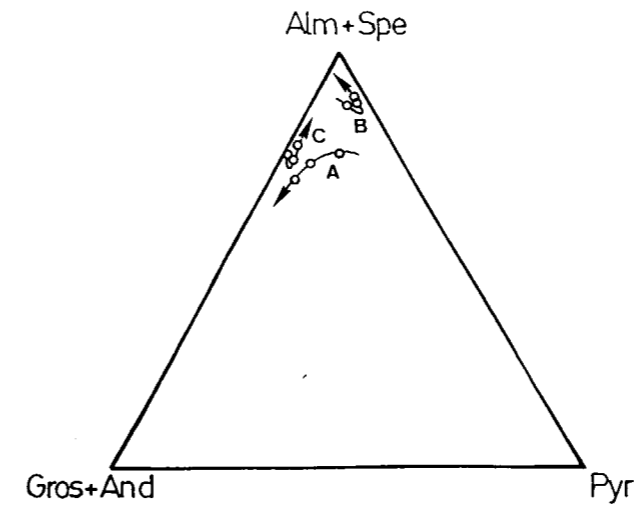


Figura 4.—Diagrama triangular en el que se representan las composiciones y los patrones de zonación de los granates de la Fm. Atalaya. A) Granates idiomorfos con inclusiones. B) Pequeños granates idiomorfos libres de inclusiones. C) Grandes granates fuertemente poikiliticos. Las flechas indican el sentido del zonado desde el centro hacia los bordes.

mente grande y fuertemente poikiliticos (figs. 4 y 5) tienen contenidos en almandino intermedios entre los dos casos previos (75-77 por 100), menores en piropo (1 por 100), mayores en grosularia (21-22 por 100) y similares en espartina. Las zonaciones son muy poco marcadas, observándose un ligero aumento hacia los bordes (de manera análoga a los casos previos) de los contenidos de molécula de almandino (75.3 a 76.9 por 100) y grosularia (20.7 a 22.0 por 100), y una disminución aparente del contenido de espartina y de piropo. Esta zonación no es homogénea; los máximos contenidos de piropo y grosularia y mínimos de almandino se encuentran entre centros y bordes (1.7, 23.7 y 74.3 por 100, respectivamente).

En los tres casos señalados hacia el momento el zonado es, en su conjunto, normal (fig. 5). Sin embargo, se pueden observar algunas diferencias debidas probablemente a que las reacciones que han dado lugar a su formación y crecimiento progresivo han sido diferentes para cada tipo de granate y se han verificado bajo condiciones distintas de temperatura. El reflejo del paso sucesivo de un sistema metapelítico con granate a través de las curvas de reacción correspondientes a las diversas reacciones que lo implican en el curso del metamorfismo progrado

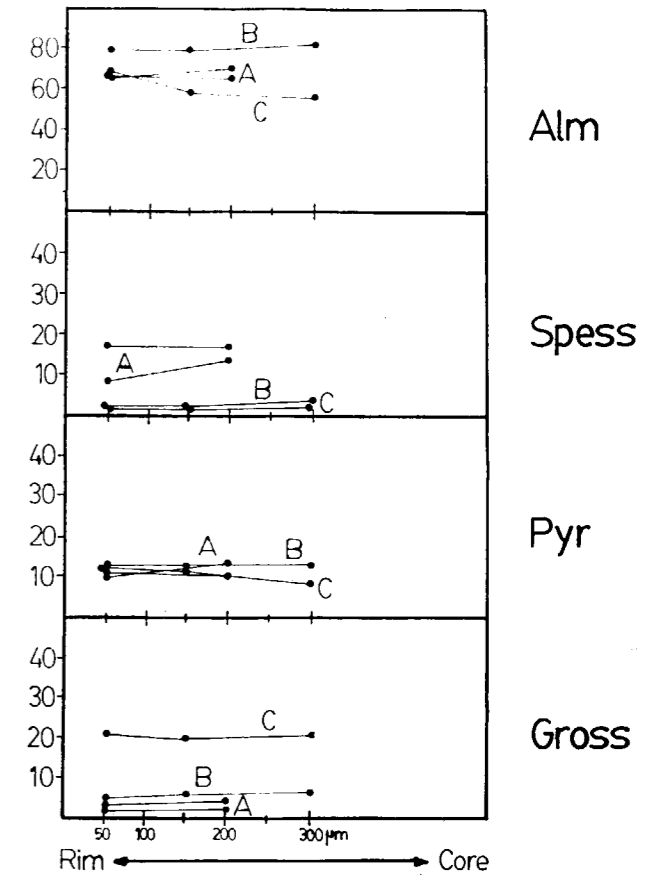


Figura 5.—Patrones de zonación centro (core)-borde (rim) en los granates de la Fm. Atalaya. Las líneas continuas (A) corresponden a los granates idiomorfos con inclusiones orientadas de minerales como cuarzo y grafito; las líneas a trazos discontinuos (B) a los granates idiomorfos pequeños; y las líneas a puntos y trazos (C) a los granates redondeados de tamaño relativamente grande y fuertemente poikiliticos.

determina un aumento progresivo de la fracción molar de Mg y un decrecimiento de los contenidos correspondientes de Fe y Mn (LOOMIS, 1986). DEMPSTER (1985) y BANNO et al. (1986) apuntan, además, que los aumentos de presión en el curso del metamorfismo progrado favorecen más bien el enriquecimiento de los granates en espartina que en piropo, de modo que los aumentos de los contenidos en Mn paralelos a los incrementos de Mg se pueden considerar como indicativos de aumentos de presión.

— Biotitas (tabla II)

Las biotitas analizadas en las rocas menos meta-

mórficas de la Fm. Atalaya son micas ricas en Fe²⁺, mostrando relaciones X_{Mg} de 0.08 (las relaciones correspondientes a las biotitas del resto de las muestras analizadas son mayores, variando entre 0.20 y 0.36). Se trata de biotitas s.str. según la clasificación de DEER et al. (1966) en las que predomina el miembro final siderofilita (alrededor de 75 por 100) sobre el término annita.

Los contenidos de Ti son mayores (hasta el doble) en las biotitas correspondientes a asociaciones de grado relativamente más elevado (con Ms-Gt-Ky) que en el resto. Las posiciones estructurales con índice de coordinación más elevado están ocupadas casi exclusivamente por K, siendo la ocupación de tales posiciones mayor en las biotitas de las rocas menos metamórficas.

TABLA II

Análisis (wt%) y fórmulas estructurales de biotitas (muestras 116-36, 116-37, 156-61, 156-63 y 395-80), y moscovitas (muestras 116-35, 116-44, 156-67 y 395-79) de esquistos de la Formación Atalaya.

Muestra	116-36	116-37	156-61	156-62	156-63	395-80	116-35	116-44	156-67	395-79
K ₂ O	8.07	9.36	8.46	8.40	8.93	9.54	9.51	8.64	8.25	10.39
CaO	0.21	0.00	0.03	0.16	0.00	0.00	0.07	0.06	0.01	0.00
TiO ₂	1.53	1.58	2.16	1.25	1.70	1.04	0.88	0.72	0.54	0.09
FeOt	25.93	22.27	21.59	20.80	21.26	30.48	3.11	1.21	2.06	3.83
MnO	0.22	0.09	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.04	0.15	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.09
Na ₂ O	0.17	0.07	0.23	0.00	0.46	0.06	0.60	0.83	0.72	0.31
SiO ₂	33.43	34.58	34.90	34.84	35.46	33.95	49.68	48.00	50.98	48.37
Al ₂ O ₃	19.64	20.91	19.37	19.42	20.55	20.41	32.95	36.80	34.17	34.97
MgO	4.15	6.41	6.81	7.61	7.29	1.55	2.09	0.69	1.52	0.44
NiO	0.00	0.22	0.02	0.01	0.03	0.00	0.17	0.19	0.00	0.01
TOTAL	93.35	95.53	93.62	92.64	95.69	97.06	99.08	97.18	98.34	98.52
Fórmulas estructurales										
Si	5.349	5.319	5.436	5.461	5.394	5.353	6.371	6.184	6.474	6.237
Al	3.705	3.792	3.557	3.589	3.685	3.794	4.982	5.589	5.116	5.347
Ti	0.184	0.183	0.253	0.147	0.194	0.123	0.085	0.070	0.052	0.009
Cr	0.000	0.005	0.005	0.019	0.001	0.001	0.002	0.000	0.003	0.009
Fe ²⁺	3.470	2.865	2.813	2.727	2.704	4.019	0.334	0.130	0.219	0.415
Mn	0.030	0.012	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.006	0.002
Mg	0.990	1.469	1.581	1.778	1.653	4.364	0.399	0.132	0.288	0.085
Ni	0.000	0.027	0.003	0.001	0.004	0.000	0.018	0.020	0.000	0.001
Ca	0.036	0.000	0.005	0.027	0.000	0.000	0.010	0.008	0.001	0.000
Na	0.053	0.021	0.069	0.000	0.136	0.018	0.149	0.207	0.177	0.078
K	1.647	1.837	1.681	1.680	1.733	1.919	1.556	1.420	1.337	1.719
O	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22

— Fengitas (tabla II)

Las micas blancas de la Fm. Atalaya son, desde el punto de vista de su composición, micas fengíticas con cierta componente paragonítica. En la fórmula ideal de la moscovita se opera una sustitución relativamente importante de (Mg, Fe)^{VI}Si^{IV} por Al^{VI}Al^{IV} (sustitución de

TSCHERMAK) del orden del 14 por 100 en las rocas de grado más bajo y variable entre 9 y 23 por 100 (más frecuente en torno al 20 por 100) en las demás.

Las principales diferencias entre unas fengitas y otras se refieren al menor contenido en paragonita en solución sólida de las micas fengíticas

de rocas menos metamorfizadas (3-4 por 100 frente a 8.7-11.7 por 100 en las demás), al menor contenido en Ti, y a la mayor relación Fe/Mg (0.8 frente a 0.4-0.5 por 100). En el diagrama FeO(t)-Al₂O₃ de MIYASHIRO (1973) estas micas tienden a proyectarse hacia el campo correspondiente a las zonas del granate y la biotita (fig. 6).

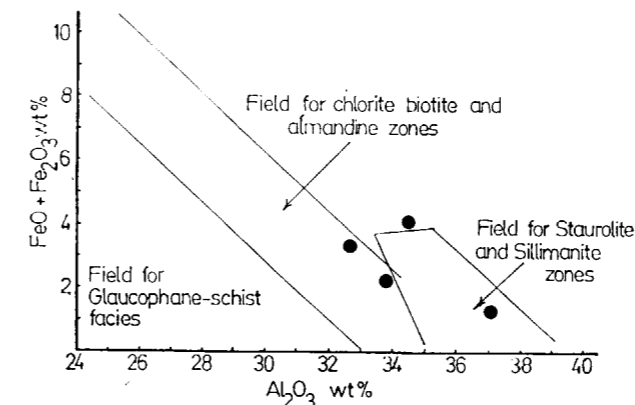


Figura 6.—Proyecciones en el diagrama de Miyashiro (1973) de las composiciones de las micas blancas de los esquistos de la Formación Atalaya.

— Feldespatos (tabla III)

En las rocas más metamorfizadas los cristales de plagioclasa de pequeño tamaño que se distribuyen por la matriz son de composición oligoclasa (X_{Ab} en torno a 80.2 por 100), mientras que los blastos de plagioclasa que han recristalizado durante el metamorfismo tienen composiciones de albíta casi pura (X_{An} entre 0.3 y 0.5 por 100). Las plagioclasas analizadas en las rocas menos metamórficas son, igualmente, de composiciones muy albíticas (X_{Ab} de 99.6 por 100). El feldespato potásico ha sido analizado únicamente en las rocas con menor grado de metamorfismo, observándose que presentan contenidos de albíta en solución sólida que rondan el 4.0 por 100 e inapreciables de anortita.

3.1.3. Reacciones y evolución metamórfica

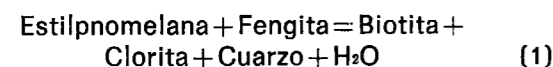
En las rocas pelíticas en las que el metamorfismo es menos intenso la clorita está ausente a no ser como producto secundario de alteración retrometamórfica. Por el contrario, la fengita y la

TABLA III

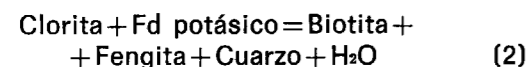
Análisis (wt%) y fórmulas estructurales de plagioclasas (muestras 116-38, 116-39, 116-40, 156-68 y 395-78) y de feldespato potásico (muestra 395-77) de esquistos de la Formación Atalaya.

Muestra	116-38	116-39	116-40	156-68	395-78	395-77
K ₂ O	0.16	0.18	0.09	0.08	0.26	15.80
CaO	3.75	3.75	0.46	0.56	0.09	0.00
TiO ₂	0.05	0.07	0.00	0.06	0.08	0.03
FeOt	0.73	0.15	0.12	0.11	0.14	0.12
MnO	0.17	0.27	0.00	0.00	0.04	0.02
Cr ₂ O ₃	0.04	0.14	0.08	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	8.83	8.41	10.78	10.39	10.60	0.46
SiO ₂	63.07	64.37	68.43	69.09	68.75	65.31
Al ₂ O ₃	23.02	22.44	20.02	20.32	19.97	18.21
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.06
NiO	0.19	0.22	0.05	0.06	0.08	0.00
TOTAL	100.01	100.01	100.03	100.68	100.01	100.02
Fórmulas estructurales						
Si	7.685	7.801	8.204	8.212	8.234	8.276
Al	3.307	3.206	2.830	2.848	2.820	2.720
Ti	0.005	0.006	0.000	0.005	0.007	0.003
Cr	0.004	0.013	0.008	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.074	0.015	0.012	0.011	0.014	0.013
Mn	0.018	0.028	0.000	0.000	0.004	0.002
Mg	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.011
Ni	0.019	0.021	0.005	0.006	0.008	0.000
Ca	0.490	0.487	0.059	0.071	0.012	0.000
Na	2.086	1.976	2.506	2.395	2.462	0.113
K	0.025	0.028	0.014	0.012	0.040	2.554
O	8	8	8	8	8	8

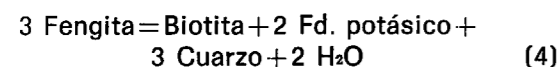
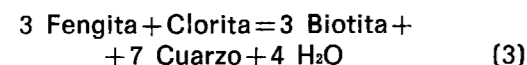
biotita son minerales presentes en casi todas las asociaciones independientemente de que se trate de rocas pelíticas o cuarzo-feldespáticas. La presencia de biotita en estas rocas indica que, como mínimo, su metamorfismo ha alcanzado la zona de la biotita. La aparición de este mineral cabe relacionarla con la reacción (WINKLER, 1977):



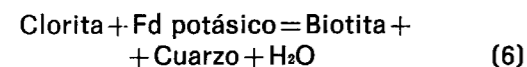
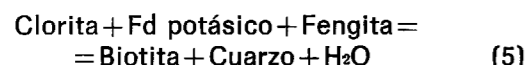
actuando conjuntamente con la reacción propuesta por MIYASHIRO y SHIDO (1984):



la cual es capaz de consumir la clorita producida por la reacción (1) y la clorita y el feldespato potásico preexistentes. Esta última reacción se puede considerar como una combinación lineal de las reacciones:



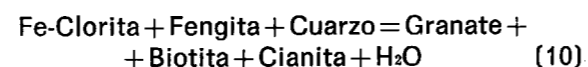
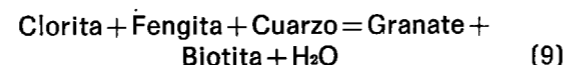
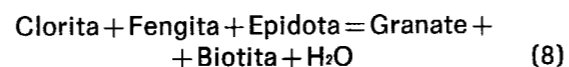
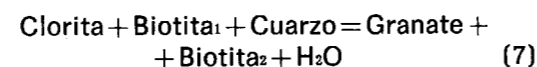
siendo posible, en función de cuál sea la relación molecular Fd potásico/clorita, que la fengita pueda aparecer en el lado de los reactantes en (3), (4) ó (5) o incluso no intervenir (6); cf. MIYASHIRO y SHIDO (1985):



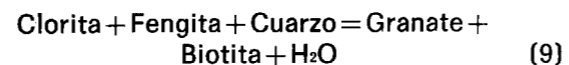
La gran abundancia de fengita que se puede observar en todas las rocas de la Fm. Atalaya indica probablemente que las reacciones que se han verificado en relación con la aparición de la biotita han sido (1), (3), (4) y (5), las cuales consumen totalmente la posible estilpnomelana preexistente, la clorita producida durante los estadios metamórficos de grado muy bajo y parcialmente el Fd potásico en función de su abundancia relativa.

El granate, mineral común en casi todas las litologías, se observa en la mayor parte de los ca-

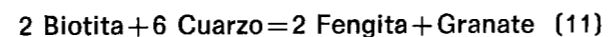
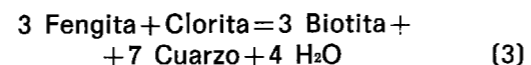
sos guardando estrechas relaciones texturales con biotita, fengita y plagioclasa, o creciendo intersticialmente sobre la matriz que rodea a los granos de cuarzo y feldespato de probable origen detrítico que presentan estas rocas. En virtud de estas observaciones, parece probable que su formación se deba a reacciones que involucran a los minerales de la matriz, tales como (WINKLER, 1977):



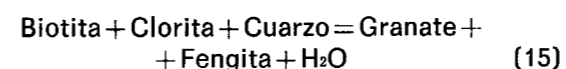
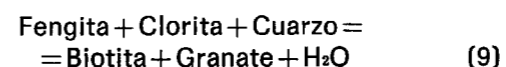
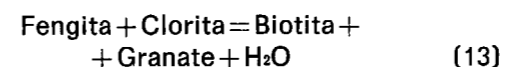
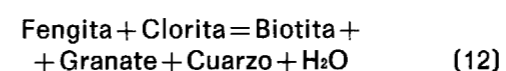
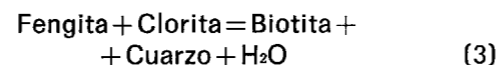
La reacción (8) es poco probable que se haya verificado debido a que la epidota es un mineral infrecuente entre las metapelitas. Las otras tres reacciones permiten explicar el hecho comúnmente observado de la coexistencia de granate y biotita en algunos esquistos, principalmente en los afectados por un metamorfismo más intenso. No obstante, tales reacciones requieren la participación de clorita como reactante, mineral que probablemente no era muy abundante desde el momento en que estas reacciones se verifican a temperaturas cercanas a 500° C dentro de un rango de presiones intermedias (WINKLER, 1977) y la clorita pudo haber sido consumida mucho antes por la formación de biotita. MIYASHIRO y SHIDO (1984) proponen para la formación de granate la reacción:



la cual es considerada como una combinación lineal de las reacciones:

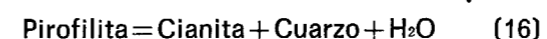


En función de la relación granate/clorita existente, se pueden tener las siguientes posibilidades de variación para la reacción (9):



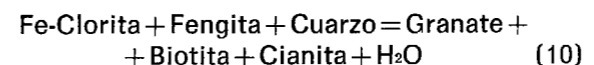
Si la clorita no es abundante las reacciones que tienden a verificarse son (14) y (15), las cuales permiten explicar la gran cantidad de fengita observada en las rocas con granates idiomórficos (con metamorfismo relativamente más elevado). Las rocas con granates poikilíticos han experimentado, con toda probabilidad, reacciones como (3), (9); (12) y (13), caracterizadas porque se dan cuando todavía hay poco granate (las relaciones granate/clorita son bajas, entre 0 y 1.5), y en las que la clorita de la matriz puede intervenir como reactante.

La presencia de silicatos aluminicos (en este caso cianita) en las rocas con metamorfismo relativamente más elevado cabe atribuirla a la verificación de la reacción:

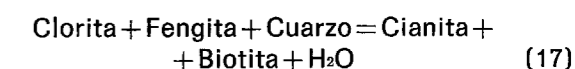


la cual es capaz de explicar la presencia de cianita en rocas con metamorfismo de grado muy bajo y bajo. De acuerdo con KORIKOVSKIY y BORONIKHIN (1977) la cianita puede aparecer incluso en la zona de la biotita a partir de la citada reacción, que por otra parte es su verdadera isograda. En las rocas menos aluminicas, menos favorables por tanto a la presencia de cianita, ésta se forma a temperaturas progresivamente mayores cuanto menor es el contenido en alúmina. No obstante, en rocas en facies de los esquistos verdes, como es el caso que nos ocupa, la cianita es estable sólo en un grupo restringido de rocas ricas en aluminio.

En las rocas afectadas por mayor intensidad del metamorfismo las relaciones texturales mutuas de granate, biotita y cianita sugieren que las relaciona alguna reacción tal como:



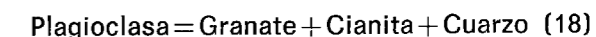
la cual se verifica de izquierda a derecha como consecuencia de los aumentos de temperatura, o como:



reacción esta última que se verifica a temperaturas mayores que la reacción (16).

Si la reacción (10) se verifica de derecha a izquierda permite explicar la cloritización de la biotita y del granate y la seritización de los silicatos aluminicos por adición de agua al sistema. En el caso particular del granate, su retro-morfosis se puede explicar también por la verificación de las reacciones (7), (12), (13), (14) y (15) o por combinaciones de algunas de ellas.

En las rocas cuarzo-feldespáticas la formación de biotita se produce con anterioridad a su aparición en las rocas pelíticas debido al efecto de la presencia de feldespato potásico (2). Por su parte, el granate y la cianita se forman probablemente por reacciones similares a las ya discutidas para los esquistos pelíticos. No obstante, en el caso de las rocas con pequeños contenidos en feldespatos se observan texturas del granate que indican su posible origen a partir de biotita y plagioclasa. En estos casos, en los cuales los silicatos aluminicos aparecen completamente sericitizados, probablemente ha tenido lugar un equilibrio reaccional entre todos ellos (asociaciones reaccionales como plagioclasa-biotita-granate-cianita-fengita-cuarzo) en virtud de la reacción ampliamente estudiada y calibrada como geobarómetro:



combinada con otras reacciones como:



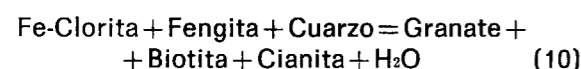
3.1.4. Condiciones Presión-Temperatura del metamorfismo

Dado que en la mayor parte del afloramiento de las metapelitas de la Fm. Atalaya se sobrepasan las reacciones (1) y (10) discutidas más arriba, las temperaturas mínimas alcanzadas durante el metamorfismo debieron superar los valores de T calculados experimentalmente para las ci-

tadas reacciones (datos recopilados por WINKLER, 1977):

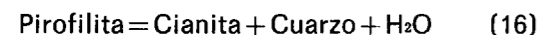


1 Kbar	439° C
4 Kbar	441 ± 10° C
7 Kbar	460 ± 1° C



4 Kbar	500° C
5 Kbar	600° C

y también las temperaturas a las que se da la reacción (16):



1 Kbar	400 ± 15° C
1.8 Kbar	410 ± 15° C
3.9 Kbar	430 ± 15° C

Por otro lado, la presencia de cianita como silicato aluminico estable en las asociaciones estudiadas indica que las presiones mínimas alcanzadas (correspondientes al rango de temperaturas mínimas alcanzadas por los esquistos de la Fm. Atalaya, entre 400 y 500° C) fueron como mínimo de 5.7-6 Kbar, independientemente de que se utilicen para tal determinación los diagramas de estabilidad de los silicatos aluminicos de RICHARDSON et al. (1969) o de HOLDAWAY (1971), que son los que se utilizan con mayor frecuencia en la literatura (ANDERSON et al., 1977; DAY y KUMIN, 1980).

Los resultados que se han obtenido utilizando el geotermómetro granate-biotita arrojan resultados bastante próximos entre sí independientemente de cuál sea la calibración geotermométrica utilizada (excepto en el caso de las calibraciones de INDARES y MARTIGNOLE, 1985, y de HOINKES, 1986).

En las rocas con grandes granates poikilíticos (cuarzoesquistos) los centros de tales granates parecen haberse equilibrado (fig. 7) a temperaturas de 505-530° C para el rango de presiones de 5 ± 2 Kbar (el rango de variación de temperaturas entre 1 y 10 Kbar es, no obstante, de sólo 20-25° C). Los resultados que se alcanzan utilizando los bordes de estos granates dan resultados irrea-

les, de 200-300° C, que probablemente indican que tales porciones de los granates, a pesar de formar parte de un esquema de zonación progrado, se formaron o crecieron en desequilibrio con las biotitas adyacentes. En estas rocas las biotitas presentan un quimismo que no se ajusta al campo composicional que FERRY y SPEAR (1978) delimitan para la aplicabilidad del geotermómetro granate-biotita, por lo que las temperaturas referidas más arriba deben considerarse con cautela.

En las asociaciones con mayor grado de metamorfismo, que presentan granates idiomórficos con o sin inclusiones orientadas, las temperaturas calculadas para su equilibrio con biotita en el intervalo de presiones de 4-10 Kbar son de 510 ± 20° C para los centros y de 550 ± 25° C para los bordes, siendo aún unos 10° C más elevada cuando se calcula utilizando las composiciones más ricas en Mg de los granates, a medio camino entre los centros y los bordes (fig. 7). Algunas de las calibraciones geotermométricas arrojan, no obstante, valores de temperatura excesivamente altos (900-1.000° C), que probablemente indican desequilibrios composicionales en los bordes, en los cuales se evidencia un ligero e incipiente zonado retrógrado.

Los resultados obtenidos de la utilización del geotermómetro granate-fengita (fig. 7) con los granates fuertemente poikilíticos de las rocas menos metamorfizadas indican temperaturas de 500 ± 20° C para el intervalo de presiones de 1-10 Kbar si se usan las composiciones de los centros de los granates, de 570 ± 20° C si se utilizan las composiciones con X_{Mg} máximo, y 510 ± 20° C para los bordes (según las fórmulas de GREEN y HELLMAN, 1982; las calibraciones de KROGH y RAHEIM, 1978 dan resultados 100° C más bajos). Estos mismos cálculos aplicados a las rocas más metamórficas dan los resultados siguientes para el intervalo de presiones de 1-10 Kbar: 605 ± 30° C para los centros y 500 ± 25° C para los bordes de los granates idiomórficos con inclusiones orientadas y 525 ± 20° C para los centros, 560 ± 20° C entre los centros y los bordes y 550 ± 20° C para los bordes de los granates idiomórficos sin inclusiones de minerales orientados.

En los esquistos que incorporan cianita en sus asociaciones las presiones calculadas para el equilibrio (18):

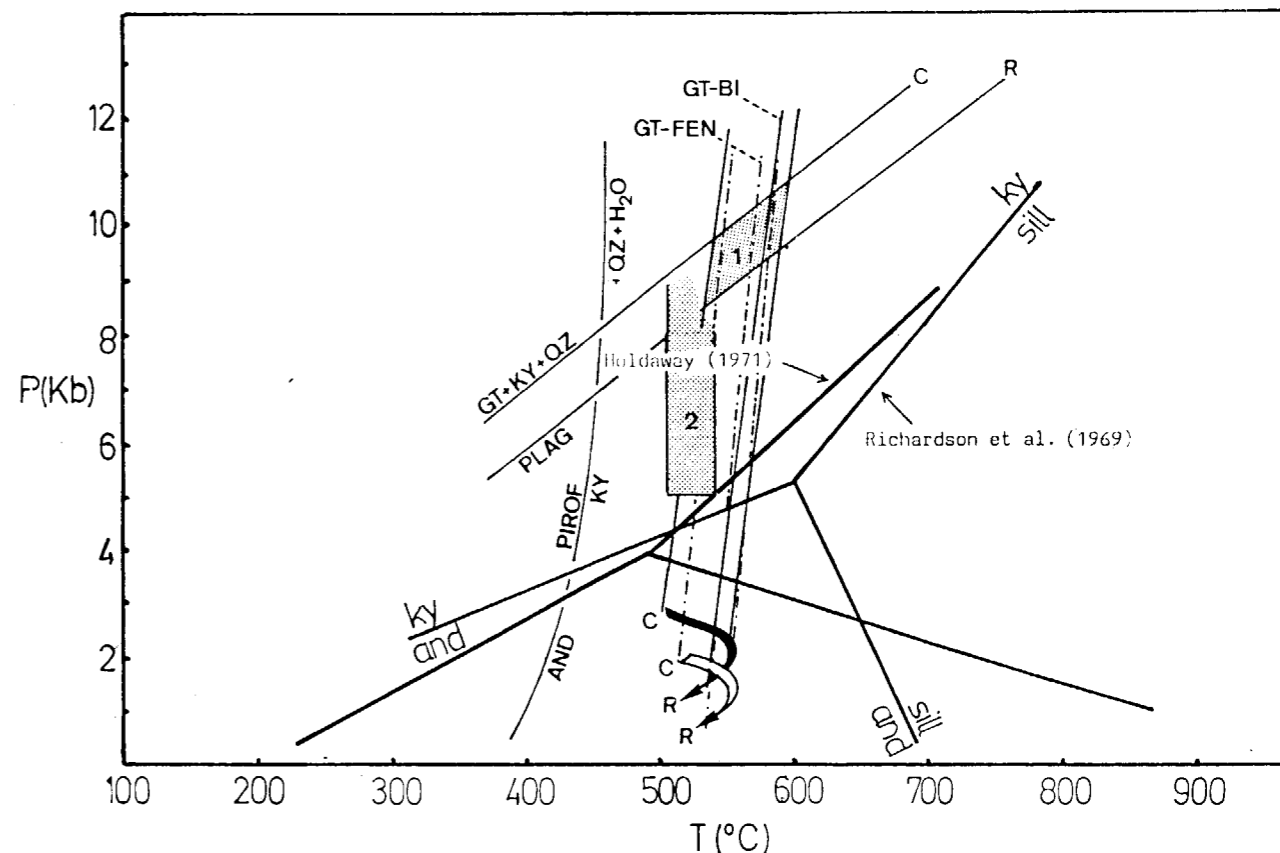


Figura 7.—Diagrama P-T en el que se representan los campos de estabilidad de las asociaciones con granates idiomórficos, biotita, fengita y cianita (1) y con granates poikilíticos (2). Las rectas utilizadas para delimitar los campos de estabilidad corresponden a los geotermómetros granate-biotita (Gt-Bi), granate-fengita (Gt-Fen) y la reacción (18) aplicadas a las composiciones de los centros (C) y los bordes (R) de los granates. Las dos flechas que aparecen en la parte inferior del diagrama representan la trayectoria cualitativa de evolución de las condiciones P-T durante el clímax térmico según se puede determinar a partir de los patrones de zonación de los granates y de los cálculos geotermo-barométricos.

Plagioclasa = Granate + Cianita + Cuarzo (18) siguiendo las fórmulas de GHENT (1976), NEWTON y HASELTON (1981), HODGES y ROYDEN (1984) y POWELL y HOLLAND (1988) indican que las asociaciones en equilibrio con los centros de los granates se estabilizaron a presiones algo más elevadas (del orden de 1 Kbar) que las correspondientes a los bordes para las mismas temperaturas. Las presiones que se obtienen de los cálculos son de unos 7 Kbar a 400° C y aproximadamente 10.5 Kbar a 600° C (fig. 7).

Los resultados de temperatura y presión calculados se pueden considerar conjuntamente, de forma que las condiciones de metamorfismo resultantes son de 520-540° C y 9-10 Kbar para los centros y de 540-570° C y 8-9 Kbar para los

bordes de los granates de las rocas metapelíticas más metamórficas y de 500-530° C y 5 Kbar como mínimo para las que presentan un menor grado de metamorfismo.

3.2. METAMORFISMO DE CONTACTO Y CONDICIONES DE EMPLAZAMIENTO DEL ORTOGNEIS DE RIBERA DEL FRESNO

En niveles de esquistos próximos al contacto de la Fm. Atalaya con el ortogneis de Ribera del Fresno, particularmente en la ventana de Ribera del Fresno (ABALOS, 1989a y 1990) se han observado granate y biotita posttectónicos respecto a la esquistosidad S_1 (lámina 1). Esta asociación es atribuida a metamorfismo de contacto induci-

do por la intrusión del cuerpo granítico subaluminico que posteriormente se deforma para dar lugar al ortogneis de Ribera del Fresno. No se dispone de análisis de los minerales que han crecido bajo condiciones estáticas, por lo que la determinación de las condiciones del metamorfismo de contacto no se puede realizar directamente. Sin embargo, tales condiciones se calculan indirectamente a partir de las condiciones de emplazamiento de las masas de aplitoides deformados y de greisen con topacio, asociados genéticamente al granitoide original y que afloran en la porción nor-occidental de la ventana de Ribera del Fresno.

3.2.1. El greisen asociado al ortogneis de Ribera del Fresno

En la Península Ibérica se reconoce la presencia de quince localidades consideradas como indicios de yacimientos de topacio (GARCIA-GUINEA, 1981). Los yacimientos de topacio más destacables del SO peninsular se localizan en las zonas del Valle de la Serena y de Mérida (provincia de Badajoz), tratándose en ambos casos de yacimientos asociados genéticamente a rocas graníticas de la Zona Centro-Ibérica. Los topacios están asociados a una paragénesis mineral compleja (wolframita, casiterita, arsenopirita, pirita, galena, molibdenita, bismutinina, lepidolita, fluorita, topacio, turmalina, bismutina, bixmita, silberita, wulfenita, hematites, pirolusita, siderita, malaquita y azurita; GARCIA-GUINEA et al., 1978), resultado de un proceso de greisenización. Los resultados obtenidos de los análisis químicos, cristalográficos y de las propiedades físicas (GARCIA-GUINEA et al., 1978; GARCIA-GUINEA y GALAN, 1986) evidencian que los topacios del distrito SO de la Zona Centro-Ibérica cristalizaron en condiciones termobáricas de altas temperaturas (700-900° C) y bajas presiones (1-3 Kbar).

El estudio mineralógico del greisen se ha centrado principalmente en las características de los minerales principales, en particular de las moscovitas, así como en los aspectos mineralógicos y cristalográficos del topacio (ABALOS et al., 1989). Con este fin se han realizado análisis de microsonda de moscovitas y topacios, y se ha continuado con el análisis cristalográfico de este último mineral. La separación mineralógica fue realizada mediante molienda, tamizado y sepa-

ración de la fracción de 0.1 a 0.25 mm. Posteriormente se realizó la concentración del topacio y otros minerales accesorios pesados a través del método de los líquidos densos utilizando bromoformo ($d=2.87-2.89$ gr/cc.). La elección final de los cristales de topacio se llevó a cabo con la ayuda de una lupa, escogiendo fragmentos de exfoliación del mencionado mineral.

Para el estudio cristalquímico del topacio se ha realizado un espectro de difracción en muestra policristalina usando un difractómetro PHILIPS PW-1710. Como resultado se han obtenido un total de 50 máximos de difracción, de los cuales 47 corresponden a topacio. Estos 47 picos de difracción fueron utilizados en un proceso de afinamiento mediante mínimos cuadrados, con el programa LSUCRE (APPLEMAN y EVANS, 1973), a partir del cual se obtuvieron los valores de los parámetros cristalográficos del topacio.

3.2.2. Características mineralógicas de topacios y moscovitas

Desde el punto de vista químico (tabla IV) la composición de los topacios analizados se acerca mucho a la de la fórmula ideal $Al_2SiO_4(OH, F)$, existiendo sólo muy pequeñas cantidades de impurezas de cationes metálicos. Los análisis de microsonda no aportan información sobre los contenidos en F y OH, ya que ambos están por debajo del límite de resolución de esta técnica. Así pues, sus contenidos relativos han sido calculados en base a propiedades físicas y cristalográficas.

Las moscovitas (tabla IV) son ligeramente fengíticas y presentan bajos contenidos en componente paragonítico. Los contenidos en iones metálicos del tipo de los que aparecen en los topacios son también muy bajos. Los porcentajes en peso de Al_2O_3 y FeO(t) parecen indicar que estas moscovitas cristalizaron en un ambiente de temperaturas próximas a las del comienzo de la fusión parcial de rocas graníticas en condiciones de presión de fluidos igual a la presión total (dentro de las zonas metamórficas de la estauroilita y sillimanita; cf. MIYASHIRO, 1973).

Los parámetros cristalográficos obtenidos para las muestras de topacio analizadas son los siguientes:

$$\begin{aligned} a_0 &= 4.768 (4) \text{ \AA} \\ b_0 &= 8.792 (4) \text{ \AA} \\ c_0 &= 8.405 (5) \text{ \AA} \\ \text{Volumen de la celda} &= 344.0 (3) \text{ \AA}^3 \\ \text{Grupo espacial:} & \text{Pbnm} \end{aligned}$$

Dada la correlación de la dimensión del parámetro b_0 con el contenido en porcentaje de peso del F en el topacio propuesta por RIBBE y ROSENBERG (1971), los términos aquí analizados corresponden a topacios ricos en F, con unos

TABLA IV

Análisis (wt%) y fórmulas estructurales representativos de topacios (A y B) y moscovitas (C y D) del yacimiento de greisen asociado al ortogneis de Ribera del Fresno.

Muestra	A	B	C	D
SiO ₂	31.96	32.31	46.65	47.21
Al ₂ O ₃	54.31	53.59	36.16	36.65
FeO(t)	0.00	0.00	2.03	1.06
MnO	0.03	0.00	0.00	0.73
MgO	0.01	0.00	0.38	0.35
TiO ₂	0.00	0.03	0.45	0.61
Cr ₂ O ₃	0.09	0.00	0.00	0.06
CaO	0.00	0.04	0.00	0.18
Na ₂ O	0.01	0.00	0.76	0.50
K ₂ O	0.00	0.00	9.96	9.83
TOTAL	86.42	85.96	96.38	97.17
Fórmulas estructurales				
Si	3.992	4.052	6.119	6.093
Al	7.998	7.923	5.592	5.557
Fe ⁺⁺	0.000	0.000	0.223	0.114
Mg	0.002	0.000	0.074	0.067
Mn	0.003	0.000	0.000	0.080
Ti	0.000	0.003	0.044	0.059
Cr	0.009	0.000	0.000	0.006
Na	0.002	0.000	0.193	0.125
Ca	0.000	0.005	0.000	0.025
K	0.000	0.000	1.667	1.619
O	20	20	22	22

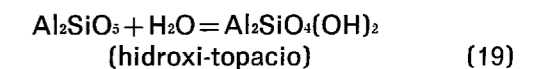
contenidos del mismo en torno al 20.65 por 100 en peso, lo que se aproxima al máximo contenido teórico posible. No obstante, la correlación del volumen de la celda unitaria con ese mismo parámetro da como resultado contenidos en F del 18.95 por 100 en peso, siguiendo a los mismos autores. El valor obtenido para la densidad

experimental mediante flotación de cristales en líquidos de densidad conocida (ioduro de metileno), de 3.51 (4) gr/cc., indica relaciones del 35 por 100 en las proporciones moleculares OH/(OH+F) según DEER et al. (1966), correspondientes a contenidos en F del orden del 7.5 por 100 en peso. Este último resultado debe ser desechado, ya que la correlación entre propiedad física y composición química propuesta por DEER et al. (1966) ha probado ser incongruente con otros resultados basados en propiedades ópticas o cristalográficas en ocasiones anteriores (i.e. GARCIA-GUINEA y GALAN, 1986). El valor de la densidad al que se acaba de hacer referencia se encuadra perfectamente en el rango de valores teóricos de la densidad calculados a partir de las constantes cristalográficas: 3.552 gr/cc. para el miembro final rico en F (fluoro-topacio) y 3.475 para el término hidroxio-topacio. Por sus características químicas y por las propiedades físicas que se estudian aquí, la fórmula estructural media de nuestros topacios (calculada sobre la base de 20 oxígenos) oscilaría entre los extremos siguientes:



3.2.3. Condiciones de emplazamiento y metamorfismo de contacto

Las implicaciones petrológicas o genéticas que se obtienen utilizando las proporciones de hidroxio-topacio en la solución sólida total (en el rango de valores de 0.07 a 0.006 en nuestro caso) se deducen de los resultados experimentales de BARTON (1982) y BARTON et al. (1982) para la reacción:



Las temperaturas obtenidas oscilan entre 750 y 800° C y las presiones son del orden de 2 a 3 Kb en el diagrama de isopleas de BARTON (1982). Estos valores de P y T representan condiciones termobáricas de cristalización de alta T y baja P, comparables a las condiciones en que cristalizaron los topacios de los yacimientos de Valle de la Serena y de la zona de Mérida (GARCIA-GUINEA y GALAN, 1986). Se trata de temperaturas

algo más bajas que las calculadas para otros topacios españoles de áreas más septentrionales (e.g. 850-900° C, Sistema Central y Galicia; GARCIA-GUINEA y GALAN, 1986) y de presiones algo más elevadas.

Dadas las presiones (2-3 Kbar) y temperaturas (750-800° C) obtenidas para el desarrollo de los greisenes, si admitimos que tales condiciones P-T se aproximan a las condiciones en que se produjo la intrusión del granito original, las temperaturas máximas que se pueden alcanzar en el encajante en el contacto inmediato con la intrusión son de 600° C según los supuestos de JAEGER (1957; ref. WINKLER, 1977). La geometría del ortogneis de Ribera del Fresno se puede asimilar, al menos en cuanto se puede deducir de su afloramiento, a una intrusión alargada y estrecha de tipo casi tabular (con una longitud de varias decenas de kilómetros y una anchura de 2-3 kilómetros, aproximadamente). En el encajante de las intrusiones graníticas con estas características de geometría (2-3 km. de espesor), de P (2-3 Kbar, equivalente a 5-8 km. de profundidad) y T (750-800° C) de emplazamiento, las condiciones favorables para la blastesis de granate y biotita (temperaturas superiores a 510-530° C, aproximadamente) se dan únicamente en los 200 m. adyacentes al contacto, manteniéndose tales condiciones del orden de 10.000 años. El hecho de que la intrusión, de potencia más bien reducida, se produjese en rocas ya metamorfizadas regionalmente, en condiciones de grado bajo-medio, y a una profundidad de 7-10 kilómetros, donde las temperaturas son del orden de 350° C o superiores, impide probablemente la formación de una aureola de metamorfismo de contacto bien desarrollada. Tal aureola, de haberse formado, habría sido obliterada con posterioridad durante los procesos de deformación plástica que dan lugar a la gneisificación del granito y al cizallamiento en su encajante.

3.3. METAMORFISMO DE LAS FILITAS Y ESQUISTOS DE LA FORMACION DE AZUAGA

3.3.1. Asociaciones minerales

Las asociaciones minerales encontradas en las filitas de la Formación de Azuaga son, básicamente (lámina 4):

cuarzo-fengita-clorita-grafito
cuarzo-fengita-clorita
cuarzo-fengita-clorita-plagioclasa-feldespato potásico-grafito

observándose como minerales accesorios turmalina, circón, esfena, apatito y opacos.

Las micas blancas de la Fm. Azuaga son ligeramente fengíticas y de tendencia moscovítica (LOPEZ MUNGUIRA et al., 1988a). Según estos mismos autores, sus índices de cristalinidad indican que se han formado bajo condiciones epizonales y las dimensiones del eje b_0 de estas micas ($b_0=9.0001 \text{ \AA}$) significan que el gradiente de metamorfismo es más bien de temperaturas relativamente altas y/o presiones bajas, resultados a los que llegan también CHACON et al., 1980a).

Las cloritas de esta misma formación (LOPEZ MUNGUIRA et al., 1988b) tienen un origen metamórfico, si bien existen algunas de origen retrometamórfico. Las primeras presentan intercrecimientos de micas, clasificándose como términos intermedios entre chamosita y clinocloro. Las cloritas de origen retrometamórfico son más ricas en Fe y se interpretan como el producto de la alteración de biotita.

En una banda adyacente a la falla de Azuaga, la Fm. Azuaga adquiere un carácter más esquistoso, observándose en los esquistos la asociación:

cuarzo-feldespatos-fengita-biotita-grafito
que suele estar retromorfoseada a asociaciones como:

cuarzo-fengita-clorita
cuarzo-fengita-feldespato-clorita

por cloritización de la biotita y sericitización de los feldespatos.

Posteriormente aparece el granate en la asociación:

cuarzo-fengita-biotita-feldespatos-granate-grafito

y, finalmente:

cuarzo-fengita-biotita-feldespatos-granate-andalucita-grafito

Esta última asociación aparece también retromorfoseada por cloritización casi completa de

LAMINA 4



Ejemplos de asociaciones minerales observadas en materiales con metamorfismo de grado variable de la Formación de Azuaga. 1. Asociación con cuarzo-feldespatos-clorita-fengita-grafito en filitas con metamorfismo de grado muy bajo.—2. Asociación idéntica a la anterior en un nivel litológico.—3 y 4. Asociaciones con cuarzo-fengita-biotita-feldespatos-granate-grafito de las proximidades de la falla de Azuaga en las que el granate aparece cloritizado. Barras de escala: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

LAMINA 4



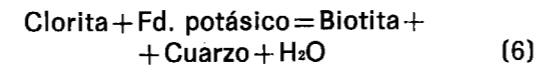
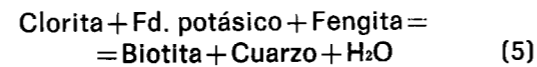
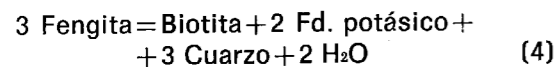
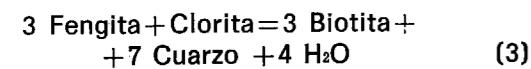
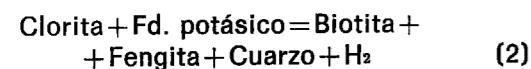
Ejemplos de asociaciones minerales observadas en materiales con metamorfismo de grado variable de la Formación de Azuaga. 1. Asociación con cuarzo-feldespatos-clorita-fengita-grafito en filitas con metamorfismo de grado muy bajo.—2. Asociación idéntica a la anterior en un nivel litomórfico.—3 y 4. Asociaciones con cuarzo-fengita-biotita-feldespatos-granate-grafito de las proximidades de la falla de Azuaga en las que el granate aparece cloritizado. Barras de escala: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

los granates, de las biotitas, y por la sericitización de las andalucitas. Las andalucitas muestran en su interior cristales de fengita y biotita análogos a los que se encuentran entre la matriz que las rodea junto con otros redondeados y desorientados. Los bordes de los porfirocristales aparecen en ocasiones recrecidos, englobando incluso granates junto con los minerales de la matriz esquistosada.

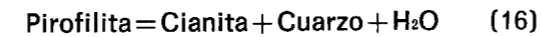
En la Hoja de Villafranca de los Barros, del Mapa Geológico Nacional, a escala 1:50.000, en materiales de la Fm. Azuaga, ARRIOLA et al. (1983) citan a la fibrolita en vez de la andalucita como el silicato aluminico presente en la asociación citada en último lugar. Asimismo, hacia el este, GARROTE (1976) señala una zonación metamórfica que incluye una serie completa de rocas metamórficas de las zonas de la clorita, biotita granate, estaurolita/andalucita, sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico. De esta serie de zonas, en el área estudiada aquí no se han encontrado las dos últimas ni tampoco se ha reconocido la existencia de estaurolita que, sin embargo, reconocen CHACON et al. (1974) y CHACON (1979). No obstante, todo lo anterior, es probable que, tal y como se verá más adelante, las andalucitas y las biotitas desorientadas contenidas en su interior sean el producto de reacciones de desestabilización de estaurolita (DUTROW y HOLDAWAY, 1986), como resultado de un aumento de la temperatura.

3.3.2. Reacciones y evolución metamórfica

Las filitas de la Fm. Azuaga presentan asociaciones características de la zona de la clorita, indicativas de que no se han alcanzado las condiciones de temperatura necesarias para la formación de biotita a partir de clorita ni en las rocas pelíticas ni tampoco en las cuarzo-feldespáticas (WINKLER, 1977; MIYASHIRO y SHIDO, 1985):



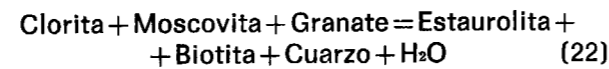
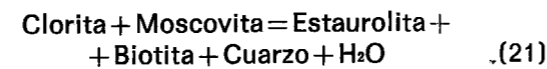
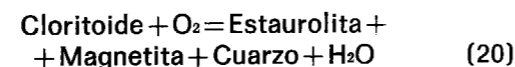
Prácticamente todas las reacciones anteriores tienen lugar a temperaturas por debajo de $445 \pm 10^\circ \text{C}$ en rocas pelíticas en el intervalo de 1 a 5 Kbar y a temperaturas algo más bajas en el caso de las rocas cuarzo-feldespáticas. El límite superior de estabilidad de la pirofilita determina también las condiciones de P y T máximas alcanzadas por estas rocas, ya que la reacción:



se verifica siempre a presiones inferiores a 4 Kbar y a temperaturas de $400 \pm 14^\circ \text{C}$ a 1 Kbar y $430 \pm 15^\circ \text{C}$ a 4 Kbar. En consecuencia, se puede considerar la banda de temperatura en torno a $400-430^\circ \text{C}$ a presiones por debajo de 4 Kbar como límite superior para el metamorfismo de las filitas de la Fm. Azuaga.

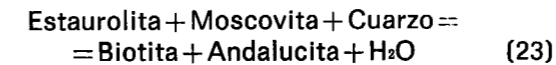
La entrada en las zonas de la biotita y del granate tiene lugar según las reacciones discutidas en un apartado anterior (reacciones (1) a (15)), las cuales indican que se han sobrepasado, en nuestro caso de manera localizada a favor de una banda adyacente y paralela a la falla de Azuaga, temperaturas de $510-530^\circ \text{C}$.

La entrada de la estaurolita requiere la verificación de alguna de las reacciones siguientes (KARABINOS, 1985):

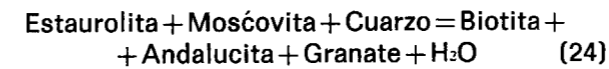


GARROTE (1976) señala la existencia de cloritoide entre las rocas de grado bajo del área de la Sierra Albarrana. Sin embargo, dado lo restringido de su presencia y la mayor abundancia de clorita, lo más probable es que la aparición de la estaurolita se deba más bien a las reacciones (21) y (22), las cuales tienen lugar a temperaturas de 530 a 550°C a presiones del orden de 5 Kbar.

Las características texturales que se pueden observar en las biotitas desorientadas contenidas por blastos de andalucita pueden sugerir un origen de ésta última a partir de estaurolita (KWAK, 1974), como sucede también en el área de Sierra Albarrana (GARROTE, 1976):

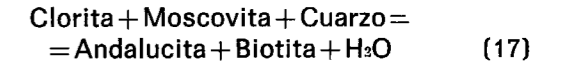


o, si la presión es más elevada o bien participa el componente fengítico de las moscovitas:

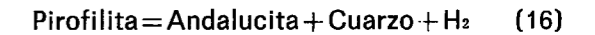


En virtud de estas reacciones, la ausencia de estaurolita en estas rocas se debería a su destrucción en el curso del metamorfismo progrado. No obstante, una composición inadecuada de

la roca puede haber influido también. En tal caso, la estaurolita nunca habría estado presente en las asociaciones metamórficas, y la asociación de biotita desorientada y andalucita se debería a la formación de esta última mediante la reacción:



que tiene lugar a temperaturas superiores a las propias de la reacción (16):



Si la presencia de andalucita se debe a las reacciones (23), (24) ó (25) ello sería indicativo de que se alcanzaron temperaturas de (fig. 8) $575 \pm 15^\circ \text{C}$ a 2 Kbar y $675 \pm 15^\circ \text{C}$ a 5.5 Kbar (recopilación de WINKLER, 1977) o de $637 \pm 7^\circ \text{C}$ a 3.25 Kbar y $684 \pm 7^\circ \text{C}$ a 5 Kbar (recalibración de DUTROW y HOLDAWAY, 1986). Es muy probable que, no obstante, la primera aparición de andalucita en asociación con granate y cuarzo se

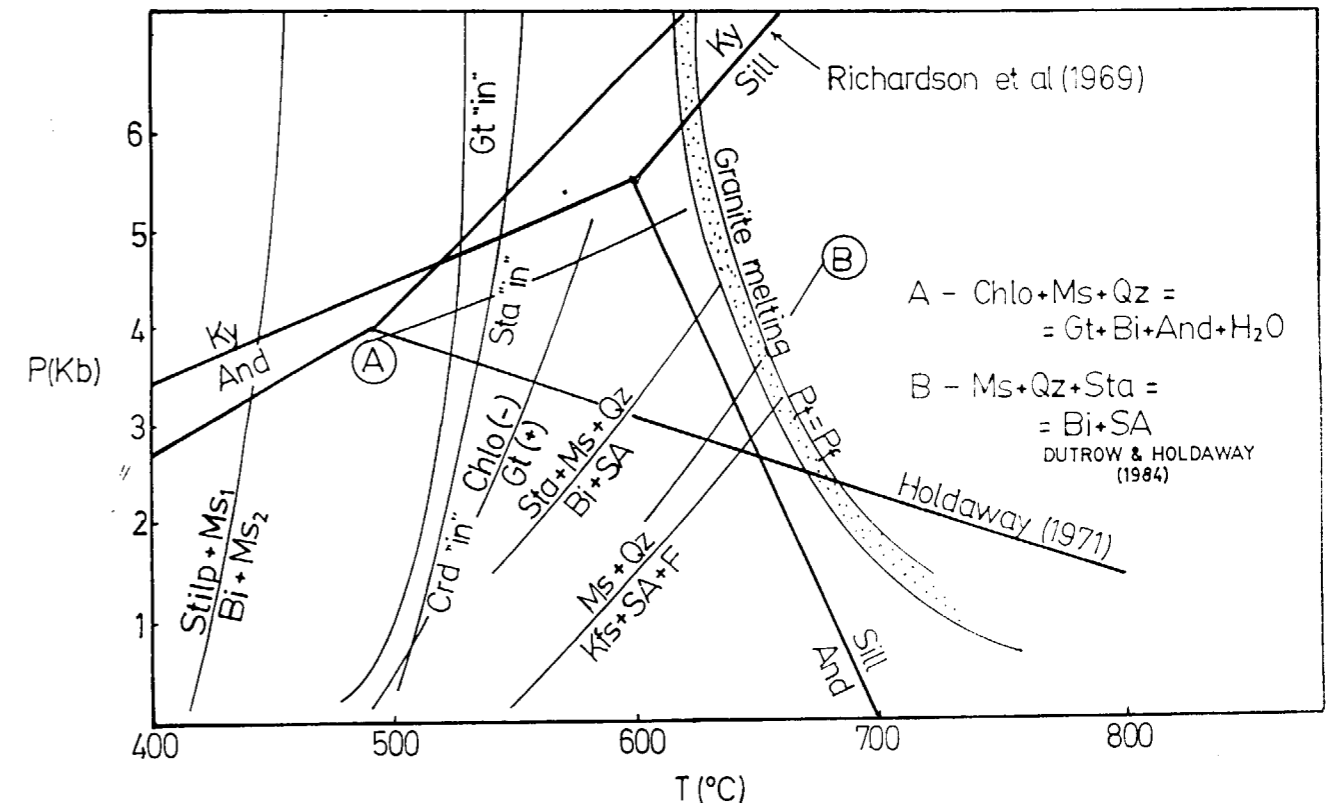
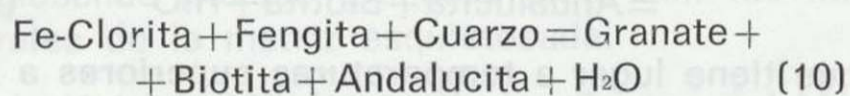


Figura 8.—Diagrama P-T en el que se representan las curvas de reacción correspondientes a la aparición de biotita, granate y estaurolita junto con otras reacciones significativas que se proponen para el metamorfismo de la Fm. de Azuaga. Las representaciones se han basado en los trabajos de WINKLER (1977), MUELLER y SAXENA (1977) y DUTROW y HOLDAWAY (1986).

deba a la reacción de minerales abundantes en la matriz como fengita, clorita y biotita. De ellos, si la clorita no está en exceso, es muy probable que se consuma rápidamente y que moscovita y cuarzo queden como cristales englobados poikilíticamente por la andalucita que se forma por la reacción (10):



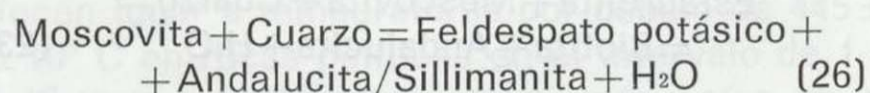
la cual se verifica a 500° C a 4 Kbar y a 600° C a 5 Kbar.

Los límites de P y T máximos para la estabilidad de la asociación de grado metamórfico más alto de las que se acaban de discutir son las siguientes (fig. 9):

— la recta correspondiente a la transición polimórfica andalucita/cianita, que delimita presiones máximas inferiores a 5-5.5 Kbar;

— la recta andalucita/sillimanita, que delimita temperaturas máximas de 600 a 700° C;

— la curva correspondiente a la reacción (26); ALTHAUS et al., 1970, que limita la temperatura máxima a 650° C a presiones de 2.5-3 Kbar.



La mayor parte de las reacciones citadas más arriba para la formación de granate, biotita o andalucita liberan H₂O. La adición de este componente bajo condiciones de P y T adecuadas a rocas ya metamorizadas es, con toda probabilidad, el factor responsable de que cualquiera de tales reacciones se verifique en sentido inverso para dar lugar a paragénesis retrometamórficas. Como resultado de estos procesos se producen la cloritización de biotitas y granates y la sericitización de feldespatos y andalucitas.

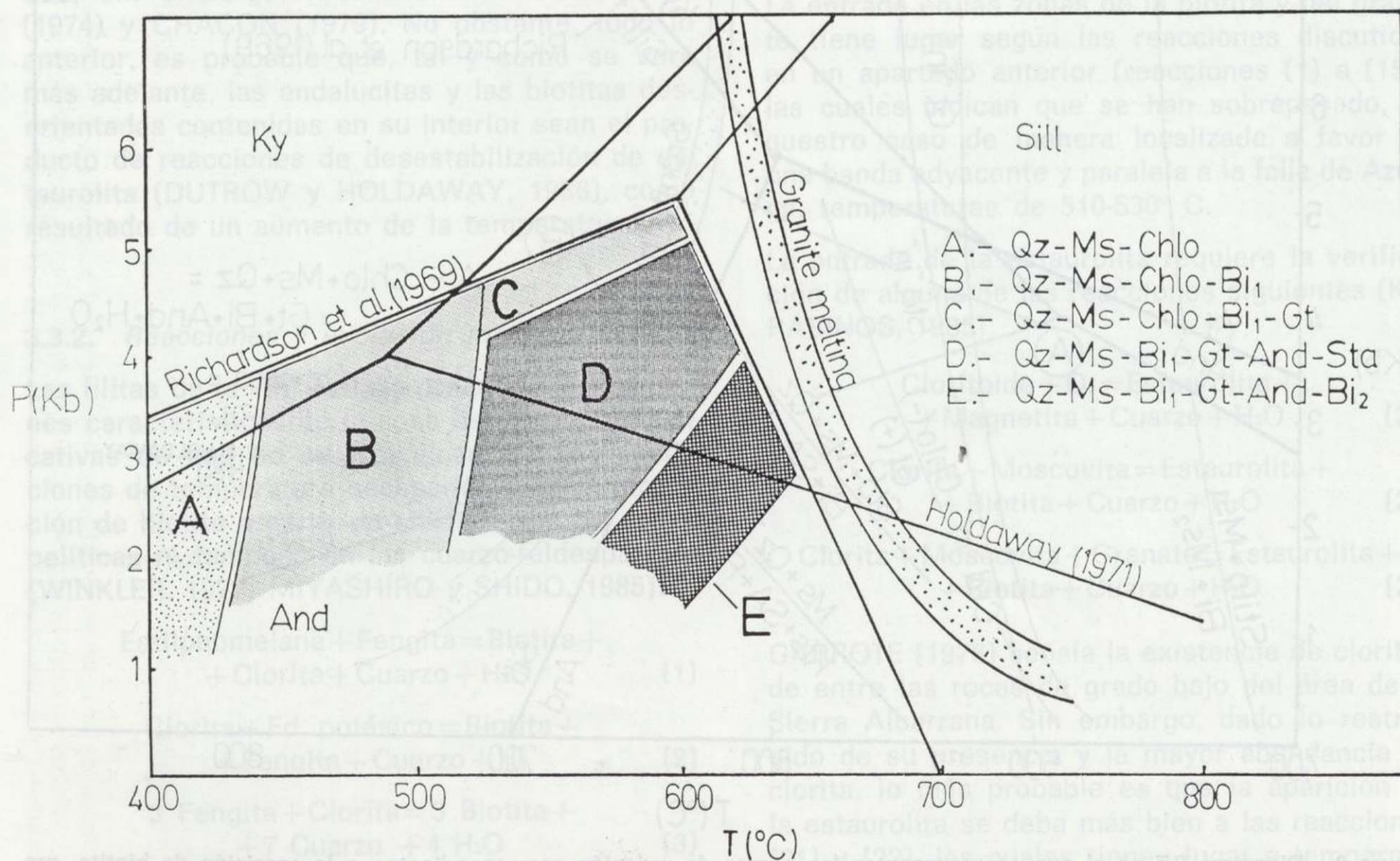


Figura 9.—Campos P-T de estabilidad determinados en función de las reacciones de la figura 8 para las principales asociaciones (A a E, indicadas en la figura) de la Fm. de Azuaga.

4. METAMORFISMO DE LAS ROCAS ULTRAMAFICAS ASOCIADAS AL CABALGAMIENTO BASAL DE LA UNIDAD ALOCTONA

4.1. ASOCIACIONES MINERALES Y REACCIONES

Las texturas relictas que se pueden observar en las masas de serpentinitas (lámina 5) asociadas al contacto mecánico basal de la Unidad Alóctona apoyan la idea de que, en origen, tales materiales eran rocas ultramáficas del tipo de las peridotitas, compuestas por olivino, piroxenos y espinela (hercinita), de la que han quedado algunos vestigios.

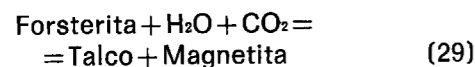
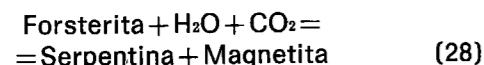
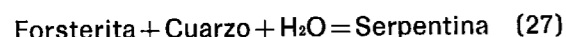
Esta mineralogía se ha podido observar apenas sin alteraciones diaforéticas en pequeñas masas de metaperidotitas intensamente deformadas plásticamente, si bien tales rocas son muy infrecuentes en comparación con las serpentinitas. La degradación retrometamórfica ha sido casi total, y se debe a la adición de una fase fluida al sistema favorecida y canalizada por la existencia de una zona de cizalla importante asociada al cabalgamiento a favor del cual afloran los materiales ultramáficos (ABALOS, 1989).

La serpentización del olivino requiere un aporte externo de agua y sílice o de agua y anhídrido carbónico para que se verifique alguna de las reacciones siguientes (WINKLER, 1977):

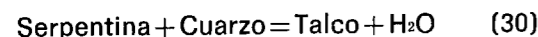
LAMINA 5



Ejemplos de asociaciones minerales observadas en la unidad serpentinitica que aflora en el contacto entre los gneises de Azuaga y los esquistos de la Formación Atalaya en la ventana de Ribera del Fresno. 1. Serpentina-clorita-tremolita, el anfíbol está muy estirado.—2. Estructuras C-S fantasma en una masa serpentinitica.—3) y 4) Vermiculita-talco. Barras de escala: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

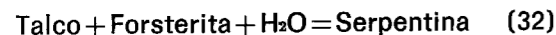
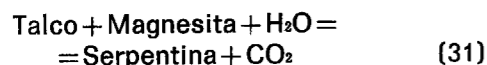


La reacción (27) requiere un aporte de sílice desde las rocas de caja, que son cuarzo-feldespáticas o pelíticas tanto a techo como a muro. El cuarzo no es probablemente un componente en exceso, ya que en caso contrario se hubiera producido la reacción de éste con la serpentina reacción formada según WINKLER, (1977):



reacción de la que no se tienen evidencias microtexturales.

La prosecución de las reacciones de degradación del olivino (28) y (29) supone que los fluidos que se introducen en el sistema son progresivamente más ricos en CO₂, de tal manera que la fracción molar de CO₂ necesaria es mayor en (29) que en (28). Como resultado de estas dos reacciones la ruptura del olivino da lugar a la existencia de serpentina, talco y magnetita. El talco así formado es una fase inestable si en el sistema existen olivino, magnetita y agua en una cantidad tal que los tres puedan quedar en exceso después de que las reacciones (28) y (29) se completan porque se ha consumido todo el CO₂ existente (cuyas bajas concentraciones son probables en función de la propia presencia de serpentina). La desaparición del talco, producto intermedio de reacción, se debe a las reacciones:



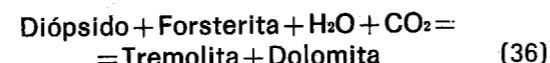
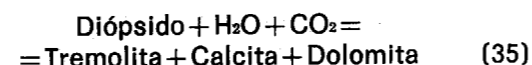
Si los aportes de H₂O son suficientes estas tres reacciones pueden acabar de consumir todo el olivino primario, a continuación toda la magnesita y, finalmente, todo el talco, resultando una asociación prácticamente monomineralica de serpentina (serpentina-magnetita).

Los piroxenos primarios pueden ser serpentinizados en el curso de los procesos de retromorfosis del olivino o bien pueden ser cloritizados.

En este marco encuentran explicación las asociaciones más comunes encontradas entre las serpentinitas:

clorita-magnetita
serpentina-magnetita
serpentina-clorita-magnetita

Los contenidos de CaO y FeO de los clinopiroxenos introducen algunas complejidades adicionales en el sistema. En ausencia de CO₂ el componente diopsídico de los piroxenos puede ser estable en condiciones de metamorfismo de grado bajo. Sin embargo, a temperaturas relativamente elevadas y en presencia de H₂O este componente diopsídico es capaz de reaccionar con el ortopiroxeno según las reacciones (WINKLER, 1977):



Descensos adicionales de la temperatura en presencia de suficiente H₂O llevan a que tremolita y el posible olivino que reste de las reacciones discutidas más arriba reaccionen nuevamente para dar:



Esta última reacción es poco proclive a realizarse debido a la escasez de olivino en el sistema durante estos estadios avanzados de retrogradación. Como resultado de ello, se preserva casi toda la tremolita que se genera por la reacción (34). La citada reacción (34) es capaz de explicar la retrogradación de una parte de los piroxenos; el resto, como ya se ha indicado más arriba se serpentiza o cloritiza. Según las formulaciones que se están exponiendo, las asociaciones con tremolita como:

tremolita-serpentina-clorita-magnetita

que se observan en algunas ocasiones se pueden interpretar como producto de la degradación de facies peridotíticas relativamente ricas en clinopiroxenos. En estas asociaciones, la tremolita

puede persistir como componente estable en un intervalo de temperaturas relativamente grande (400-750° C o incluso desde menos de 400° C si no hay diópsido disponible para que se verifique la reacción (37)).

En algunas serpentinitas/clorititas se han encontrado reliquias de espinela. En las serpentinitas en las que quedan aún reliquias de las fases primarias (olivino y piroxenos) se pueden reconocer en ocasiones asociaciones como:

serpentina-talco-magnetita
serpentina-talco-carbonatos-magnetita

en las que coexisten de manera aparentemente estable talco y serpentina y que están cortadas por venas tardías de talco y carbonatos. La presencia de estas asociaciones significa, probablemente, que el H₂O añadido al sistema no lo fue en la cantidad suficiente para que se pudiesen completar las reacciones (31), (32) y (33), o, lo que es más probable, que el CO₂ desprendido al verificarse la reacción (31) produjo una dilución del componente H₂O y una reducción subsecuente de su fracción molar lo suficientemente importante como para detener la citada reacción o incluso invertirla.

Las asociaciones como:

vermiculita-talco-serpentina-magnetita
vermiculita-flogopita-tremolita-serpentina-clorita-magnetita

son el resultado de la retrogradación de rocas ultramáficas en las que, de manera minoritaria, el aluminio y los álcalis son constituyentes adicionales de relativa importancia, presentes en una cantidad tal que permite la estabilización de la flogopita, cuya alteración da paso a la vermiculita.

4.2. CONDICIONES P-T DEL METAMORFISMO RETROGRADO DE LAS ROCAS ULTRAMAFICAS

La desestabilización de la asociación primaria olivino-piroxenos por aporte de una fase fluida (probablemente en el curso del emplazamiento tectónico de la unidad) debió ocurrir a temperaturas en torno a 550-600° C para la destrucción del olivino (rango de temperaturas a las que se verifican las reacciones (28) y (29) para X_{CO₂} entre

0.2 y 0.6) y de 450-500° C para la destrucción de los piroxenos diopsídicos en condiciones de presión litostática igual a la presión parcial de H₂O (reacción (37); WINKLER, 1977). Estas condiciones se calculan suponiendo que una fracción molar de CO₂ media o baja prevaleció durante la retromorfosis. Estas condiciones de T son de 600-650° C (reacción (35)) o bien 650-680° C (reacción 36)) si la fracción molar de CO₂ es suficientemente baja (en torno a 0.2), siendo intervalos de 600 a 680° C los rangos de temperatura bajo las que se forma el anfíbol tremolítico presente en algunas asociaciones.

Las condiciones de temperatura bajo las que se estabilizan las asociaciones con serpentina/clorita se sitúan en torno a 300-350° C para presiones de 2-4 Kbar (reacción (30)), 500-550° C para el mismo intervalo en el caso de la reacción (32) y 400-500° C (reacción (31)) siempre que la fracción molar de CO₂ sea menor de 0.05.

REFERENCIAS

- ABALOS, B. (1989): *Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone)*. Rev. Soc. Geol. España, 2: 103-112.
- ABALOS, B. (1990): *Cinemática y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, 430 pp.
- ABALOS, B., and EGUILUZ, L. (en prensa): *Structural Geology of the Mina Afortunada Gneiss Dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain)*. Annales Tectonicos.
- ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1990): *El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas*. Geogaceta, 7: 73-76.
- ABALOS, B.; EGUILUZ, L., y APALATEGUI, O. (1990): *Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión*. Geogaceta, 7: 71-73.
- ABALOS, B.; EGUILUZ, L.; GIL IBARUCHI, I., y VIA CHICOTE, J. (1989): *Características mineralógicas de los topacios del afloramiento de grésenes milonitizados asociados al Ortogneis de Ribera del Fresno y sus posibles implicaciones metalogénicas (Badajoz, Zona de Ossa-Morena)*. Rev. Soc. Esp. Mineralogía, 12: 385-392.
- ALTHAUS, E.; KAROTKE, E.; NITSCH, K. H., and WINKLER, H. G. F. (1970): *An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. N. Jb. B. Miner., 7: 325-336.

ANDERSON, P. A. M.; NEWTON, R. C., and KLEPPA, O. J. (1977): *The enthalpy change of the Andalusite-Sillimanite reaction and the Al_2SiO_5 diagram*. Am. J. Sci., 237: 585-593.

APPLEMAN, D. E., and EVANS, H. T. (1973): *Indexing and Leats Squares Refinement of Powder Diffraction Data*. NTIS. Document núm. PB-216188. Univ. U.S. Geological Survey, Washington D.C.

ARRIOLA, A.; CHACON, J.; ERASO, A.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A.; SOUBRIER, R., y VARGAS, I. (1983b): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 núm. 829 (Villafranca de los Barros) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

ASHWORTH, J. R., and EVIRGEN, M. M. (1985a): *Plagioclase relations in pelites, Central Menderes Massif, Turkey. I. The peristerite gap with coexisting kyanite*. J. Met. Geol., 3: 207-218.

ASHWORTH, J. R., and EVIRGEN, M. M. (1985b): *Plagioclase relations in pelites, Central Menderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometers*. J. Met. Geol., 3: 219-229.

BANNO, S.; SAKAI, C., and HIGASHINO, T. (1986): *Pressure-Temperature trajectory of the Sambagawa metamorphism deduced from garnet zoning*. Lithos, 19: 51-63.

BARTON, M. D. (1982): *The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications*. Am. Mineral., 67: 956-974.

BARTON, M. D.; HASELTON, M. T.; HEMINGWAY, B. S.; KLEPPA, D. J., and ROBIE, B. A. (1982): *The Thermodynamic properties of Fluor-topaz*. Am. Mineral., 67: 350-355.

BELLON, H.; BLANCHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRITCH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, Ph.; SIMON, D., et TAMAIN, G. (1979): *Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les cadomides du Sud-Est Hespérique*. Bull. Soc. Géol. France, 21: 113-120.

BEST, M. G. (1981): *Igneous and Metamorphic Petrology*. Ed. Freeman and Co.: 1-430.

BLATRIX, P., and BURG, J. P. (1981): *40Ar-40Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh., 10: 470-478.

BOHLEN, S. R., and LINDSLEY, D. H. (1987): *Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks*. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 15: 397-420.

BOIVIN, P. (1982): *Interactions entre magmas basaltiques et Manteau Supérieur*. Thesis Univ. Clermont-Ferrand: 344 pp.

BROWN, E. H. (1974): *Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the Northern Cascades, Washington, and the blueschists from Otago, New Zealand*. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 333-344.

BUCHER-NURMINEN, K. (1987): *A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geogrometer*. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 519-522.

CASTRO, A. (1987): *Implicaciones de la Zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercinica Europea*. Est. Geol., 3: 249-260.

CHACON, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 84: 700-712.

CHACON, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada: 1-728.

CHACON, J., y VELASCO, F. (1981): *Rocas ultrabásicas metamorizadas en el Grupo de Azuaga (Anticlinorio Badajoz-Córdoba)*. Cuadernos de Geología Ibérica, 7: 151-159.

CHACON, J.; DELGADO-QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Bol. Geol. Min., 85: 713-717.

CHACON, J.; MARTIN RUBI, J. A., y PESQUERA, A. (1980): *El Ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo pre-hercinico aflorante en el sector central del Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. Min., 91: 661-674.

DALLMEYER, R. D., and QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia)*. Terra Abstract, 1: 366.

DAY, H. W., and KUMIN, H. J. (1980): *Thermodynamic analysis of the aluminium silicate triple point*. Am. J. Sci., 280: 265-287.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1966): *An introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman Group Ltd., London: 1-528.

DELANY, J. M., and HELGESON, H. C. (1978): *Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic crust to 100 Kb and >800° C*. Am. J. Sci., 278: 636-686.

DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82: 277-286.

DELOCHE, C.; SIMON, D., et TAMAIN, G. (1979): *Le charriage majeur de type himalayen du Cerro Muriano (Cordoue) dans les caledonides du sud-ouest hesperique*. C. R. Acad. Sci. Paris, 289: 253-256.

DEMPSTER, T. J. (1985): *Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland*. Contrib. Mineral. Petrol., 89: 30-38.

DUTROW and HOLDAWAY (1986): *Upper thermal stability of the St+Qz at medium pressures, a reinvestigation*. Terra Cognita, 6-2: 214.

EGUILUZ, L. (1988): *Petrogénesis de rocas igneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Maci-*

zo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 1-694.

EGUILUZ, L.; ABALOS, B., y GIL IBARGUCHI, J. I. (1990): *Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico*. Geogaceta, 7:28-31.

ELLIS, D. J., and GREEN, D. H. (1979): *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria*. Contrib. Mineral. Petrol., 71: 13-22.

FERRY, J. M., and SPEAR, F. S. (1978): *Experimental calibration of Fe and Mg between biotite and garnet*. Contrib. Mineral. Petrol., 66: 113-117.

GANGULY, J. (1977): *Compositional variables and chemical equilibrium in metamorphism*. In: Saxena & Bathacharjee (Eds.): *Energetics of geological processes*. Springer-Verlag, New York: 250-284.

GANGULY, J. (1979): *Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermobarometry based on the Fe-Mg distribution coefficient*. Geochim. Cosmochim. Acta, 43: 1021-1029.

GANGULY, J., and SAXENA, S. K. (1984): *Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications for geothermobarometry*. Am. Mineral., 69: 88-98.

GARCIA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; CHACON, J., and PRIEM, H. N. A. (1985): *Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 74: 379-384.

GARCIA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A., and CHACON, J. (1988): *Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 77: 483-489.

GARCIA GUINEA, J. (1981): *Yacimientos españoles de minerales de interés gemológico*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza: 1-400.

GARCIA GUINEA, J., y GALAN, E. (1986): *Caracterización geoquímica y mineralógica de algunos topacios españoles*. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 9: 271-283.

GARCIA GUINEA, J.; LISO, J. M., y GALAN, E. (1978): *Estudio de los topacios del Valle de la Serena*. Estudios Geológicos, 34: 139-142.

GARROTE, A. (1976): *Asociaciones minerales del Núcleo Metamórfico de Sierra Albarrana (Córdoba). Sierra Morena Central*. Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82: 17-39.

GHENT, E. D. (1976): *Plagioclase-Garnet- Al_2SiO_5 -Quartz: a potential geobarometer-geothermometer*. Am. Mineral., 61: 710-714.

GHENT, E. D., and STOUT, M. Z. (1981): *Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages*. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 92-97.

GOLDMAN, D. S., and ALBEE, A. L. (1977): *Correlation of*

Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}O/^{16}O$ partitioning between quartz and magnetite. Am. J. Sci., 277: 750-767.

GREEN, T. H., and HELLMAN, P. L. (1982): *Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer*. Lithos, 15: 253-266.

HELGESON, H. C.; DELANY, J. M.; NESBEET, H. W., and BIRD, D. K. (1978): *Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals*. Am. J. Sci., 278-A: 1-229.

HODGES, K. V., and ROYDEN, L. (1984): *Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides*. J. Geophys. Res., 89: 7077-7090.

HODGES, K. V., and SPEAR, F. S. (1982): *Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilouke, New Hampshire*. Am. Mineral., 67: 1118-1134.

HOINKES, G. (1986): *Effects of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite*. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 393-399.

HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of Andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Am. J. Sci., 271: 97-131.

HOLDAWAY, M. J., and LEE, S. H. (1977): *Fe-Mg cordierite in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Contrib. Mineral. Petrol., 63: 175-198.

HOLLAND, T. J. B. (1980): *The reaction $Ab+Jd+Qz$ determined experimentally in the range 600-1200° C*. Am. Mineral., 65: 129-134.

HOLLAND, T. J. B. (1983): *The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes*. Contrib. Mineral. Petrol., 82: 214-220.

HOLLAND, T. J. B., and RICHARDSON, S. W. (1979): *Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 70: 143-148.

INDARES, A., and MARTIGNOLE, J. (1985): *Biotite-Garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite*. Am. Mineral., 70: 272-278.

KARABINOS, P. I. K. (1985): *Garnet and Staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist*. Contrib. Mineral. Petrol., 90: 262-275.

KORIKOVSKIY, S. P., and BORONIKHIN, V. A. (1977): *Iso-grads of kyanite, chloritoid, corundum and high-alumina equilibria in greenschist metamorphism (Patom Highlands)*. International Geol. Rev., 19: 703-708.

KROGH, E. J. (1988): *The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data*. Contrib. Mineral. Petrol., 99: 44-48.

KROGH, E. J., and RAHEIM, A. (1978): *Temperature and Pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and fengite, with particular reference to eclogites*. Contrib. Mineral. Petrol., 66: 75-80.

KWAK, T. A. P. (1974): *Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures*. Contrib. Mineral. Petrol., 44: 57-80.

LAIRD, J., and ALBEE, A. (1981): *Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont*. Am. J. Sci., 281: 127-175.

LEAKE, B. E. (1978): *Nomenclature of amphiboles*. Mineral. Petrogr. Acta, 22: 195-224.

LOOMIS, T. P. (1986): *Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and mineral simulations of the crystallization of garnet*. J. Met. Geol., 4: 201-229.

LOPEZ MUNGUIRA, A.; SEBASTIAN PARDO, E., y NIETO, F. (1988): *Las micas de las rocas metamórficas precámbricas en las zonas Centro-Ibérica meridional y Ossa-Morena*. Bol. Soc. Esp. Min., 2: 39-40.

LOPEZ MUNGUIRA, A.; SEBASTIAN PARDO, E., y NIETO, F. (1988): *Caracterización de las cloritas de las rocas metamórficas precámbricas de las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica meridional*. Bol. Soc. Esp. Min., 2: 41-42.

MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen and Unwin Ltd.: 1-492.

MIYASHIRO, A., and SHIDO, F. (1985): *Tschermak substitution in low and middle grade pelitic schists*. J. Petrol., 26: 449-487.

MORIMOTO, N. (1988): *Nomenclature of pyroxenes*. Am. Mineral., 73: 1123-1133.

MUELLER, R. F., and SAXENA, S. K. (1977): *Chemical Petrology*. Springer-Verlag, New York.

MYSEN, B. O., and HEIER, K. S. (1972): *Petrogenesis of eclogites in high grade metamorphic gneisses exemplified by the Mareidland eclogite, western Norway*. Contrib. Mineral. Petrol., 36: 73-94.

NEWTON, R. C. (1986): *Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogites*. In: EVANS & BROWN (Eds.): *Blueschists and eclogites*. Geol. Soc. Am. Memoir, 164: 17-30.

NEWTON, R. C., and HASELTON, H. T. (1981): *Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase-AlSi₂O₅ Quartz Geobarometer*. In: R. C. Newton, A. Navrotsky and B. J. Wood (Eds.): *Thermodynamics of Minerals and Melts*. Springer-Verlag, New York: 131-147.

NEWTON, R. C., and PERKINS, D. (1982): *Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-clinopyroxene-orthopyroxene-quartz*. Am. Mineral., 67: 203-222.

PERCHUCK, L. L. (1977): *Thermodynamic control of metamorphic processes*. In: Saxena and Bhattacharji (Eds.): *Energetics of geological processes*. Springer-Verlag: 285-351.

PERCHUCK, L. L.; ARANOVICH, L. Y.; PODLESKI, K. K.; LAVRENT'VA, I. V.; GERASIMOV, V.; YU FED'KIN, V. V.; KITRUL, V. I.; KARSAKOV, L. P., and BERDSNIKOV, N. I. (1985): *Precambrian granulites of the Aldan Shield, Eastern Siberia, USSR*. J. Met. Geol., 3: 265-310.

PERKINS, D., and CHIPERA, S. J. (1985): *Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley*. Contrib. Mineral. Petrol., 89: 69-80.

PERKINS, D., and NEWTON, R. C. (1986): *The compositions of coexisting pyroxene and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 900-1100° and high pressures*. Contrib. Mineral. Petrol., 75: 291-300.

POWELL, R. (1985a): *Geothermometry and geobarometry: a discussion*. J. Geol. Soc. London, 142: 29-38.

POWELL, R. (1985b): *Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited*. J. Met. Geol., 3: 231-243.

POWELL, R., and EVANS, J. A. (1983): *A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz*. J. Met. Geol., 1: 331-336.

POWELL, R., and HOLLAND, T. J. B. (1988): *An internally consistent dataset with uncertainties and correlations, III. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program*. J. Met. Geol., 6: 173-204.

QUESADA, C. (1989): *Paleozoic tectono-thermal evolution of Iberian Massif from terrane perspective*. 28th International Geological Congress. Washington, D.C.: 2.648.

RAASE, P. (1974): *Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism*. Contrib. Mineral. Petrol., 45: 231-236.

RAHEIM, A., and GREEN, D. H. (1974): *Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene*. Contrib. Mineral. Petrol., 45: 179-203.

RAHEIM, A., and GREEN, D. H. (1975): *P-T paths of natural eclogites during metamorphism; a record of subduction*. Lithos, 8: 317-328.

RIBBE, F. H., and ROSENBERG, P. E. (1971): *Optical and X-ray determinative methods for Fluorine in topaz*. Am. Mineral., 56: 1812-1821.

RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., and BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point*. Am. J. Sci., 267: 259-272.

RYBURN, R. J.; RAHEIM, A., and GREEN, D. H. (1975): *Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism — record of subduction*. Lithos, 9: 161-164.

SAXENA, S. K. (1979): *Garnet-clinopyroxene geothermometer*. Contrib. Mineral. Petrol., 70: 229-235.

SCHAFFER, H. J.; GEBAUER, D., and NAGLER, Th. F. (1989): *Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study*. Terra Abstracts, 1: 350-351.

SPEAR, F. S. (1980): *NaSi-CaAl exchange equilibria between plagioclase and amphibole: an empirical model*. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 33-41.

SPEAR, F. S. (1981a): *Amphibole-Plagioclase equilibria, an empirical model for the relation Albite+Tremolite=Edenite+4Quartz*. Contrib. Mineral. Petrol., 77: 355-364.

SPEAR, F. S. (1981b): *An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite*. Am. J. Sci., 281: 697-734.

SPEAR, F. S., and SELVERSTONE, J. (1983): *Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications*. Contrib. Mineral. Petrol., 83: 348-357.

STORMER, A. (1975): *A practical two-feldspar geothermometer*. Am. Mineral., 60: 667-674.

STORMER, A., and WHITNEY, J. A. (1977): *Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 65: 123-133.

TRIBOULET, C., and AUDREN, C. (1988): *Controls on P-T deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilcine, south Brittany, France)*. J. Met. Geol., 6: 117-133.

TRIBOULET, C., and BASSIAS, Y. (1988): *Géothermo-barométrie à partir des amphiboles zonées et métamorphisme progressif dans les metabasites à glaucophane du massif du Parnon (Hellénides externes, Péloponnèse, Grèce)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 306: 991-996.

TURNER, F. J., y VERHOOGEN, J. (1978): *Petrología Ignea y Metamórfica*. Omega, Barcelona: 1-726.

WINKLER, H. G. F. (1977): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, Barcelona: 1-346.

Original recibido: Junio de 1990.
Original aceptado: Abril de 1991.

GEOLOGIA

Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante).

Por A. GARCIA-CORTES (*) (**), H. MANSILLA (**) e I. QUINTERO (**)

RESUMEN

La existencia de una formación de carácter marcadamente olistostrómico y de edad comprendida entre el Langhiense Superior y el Serravaliense Medio ha sido recientemente demostrada en el Sector Central de las Cordilleras Béticas, entre las localidades de Espejo, en la provincia de Córdoba, y Jódar, en la de Jaén. Esta formación, denominada, de modo informal, «Unidad Olistostrómica», se compone de materiales redepositados, principalmente triásicos y, en menor proporción, cretácicos, jurásicos, paleógenos y del Mioceno Inferior, procedentes del dominio Subbético, y aflora en el borde sur de la Depresión del Guadalquivir. Debido al predominio de elementos triásicos en su composición, esta Unidad venía siendo cartografiada como Trías hasta la realización en 1988 de un bloque de Hojas 1:50.000, del plan MAGNA, en las provincias de Jaén y Córdoba. En este trabajo se aportan datos suficientes para afirmar que la «Unidad Olistostrómica» se extiende desde el sector central de la Cordillera hasta la Hoja de Benisa, en el extremo nororiental de la provincia de Alicante. Asimismo, se sugieren diversas hipótesis sobre la génesis de esta formación.

Se plantea, por último, la necesidad de una revisión sistemática de los afloramientos dados como Trías en la cartografía MAGNA de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y del Valle del Guadalquivir, con objeto de diferenciar los auténticos materiales triásicos de los de la «Unidad Olistostrómica», lo que permitirá establecer un modelo evolutivo-estructural de la Cordillera, posiblemente más sencillo, durante el Mioceno.

Palabras clave: Mioceno, Trías, Olistostromas, Resedimentaciones, Subbético, Prebético, Depresión del Guadalquivir.

RESUME

L'existence d'une formation de caractère nettement olisthostromique et d'âge comprise entre le Langhien Supérieur et le Serravallien moyen a été récemment démontrée dans le secteur central des Chaînes Bétiques, entre les localités d'Espejo dans la Province de Cordoue et Jódar dans celle de Jaén. Cette formation, appelée informellement «Unité olisthostromique» est constituée par des matériaux remaniés, principalement triassiques et, en moindre mesure, cretácés, jurásiques, paléogènes et du Miocène inférieur, d'origine subbétique; elle affleure dans la moitié méridionale du bassin du Guadalquivir. A cause de la prédominance d'éléments triassiques dans la composition de cette unité, elle a été considérée comme du Trías jusqu'à la réalisation en 1988 d'un bloc de cartes géologiques au 50.000ème dans les provinces de Cordoue et Jaén. Dans ce travail on apporte les données suffisantes pour affirmer que l'Unité Olisthostromique s'étend tout au long du Subbétique, depuis le secteur central de la chaîne jusqu'à l'extrême NW de la province d'Alicante. Diverses hypothèses sont suggérées sur la gènesis de cette formation. On remarque enfin la nécessité d'une révision systématique des affleurements cartographiés jusqu'à présent comme triassiques dans les cartes au 50.000ème des Zonas Externas des Chaînes Bétiques et de la Vallée du Guadalquivir, à l'objet de différencier les vraies formations triassiques de «l'Unité Olisthostromique», ce qui permettra d'établir un nouveau modèle d'évolution structurale des Chaînes Bétiques, possiblement plus simple, pendant le Miocène.

Mots clés: Miocène, Trías, Olisthostromes, Remaniements, Subbétique, Prébétique, Vallée du Guadalquivir.

(*) Area de Ingeniería GeoAmbiental, ITGE.

(**) Departamento de Ingeniería Geológica. Universidad Politécnica de Madrid.

1. ANTECEDENTES

La constatación de la existencia de resedimentaciones en las formaciones terciarias de las Cordilleras Béticas no es nueva. Ya CALDERON (1890) observó un Nummulítico compuesto por calizas, margas, yesos y arcillas abigarradas en las proximidades de Morón de la Frontera; DROOGER (1956) explica de este modo las mezclas de microfauas incompatibles que observa. RIOS et al. (1961), en la Memoria de la Hoja 1:50.000 de Benisa citan un «Trías resedimentado», que, con dudas, atribuyen al Mioceno, aunque cartografían como Trías. BOURGOIS (1975) distingue unas «brechas poligénicas con cemento yesoso del Trías germano-andaluz» de la transversal de Ronda. Este aspecto brechoide lo atribuye a un origen sedimentario, al menos para parte de las brechas, que se habrían depositado durante el Mioceno Medio-Superior y cuya estratificación sólo se observa en lugares privilegiados. Sin embargo, para la mayoría de los autores estas brechas poseen un origen tectónico, al interpretarse sistemáticamente el Trías como base y nivel de despegue de cabalgamientos. Este último criterio es compartido por BAENA y JEREZ (1982), aunque citan que «el Trías de las transversales de Murcia, concretamente en la región de Caravaca, presenta las mismas brechas poligénicas con cemento yesífero que describe BOURGOIS (1975)».

Por otro lado, la aplicación del concepto de «olistostroma» a la geología de la Depresión del Guadalquivir se inicia hace más de treinta años. PERCONIG (1960-62) señala la presencia de dos olistostromas: uno, constituido por materiales triásicos que engloban elementos jurásicos, cretácicos y paleógenos, de edad Oligo-Aquitaniense; un segundo, detectado básicamente en sondeos de hidrocarburos, constituido por margas verdes y rojizas del Eoceno Superior y Oligoceno, cuyo emplazamiento lo atribuye al Tortonienense. Más tarde, HOEDEMAAKER (1973) utiliza el concepto de olistostroma en la región de Moratalla (Murcia). También BOURGOIS (1975) admite que algunos afloramientos de sus «brechas son poligénicas con cemento yesífero» presentan las características de un olistostroma, con acumulación caótica de material heterogéneo bastante bien mezclado, con figuras de flujo y deslizamiento en masa.

En 1985 MARTINEZ DEL OLMO et al. reconocen

en el Prebético Oriental frentes de olistolitos que se emplazaron entre el Burdigaliense y el Tortonienense a consecuencia de una intensa actividad diapírica combinada con la compresión tectónica del Mioceno.

Los recientes trabajos de cartografía geológica a escala 1:50.000 llevados a cabo por el ITGE en un sector de la Depresión del Guadalquivir comprendido entre Castro del Río y Baeza, han permitido la caracterización de una nueva unidad litoestratigráfica, denominada informalmente «Unidad Olistostrómica» (ROLDAN y GARCIA-CORTES, 1988), que viene a coincidir con el olistostroma considerado por PERCONIG como Oligo-Aquitaniense. Sin embargo, la datación de estos materiales fue establecida como Langhiense Superior-Serravaliense Inferior (ROLDAN y GARCIA-CORTES, 1988, y ROLDAN, 1988) y ha sido confirmada por abundantes muestras tomadas durante la cartografía de las Hojas geológicas de Castro del Río, Porcuna, Martos, Mengíbar, Baeza y Jaén (ROLDAN et al., 1988), Alcaudete (GARCIA-CORTES, 1988) y Torres (ALVARO et al., 1988).

En estas cartografías, la «Unidad Olistostrómica» ocupa una importante extensión que hasta entonces venía siendo considerada principalmente como Trías alóctono con arrastres tectónicos de materiales diversos de edades comprendidas entre el Lías y el Oligoceno.

El aspecto de campo de esta unidad litoestratigráfica es extraordinariamente caótico. Las facies más características son los flujos de derrubios («debris flows») constituidos por cantos angulosos de diferentes litologías, entre las que destacan los yesos y limolitas del Trías y, en menor proporción, dolomías triásicas, calizas y dolomías jurásicas y margocalizas cretácicas. Intercaladas entre estos flujos de derrubios y a veces formando varias secuencias repetidas, aparecen flujos de fango («mud flows») de arcillas y margas de componente predominantemente triásica y también cretácica, paleógena y del Mioceno Inferior. Abundan los fenómenos de deslizamiento sinsedimentario («slumpings»), con vergencias sistemáticas al NO o ONO. Son muy frecuentes en toda la extensión cartografiada los olistolitos de materiales competentes (dolomías, yesos y ofitas del Trías, calizas y dolomías jurásicas, etc...), así como los de materiales más

blandos como las margas del Cretáceo, del Paleógeno y del Mioceno Inferior. El origen de todos estos materiales resedimentados, tanto de los olistolitos como de los cantos y lutitas de los flujos en masa, es casi exclusivamente subbético.

La presencia mayoritaria de material triásico (parte del mismo en forma de olistolitos con buenas estratificaciones), así como las malas condiciones de afloramiento han sido determinantes para que esta Unidad litoestratigráfica se atribuyera tradicionalmente al Triás. El carácter brechoide de los flujos de derrubios, cuando se observaba, era frecuentemente atribuido al carácter tectónico del Triás que se habría emplazado como el manto más externo de la Cordillera.

Sin embargo, los trabajos citados más arriba han demostrado el carácter inequívocamente sedimentario de esta unidad, con facies características de transporte en masa, así como el depósito subacuático de la misma por la presencia, en la matriz de las brechas o en las lutitas, de microfauza y nannoplancton de edad Langhiense Superior - Serravaliense Inferior-¿Medio?, junto con microfauza resedimentada (la mayor parte parte de las veces predominante) del Cretáceo, Paleógeno y Mioceno Inferior. Estas dataciones concuerdan con la posición estratigráfica de la «Unidad Olistostrómica» que en la Hoja de Alcaudete (GARCIA CORTES, 1988) se apoya sobre la Formación Alcalá la Real (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982), de edad Burdigaliense Superior - Langhiense Medio; en innumerables ocasiones, sobre la «Unidad Olistostrómica», se apoyan, en discordancia, las calcarenitas, calizas de algas o margas de la Formación Castro del Río (ROLDAN, 1988), de edad Serravaliense Medio - Tortoniense Inferior.

Recientemente (REY, MARTINEZ-GALLEGO y VERA, 1990) se ha detectado en otras zonas subbéticas reddepósitos de material jurásico durante el Mioceno Medio, cartografiados hasta la fecha como jurásicos.

La génesis propuesta hasta el momento en los trabajos citados para estas unidades redepositadas y olistostrómicas está asociada al levantamiento de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, cuyo rápido e intenso desmantelamiento suministraría el material necesario, que, debido a su gran plasticidad, caería con abundantes fe-

nómenos de transporte en masa a una cuenca subsidente situada al norte.

2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Ante estos antecedentes se planteó la conveniencia de comprobar la prolongación de la «Unidad Olistostrómica» en el sector oriental de la Cordillera, desde Quesada (provincia de Jaén) hasta Benisa (provincia de Alicante). Para ello se diseñó una primera campaña para reconocer los afloramientos triásicos de la región que podrían ser susceptibles de pertenecer a la «Unidad Olistostrómica». Se pretendía analizar la estructuración interna de estas manchas triásicas, sus relaciones con las formaciones supra e infrayacentes, especialmente en el caso de que estas últimas fuesen de edad miocena, así como muestrear las facies favorables para proceder a la datación con foraminíferos planctónicos.

Los resultados de esta primera campaña se exponen en las líneas siguientes.

3. AFLORAMIENTOS VISITADOS

Se visitaron los afloramientos, cartografiados como Triás, de Quesada-Peal de Becerro (Jaén), La Puebla de Don Fadrique-Topares (Granada-Almería), los de Sabinar, Caravaca, Cehegín y Cieza, en Murcia, así como los de Elda, Villena, Agost-Algibe, Castalla, Altea y Tárben, en la provincia de Alicante.

En la figura 1 puede apreciarse la localización de los citados afloramientos. El primero se sitúa en las Unidades del Valle del Guadalquivir, los cinco últimos se han considerado como «Triás Prebético» (BAENA y JEREZ, 1982). Y los restantes como «Triás Subbético» (BAENA y JEREZ, 1982).

Del análisis de las cartografías 1:50.000 existentes se deducen las características siguientes de los afloramientos indicados:

El Triás de Quesada-Peal de Becerro está situado bajo margas del Serravaliense-Tortoniense Inferior, y su base no aflora. En su seno alberga retazos de margas y margocalizas del Cretáceo Superior.

El Triás de la Puebla de Don Fadrique-Topares

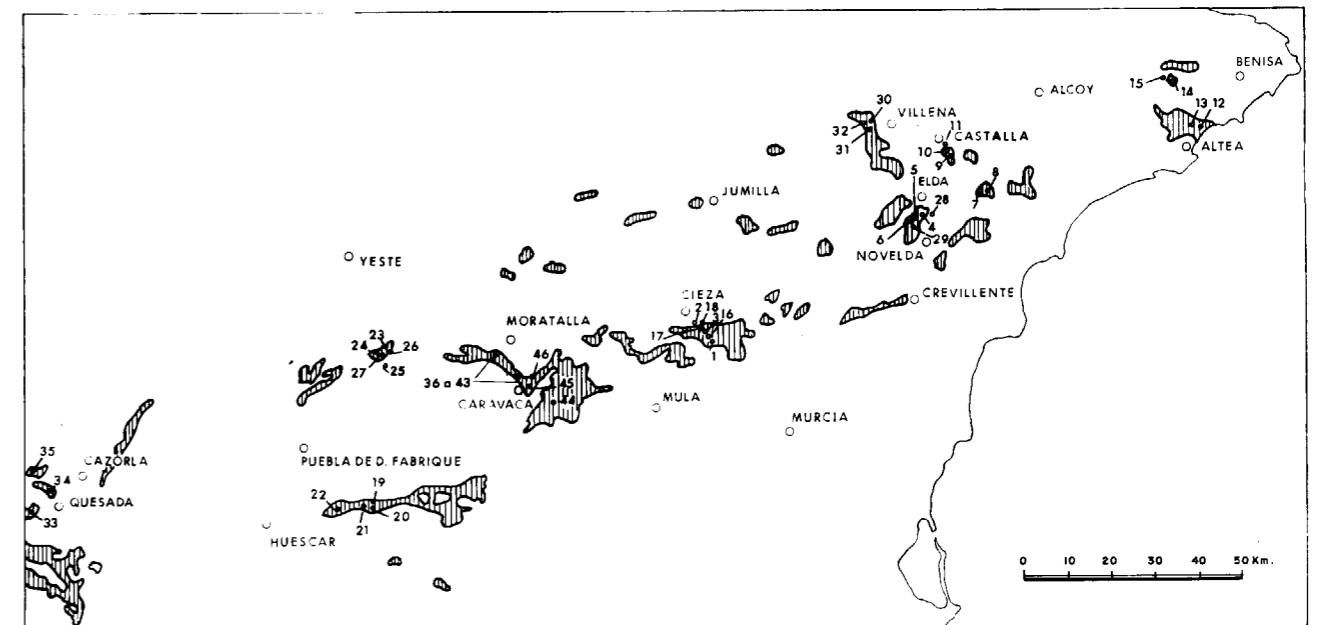


Figura 1.—Situación de muestras y de los afloramientos reconocidos.

tampoco presenta su base visible; las formaciones suprayacentes son, en esta ocasión, arcillas, limos y conglomerados pliocenos; está constituido por margas abigarradas, areniscas y yesos que contienen, mediante contactos mecánicos, afloramientos de calizas del Muschelkalk, dolomías del Retiense-Hettangiense, diabasas, calizas margosas y margas del Cretáceo Superior - Eoceno Medio, así como calizas, calizas arenosas y margas del Eoceno Superior - Aquitaniense.

En cuanto a los afloramientos triásicos del sector de Sabinar, se trata de retazos situados sobre calizas y calcarenitas del Burdigaliense - Langhiense Medio a las que, según la cartografía existente, cabalgan. Sobre este Triás no se apoya ninguna formación más moderna.

Al norte de Caravaca aparece un Triás que cabalga a diversas formaciones de edad comprendida entre el Jurásico Basal y el Eoceno. Además, BAENA (1972), en la cartografía 1:50.000 de la zona, distingue un «Complejo Frontal» constituido por una mezcla de materiales triásicos, cretácicos, paleógenos y hasta del Mioceno Inferior; atribuye a este «Complejo Frontal» una edad comprendida entre el Cretáceo y el Eoceno, y explica la existencia en él de «trozos del Mioce-

no Inferior» al haber sido «arrancados del autóctono sobre el que se ha deslizado y englobados dentro de toda esta masa». Este «Complejo Frontal» se sitúa por corrimiento sobre margas y brechas del Mioceno Inferior.

En Cehegín el Triás está constituido por calizas, ofitas, dolomías y margas yesíferas, cabalga a materiales cretácicos y forma parte de las series mesozoicas de las que es la base.

El afloramiento triásico visitado al SE de Cieza aparece en la cartografía 1:50.000 cabalgando a materiales del Cenomaniense, Serravaliense y Tortoniense. Sobre él descansan discordantemente margas del Tortoniense, y posee en su seno margas yesíferas, yesos, areniscas, ofitas, calizas del Muschelkalk y bloques jurásicos y cretácicos.

El Triás de Elda, así como el de Villena, está cartografiado como perteneciente al gran diapiro «Río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa». Son frecuentes los contactos mecánicos con materiales mesozoicos y terciarios. El Triás llega a cabalgar al Burdigaliense y sobre aquél se apoya discordantemente el Serravaliense - Tortoniense Basal. En el afloramiento de Algibe, 5 kilómetros al

norte de Agost, el Trías también se cartografía como una estructura diapírica de características similares a la anterior.

Al SE de Castalla el afloramiento visitado de Trías está cartografiado como arcillas rojas y yesos, sobre los que se apoyan margas del Serravalliense - Tortoniense Basal. No se reconoce la base de este enclave triásico.

Por último, en las cartografías 1:50.000 de la primera serie de Altea y Benisa (RIOS et al., 1960, 1961) el Trías de Altea es interpretado como otra gran estructura diapírica, mientras que el afloramiento de Tárbenas, en la Hoja de Benisa, aparece sobre calizas del Oligoceno y bajo conglomerados del Vindoboniense. Es en este afloramiento donde los autores de la cartografía, como ya se apuntó anteriormente, señalan el carácter resedimentado de este Trías.

4. FACIES PRESENTES

El análisis de campo ha permitido identificar una serie de facies que nos permiten descartar la atribución al Trías de gran parte de los afloramientos anteriormente citados. Se trata de las mismas facies presentes en la «Unidad Olistostromica» definida en el sector central de la Cordillera. Pueden agruparse en dos grandes tipos: facies organizadas y facies desorganizadas.

4.1. *Facies organizadas*

Se caracterizan por la existencia de una estratificación bien conservada (foto 1).

Estas facies están constituidas mayoritariamente por sedimentos de transporte en masa: flujos de derrubios y flujos de fango que pueden organizarse en secuencias granodecipientes.

Los flujos de derrubios consisten en brechas poligénicas y heterométricas (fotos 2 y 3).

Los clastos son mayoritariamente triásicos; limolitas, yesos, calizas y, en menor proporción, ofitas; su coexistencia denota claramente el mecanismo de transporte y sedimentación. Esporádicamente los clastos pueden corresponder a calizas y dolomías jurásicas, a margocalizas del Cretáceo Superior, etc... Su tamaño oscila entre

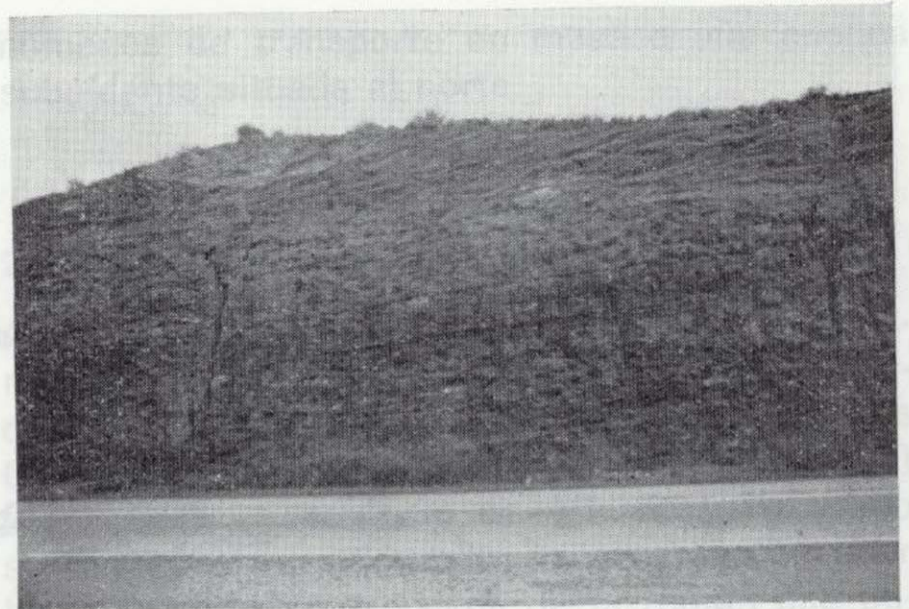


Foto 1.—Flujos en masa estratificados. Carretera Nacional 301. P. K. 353,5. Cieza.

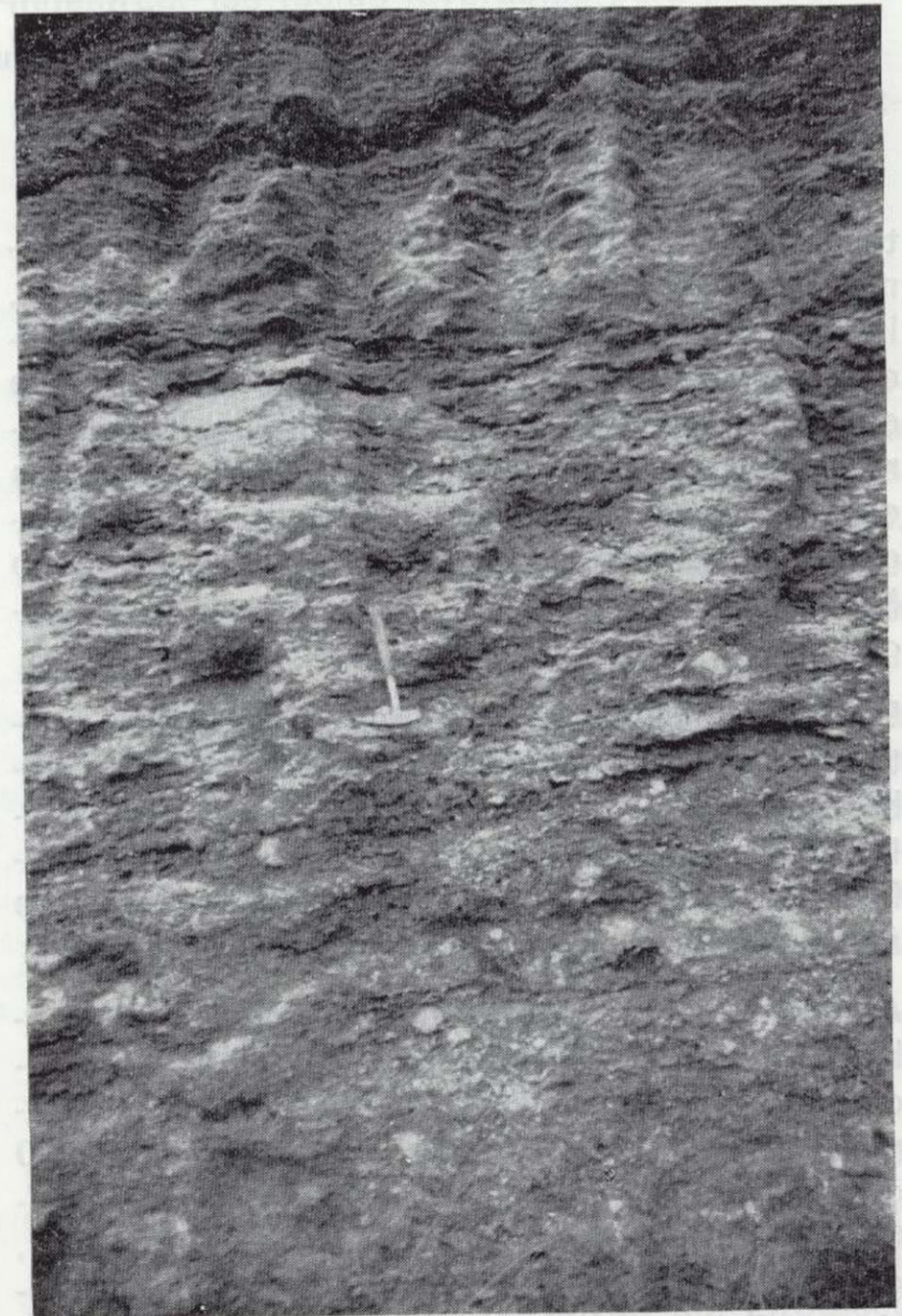


Foto 2.—Flujos de derrubios. Carretera Nacional 301. P. K. 353,5. Cieza.



Foto 3.—Flujo de derrubios. Sector de Sabinar.

los pocos centímetros y el metro. La matriz de estas brechas suele ser de naturaleza margo-yesífera, y su color oscila entre el rojo, el verde o el ocre y el violáceo.

En los flujos de fango (foto 4) son frecuentes los cantos de la misma naturaleza que la de los descritos en las brechas. La matriz en este caso predominante está compuesta por arcillas y margas yesíferas de colores similares, predominando el rojo y el violáceo.

Los estratos, tanto en los flujos de derrubios como en los de fango, suelen tener un espesor métrico, alcanzando, en ocasiones, los 4 ó 5 m.

Son frecuentes, intercalados en estas secuencias, los olistolitos de yesos (foto 5) o calizas del Trías, así como de otros materiales más recientes (del Jurásico, Paleógeno o incluso Mioceno Inferior).

Este tipo de facies se han observado en todos los afloramientos visitados, si bien su identificación exige cortes frescos, ya que la componente predominantemente triásica de estos materiales les confiere un carácter extraordinariamente mimético respecto al Keuper, del que tan sólo se pueden diferenciar en campo mediante la observación de las estructuras sedimentarias. Quizá el mejor exponente de este tipo de facies en el área objeto de estudio sea el afloramiento situado entre los kilómetros 353 y 354 de la Carretera Nacional 301, entre Cieza y Molina de Segura, donde se ha levantado la columna de la figura 2.



Foto 4.—Flujo de fango. Carretera Nacional 301. P. K. 353,5. Cieza.

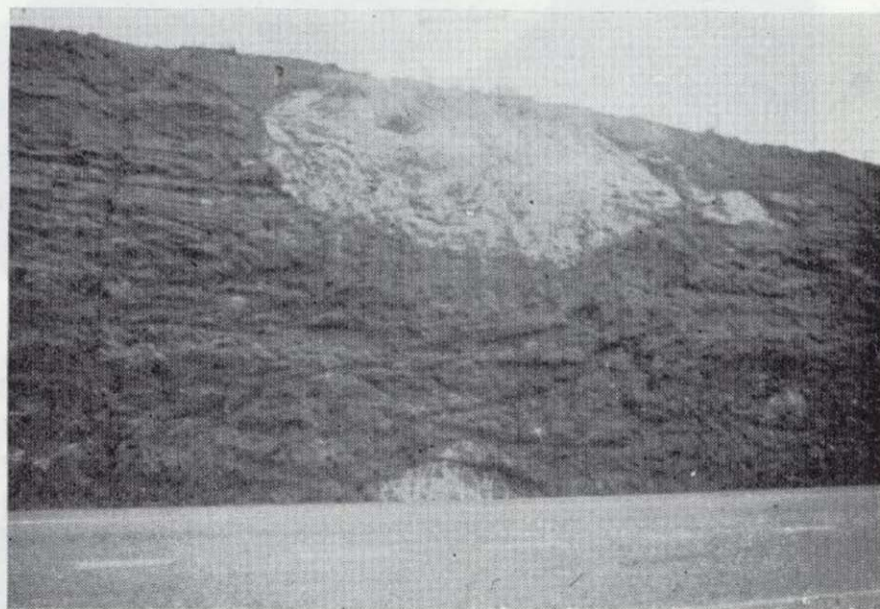


Foto 5.—Olistolito de yesos entre flujos en masa. Carretera Nacional 301. P. K. 353,5. Cieza.

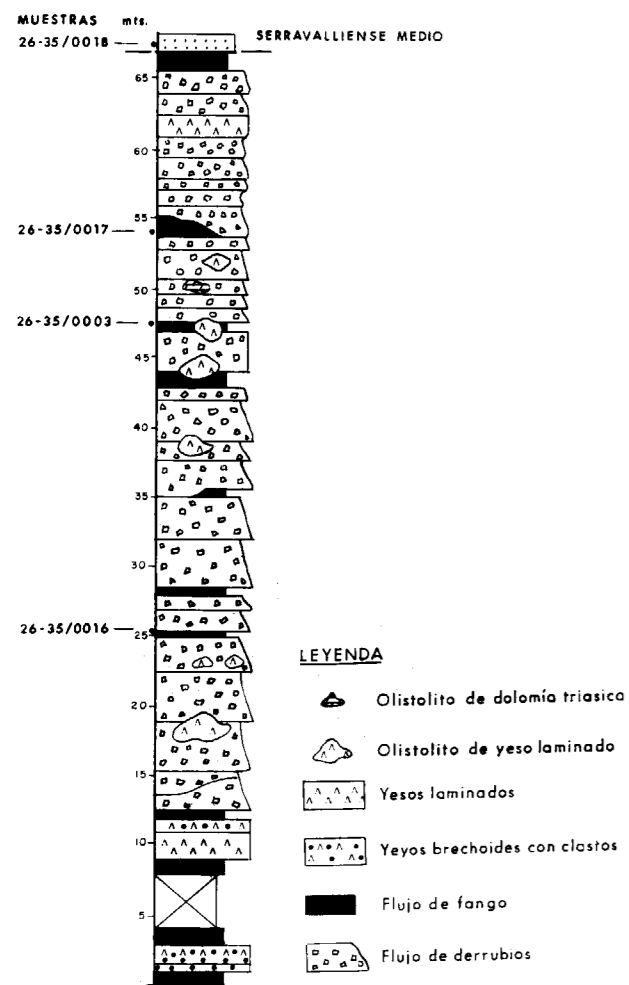


Figura 2.—Columna parcial de la Unidad Olistostrómica en Cieza.

4.2. Facies desorganizadas

En este tipo de facies se incluye los deslizamientos sinsedimentarios («slumps») y figuras

- 1.—*Globigerina praebulloides* BLOW.—Muestra 28-33 0010 (Castalla).
- 2.—*Globigerina venezolana* HEDBERG.—Muestra 30-32 0014 (Tárbena-Benisa).
- 3.—*Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY).—Muestra 28-33 0010 (Castalla).
- 4, 5 y 6.—*Globigerinoides trilobus* (REUSS).—Muestra 30-32 0014 (Tárbena-Benisa).
- 7 y 8.—*Globorotalia menardii* (PARKER, JONES et BRADY).—Muestra 21-37 0033 (Quesada).
- 7.—Vista ventral. 8.—Vista dorsal.
- 9.—*Globorotalia mayeri* CUSHMAN et ELLISOR.—Muestra 30-32 0014 (Tárbena-Benisa).
- 10.—*Globorotalia continuosa* BLOW (vista ventral).—Muestra 23-37 0020 (La Puebla de D. Fadrique-Topares).
- 11.—*G. continuosa* BLOW (vista ecuatorial).—Muestra 21-37 0033 (Quesada).
- 12.—*Globorotalia obesa* BOLLI.—Muestra 28-33 0010 (Castalla).

fluidales diversas de los materiales descritos en el epígrafe anterior. Su carácter sedimentario tampoco ofrece lugar a dudas.

También pertenecen a este tipo de facies las mezclas caóticas de materiales diversos, de naturaleza casi exclusivamente triásica, cuya génesis ofrece mayores incertidumbres.

Estas facies abundan y predominan en los afloramientos de Villena, Elda y Altea.

5. MICROPALAEONTOLOGIA Y DATACIONES

En un intento de datar estas formaciones se han recogido más de cuarenta muestras en los limos y margas de la matriz de los flujos de derrubios o de los flujos de fango descritos en el epígrafe 4.1. Era de suponer (como ocurre en la «Unidad Olistostrómica» del sector central de las Cordilleras Béticas) que, dado el carácter de depósito en masa de estos sedimentos, la microfauna autóctona fuese escasa y que la que se encontrase fuese mayoritariamente resedimentada y, por consiguiente, de edad anterior al depósito.

También se han muestreado las formaciones de techo y muro de las facies investigadas en aquellos puntos cuya atribución cronoestratigráfica, en la cartografía MAGNA existente, ofreció dudas.

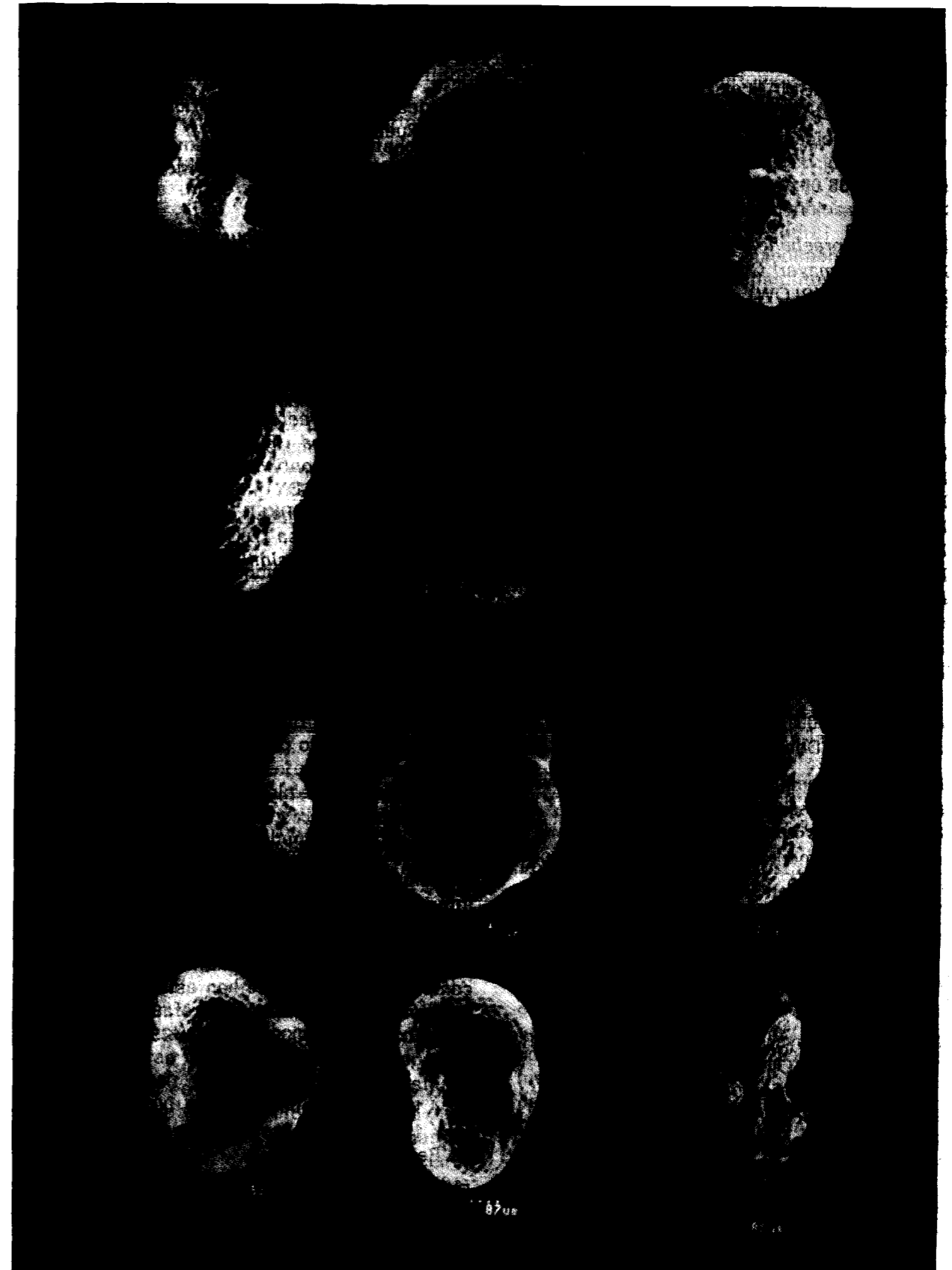
En la matriz de los flujos en masa y brechas han suministrado microfauna planctónica las muestras siguientes, cuya situación se observa en la figura 1 y cuyas coordenadas UTM se especifican:

— Muestra 28-34 0007 (x=707.400, y=4.262.475)
Agost-Algibe:

Globigerina praebulloides BLOW

Pie lámina fotográfica

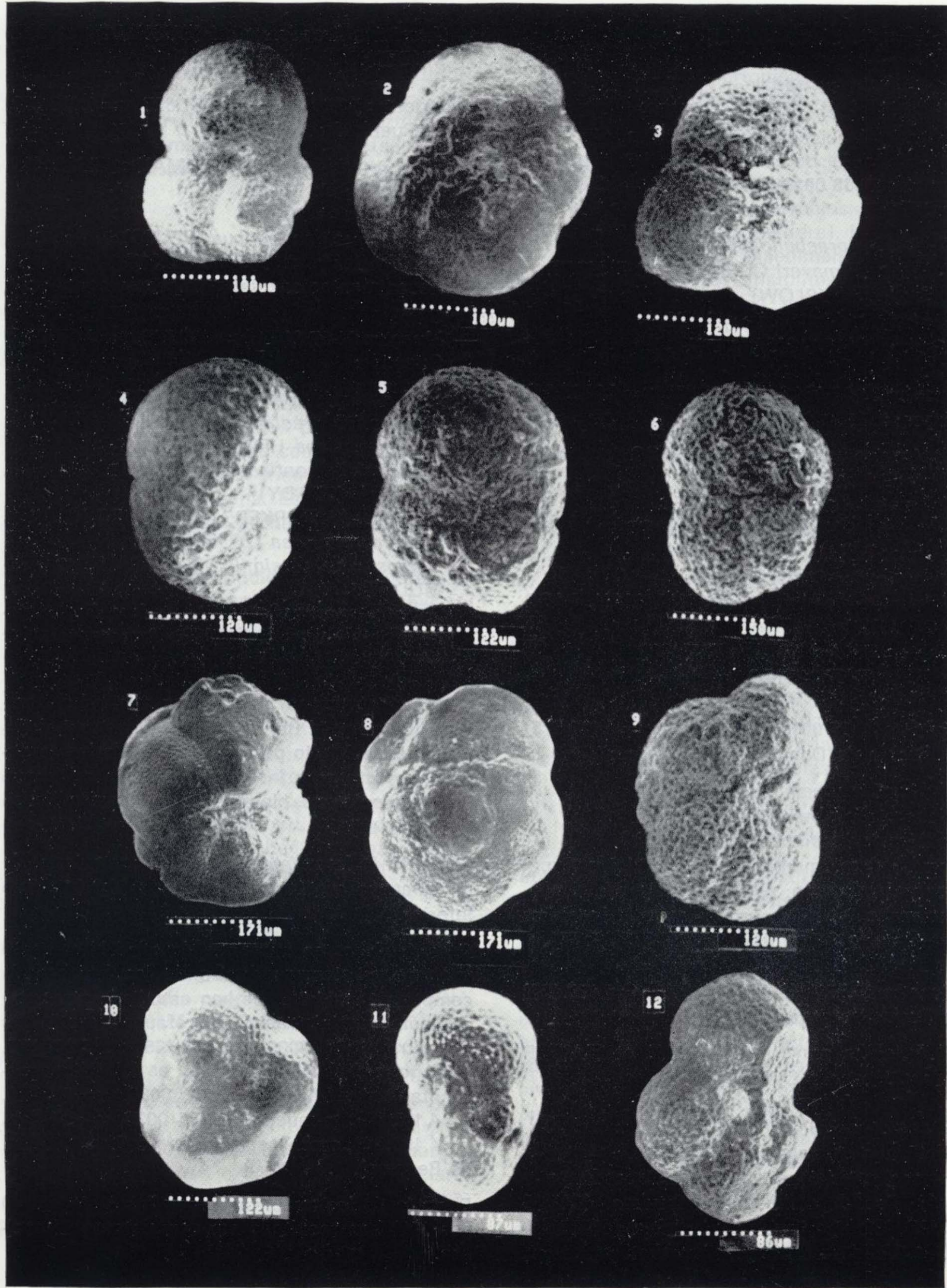
LAMINA FOTOGRAFICA



LAMINA FOTOGRAFICA

ANUARIO DE LA UNIDAD DE INVESTIGACION DEL MUSEO EN EL SECTOR...
A. GARCIA-CORTES, J. MORALES Y J. QUINTERO

1977-78



Globorotalia obesa (BOLLI)
G. continuosa BLOW
G. mayeri CUSHMAN et ELLISOR
Globigerinoides trilobus (REUSS)
 Formas cretácicas resedimentadas.

— Muestra 28-33 0010 (x=705.050, y=4.270.950)
 Castalla:

Globigerina praebulloides BLOW
Globorotalia mayeri CUSHMAN et ELLISOR
G. continuosa (BLOW)
Globigerinoides trilobus (REUSS)
G. ruber (D'ORBIGNY)

— Muestra 30-32 0014 (x=751.050, y=4.288.525)
 Tárbena:

Globigerina venezuelana HEDBERG
G. praebulloides BLOW
Globorotalia acrostoma WEZEL
G. mayeri CUSHMAN et ELLISOR
G. obesa BOLLI
G. continuosa BLOW
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR et COLLINS)
Globigerinoides trilobus (REUSS)
G. ruber (D'ORBIGNY)

— Muestra 23-37 0019 (x=568.000, y=4.190.575)
 La Puebla de Don Fadrique-Topares:

Globigerina praebulloides BLOW
Globorotalia obesa BOLLI
Globigerinoides trilobus (REUSS)
 Formas resedimentadas del Cretácico Superior y del Eoceno: *Globotruncana* sp., *Globotruncanita* sp., *Morozowella* sp., *Acarinina broedermanni* (CUSHMAN et BERMUDEZ).

— Muestra 23-37 0020 (x=567.830, y=4.190.475)
 La Puebla-Topares:

Globorotalia mayeri CUSHMAN et ELLISOR
G. continuosa BLOW
Globigerinoides trilobus (REUSS)
G. sacculifer (BRADY)
Globigerina praebulloides BLOW
 Formas cretácicas y eocenas resedimentadas: *Pseudoguembelina costulata* (CUSHMAN), *Globigerinoides ultramicra* (SUBBOTINA), *Globotruncana* sp., *Truncorotaloides* sp.,

Acarinina broedermanni (CUSHMAN et BERMUDEZ).

— Muestra 23-37 0021 (x=567.825, y=4.190.230)
 La Puebla-Topares:

Globorotalia mayeri: CUSHMAN et ELLISOR
G. continuosa BLOW
G. acrostoma WEZEL
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerina praebulloides BLOW
 Resedimentaciones cretácicas y eocenas.

— Muestra 21-37 0033 (x=487.500, y=4.189.740)
 Quesada:

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerina praebulloides BLOW
G. venezuelana HEDBERG
Globorotalia continuosa (BLOW)
G. scitula (BRADY)
G. menardii (PARKER, JONES et BRADY)
Orbulina universa (D'ORBIGNY)
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN et BERMUDEZ)
 Formas eocenas resedimentadas: *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Truncorotaloides* sp.

Estas asociaciones abogan por una edad comprendida entre el Burdigaliense Superior y el Serravalliense Medio para la mayoría de las muestras, excepto para la última señalada en la que puede precisarse claramente el Serravalliense Inferior-Medio.

Son además frecuentes las resedimentaciones de microfaunas cretácicas, eocenas y del Mioceno Inferior.

Además de estas muestras de edad claramente miocena, y siempre dentro de las brechas de componente triásica, se han estudiado otras que tan sólo suministraban microfaunas cretácicas (muestra 28-34 0008, x=707.465, y=4.262.575, en Agost-Algibe), oligocenas o del Oligoceno-Aquitaniense (muestra 21-37 0034, x=492.550, y=4.190.950, y muestra 21-37 0035, x=487.500, y=4.198.250, ambas en la zona de Quesada-Peal de Becerro).

El resto de las muestras recogidas (más del 70 por 100) han resultado ser completamente azoicas.

En cuanto a las muestras tomadas en las formaciones de techo y muro de estos materiales, los estudios micropaleontológicos no han diferido sustancialmente de las atribuciones cronoestratigráficas reflejadas en las cartografías MAGNA y ya comentadas en el apartado 3, por lo que no nos extenderemos más en este punto.

6. CONCLUSIONES

Tras lo expuesto hasta ahora puede afirmarse que gran parte de los afloramientos considerados triásicos hasta la fecha y objeto de este trabajo son, en realidad, materiales pertenecientes a la «Unidad Olistostromica» del Langhiense Superior-Serravalliense Medio, es decir, materiales redepositados y constituidos por brechas, olistolitos y flujos en masa de componente mayoritariamente triásica y, en menor medida, cretácica, jurásica y paleógena. Esta afirmación nos parece suficientemente probada por los siguientes hechos:

- 1.º Las citas y descripciones de «materiales triásicos» resedimentados, como brechas poligénicas de matriz yesífera, olistolitos, olistostromas, etc..., no son tan puntuales y localizadas como podría creerse en las Cordilleras Béticas, dándose también en su sector oriental, tal como se ha expuesto en el apartado 1. Antecedentes.
- 2.º En todos los afloramientos «triásicos» visitados su base (cuando ésta es visible) se sitúa sobre materiales burdigalienses y langhienses excepto en Cehegín y Cieza. En Cehegín, según la cartografía MAGNA, el Trías cabalga al Cretáceo.

En el MAGNA de Cieza, JEREZ et al. (1972) atribuyen al Trías un carácter cabalgante sobre el Serravalliense y Tortoniense, pero en una cartografía posterior JEREZ (in BAENA y JEREZ, 1982) sitúa estos materiales sobre el Trías; esta última interpretación coincide con nuestras observaciones de campo.

Ahora bien, en ningún punto hemos podido observar que los contactos de los materiales estudiados sobre las calizas y margas del Burdigaliense o Langhiense sean claramente tectónicos, por lo que bien pueden haberse producido por un depósito posterior al Langhiense.

3.º Las formaciones más antiguas que se sitúan sobre los materiales estudiados son de edad Serravalliense-Tortoniense, excepto en el afloramiento de Cehegín, donde se trata de formaciones mesozoicas.

4.º Las facies observadas en los afloramientos objeto del presente trabajo son muy frecuentemente flujos de derrubios (brechas poligénicas de matriz yesífera), flujos de fango y deslizamientos sinsedimentarios, entre los que abundan los olistolitos de tamaño métrico a hectométrico, tal como se describió en el apartado 4. Estas facies confieren un carácter claramente sedimentario a estos materiales; el carácter tectónico de las brechificaciones puede descartarse observando la estratificación existente y la relativa organización de estas facies.

5.º Por último, la edad Langhiense Superior-Serravalliense Medio de estos materiales no sólo es deducible por su posición estratigráfica (puntos 2.º y 3.º), sino también por la presencia de una microfauna planctónica de esta edad en la matriz de las brechas estudiadas. Ciertamente, la abundancia de microfauna indicativa del Mioceno Medio no es muy grande (menos del 20 por 100 de las muestras recogidas), pero esto es perfectamente justificable dado el mecanismo de transporte en masa y la rápida sedimentación de estos materiales. Esto explicaría también la presencia de faunas cretácicas y paleógenas, muchas veces coexistentes con las del Langhiense-Serravalliense.

Por todo ello creemos justificado prolongar la extensión de la «Unidad Olistostromica» del Mioceno Medio, cartografiada hasta ahora en el sector central de la Cordillera, a todo su tercio oriental. Como consecuencia inmediata de esta conclusión se desprende que la serie estratigráfica en amplias zonas del sector estudiado se ve sensiblemente alterada. Parte del hasta ahora considerado Trías pasa a ser una unidad sedimentada durante el Mioceno Medio. Desaparecen de este modo mantos y cabalgamientos triásicos o con base triásica y, en definitiva, se simplifica la estructura geológica de estas zonas.

Además de esta simplificación estructural, se prolongan hacia muro las series estratigráficas que hasta ahora se interrumpían en el «Trías».

Todo ello da lugar a una nueva concepción estructural en estas áreas que puede tener interesantes consecuencias desde un punto de vista aplicado, como en lo referente a la investigación petrolera.

En cuanto a la génesis de estos materiales, apuntamos los siguientes mecanismos que posiblemente actúen conjuntamente en determinadas zonas, confiriendo un carácter poligénico a los mismos:

— Redepósito de materiales triásicos y en menor medida mesozoicos y cenozoicos en la cuenca de antepaís situada al norte de importantes cabalgamientos a favor del Triás como principal nivel de despegue.

Estos cabalgamientos y su posterior desmantelamiento suministrarían el material necesario que, debido a su gran plasticidad, sería transportado en masa hacia la cuenca. Este mecanismo sería el primordial en el Subbético.

— Extrusión y divorticulación de materiales esencialmente triásicos a favor de grandes accidentes transcurrentes de dirección NNO-SSE, como pueden ser los accidentes del Guadiana Menor-Tiscar, en los dominios subbéticos o de Elda-Sax-Villena en el Prebético.

— Apertura de crestas y estructuras diapíricas bajo el mar del Mioceno Medio. La deformación diapírica habría formado durante el Mioceno Inferior anticlinales y sinclinales, estos últimos situados entre las crestas diapíricas. Una vez comenzada la extrusión los materiales más gruesos de la montera diapírica («cap-rock») se acumularían en forma de olistolitos en los sinclinales periféricos y flancos más próximos, mientras que los materiales más plásticos y finos serían transportados en masa a mayores distancias. Esta hipótesis ya es recogida por MARTINEZ DEL OLMO et al. (1985) para explicar los frentes de olistolitos intramiocenos del Prebético oriental.

7. CONSIDERACIONES FINALES

Una vez establecida la existencia de la «Unidad Olistostrómica» en todo el Sector Oriental de las

Cordilleras Béticas la labor que resta es su diferenciación y delimitación respecto del Triás auténtico. Este se situará, en función del mecanismo implicado en la génesis de la «Unidad Olistostrómica», al sur de los frentes de cabalgamientos, en los núcleos extrusivos de carácter transcurrente o en los núcleos diapíricos. Esta labor no resulta fácil dada la similitud del aspecto que presentan el Triás y la Unidad Olistostrómica cuando los afloramientos no son frescos. Tras esta primera fase de investigaciones tan sólo parece poderse afirmar al respecto que tanto en los afloramientos de Cehegín como en las estructuras diapíricas de Villena y Altea, el Triás parece predominar sobre la Unidad Olistostrómica, siendo al contrario en los restantes afloramientos estudiados.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos a los que se refiere esta publicación han sido financiados por el proyecto A 9000200152 de la OTT de la Universidad Politécnica de Madrid.

REFERENCIAS

ALVARO, M.; HERNANDEZ, A., y DEL OLMO, P. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 948, Torres*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

BAENA, J. (1972): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 910, Caravaca*. Instituto Geológico y Minero de España.

BAENA, J., y JEREZ, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. Colección-Informe. Instituto Geológico y Minero de España.

BOURGOIS, J. (1975): *Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du Trias germano-andalou, hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)*. B. S. G. F. (7) XVII, núm. 6, pp. 1092-1100.

BOURGOIS, J. (1978): *La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution à l'arc de Gibraltar*. Tesis Univ. Besançon.

CALDERON, S. (1890): *Edad geológica de los terrenos de Morón de la Frontera*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España. XVII, pp. 235-239.

DABRIO, C. J., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 909, Nerpio*. Instituto Geológico y Minero de España.

DROOGER, C. W. (1956): *Miogypsina at Puente Viejo. Spain*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen. Serie B.59, núm. 1. Amsterdam.

GALLEGO, I.; GARCIA DOMINGO, A., y LOPEZ, F. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja núm. 845, Yecla*. Instituto Geológico y Minero de España.

GARCIA-CORTES, A. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 968, Alcaudete*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

GARCIA-CORTES, A., y TRIO, M. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 928, Cazorra*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

GUZMAN, J. L., y BAENA, J. (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 930, La Puebla de Don Fadrique*. Instituto Geológico y Minero de España.

HOEDEMAEKER, P. J. (1973): *Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain)*. Tesis Univ. Amsterdam. Scripta Geol., vol. XIX, pp. 1-207.

JEREZ, L. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 889, Moratalla*. Instituto Geológico y Minero de España.

JEREZ, L.; JEREZ, F., y GARCIA-MONZON, G. (1972): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 891, Cieza*. Instituto Geológico y Minero de España.

LERET, G.; NUÑEZ, A.; COLODRON, I., y MARTINEZ DEL OLMO, W. (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 871, Elda*. Instituto Geológico y Minero de España.

MARTINEZ DEL OLMO, W.; COLODRON, I., y NUÑEZ, A. (1978): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 846, Castalla*. Instituto Geológico y Minero de España.

MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G., y SUAREZ, J. (1985): *Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental*. Trabajos de Geología, 15, pp. 147-151.

PERCONIG, E. (1960-62): *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne Méridionale)*. In livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, mem. h-série S. G. F., t. 1, pp. 229-256.

PERCONIG, E. (1964): *La tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España Meridional)*. Inst. Lucas Mallada. CSIC. Cursos y Conferencias, IX, pp. 271-273.

REY, J.; MARTINEZ-GALLEGO, J., y VERA, J. A. (1990):

La Formación Marín: redepósito de Material jurásico durante el Mioceno (Zona Subbética). Geogaceta, núm. 8, pp. 94-96.

RIOS, J. M.; NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E., y VILLALON, C. (1961): *Mapa Geológico de España, 1:50.000. Hoja 822, Benisa*. Instituto Geológico y Minero de España.

RIOS, J. M.; VILLALON, C.; TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1960): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja número 848, Altea*. Instituto Geológico y Minero de España.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doct. Univ. Granada, 224 pp.

ROLDAN, F. (1988): *Estudio geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén)*. Depresión del Guadalquivir. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada.

ROLDAN, F., y GARCIA-CORTES, A. (1988): *Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (prov. de Córdoba y Jaén)*. II Congreso Geológico de España. Vol. 1, pp. 189-192.

ROLDAN, F.; LUPIANI, E., y VILLALOBOS, M. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 925, Porcuna*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

ROLDAN, F.; LUPIANI, E., y VILLALOBOS, M. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 926, Menjíbar*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

ROLDAN, F.; LUPIANI, E., y VILLALOBOS, M. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 927, Baeza*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

ROLDAN, F.; LUPIANI, E., y VILLALOBOS, M. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 945, Castro del Río*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

ROLDAN, F.; LUPIANI, E.; VILLALOBOS, M., y JEREZ, L. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 946, Martos*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

ROLDAN, F.; LUPIANI, E.; VILLALOBOS, M., y JEREZ, L. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 947, Jaén*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (en prensa).

VELANDO, F., y PAQUET, J. (1972): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. 11, Cehegín*. Instituto Geológico y Minero de España.

Original recibido: Mayo de 1991.

Original aceptado: Junio de 1991.

AGUAS SUBTERRANEAS

La problemática de la datación mediante ^{14}C en precipitados subaéreos de carbonatos. Caso de los travertinos de Llorá (Girona).

Por J. MAS (*, **), J. TRILLA (*, **) y M.^a L. VALLS (**)

RESUMEN

La problemática de la datación mediante carbono 14 de precipitados subaéreos de carbonatos reside en acotar las condiciones de su precipitación y determinar a partir de ellas su actividad inicial en ^{14}C . En el caso de los travertinos, el estudio del medio actual constituye una metodología apropiada para la valoración de la actividad en ^{14}C de los carbonatos, la cual, en base al principio del actualismo, puede extrapolarse como la actividad inicial requerida en la datación. Con todo, las variaciones observadas en un mismo complejo travertínico, relacionadas con la dinámica hidrológica del mismo, manifiestan el carácter aproximativo de esta técnica de datación aplicada a carbonatos subaéreos.

Palabras clave: Datación mediante carbono 14, Travertino, Principio del actualismo, Actividad inicial, Dinámica hidrogeológica, Girona.

ABSTRACT

The main problem in subaerial carbonate radiocarbon dating is the knowledge of its initial ^{14}C activity. In travertine dating, the study of present environments is an adequate methodology to value the ^{14}C activity which can be extrapolated, using the actualism principle, as the initial activity. However, observed variations in radiocarbon present activity in a travertine complex, related to its hydrological dynamics, let us point out the approximative nature of radiocarbon dating of subaerial carbonates.

Key words: Radiocarbon dating, Travertine, Actualism principle, Initial activity, Hydrological dynamics, Girona.

1. INTRODUCCION

En los trabajos referentes a la datación absoluta mediante carbono 14 de carbonatos precipitados en condiciones subaéreas se constata que la aplicación de este método presenta dos aspectos problemáticos:

- El conocimiento de la actividad inicial en carbono 14 del carbonato de calcio precipitado.
- La posible contaminación en carbono moderno por procesos de disolución-precipitación

posteriores a la formación inicial del travertino. Sin embargo, la contaminación del orden de algún tanto por ciento respecto a la masa total de carbonato en muestras escogidas con criterios petrográficos rigurosos no debe afectar significativamente a su edad radiocarbónica (OLSSON, 1986).

Atendiendo al primer punto, la actividad inicial en carbono 14 está relacionada fundamentalmente con la de las aguas donde precipita, la cual, a su vez, depende de los siguientes factores:

- La procedencia de las aguas que originan los carbonatos.
- La variación de la composición del sistema hidroquímico $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$; causada,

principalmente, por la pérdida de presión parcial de CO_2 .

- Los procesos de intercambio isotópico en la interfase agua-atmósfera al constituir un sistema abierto.

A pesar de que los procesos químicos e isotópicos mencionados son bien conocidos, el ritmo en que acontecen es distinto en cada caso real y, consecuentemente, el valor de la actividad inicial será variable en cada localidad si aquéllos no se hallan correctamente determinados.

En este trabajo se plantea la datación radiocarbónica de un complejo travertínico construido en una vertiente, como formación cuaternaria habitual y como ejemplo de la problemática anunciada. El objetivo consiste en valorar y acotar la actividad en carbono 14 del carbonato de calcio precipitado actualmente, mediante su caracterización isotópica y la de las aguas donde precipita y atendiendo a la acción de los factores citados. Finalmente, se propone el uso de este valor experimental, con las consideraciones oportunas, para la datación absoluta de los edificios «travertinos» más antiguos del complejo estudiado.

2. CONTEXTO GEOLOGICO

El complejo travertínico de Llorá (Girona) se halla emplazado en la vertiente de una cuenca afluyente del río Llémena, de 20 kilómetros cuadrados aproximadamente de superficie, situada unos 15 kilómetros al NO de la ciudad de Girona, en el Sistema Transversal Catalán (fig. 1).

Este sistema se halla constituido por materiales sedimentarios paleogénicos, concretamente por areniscas carbonatadas de la Fm. Rocacorba (PALLI, 1972). La estructura tectónica está dirigida por fallas de orientación NO-SE, junto con otros sistemas menores. Estas fracturas son de gran trascendencia regional, ya que motivaron las manifestaciones efusivas cuaternarias de la región volcánica de Olot. Concretamente, el volcán del Puig de la Banya del Boc limita los afloramientos travertínicos estudiados por el NO.

El complejo travertínico antiguo —es decir, el formado por los travertinos subactuales— se halla formado por edificios de tipo cascada, *waterfall tufa* (CHAFFETZ y FOLK, 1984), los cua-

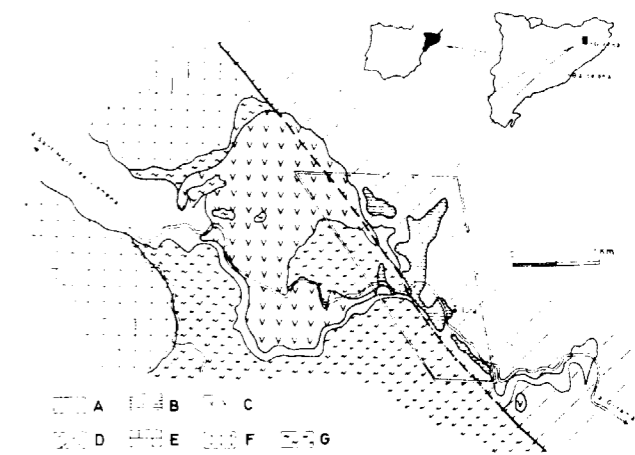


Figura 1.—Situación geográfica y geológica de la zona estudiada. **Leyenda:** A: Cuaternario indefinido. B: Travertino. C: Material volcánico, Paleógeno. D: Fm. Rocacorba. E: Fm. Girona. F: Fm. Pontils. G: Paleozoico.

les, mediante sucesivos desniveles, recubren la casi totalidad de la vertiente en una extensión de unos 0.6 kilómetros cuadrados. Estas formaciones se apoyan ya sobre el substrato eocénico, ya sobre materiales coluviales o acumulaciones de lapilli, indistintamente (fig. 2).

El origen de estos travertinos cabe atribuirlo a surgencias alimentadas por las aguas del acuífero existente en las areniscas carbonatadas, el cual se halla drenado por las múltiples fracturas que afectan a esta zona. La escorrentía superficial generada por estas fuentes —de tipo encauzado o, localmente, en manto— originaron los diferentes edificios travertínicos a lo largo de un desnivel de 170 m.

En la actualidad, estas fuentes presentan un flujo continuo que da lugar a la precipitación de carbonato de calcio, creando estructuras y edificios similares a los existentes en los complejos de travertinos antiguos.

3. FUNDAMENTO TEORICO

Como es bien sabido, la formación de carbonatos subaéreos se halla regulada fundamentalmente por la hidroquímica del sistema calco-carbonatado, que determina la cantidad de CaCO_3 precipitado y su dotación isotópica.

(*) Servei de datació per Triti i Carboni 14, Universitat Autònoma de Barcelona.

(**) Dept. Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona.

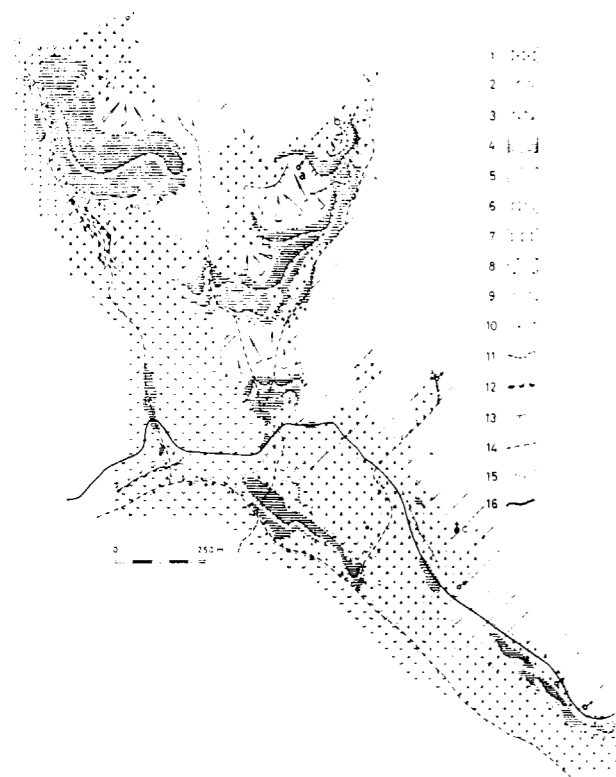
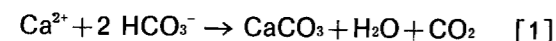
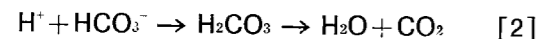


Figura 2.—Mapa lito-morfológico del complejo travertínico de Llorà. Leyenda: 1: Material aluvial. 2: Recubrimiento de material coluvial sobre travertino subflorante. 3: Material coluvial. 4: Travertino. 5: Limos y arcillas negras con carbonato de calcio. 6: Lapilli. 7: Basalto. 8: Areniscas carbonatadas eocénicas. 9: Esquistos paleozoicos. 10: Cambio de pendiente. 11: Escarpe de frente de travertino. 12: Escarpe de colada basáltica. 13: Buzamiento. 14: Red de drenaje. 15: Contacto entre materiales. 16: Carreteras. Localidades: a): Font d'En Dansa. b): Can Camps; c): Sant Pere de Llorà. (Con la colaboración de Ll. Pallí, EGG).

En el caso concreto de aguas procedentes de un manantial, el proceso de precipitación que acontece al fluir éstas hacia condiciones atmosféricas distintas a las del interior del acuífero viene regulado por la reacción

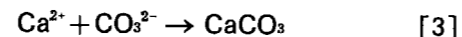


En ella, la diferencia entre la presión parcial de CO_2 existente entre la atmósfera y el agua permite la desgasificación en dióxido de carbono mediante la reacción



dando lugar a un aumento del pH y, en consecuencia, un incremento de $[\text{CO}_3^{2-}]$.

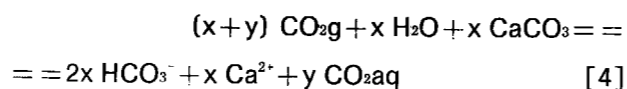
Esta variación permite que las aguas tiendan a sobresaturarse, facilitando de este modo la nucleación de la calcita y acelerando su precipitación:



El ritmo de desarrollo de ambas reacciones vendrá determinado, pues, por la presión parcial de CO_2 existente en un inicio, que regula la concentración de carbono disuelto total, y por el pH en el estado de saturación. Asimismo, las características dinámicas de la corriente superficial —turbulencia y agitación de las aguas— también influirán en la composición química de las aguas, que variará hasta alcanzar el equilibrio químico con las condiciones atmosféricas (JACOBSON y USDOWSKY, 1975).

Para explicar la distribución de los isótopos de carbono en las aguas subterráneas se han propuesto dos casos generales de sistemas hidrogeológicos (WIGLEY, 1975): el sistema de tipo abierto, en el cual la composición isotópica del carbono en disolución está influenciada por la continua disolución de CO_2 procedente de la fase gaseosa y el sistema de tipo cerrado en el que la cantidad de CO_2 se limita a la existente en disolución y se consume irreversiblemente en la disolución de CaCO_3 .

El contenido en carbono de la solución viene determinado por la dinámica del sistema calcocarbonatado durante la infiltración y la residencia de las aguas en el interior del acuífero. MÜNNICH (1957) reconoció, en estos estadios, el aporte de carbono exento en isótopo de masa 14, o carbono «muerto», procedente de la disolución de la calcita del encajante rocoso. De este modo, en las relaciones estequiométricas de la reacción [1] —en la cual se distingue el dióxido de carbono gaseoso (g) y en disolución (aq)—, expresada como:



se observa cómo, sobre un total de $(2x+y)$ moles de carbono disuelto, $(x+y)$ proceden del polo biogénico —producido en el suelo por el meta-

bolismo vegetal y bacteriano— y aportan carbono 14; mientras que x moles proceden del polo mineral y se suponen exentos de radiocarbono debido a su completa pérdida por desintegración radioactiva.

En el caso de un sistema abierto, la dotación isotópica viene determinada exclusivamente por la fraccionación existente entre el CO_2 gaseoso y los compuestos de carbono disueltos, compensándose de esta manera el aporte de carbono «muerto». Bajo estas circunstancias, la actividad en ^{14}C del carbono disuelto total es (WIGLEY, 1975)

$$A^\circ\text{Ct} = A_g + 0.2 (\delta^{13}\text{Ct} - \delta^{13}\text{Cg}) \quad [5]$$

siendo $A^\circ\text{Ct}$ la actividad radiocarbónica del carbono disuelto total en el momento de la infiltración; A_g , la actividad del CO_2 en fase gaseosa; $\delta^{13}\text{Ct}$, la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del carbono disuelto total respecto a la del standard PDB; y $\delta^{13}\text{Cg}$, la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ entre el carbono de la fase gaseosa y el standard PDB.

Convencionalmente, se asigna el valor de la actividad en ^{14}C del CO_2 atmosférico, A_g , de 100 pmc (pmc, porcentaje de carbono moderno) al standard NBS usado como referencia.

La imposibilidad de intercambio isotópico con la fase gaseosa en el caso de un sistema cerrado da lugar a que la actividad en ^{14}C sea deducible a partir de la proporción en que los polos biogénico y mineral aportan carbono a la solución, según la idea promovida por TAMERS (1967, 1975). Esta proporción se deduce del siguiente balance de masa:

$$(2x+y) \cdot A^\circ\text{Ct} = (x+y) \cdot A_g + x \text{Acal}$$

donde Acal es la actividad en ^{14}C del carbono procedente de la disolución de CaCO_3 . Admitiendo, $\text{Acal} = 0$ pmc, resulta:

$$A^\circ\text{Ct} = A_g \cdot (x+y)/(2x+y) = A_g \cdot Q \quad [6]$$

En base a la ecuación anterior, se define la corrección de la dilución de la actividad en ^{14}C a través del factor Q :

$$Q = (x+y)/(2x+y) \quad [7]$$

expresándose de este modo la proporción de carbono con posible contenido en carbono 14 respecto al carbono disuelto total.

Similarmente, PEARSON y HANSHAW (1970) expresaron el balance anterior en función a la dotación en carbono 13. Empleando la notación ya definida,

$$\begin{aligned} (2x+y) \cdot \delta^{13}\text{Ct} &= (x+y) \cdot \delta^{13}\text{Cg} + x \cdot \delta^{13}\text{Ccal} \\ (\delta^{13}\text{Ct} - \delta^{13}\text{Ccal}) / (\delta^{13}\text{Cg} - \delta^{13}\text{Ccal}) &= (x+y)/(2x+y) = Q \quad [8] \end{aligned}$$

Sustituyendo la expresión [8] en la [6],

$$A^\circ\text{Ct} = A_g \cdot (\delta^{13}\text{Ct} - \delta^{13}\text{Ccal}) / (\delta^{13}\text{Cg} - \delta^{13}\text{Ccal}) \quad [9]$$

De esta manera, la actividad inicial en ^{14}C de las aguas subterráneas, $A^\circ\text{Ct}$, en condiciones de sistema cerrado puede corregirse ya sea mediante el uso de datos hidroquímicos —ecuación [6]— o bien por su dotación en carbono 13 —ecuación [9]—.

Siendo A_t la actividad radiocarbónica medida en la muestra y $A^\circ\text{Ct}$ la actividad en el momento inicial de infiltración, la relación entre ambas viene dada por la ecuación, ya clásica,

$$A_t = A^\circ\text{Ct} \cdot e^{-\lambda \cdot t} = Q \cdot A_g \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

donde t es el tiempo transcurrido desde la infiltración, λ es la constante de desintegración relacionada con la vida media del carbono 14, y el producto $Q \cdot A_g$ corresponde a la actividad inicial en carbono 14 corregida del fenómeno de dilución —ecuación [6]—. Siendo el valor convencional de la vida media de 5.668 años, se obtiene la expresión que permite el cálculo del tiempo transcurrido:

$$t = -8033 \cdot \ln (A_t / Q \cdot A_g) \quad [10]$$

Complementariamente, existen diversas propuestas de corrección que intentan modelizar la incorporación de radiocarbono en las aguas subterráneas (MOOK, 1980; REARDON y FRITZ, 1978; FONTES y GARNIER, 1979; entre otras). A pesar del amplio margen de posibilidades que presentan a la corrección de la actividad inicial, estos modelos no exigen de otorgar un tratamiento diferenciado a cada caso particular (WIGLEY, 1975).

A partir de los manantiales, la escorrentía superficial de las aguas da lugar a una variación

5. HIDROQUIMISMO

La composición hidroquímica de la Font d'En Dansa (punto 1) permite definir las aguas como bicarbonatadas cálcicas y se caracteriza por su notable uniformidad durante el período de muestreo. Presenta concentraciones elevadas de CO_2aq , HCO_3^- y Ca^{2+} , en tanto que Cl^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ presentan concentraciones menores (tabla I). Concretamente, las concentraciones de Mg^{2+} , Na^+ y K^+ raramente superan 10 mg/l. En consecuencia, si bien en los cálculos posteriores se considera la actividad iónica, es factible negligir la influencia cualitativa de los iones minoritarios sobre la concentración de los compuestos de carbono.

Atendiendo al quimismo del sistema calco-carbonatado imperante en estas aguas, la presión parcial de CO_2 es un parámetro particularmente interesante dado que regula la cantidad de carbono en disolución e informa sobre las características hidroquímicas del área de infiltración. Empleando los valores de temperatura, pH y $[\text{HCO}_3^-]$ es posible calcular la presión parcial de CO_2 , $P(\text{CO}_2)$, mediante la expresión

$$P(\text{CO}_2) = a(\text{H}^+) \cdot a(\text{HCO}_3^-) / K_0 \cdot K_1$$

donde $a(X)$ es la actividad iónica del compuesto X; K_0 es la constante del producto de solubilidad de CO_2 en H_2O ; y K_1 , la constante de disociación de H_2CO_3 . Ambas constantes son función de la temperatura. Los resultados de $P(\text{CO}_2)$ en el punto 1 ofrecen un valor medio calculado de $10^{-1.30}$ atm (5.0 por 100 en el aire), con un valor máximo de $10^{-1.14}$ atm (7.2 por 100) (fig. 4).

Por su parte, el índice de saturación, IS, definido por

$$\text{IS} = \frac{a(\text{Ca}^{2+}) \cdot a(\text{CO}_3^{2-})_{\text{observada}}}{a(\text{Ca}^{2+}) \cdot a(\text{CO}_3^{2-})_{\text{equilibrio}}}$$

muestra que el quimismo se mantiene próximo al estado de saturación ($\text{lg IS} = 0$) y, en general, ligeramente subsaturado ($\text{lg IS} < 0$) (tabla I). Tanto por los resultados de $P(\text{CO}_2)$ como por el índice de saturación puede considerarse que el agua surgente en el punto 1 se halla equilibrada químicamente respecto a las condiciones existentes en el interior del acuífero (fig. 4).

Sin embargo, debe considerarse el hecho de que

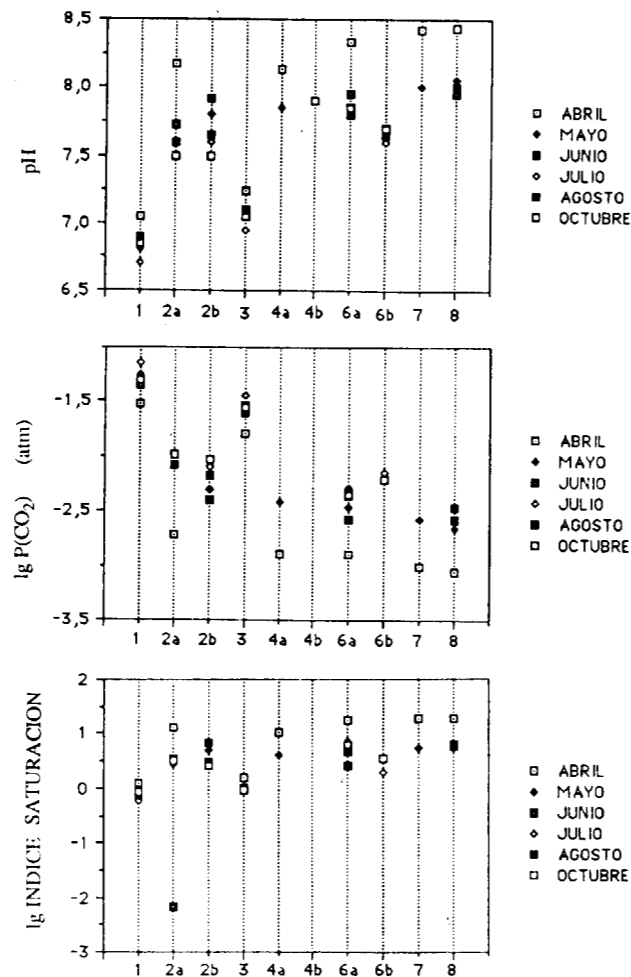


Figura 4.—Variaciones del pH, $P(\text{CO}_2)$ e índice de saturación en función de la distancia al manantial Font d'En Dansa (punto 1) para los distintos períodos de muestreo. $P(\text{CO}_2)$ se expresa en atmósferas. En abscisas se sitúan los puntos de muestreo. Los datos se refieren a la tabla I.

la disolución de la calcita —reacción 4— pueda haberse desarrollado en condiciones de sistema abierto o sistema cerrado, en el sentido de GARRRELS y CHRIST (1965). En el primer caso, la presión parcial de CO_2 en los estadios iniciales se mantendría al alcanzar el equilibrio. En el caso de un sistema cerrado, la presión parcial de CO_2 durante la infiltración sería ligeramente superior y se ha evaluado en $10^{1.04}$ atm (9.1 por 100), a partir del valor medio.

En la evolución del quimismo entre los puntos 1 y 2b, donde no existe interferencia con otros

aportes hídricos, destaca la pérdida de dióxido de carbono acuoso, cifrable en una media de $1.94 \cdot 10^{-3}$ M, resultante de la reacción [2]. Conjuntamente, también acontece una disminución de $[\text{HCO}_3^-]$ y $[\text{Ca}^{2+}]$, con unas diferencias medias de $1.01 \cdot 10^{-3}$ y $0.54 \cdot 10^{-3}$ M, respectivamente; reflejando de forma aproximada la relación estequiométrica 2 : 1 expresada, en la reacción [1].

Sin embargo, cabe distinguir entre la variación ocurrida entre los puntos 1 y 2a, y entre 2a y 2b. El primer tramo se caracteriza por la pérdida casi inmediata de CO_2 acuoso, alcanzando concentraciones bajas a partir de 2a; mientras que las concentraciones de bicarbonato y calcio sólo ofrecen una variación mínima entre 1 y 2b (fig. 5).

El aumento de pH observado ($\Delta\text{pH} = +1$) debido a la disminución de $[\text{H}^+]$ en la reacción [1], da lugar en el punto 2b a un incremento de $[\text{CO}_3^{2-}]$, permitiendo que el índice de saturación aumente considerablemente hasta un valor medio de 5 y un valor máximo de 12, en abril de 1989 (figura 4).

Sin embargo, la sobresaturación alcanzada en el tramo 1-2b no se traduce en una precipitación notable de calcita, como se deduce de las disminuciones de $[\text{HCO}_3^-]$ y $[\text{Ca}^{2+}]$ (fig. 5). A pesar de la sobresaturación existente, $[\text{CO}_3^{2-}]$ es insuficiente e impide la nucleación de CaCO_3 (DAN-DURAND et al., 1982). El paso del umbral de nucleación acontece aguas abajo ante un ligero aumento del pH.

Por ejemplo, en la cascada existente entre los puntos 6a y 6b, la precipitación de travertino actual, observada en el campo y reflejada en la tabla I, presenta las siguientes características hidroquímicas: a) un pH en 6a superior al medido en 2b, suficiente para permitir la nucleación; y b) la precipitación de la calcita conduce a una ligera disminución de pH y a una disminución apreciable del índice de saturación (figs. 4 y 5).

Aparte del fenómeno hidroquímico *per se*, la evolución del hidroquimismo del sistema CO_2 — H_2O — CaCO_3 en aguas superficiales nos muestra cómo la formación de edificios travertínicos se reduce a las zonas próximas al manantial, iniciándose cerca del mismo a partir del momento en que la evolución del quimismo permite supe-

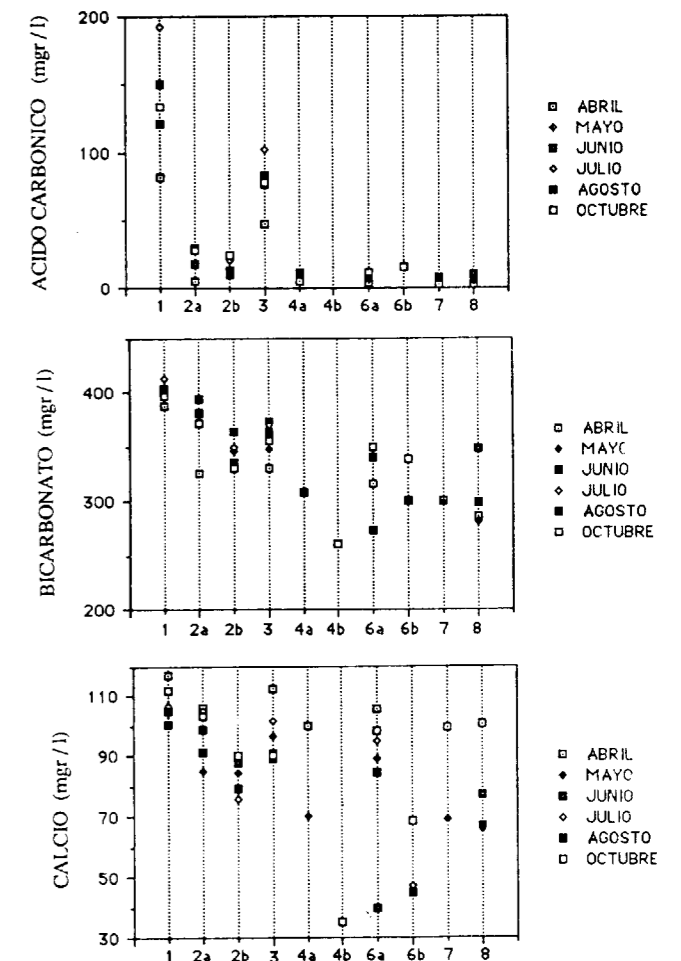


Figura 5.—Variación de las concentraciones de H_2CO_3 , HCO_3^- , Ca^{2+} en función de la distancia al manantial Font d'En Dansa (punto 1) para los distintos períodos de muestreo. Las concentraciones se expresan en mg/l. En abscisas se sitúan los puntos de muestreo. Los datos corresponden a la tabla I.

rar el umbral de nucleación de la calcita. La travertinización se desarrolla a lo largo de la distancia requerida para que la composición química se equilibre a las condiciones atmosféricas, mediante la pérdida de CO_2 y la precipitación de calcita. Ello explica la distribución puntual de estos materiales, cuya extensión viene dada por el quimismo y caudal de las surgencias y por las características dinámicas de la escorrentía superficial.

6. DISCUSION DE LOS DATOS DE ISOTOPOS ESTABLES

En la tabla II se listan los resultados referentes a los isótopos estables, carbono 13 y oxígeno 18, medidos en las aguas y en las muestras de travertinos. Ambos se expresan a través de las notaciones $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente.

TABLA II
Dotación en isótopos estables

	AGUA				TRAVERTINO			
	Julio		Octubre		Moderno		Antiguo	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	-14.53	-9.60	-14.25	-7.31	--	--	--	--
2a	-12.94	-8.28	-12.92	-7.16	-11.05	-6.21	-11.18	-6.16
2b	-12.13	-9.44	-12.74	-8.77	--	--	--	--
4b	--	--	-10.50	-7.40	-9.97	-5.98	-9.8	-5.93

$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se expresan en permil (‰) respecto al standard PDB.

6.1. $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono disuelto

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ en las aguas del manantial Font d'En Dansa (punto 1) presenta una media de -14.4 por 1.000, incluida en el intervalo habitual de valores correspondientes a aguas subterráneas. No obstante, este valor es elevado respecto a los datos presentados por DEINES et al. (1974) correspondientes a sistemas con una presión parcial de CO_2 de $10^{-1.30}$ atm en el equilibrio y asumiendo unos valores medios de $\delta^{13}\text{Cg} = -24$ por 1.000 y $\delta^{13}\text{Ccal} = +1$ por 1.000. La diferencia entre estos valores y los obtenidos experimentalmente en Llorà es de $+4$ por 1.000 en el caso de un sistema abierto y de $+2$ por 1.000 en el caso de un sistema cerrado. La causa de esta diferencia puede derivar, principalmente, de los valores asumidos para $\delta^{13}\text{Cg}$ y $\delta^{13}\text{Ccal}$, los cuales pueden ser inadecuados en la zona estudiada.

A partir del punto 1 y a medida que nos alejamos de él, se manifiesta un incremento significativo del valor de $\delta^{13}\text{Ct}$, similar para los registros de datos de julio y octubre, con una diferencia má-

xima de $+3.75$ por 1.000 entre los puntos 1 y 4b (fig. 6). Este enriquecimiento en carbono 13 se atribuye a los procesos de intercambio isotópico que acontecen en la interfase agua-atmósfera a causa del desequilibrio existente entre la dotación isotópica del carbono disuelto y del dióxido de carbono atmosférico ($\delta^{13}\text{C}(\text{atmósfera}) = -7$ por 1.000; RIGHTMIRE y HANSHAW, 1973).

6.2. $\delta^{13}\text{C}$ en los travertinos

Respecto al carbonato de calcio precipitado en la actualidad, se pone de manifiesto cómo su valor $\delta^{13}\text{Ccal}$ es superior al del carbono disuelto. Este enriquecimiento en el isótopo pesado en la fase sólida responde al fraccionamiento isotópico inherente a la reacción de precipitación de la calcita. El factor de enriquecimiento, $\alpha(\text{CaCO}_3 - \text{HCO}_3^-)$, entre el bicarbonato —como compuesto de carbono predominante— y el carbonato de calcio precipitado se expresa por:

$$\alpha(\text{CaCO}_3 - \text{HCO}_3^-) = (\delta^{13}\text{Ccal} + 1000) / (\delta^{13}\text{CHCO}_3^- + 1000)$$

siendo su valor de 1.00185 ± 0.00023 a 20°C (EMRICH et al., 1970).

Aplicando esta ecuación para obtener el valor de $\delta^{13}\text{Ccal}$ teórico se obtienen las relaciones isotópicas -11.07 por 1.000 y -8.67 por 1.000 para los puntos 2a y 4b, respectivamente. Comparándolos con los valores experimentales (tabla II) se observa que en el punto 2a el carbonato de calcio precipitado se halla en equilibrio con el carbonato disuelto. No sucede así en el punto 4b, donde la diferencia entre el valor de $\delta^{13}\text{Ccal}$ experimental y el calculado es de -1.30 por 1.000, o sea, el enriquecimiento real es menor que el teórico, denotándose un desequilibrio isotópico sustancial entre ambos. Esta diferencia entre el valor experimental observado y el obtenido mediante cálculo bajo condiciones de equilibrio isotópico viene dado por el hecho de que la nucleación de la calcita en soluciones sobresaturadas no se produce de modo instantáneo y su precipitación es más rápida que el alcance del equilibrio isotópico (USDOWSKY et al., 1979).

Este hecho nos advierte cómo, en condiciones de travertinización, es posible que no exista el

equilibrio isotópico entre el carbonato precipitado y el reservorio donde precipita. De este modo, la variación en el valor de $\delta^{13}\text{Ccal}$ dependerá, por una parte, del ritmo de intercambio isotópico entre las aguas superficiales y la atmósfera y, por otra, de la velocidad de nucleación y precipitación del carbonato de calcio. Debe esperarse que este tipo de variación también se produzca en la dotación de carbono 14, siendo el enriquecimiento de este isótopo doble respecto al correspondiente al carbono 13 (CRAIG, 1954). Para el caso estudiado, ello sólo representaría un enriquecimiento en la actividad radiocarbónica de ~ 0.3 pmc, el cual es inferior al error de una desviación standard (1σ) en que se expresa.

Respecto a los travertinos antiguos, el valor de $\delta^{13}\text{Ccal}$ es notablemente similar al de los travertinos actuales. El hecho de haber muestreado tanto el travertino antiguo como el actual a unas distancias hipotéticamente similares a los puntos donde se sitúan los respectivos niveles de surgencia, así como el haber seleccionado el mismo tipo de facies, nos permite comparar de forma fehaciente los valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados. La similitud mencionada de ambas dotaciones en carbono 13 nos permite suponer, finalmente, que no ha tenido lugar una variación significativa de las condiciones hidrológicas existentes para ambos momentos de precipitación.

6.3. Dotación en oxígeno 18

Los valores de oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$) analizados en el carbonato de bario precipitado de las muestras de agua y en los travertinos concuerdan con los presentados por SANZ et al. (1982) correspondientes a una zona cercana y con altitudes similares al área estudiada. En detalle, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes al mes de julio son significativamente menores, sin que pueda aportarse una explicación al respecto.

En la tabla II se manifiesta la variación existente entre el $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato disuelto y del precipitado, cuyo valor es superior a causa del fraccionamiento isotópico acontecido durante la reacción.

De forma similar a los resultados de $\delta^{13}\text{Ccal}$, existe un gran parecido entre los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ de los travertinos actuales y los antiguos. Siendo la dotación en oxígeno 18 indicativa de la

temperatura del reservorio y, en cierta manera, reflejo de las condiciones climáticas, es factible deducir en base a la similitud citada que las características ambientales del sistema donde precipitaron ambos travertinos no han variado significativamente.

En síntesis, la semejanza de los valores de isótopos estables en el travertino actual y antiguo aporta un grado de certidumbre a la acotación de la actividad inicial en carbono 14 a partir del valor que presenta en el carbonato de calcio precipitado hoy día.

7. DATACION DE LOS TRAVERTINOS

La actividad actual en ^{14}C del carbono disuelto total ha sido analizada en la surgencia 1 —en julio y octubre de 1989— y en el punto 4b —octubre de 1989—. Las muestras de travertinos para la obtención de la actividad en ^{14}C se han seleccionado en los puntos 2a y 4b para muestras actuales y en zonas próximas a éstos para los travertinos antiguos (véase apt. 4).

7.1. Actividad en ^{14}C del carbono disuelto total

De forma similar a la estructura seguida en apartados anteriores, se han determinado las características isotópicas del manantial Font d'En Dansa (punto 1), con la finalidad de conocer la dinámica del acuífero causante de la misma, y las variaciones que presentan a lo largo del torrente muestreado.

Conjuntamente a los valores de carbono 14, en la surgencia 1 también se ha analizado, con periodicidad mensual, el contenido en tritio de las muestras. La media de su contenido en tritio es de 21.6 ± 3 UT. Este resultado, respecto a las unidades tritio que presenta el agua de precipitación, nos permite concluir que el tiempo de residencia de las aguas en el interior del acuífero es corto. En consecuencia, la disminución de la actividad en ^{14}C del carbono disuelto total respecto a la de la atmósfera no podrá justificarse por desintegración isotópica sino que debe ser causada por dilución geoquímica.

El factor de corrección de la dilución isotópica, Q, anteriormente definido —ecuación [7]—, se

ha calculado en base a los datos hidroquímicos —ecuación [6]— y a las dotaciones en carbono 13 —ecuación [8]—. Como actividad radiocarbónica del CO₂ atmosférico, Ag, se han considerado las obtenidas experimentalmente en la ciudad de Barcelona, 14.88 dpm/g C, y en el Alt Camp (Tarragona), 13.97 dpm/g C; correspondientes a 116.8 y 115.6 pmc, respectivamente (J. S. MESTRES y G. RAURET, com. pers.). Ambas son superiores al valor standard del ácido oxálico NBS (100 pmc) debido al incremento de radiocarbono atmosférico causado por las pruebas nucleares realizadas hasta la década de los 60. De este modo, adoptando Ag=116 pmc, se han calculado los valores del factor Q y de la actividad radiocarbónica del carbono disuelto corregida de la dilución geoquímica, A°Ct*, en el punto 1, cuyos resultados se expresan en la tabla III.

TABLA III
Corrección de A°Ct en la Font d'En Dansa (punto 1)

	Ecuación 6		Ecuación 8	
	A°Ct	Q	A°Ct*	Q
Julio	96.6 ± 0.7	0.60	69.6	0.58
Octubre	94.0 ± 0.8	0.58	67.3	0.57

A°Ct, actividad en ¹⁴C del carbono disuelto total, observada experimentalmente.
A°Ct*, actividad en ¹⁴C del carbono disuelto total corregida de la dilución geoquímica.
La actividad en ¹⁴C se expresa en porcentaje de carbono moderno (pmc) respecto al standard NBS y se ha normalizado δ¹³C = -25‰.
Datos para la ecuación 6: Tabla I.
En la ecuación 8, δ¹³C(CO₂) = -25‰ y δ¹³C(CaCO₃) = 0‰.
El error corresponde a una desviación standard (1σ).

Las diferencias del orden de 25-30 pmc existentes entre los valores experimentales y los calculados evidencian cómo las ecuaciones correspondientes a un sistema cerrado no ofrecen unos resultados coherentes con la realidad física, de modo que este tipo de evolución hidroquímica no es aplicable en el caso que nos ocupa.

Ello nos lleva a considerar el hecho de que la disolución de la calcita haya tenido lugar en condiciones de sistema abierto, haciendo posible un intercambio isotópico entre el agua y la atmósfera del suelo durante la infiltración, bajo unas condiciones iniciales de Ag=116 pmc y

P(CO₂)=10^{-1.30} atm. Con todo, el valor experimental de A°Ct es inferior al que resulta de aplicar la ecuación [5], lo cual nos permite considerar el hecho de que la disolución de la calcita no tuvo lugar completamente en condiciones de sistema abierto, permitiendo una mínima dilución de la actividad en ¹⁴C por adición de carbono «muerto» y alcanzándose la saturación en condiciones de sistema cerrado.

A partir del manantial 1, el sistema hídrico adquiere plenamente condiciones de sistema abierto. En lo que respecta a la actividad en ¹⁴C, se evidencia un aumento de A°Ct desde 94.0 pmc —punto 1— hasta 103.4 pmc —punto 4— (octubre de 1989, fig. 6). Este aumento de 9.4 pmc debe interpretarse desde el proceso de intercambio isotópico que se establece en la interfase agua-atmósfera. Similarmente al hecho observado en el carbono 13, el carbono disuelto tiende a enriquecerse en el isótopo de masa 14 respecto al dióxido de carbono. Sin embargo, y dado que las condiciones dinámicas del curso superficial —agitación y turbulencia— determinan el ritmo de intercambio, la proporción de enriquecimiento de 9.4 pmc a lo largo de unos 500 m de recorrido no puede extrapolarse directamente a otros casos similares de travertinización.

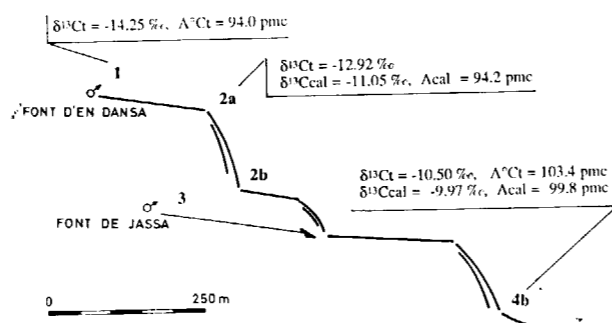


Figura 6.—Variación en la dotación isotópica del carbono inorgánico disuelto (δ¹³Ct y A°Ct) y de los carbonatos precipitados en la actualidad (δ¹³Ccal y Acal).

En conclusión, este enriquecimiento en actividad radiocarbónica a medida que nos alejamos del manantial da lugar al hecho que travertinos precipitados contemporáneamente posean distintas actividades en ¹⁴C, hecho a considerar en la datación de complejos travertínicos de grandes dimensiones.

7.2. Actividad en carbono 14 de los travertinos actuales

Los datos de la actividad radiocarbónica correspondientes al travertino actual precipitado, Acal, en los puntos 2a y 4b (fig. 6 y tabla IV) también se hallan afectados por el enriquecimiento isotópico observado en las aguas superficiales, tanto en δ¹³Ct como en A°Ct; presentando una diferencia de 5.6 pmc a causa del proceso de intercambio citado.

TABLA IV
Datación de los travertinos

	At	A°cal	A°T	Edad ¹⁴ C
Trav. 2a	49.8 ± 0.5	94.2 ± 0.8	81.2	3940 ± 80 años BP
Trav. 4b	51.3 ± 0.5	99.8 ± 0.8	86.0	4150 ± 80 años BP

At, actividad en ¹⁴C del travertino antiguo.
A° cal, actividad en ¹⁴C del travertino actual.
A°T, actividad inicial en ¹⁴C del travertino corregida al valor standard NBS.
La actividad en ¹⁴C se expresa en porcentaje de carbono moderno (pmc) respecto al standard NBS y se ha normalizado δ¹³C = -25‰.
El error corresponde a una desviación standard (1σ).

No obstante, y en base a las leyes del fraccionamiento isotópico, cabía esperar que la actividad en ¹⁴C del travertino precipitado fuera ligeramente superior a la de las aguas de su contexto (véase apt. 6.2). En el caso del punto 2a, la actividad es ligeramente superior a la del punto 1. En 4b, donde es posible comparar la actividad del agua con la del carbonato de calcio precipitado, la relación de valores es contraria a la esperada. La falta de concordancia entre los resultados experimentales y los enunciados teóricos puede atribuirse al hecho que la actividad del agua representa un instante preciso de muestreo; en cambio, la actividad del travertino se ha medido en una muestra que abarca un período de tiempo más amplio —posiblemente del orden de algunos años— y, consiguientemente, ofrece un valor medio ponderado. La falta de un registro continuo y repetido de datos no nos permite operar con valores estadísticos, los cuales, posiblemente, subsanarían esta discordancia en las observaciones.

Finalmente, con los datos correspondientes a la actividad actual de las muestras de travertino es posible calcular la actividad inicial en ¹⁴C de

los travertinos antiguos, previa corrección del incremento reciente de la actividad radiocarbónica atmosférica por causas antrópicas. De este modo, admitiendo un valor de esta actividad, Ag=116 pmc, resulta:

$$A^{\circ}T(2a) = (94.2/116) \cdot 100 = 81.2 \text{ pmc}$$

$$A^{\circ}T(4b) = (99.8/116) \cdot 100 = 86.0 \text{ pmc}$$

donde A°T indica la actividad inicial en ¹⁴C del travertino corregida al valor del standard NBS en los puntos 2a y 4b, respectivamente.

7.3. Datación de los travertinos antiguos

En la tabla IV se presentan las actividades de los travertinos antiguos junto con los valores de su actividad inicial calculados anteriormente y las dataciones resultantes a partir de la ecuación, similar a [10].

$$t = -8033 \cdot \ln (A_i/A^{\circ}T)$$

En dataciones absolutas es posible concluir que el complejo travertínico de Llorà posee una edad holocénica de unos 4000 a. BP en las partes más externas donde se han seleccionado las muestras, representando los estadios más modernos de su evolución. La geomorfología del complejo revela un posterior encajamiento de los cursos superficiales en el travertino. Actualmente, en el fondo de estos cursos tiene lugar la precipitación de carbonato de calcio, principalmente en las zonas de máximo desnivel —cascadas—, donde se desarrollan importantes edificios travertínicos.

En cierta manera, la concordancia existente entre los resultados de la datación parecen confirmar los supuestos establecidos a lo largo de este estudio, aunque el mismo carácter de «supuesto» obligue a considerar de forma prudente la similitud de ambas dataciones.

Desde el punto de vista fenomenológico, la determinación de la actividad inicial en carbono 14 empleando el principio de actualismo ha permitido precisar la edad de los travertinos. Obviamente, el uso de actividades iniciales diferentes a las halladas experimentalmente —por ejemplo, el valor medio aceptado de 85 pmc (SRDOC,

1986) o el valor del standard NBS, 100 pmc— en la datación de travertinos ofrecerán resultados distintos.

Dado que, frecuentemente, se desconoce el valor real de la actividad inicial, es interesante conocer la diferencia en el resultado de la datación derivada de usar una u otra actividad inicial. Siendo $A^{\circ}T_1$ y $A^{\circ}T_2$ dos actividades iniciales posibles, y t_1 y t_2 las dataciones obtenidas al aplicarlas,

$$t_1 = -8033 \cdot \ln (A/A^{\circ}T_1)$$

$$t_2 = -8033 \cdot \ln (A/A^{\circ}T_2)$$

la diferencia en la datación, Δt , viene dada por

$$\Delta t = t_1 - t_2 = -8033 \cdot \ln (A^{\circ}T_2/A^{\circ}T_1) \quad [11]$$

siendo Δt independiente de la actividad, A , de la muestra y de la edad de la misma (MAS, 1988).

En el caso estudiado, al tomar una actividad en ^{14}C de 100 pmc, la diferencia en la datación hubiera sido de 1.675 y 1.210 años para los travertinos antiguos 2a y 4b, respectivamente.

8. CONCLUSIONES

La aplicación del carbono 14 a la datación de carbonatos precipitados en medio subaéreo se manifiesta compleja a causa de las numerosas variables que determinan su composición química e isotópica. El uso de una metodología que contemple cada uno de los procesos que modifican la dotación isotópica del carbono inorgánico disuelto, aplicada al estudio de ejemplos actuales, permite interpretar con cierto conocimiento de causa el valor de la actividad en ^{14}C del carbonato precipitado. De este modo, la actividad inicial en ^{14}C , que constituye la incógnita principal en la datación, puede valorarse a partir del estudio de las circunstancias de precipitación actuales.

Sin embargo, a pesar de que el marco teórico de estos procesos está bien definido y puede acortarse experimentalmente, se intuye que en cada caso particular pueden obtenerse resultados completamente distintos. Los carbonatos precipitados subaéreamente relacionados con un flujo superficial, como es el travertino, constituyen un

ejemplo que permite ilustrar esta problemática. La formación de edificios travertínicos puede relacionarse de forma exclusiva con el equilibrio del sistema $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$ bajo condiciones atmosféricas. El reequilibrio que tiene lugar afecta simultáneamente a la composición química —permitiendo la precipitación eficaz de calca— y a la dotación isotópica de las aguas —variando, entre otras, la actividad en ^{14}C —.

Dado que tanto la dotación isotópica de las aguas que alimentan la escorrentía superficial como la facilidad y ritmo en que se alcanza el equilibrio mencionado son distintas en cada sistema travertínico, los resultados concretos de la actividad en ^{14}C del carbonato precipitado en el caso estudiado no son directamente extrapolables a otros complejos travertínicos, aunque sí lo es la metodología empleada.

Los resultados obtenidos señalan que tampoco es adecuado adoptar un solo valor de la actividad en ^{14}C del carbonato precipitado en un mismo complejo travertínico, ya que el progresivo enriquecimiento isotópico que acontece desde el manantial da lugar a que carbonatos precipitados contemporáneamente en puntos distantes posean actividades notablemente distintas.

En consecuencia, la datación de complejos travertínicos antiguos es factible si, dentro de los supuestos admitidos, es posible cuantificar la actividad en ^{14}C del carbonato precipitado hoy en día y sus variaciones a lo largo del complejo; tomando estos valores, en base al principio del actualismo, como actividad inicial de las muestras antiguas o subactuales.

En el caso de formaciones travertínicas en las cuales no sea posible aplicar dicho principio, su datación mediante radiocarbono puede resultar comprometida y sin indicios fidedignos del grado de certidumbre. Probablemente, el uso de un valor de la actividad inicial de 85 pmc —acorde con la bibliografía y los resultados de este estudio— resulte adecuado. En este caso, el uso de la ecuación [11] permite establecer el error efectuado en la cronología respecto a un valor de la actividad inicial extremo, ya sea por defecto como por exceso, estableciendo un intervalo de confianza.

Todo ello nos permite concluir que la datación mediante carbono 14 de los carbonatos precipi-

tados subaéreamente debe estimarse por su carácter aproximativo, útil para situar estas formaciones en su posición geocronológica y arriesgado para establecer secuencias cronológicas o correlaciones puntuales y detalladas.

9. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha recibido soporte económico por parte de la CIRIT (Generalidad de Cataluña) y del Vicerectorado de Investigación de la Universidad Autónoma de Barcelona.

REFERENCIAS

- CHAFFETZ, H. S., y FOLK, P. L. (1984): *Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents*. J. Sedim. Petrol., 54 (1): 289-316.
- DANDURAND, J. L.; GOUT, R.; HOEFS, J.; MENSCHER, G.; SCHOTT, J., y USDOWSKY, E. (1982): *Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring*. Chemical Geology, 36: 299-315.
- DEINES, P.; LANGMUIR, D., y HARMON, R. S. (1974): *Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 1147-1164.
- CRAIG, H. (1954): *Carbon 13 in plants and the relationship between carbon 13 and carbon 14 in nature*. J. Geol., 62: 115-149.
- EMRICH, K.; EHHALT, D. H., y VOGEL, J. C. (1970): *Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate*. Earth and Planetary Science Letters, 8: 363-371.
- FONTES, J. Ch., y GARNIER, J. M. (1979): *Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach*. Water Res. Res., 15,2: 399-413.
- GARRELS, R. M., y CHRIST, C. L. (1965): *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper & Row, 450 pp.
- IAEA (1984): *Muestreo de aguas para análisis de carbono 14*. Isotope Hydrology Section. Lab. reprint.
- JACOBSON, R. L., y USDOWSKY, E. (1975): *Geochemical controls on a calcite precipitating spring*. Contrib. Miner. Petrol., 51: 65-74.
- MAS, J. (1988): *Contribución al conocimiento de la acti-*

vidad en carbono 14 de las aguas subterráneas. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona. Pub. Ser. Publ. U. A. B.

MOOK, W. G. (1980): *Carbon-14 in hydrogeological studies*. In: P. Fritz y J. Ch. Fontes (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1 - The Terrestrial Environment*. Elsevier, pp. 49-74.

OLSSON, I. U. (1986): *Radiometric dating*. In: B. E. Berglund (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Wiley & Sons, pp. 273-312.

PALLI, L. (1972): *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publ. Univ. Autónoma de Barcelona, núm. 1, 388 pp.

PEARSON, F. J., Jr., y HANSHAW, B. B. (1970): *Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating*. In: IAEA: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, pp. 271-285.

PLUMMER, N. L.; JONES, B. F., y TRUESDELL, A. H. (1976): *WATEOF - A FORTRAN IV version of WATEQ*. U. S. Geol. Surv. Water Res. Invest., 76-13, 61 pp.

REARDON, E. J., y FRITZ, P. (1978): *Computer modelling of groundwater ^{13}C and ^{14}C isotope composition*. Journal of Hydrology, 43: 355-371.

RIGHTMIRE, C. T., y HANSHAW, B. B. (1973): *Relationship between the carbon isotope composition of soil CO_2 and dissolved carbonate species*. Water Res. Res., 9: 958-967.

SANZ, M.; BACH, J., y TRILLA, J. (1982): *Aplicación del oxígeno 18 al sistema cárstico de Banyoles - La Garrotxa*. Reunión monográfica sobre el karst. Larra, 1982.

SRDOC, D.; OBELIC, B.; HORVATINCIC, N., y SLIEPCEVIC, A. (1986): *Radiocarbon dating of calcareous tufa: How reliable data can we expect?* Radiocarbon, 22,3: 858-862.

TAMERS, M. A. (1967): *Surface water infiltration and groundwater movement in arid zones of Venezuela*. In: IAEA: *Isotopes in Hydrology*, pp. 339-351.

TAMERS, M. A. (1975): *Validity of radiocarbon dates on ground water*. Geophysical Survey, 2: 217-239.

USDOWSKY, E.; HOEFS, J., y MENSCHER, G. (1979): *Relationship between C-13 and O-18 fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring - A model of chemical variations with inorganic CaCO_3 precipitation*. Earth and Planetary Science Letters, 42: 267-276.

WIGLEY, T. M. L. (1975): *Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems*. Water Res. Res., vol. II, núm. 2: 324-328.

Original recibido: Julio de 1990.
Original aceptado: Abril de 1991.

AGUAS SUBTERRANEAS

Un modelo de evaluación de la capacidad reguladora de un acuífero.

Por J. TRILLA (*) y J. ESTALRICH (*)

RESUMEN

La explotación de acuíferos próximos a la línea de costa representa la única fuente de abastecimiento de agua potable de muchos municipios del litoral catalán. Dichos acuíferos pueden considerarse como embalses subterráneos susceptibles de ser gestionados mediante la aplicación de algún modelo de gestión similar a los que se emplean en la gestión de embalses superficiales. En este trabajo se presenta uno de estos modelos, así como un procedimiento para evaluar las consecuencias derivadas de su implementación en un acuífero particular.

Palabras clave: Capacidad reguladora, Acuífero del Ridaura, Gestión programación dinámica, Probabilidades asociadas.

ABSTRACT

Aquifer pumping means in many cases the only source of drinking water for several catalan coastal towns. These aquifers can be considered as underground reservoirs susceptible of being managed by the same models as the surface reservoirs are. In this paper, one of these models is presented. Also, a procedure allowing an additional insight on the consequences derived from its use in a particular aquifer is introduced.

Key words: Regulating capacity, Ridaura's aquifer, Model management, Dynamic programming, Associate probability.

1. INTRODUCCION

Es una opinión generalizada que la gestión de sistemas hídricos, tanto superficiales como subterráneos, se ha beneficiado en los últimos años de la implementación de los avances en el área de control de operaciones (HELWEG et al., 1982; ELLIS and REVELLE, 1988). Sin embargo, frecuentemente, se ha opinado también que la implementación de estas técnicas no ha sido tan generalizada como hubiese sido de desear (FRIEDMAN et al., 1984; BURAS, 1985; TAKEUCHI, 1986). Una de las razones que mayor peso específico ha tenido en este hecho ha sido la dificultad encontrada por los operadores de esos sistemas hídricos en presentar adecuadamente en la forma de funciones objetivo y restricciones sus habituales servidumbres.

En el caso particular de la gestión de acuíferos observamos que esta deficiencia es aún más acusada. Los principales esfuerzos hechos en esta línea (GORELICK, 1983) se han basado esencialmente en: a) el establecimiento de funciones tecnológicas (MADDOCK, 1972, 1974), o b) en el caso de acuíferos cautivos, en la resolución de sistemas de ecuaciones lineales resultantes de la utilización de métodos numéricos para la solución de las ecuaciones que rigen la dinámica subterránea del agua (AGUADO and REMSON, 1974). No obstante, podemos aducir que ambos métodos se encuentran con dificultades cuando se introduce una cierta estocasticidad en alguno de los componentes del problema.

Es objetivo de este trabajo presentar tanto la aplicación de una de las técnicas de programación matemática en el caso de la gestión de un acuífero libre, el aluvial del río Ridaura, como un método de evaluación de las posibles consecuencias que se derivarían de este hecho.

(*) Unidad de Geodinámica Externa e Hidrogeología. Departamento Geología. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. Barcelona.

2. EL ALUVIAL DEL RIO RIDAURA

El río Ridaura se halla situado en la provincia de Gerona. Discurre a lo largo de sus primeros 12 kilómetros sobre material granítico, mientras que en los últimos 8 kilómetros lo hace encajándose ligeramente en materiales aluviales. Estos materiales, que ocupan aproximadamente el 13 por 100 (10 Km²) del total de 74 Km² de superficie de toda la cuenca, presentan un espesor que oscila entre 15 y 35 metros aproximadamente, y constituyen un acuífero que se ha estimado totaliza un volumen saturado del orden de 70 Hm³.

A partir del estudio de niveles piezométricos y datos de extracciones del período 1974-88, obtenidos por la única compañía explotadora del aluvial, se ha podido determinar que de cada Hm³ del aluvial saturado se puede extraer del orden de un 10 por 100 de agua. Asimismo, se ha observado que cuando el volumen de aluvial saturado alcanza un valor del orden de 30 Hm³ existen serios problemas de explotabilidad y de calidad del agua. Es por ello que consideraremos que el aluvial es explotable entre 30 y 70 Hm³ o, lo que es lo mismo, 3 y 7 Hm³ de agua potable, respectivamente, es decir, dicho acuífero representa un embalse con un volumen regulador de agua de sólo 4 Hm³.

Por otra parte, este aluvial es hoy por hoy la única fuente de suministro a varias poblaciones costeras: Sta. Cristina de Aro, Castell d'Aro, Platja d'Aro y S. Feliu de Guixols. Todos estos municipios experimentan un notable aumento de población en los meses estivales, lo que provoca que de un consumo de agua del orden de 0.2-0.3 Hm³ por mes se pasen a consumos del orden de 0.8-0.9 Hm³ por mes en dichos meses estivales. A la práctica, la satisfacción de estas demandas constituye el principal objetivo de planificación de la compañía explotadora.

A raíz de esta distribución de las demandas hídricas, junto con unos últimos años con una plu-

viometría relativamente seca, han aparecido indicios que hacen pensar que puede haberse iniciado una cierta sobreexplotación del acuífero. Se ha llegado, pues, a un punto en el que se hace necesario el plantearse mediante un modelo de gestión, por una parte, cuál es el grado de explotabilidad de este acuífero, es decir, qué garantía de volumen podemos esperar poder extraer del conjunto del aluvial en cada período sin importarnos el costo del bombeo; y, por otra parte, valorar las consecuencias que se pueden derivar de la implantación de dicho modelo de gestión. Son estos dos aspectos los que se tratan en los apartados siguientes.

3. MODELO DE GESTION

Si consideramos el conjunto del acuífero como un embalse subterráneo sin atender a su dinámica de flujo interno, varios procedimientos, ampliamente empleados en la gestión de embalses superficiales, pueden ser aplicados. En ROSENTHAL (1980) y YEH (1985) puede verse una recopilación de estos procedimientos. De entre todos ellos nos limitaremos a escoger aquel que, según algunos resultados (YAKOWITZ, 1982; YEH, 1985) se adapta mejor a nuestros propósitos. Nos referimos a la programación dinámica estocástica (PDS).

Así, en nuestro caso de estudio hemos querido determinar los volúmenes extraíbles del acuífero en cada uno de los cuatro períodos estacionales: invierno (1 de enero - 31 de marzo), primavera (1 de abril - 30 de junio), verano (1 de julio - 30 de septiembre), otoño (1 de octubre - 31 de diciembre), de tal modo que minimicen una cierta función objetivo acorde a nuestras intenciones. Expresado matemáticamente y siguiendo la notación de LOUCKS et al. (1981), pretendemos resolver la siguiente función recursiva:

$$F^n(k, i, t) = \min_i R_{k,i,t} + \sum_{j=1}^N P_{i,j}^t F^{n-1}(l, j, t+1) \quad \forall k, i, t \quad (1)$$

sometida a las siguientes restricciones:

Por un lado la capacidad reguladora del embalse subterráneo:

$$3 \leq S_k \leq 7 \quad \forall k \quad (2)$$

y por otro lado la ecuación de conservación de masa:

$$S_t = S_k + I_i - Q_t \quad (3)$$

donde:

$F^n(k, i, t)$ corresponde al mínimo coste esperado cuando faltando todavía n decisiones por tomar

$$R_{k,i,t} = \begin{cases} \text{imposible} & \text{si } Q_t < 0; \\ ((TR_t - Q_t)100)^2 + ((TS - S_i)/100)^2 & \text{si } Q_t \leq TR_t; \\ (Q_t - TR_t)/100 + ((TS - S_i)/100)^2 & \text{si } Q_t > TR_t; \end{cases} \quad (4)$$

Donde:

TR_t son las extracciones objetivo para cada período t . Se han tomado como objetivos los valores de los volúmenes en Hm^3 a extraer en cada período estacional (0.7, 1.0, 2.2, 0.7).

TS es el volumen objetivo de agua almacenada en el aluvial ($6 Hm^3$).

Q_t representa el volumen extraído (Hm^3) en el período t . Es la variable de decisión.

Con esta función de coste hemos querido penalizar especialmente aquellas situaciones en las cuales no se alcanzan los mínimos requeridos en cada período.

Previamente a la resolución de este sistema de ecuaciones (1)-(4) hemos debido estimar a partir de los datos que poseemos del aluvial del río Ridaura y de su dinámica a lo largo del período 1974-88, tanto los valores discretos de la recarga neta, I_i , como sus respectivas probabilidades, $P^i_{i,j}$. Estos valores se presentan en la tabla I. Obsérvese en dicha tabla que se considera que no existe dependencia estadística entre las recargas netas en períodos sucesivos. Ello es debido a que se observó que sus valores de correlación no eran suficientemente significativos.

A resultas de la solución de este sistema (1)-(4) se obtiene el conocimiento del volumen de agua que debe quedar almacenado en el acuífero al fi-

el acuífero presenta un volumen almacenado $S_k (Hm^3)$ y se espera una recarga efectiva $I_i (Hm^3)$ en el período estacional t .

$P^i_{i,j}$ es la probabilidad de una recarga efectiva I_j en el período $t+1$ cuando en el período t la recarga efectiva es I_i .

$R_{k,i,t}$ es la penalización asociada a la decisión de situar al acuífero desde un volumen almacenado de agua S_k al principio del período t , a un volumen de agua S_t , al final de dicho período, cuando la recarga efectiva es I_i . En nuestro caso hemos querido expresar este coste mediante la siguiente función:

nal de un determinado período estacional para cada combinación de volumen inicial y recarga neta. Estos volúmenes se presentan en forma de tabla de decisión en la tabla II. La interpretación de esta tabla es como sigue. Por ejemplo, sea el período 2, para un volumen almacenado de agua en fecha 1 de abril de $6.0 Hm^3$ y una recarga neta de unos $0.64 Hm^3$ la decisión ha de ser la de alcanzar un volumen de agua almacenado el 30 de junio de $5.5 Hm^3$. Asimismo, mediante la aplicación de (3) se puede conocer el volumen de agua a extraer del aluvial en un determinado período. Para los valores anteriores, este volumen a extraer es de $1.14 Hm^3$ ($6.0 + 0.64 - 5.5 = 1.14$).

4. EVALUACION DEL MODELO DE GESTION

El método habitual de evaluación de un modelo de gestión de un sistema hídrico se basa, por lo general, en la realización de un proceso de simulación. Los parámetros estadísticos derivados de estas simulaciones son los que dan una idea de la eficacia del modelo de gestión. Creemos que puede haber otra alternativa mucho menos costosa e igualmente efectiva para evaluar un determinado modelo de gestión.

De acuerdo con lo presentado por LOUCKS et al. (1981), ocurre que para una tabla de decisión,

TABLA I
Valores discretos de recarga neta (Hm^3) y sus respectivas probabilidades para cada período estacional

Período	Recarga neta	0.32	0.75	1.08	1.67	2.00	3.23	8.00
Período 1 (invierno).—1 de enero - 31 de marzo.	Probabilidad	0.125	0.187	0.125	0.187	0.125	0.187	0.064
Período 2 (primavera).—1 de abril - 30 de junio	Recarga neta	0.18	0.64	1.08	2.20	3.80		
	Probabilidad	0.500	0.125	0.250	0.063	0.062		
Período 3 (verano).—1 de julio - 30 de septiembre	Recarga neta	0.16	0.67	1.14	1.98			
	Probabilidad	0.470	0.270	0.200	0.06			
Período 4 (otoño).—1 de octubre - 31 de diciembre	Recarga neta	0.86	1.30	1.76	2.38	3.45	5.00	
	Probabilidad	0.200	0.333	0.200	0.133	0.067	0.067	

como la presentada en la tabla II, donde existe una sola decisión asociada a cada estado del sistema y resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones se pueden obtener las probabilidades con-

juntas Pr de estado del sistema y decisión asociada, es decir, de volumen almacenado, recarga neta y volumen a extraer.

TABLA II
Tabla de decisión con los volúmenes de agua (Hm^3) a dejar almacenados en el aluvial al final de cada período como función del volumen inicial (Hm^3) y de la recarga neta (Hm^3)

Período 1 (invierno).—1 de enero - 31 de marzo								Período 3 (verano).—1 de julio - 30 de septiembre						
Recarga								Recarga						
Vol. Ini.	0.32	0.75	1.08	1.67	2.00	3.23	8.00	0.16	0.67	1.14	1.98			
3.0	3.0	3.5	4.0	4.5	4.5	5.5	7.0	3.0	3.0	3.0	3.0			
3.5	3.5	4.0	4.5	5.0	5.0	6.0	7.0	3.5	3.0	3.0	3.0	3.5		
4.0	4.0	4.5	4.5	5.0	5.5	6.5	7.0	4.0	3.0	3.0	3.0	4.0		
4.5	4.5	5.0	5.0	5.5	6.0	7.0	7.0	4.5	3.0	3.0	3.5	4.5		
5.0	5.0	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.0	5.0	3.0	3.5	4.0	5.0		
5.5	5.5	5.5	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0	5.5	3.5	4.0	4.5	5.5		
6.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0	7.0	6.0	4.0	4.5	5.0	5.5		
6.5	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	6.5	4.5	5.0	5.5	6.0		
7.0	6.5	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	5.0	5.5	6.0	6.5		
Período 2 (primavera).—1 de abril - 30 de junio								Período 4 (otoño).—1 de octubre - 31 de diciembre						
Recarga								Recarga						
Vol. Ini.	0.18	0.64	1.08	2.20	3.80			0.86	1.30	1.76	2.38	3.45	5.00	
3.0	3.0	3.5	4.0	4.5	6.0			3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	6.0	7.0
3.5	3.5	4.0	4.0	5.0	6.5			3.5	4.0	4.5	4.5	5.0	6.0	7.0
4.0	4.0	4.0	4.5	5.5	7.0			4.0	4.5	4.5	5.0	5.5	6.5	7.0
4.5	4.0	4.5	5.0	6.0	7.0			4.5	5.0	5.0	5.5	6.0	7.0	7.0
5.0	4.5	5.0	5.0	6.0	7.0			5.0	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.0
5.5	5.0	5.5	5.5	6.5	7.0			5.5	5.5	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0
6.0	5.5	5.5	6.0	7.0	7.0			6.0	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0	7.0
6.5	6.0	6.0	6.5	7.0	7.0			6.5	6.5	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0
7.0	6.0	6.5	7.0	7.0	7.0			7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0

$$\sum_k \sum_i Pr_{k,i,t} \cdot P_{i,j}^t = Pr_{l,j,t+1} \quad \forall l, j, t$$

$$\sum_k \sum_i Pr_{k,i,t} = 1 \quad \forall t$$

donde $Pr_{k,i,t}$ es la variable incógnita definida en nuestro caso como la probabilidad conjunta de un volumen inicial de agua almacenada, S_k , un volumen final de agua almacenada S_l , dado por $l=l(k, i, t)$ en tabla II, y una recarga efectiva, I_i , en el período t .

Ocurre que estas probabilidades Pr pueden ser especialmente importantes y fáciles de interpretar a fin de conocer la fiabilidad de un embalse superficial (BURAS, 1985). En nuestro caso nos van a permitir obtener información adicional sobre las garantías de abastecimiento que puede suplir el acuífero en el supuesto de que se implementase la tabla de decisión a partir de la cual han sido derivadas. Así, mediante la siguiente agregación:

$$\sum Pr_{k,i,t} = PS_{k,t} \quad \forall k, t$$

podemos obtener la probabilidad estacionaria PS de que el aluvial almacene al principio de cada período estacional un volumen de agua determinado.

Igualmente, por virtud de la ecuación (3), las probabilidades $Pr_{k,i,t}$ representan la probabilidad de una cierta extracción Q_i en el período t .

En las figuras 1-2 se presentan gráficamente y de forma acumulada las PS y Pr derivadas de la tabla II. Así, por ejemplo, mirando en la figura 1, la probabilidad de que en un 1 de julio de cualquier año (inicio del período 3 o de verano), el acuífero presente un volumen de agua almacenado menor o igual a 5 Hm^3 es del orden del 28 por 100. Obsérvese que estas probabilidades estacionarias PS y Pr aportan un importante conocimiento sobre la gestión del acuífero sin necesidad de realizar simulación alguna, pues constituyen medidas absolutas de la fiabilidad del modelo de gestión del cual han sido deducidas. Asimismo, mediante el establecimiento de valores umbrales para las PS y Pr resultantes, el gestor de un acuífero puede tanto valorar un determinado nivel de riesgo asociado a un régimen de explotación como diagnosticar un proceso de so-

breexplotación. Aspectos ambos que no son siempre fáciles de definir mediante otros planteamientos distintos a los presentados.

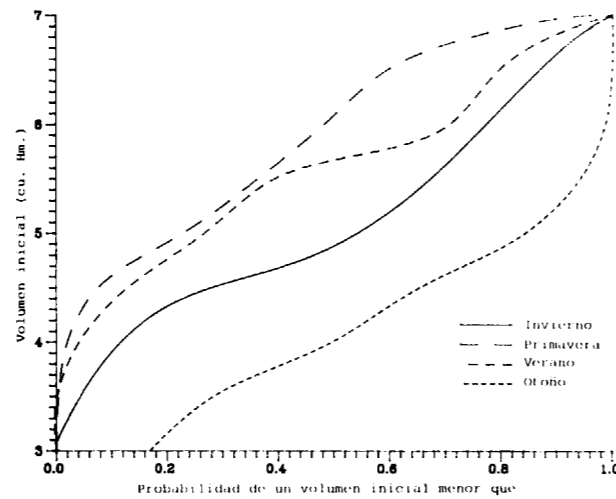


Figura 1.—Probabilidades PS para cada período estacional.

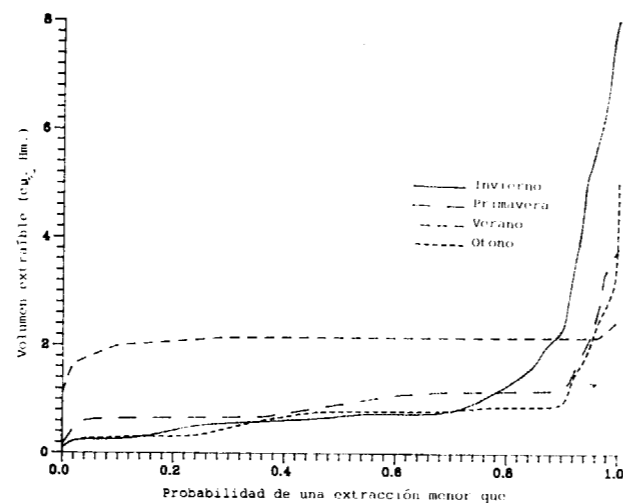


Figura 2.—Probabilidades Pr para cada período estacional.

5. CONCLUSIONES

La aplicación de un modelo de gestión de un acuífero, similar en estructura a como se realiza en embalses superficiales, resulta especialmen-

te importante a fin de obtener una mejor planificación y rendimiento de los recursos hídricos subterráneos. El modelo presentado y aplicado al acuífero del río Ridaura es un ejemplo de esta afirmación.

El método propuesto de evaluación del modelo de gestión basado en las probabilidades conjuntas asociadas a una determinada tabla de decisión presenta la ventaja de que no requiere simulación alguna. Asimismo, se presenta como una herramienta sencilla y absoluta de comparar distintos modelos de gestión entre sí.

Se puede indicar, por último, que la determinación de la recarga natural neta de este acuífero se ha realizado exclusivamente mediante balance hídrico sin atender a otras consideraciones. El establecimiento de un modelo con la intervención de los distintos componentes del ciclo hidrogeológico puede ayudar a definir con mayor precisión los valores de las decisiones a tomar, lo que puede resultar a todas luces beneficioso.

REFERENCIAS

- AGUADO, E., and REMSON, I. (1974): *Groundwater hydraulics in aquifer management*. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 100 (HY1), 103-118.
- BURAS, N. (1985): *An application of mathematical programming in planning surface water storage*. Water Res. Bull., 21(6), 1013-1020.
- ELLIS, J. H., and REVELLE, Ch. S. (1988): *A separable li-*

near algorithm for hydropower optimization. Water Resour. Res., 24(2), 435-447.

FRIEDMAN, R.; ANSELL, C.; DIAMOND, S., and HAIMES, Y. Y. (1984): *The use of models for water resources management, planning and policy*. Water Resour. Res., 20(7), 793-802.

GORELIK, S. M. (1983): *A review of distributed parameter groundwater management modeling methods*. Water Resour. Res., 19(2), 305-319.

HELWEG, D. J.; HINKS, R. W., and FORD, D. T. (1982): *Reservoir systems operation*. J. Water Resour. Plann. Manage. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 108, 169-179.

LOUCKS, D. P.; STEDINGER, J. R., and HAITH, D. A. (1981): *Water Resource Systems Planning and Analysis*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

MADDOCK, T. III (1972): *Algebraic technological function from a simulation model*. Water Resour. Res., 8(1), 129-134.

MADDOCK, T. III (1974): *Non-linear technological functions aquifers whose transmissivities vary with drawdown*. Water Resour. Res., 10(4), 877-881.

ROSENTHAL, R. E. (1980): *The status of optimization models for the operation of multi-reservoir systems with stochastic inflows and nonseparable benefits*. Res. Rep., 75, Tenn. Water Resour. Res. Cent.

TAKEUCHI, K. (1986): *Chance constrained model for real time reservoir operation using drought duration curve*. Water Resour. Res., 22(4), 551-558.

YAKOWITZ, S. (1982): *Dynamic programming applications in water resources*. Water Resour. Res., 18(4), 673-696.

YEH, W. W.-G. (1985): *Reservoir management and operations models: a state-of-the-art review*. Water Resour. Res., 21(12), 1797-1818.

Original recibido: Abril de 1991.
Original aceptado: Mayo de 1991.

INGENIERIA GEOAMBIENTAL

Fluctuación climática y variación de la vegetación durante el período Subboreal. Análisis polínico del Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería). (*)

Por B. MARISCAL (**)

RESUMEN

Se estudia el contenido polínico en el yacimiento del Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería), perteneciente al Subboreal (Holoceno).

El trabajo enfoca el estudio paleopolínico a través de los espectros polínicos obtenidos. Las asociaciones de palinomorfos, así como las secuencias reflejadas en los palinogramas, indican las fluctuaciones de los diferentes taxones vegetales durante el inicio del Subboreal.

Se manifiestan dos grupos vegetales, el primero formado por plantas acuáticas que crecen en aguas tranquilas, charcas estacionales, zonas lagunares, etc. El segundo grupo está integrado por plantas relacionadas con la actividad antrópica e indicadores de clima seco y caluroso.

Palabras clave: Polen, Subboreal, Paleoclimatología.

ABSTRACT

The pollen content from the Subboreal (Holocene) materials in the Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería) deposits have been studied.

The work approaches the paleopalynological study through the content of the pollen spectrum obtained, the associations between palynomorphs and the sequences reflected in the palynographs would show the fluctuations of the different vegetal taxons during the early Subboreal.

They show two groups of vegetation. The first are aquatic plants that grow in calm waters such as ponds, lakes, etc. The second group of plants are cultivated with the help of man in hot and dry climates.

Key words: Pollen, Subboreal and Paleoclimatology.

INTRODUCCION

El análisis polínico del Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería), muestra el espectro polínico de unos sedimentos relacionados con yacimientos arqueológicos.

El análisis polínico permite deducir, en parte,

la cobertura vegetal existente en el momento de formación de los sedimentos, teniendo en cuenta los procesos de degradación del polen y las características del suelo y, a partir de esto, conocer las condiciones climáticas de la zona durante la Edad del Bronce.

Los resultados obtenidos en el laboratorio de los análisis efectuados a las siete muestras ponen de manifiesto que la vegetación estaba compuesta por dos grupos bien diferenciados de especies vegetales. El primer grupo está formado por un conjunto de plantas acuáticas que se des-

arrollan en aguas tranquilas, charcas estacionales, zonas lagunares, etc., y por matorrales y arbustos que crecen en tierras no cultivadas. El segundo grupo está formado por plantas relacionadas con la actividad antrópica y vegetación característica de un clima seco y caluroso.

Las variaciones de estas especies vegetales muestran el asentamiento de sociedades humanas y un cambio climático durante el inicio del período Subboreal (Holoceno).

SITUACION Y EMPLAZAMIENTO DE LOS SONDEOS

La toma de muestras se ha efectuado en las zonas este del corte 4, en el silo corte 2 y en el oeste, silo corte 2 en el Cerro de las Cuartillas, Mojácar (Almería), situado a 1 kilómetro de Mojácar y a 2 kilómetros de la costa mediterránea.

La altitud de la zona es inferior a los 100 m. sobre el nivel del mar.

Las coordenadas del emplazamiento de los sondeos son:

Latitud: 37° 10' 04" N.

Longitud: 01° 15' 10" O.

Los sondeos se han realizado en tres enclaves del área este corte 4, en el silo corte 2 y en el silo oeste corte 2.

En el este, corte 4, las muestras han sido extraídas a unas profundidades de 5, 20 y 40 cm.

En la zona del silo corte 2, una muestra única ha sido sacada a una profundidad de 30 cm.

En el sondeo correspondiente al silo oeste corte 2, las muestras se han extraído a unas profundidades de 10, 20 y 50 cm.

El cerro está constituido por series de areniscas, cuarcitas y calizas de edad triásica, IGME 1015, Garrucha.

ANALISIS POLINICO

El análisis polínico se ha llevado a cabo, según los métodos de separación, por densidades para

muestras arqueológicas, de IMOGENE DOHER (1980) y de SUE FISH (1985), tratamiento químico para la extracción de palinomorfos.

Las muestras fueron tratadas con safranina-glicerina.

Se han estudiado las preparaciones móviles y selladas correspondientes de cada nivel, se ha utilizado un microscopio óptico $\times 500$ y $\times 1.000$ con aceite immersioneel. Llevándose a cabo la determinación y recuento de los granos de polen de las especies arbóreas y no arbóreas presentes en los mismos.

Las muestras fueron clasificadas principalmente por las claves de MOORE and WEBB (1978), con asistencia adicional de las fotos de ERDTMAN (1961-1963), FAEGRI and IVERSEN (1975), y Palinoteca.

Los porcentajes resultantes de las casi 30 familias botánicas presentes en los niveles se han indicado en la tabla I.

ANALISIS POLINICO DEL PERFIL ESTE, CORTE 4

El sondeo correspondiente a —40 cm. es el más antiguo, y constituye la base del corte. El porcentaje de pólenes arbóreos (PA) es el más elevado de todo el perfil, 8,77, compuesto por Betuláceas, 1,75 por 100; Coníferas, 3,51 por 100, Cupresáceas, 5,26 por 100, y Salicáceas, 0,58 por 100. Los pólenes no arbóreos (PNA) corresponden a Anacardiáceas, Compuestas, Crucíferas, Chenopodiáceas, etc.

Tabla I, gráficos núms. 1 y 2.

En este nivel parece ser que el tipo de vegetación existente en la zona era el de matorrales y malas hierbas, propias de tierras sin cultivar, junto con pequeños arbustos del tipo de los enebros o sabinas rastreras, y alguna conífera. Posiblemente los índices de pluviosidad durante los otoños serían los más elevados del Perfil, porque aparecen varias familias acuáticas, típicas de zonas en las que el agua queda retenida, como son las Esparganiáceas, Ninfáceas y Ranunculáceas, propias de aguas someras y tranquilas, y suelen aparecer en zonas húmedas y charcas. No obstante, el clima debía ser cálido y seco, aunque se produjeran lluvias abundantes estacionales.

(*) Este trabajo ha sido realizado con cargo al proyecto de investigación «El desarrollo cultural y aprovechamiento de recursos durante la Edad del Cobre en la cuenca baja del Almanzora», subvencionado por la CAICYT.
(**) Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.

TABLA I
Análisis polínico de los sedimentos del Yacimiento de la Edad del Bronce del Cerro de las Cuartillas. Mojácar (Almería)

PERFIL 1. CORTE 4

Taxones	Niveles					
	-40 cm.		-20 cm.		-5 cm.	
	Número	%	Número	%	Número	%
Anacardiaceae	2	1,17	0	0,00	0	0,00
Aristolochiaceae	12	7,02	11	8,53	0	0,00
Asclepiadaceae	0	0,00	9	6,98	0	0,00
Betulaceae	3	1,75	1	0,78	0	0,00
Callitrichaceae	0	0,00	19	14,73	0	0,00
Caryophyllaceae	0	0,00	8	6,20	0	0,00
Compositae	13	7,60	21	16,28	14	15,38
Conifereae	6	3,51	6	4,65	3	3,30
Crucifereae	5	2,92	0	0,00	0	0,00
Cupresaceae	9	5,26	0	0,00	0	0,00
Chenopodiaceae	16	9,36	12	9,30	13	14,29
Esperganiaceae	21	12,28	2	1,55	0	0,00
Gramineae	0	0,00	18	13,95	52	57,14
Iridaceae	14	8,19	0	0,00	0	0,00
Liliaceae	2	1,17	0	0,00	0	0,00
Linaceae	0	0,00	3	2,33	0	0,00
Loranthaceae	1	0,58	0	0,00	0	0,00
Moraceae	2	1,17	0	0,00	0	0,00
Nynphacaceae	15	8,77	0	0,00	0	0,00
Plantaginaceae	16	9,36	1	0,78	0	0,00
Polygonum	2	1,17	0	0,00	0	0,00
Ranunculaceae	10	5,85	0	0,00	0	0,00
Rosaceae	0	0,00	7	5,43	0	0,00
Salicaceae	1	0,58	0	0,00	0	0,00
Varia	21	12,28	11	8,53	9	9,89
TOTAL POLENES	171	100,00	129	100,00	91	100,00
TOTAL PA.	19	11,11	7	5,43	3	3,30

En zonas lacustres o fluviales el contenido polínico se ve muy afectado por los índices de dispersión del mismo (JACKSON, S. T., 1990).

En el nivel -20 cm. los PA descienden a 5,43 por 100 y aparecen las Gramíneas, 13,95 por 100; Cariofiláceas, 6,20 por 100, y Asclepiadáceas, 6,98 por 100; aumentan las Compuestas, 16,28 por 100, y desaparecen las plantas acuáticas, y las Esparganiáceas descienden de un 12,88 por 100, en el nivel inferior, a un 1,55 por 100; dichas especies necesitan para desarrollarse zonas con agua, por lo que al desaparecer en este nivel se indica una etapa de menor pluviosidad, ya

que su extinción marca un cambio hacia un régimen menos lluvioso, en consecuencia el clima es caluroso y seco.

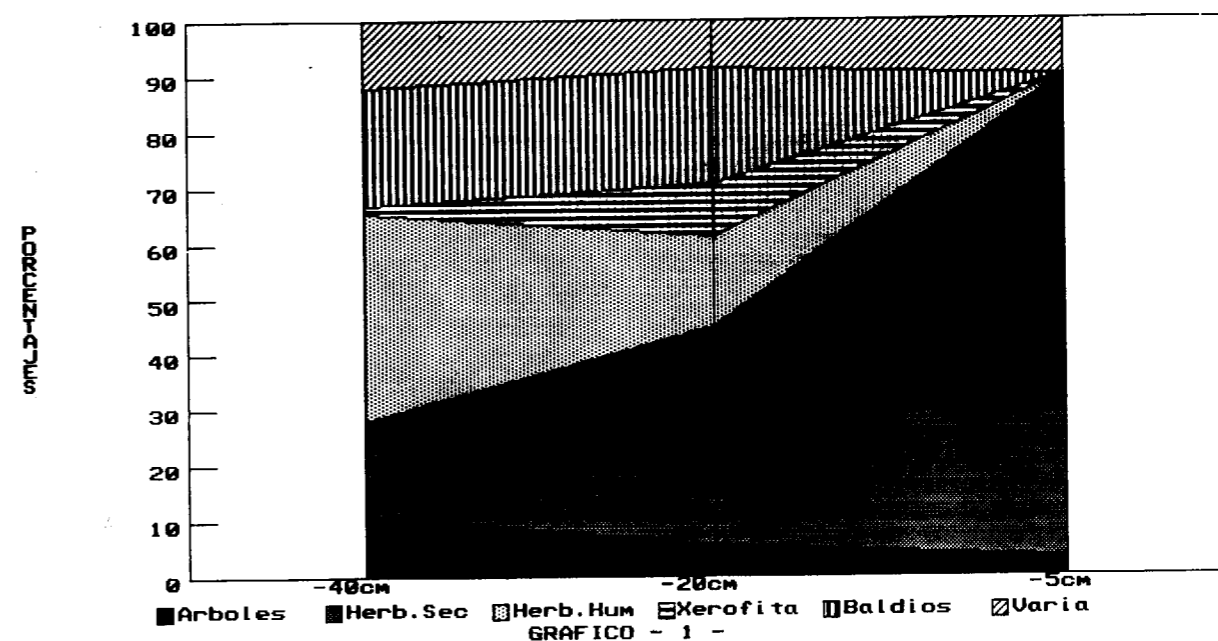
En el período Subboreal son muy acusadas las fluctuaciones climáticas y la inestabilidad atmosférica, sobre todo con respecto a las precipitaciones (FONT TULLOT, I., 1988).

En el nivel -5 cm. las condiciones anteriores se presentan con mayor intensidad; se aprecia el máximo desarrollo de las Gramíneas del total de pólenes estudiados, su porcentaje asciende espectacularmente a un 57,14 por 100, que mues-

Análisis polínico de los sedimentos del Yacimiento de la Edad del Bronce del Cerro de las Cuartillas. Mojácar (Almería)

PERFIL 1. CORTE 4

	Niveles		
	-40 cm.	-20 cm.	-5 cm.
	%	%	%
Arboles	11,11	5,43	3,30
Herbáceas secano	16,96	39,53	86,81
Herbáceas humedales	37,43	16,28	0,00
Xerofitas	1,17	9,30	0,00
Baldíos	21,05	20,93	0,00
Varia	12,28	8,53	9,89
TOTAL POLENES	100,00	100,00	100,00



tra una intensa actividad antrópica, aumentan también las Chenopodiáceas y las Compuestas se mantienen, 15,38 por 100. Lo cual parece indicar un clima cálido, con tendencia hacia la sequedad, que podría clasificarse de clima mediterráneo semiárido, como el actual.

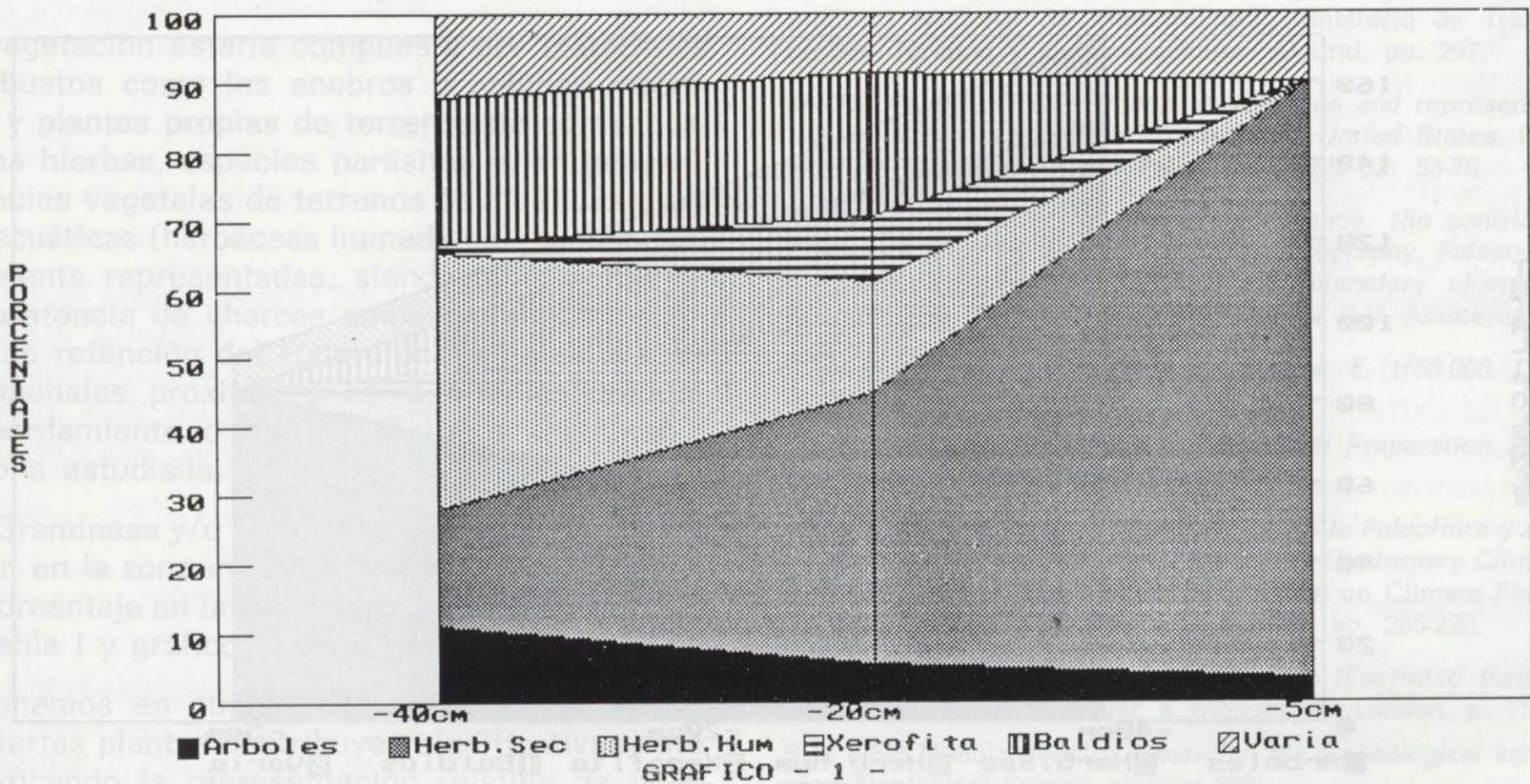
SILO DEL CORTE 2

En este corte no se ha obtenido el número mínimo de granos de polen, necesarios para que la muestra sea representativa, por ello es un nivel estéril.

Análisis polínico de los sedimentos del Yacimiento de la Edad del Bronce del Cerro de las Cuartillas. Mojácar (Almería)

PERFIL 1. CORTE 4

	Niveles		
	-40 cm.	-20 cm.	-5 cm.
	%	%	%
Arboles	11,11	5,43	3,30
Herbáceas secano	16,96	39,53	86,81
Herbáceas humedales	37,43	16,28	0,00
Xerofitas	1,17	9,30	0,00
Baldíos	21,05	20,93	0,00
Varia	12,28	8,53	9,89
TOTAL POLENES	100,00	100,00	100,00



tra una intensa actividad antrópica, aumentan también las Chenopodiáceas y las Compuestas se mantienen, 15,38 por 100. Lo cual parece indicar un clima cálido, con tendencia hacia la sequedad, que podría clasificarse de clima mediterráneo semiárido, como el actual.

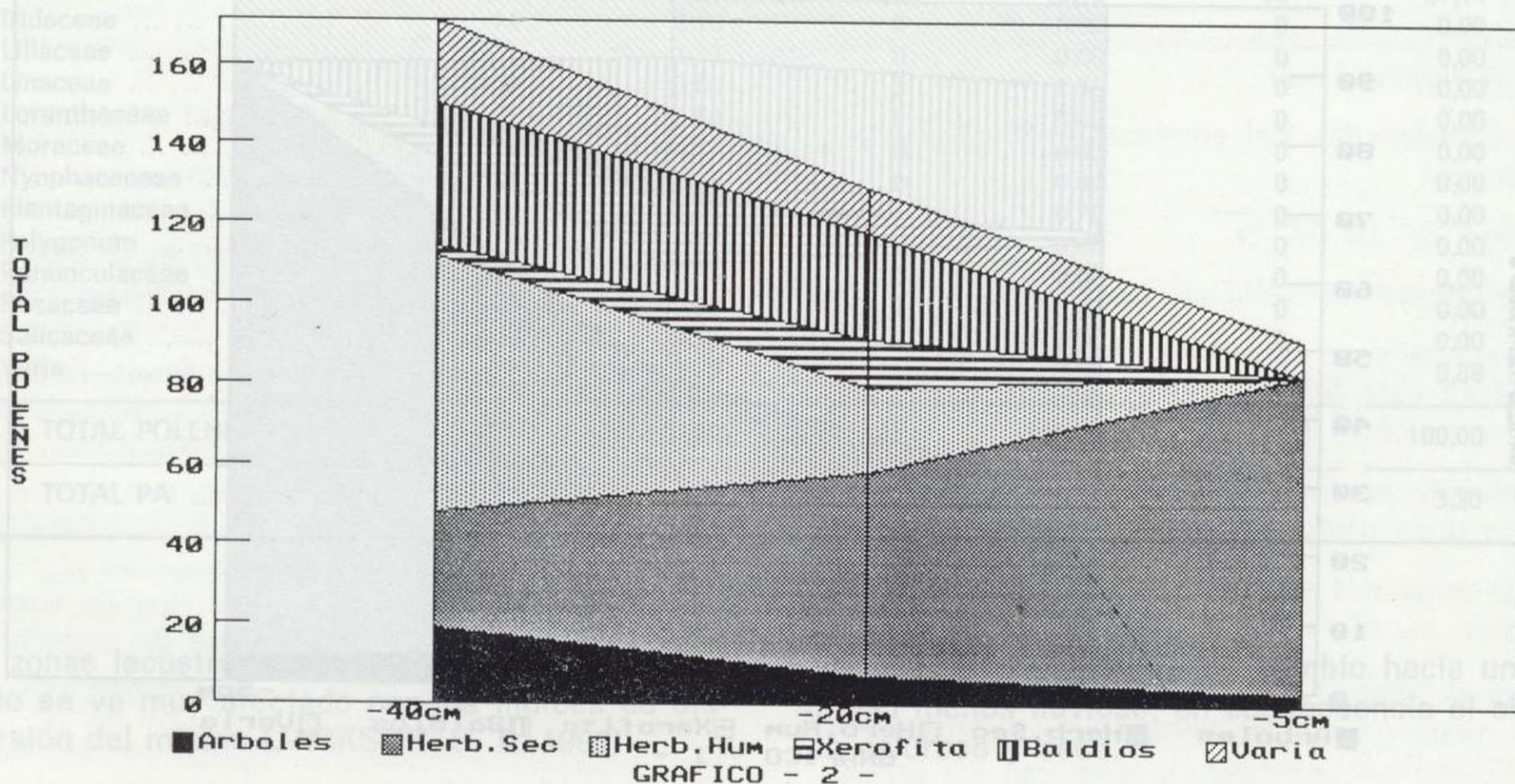
SILO DEL CORTE 2

En este corte no se ha obtenido el número mínimo de granos de polen, necesarios para que la muestra sea representativa, por ello es un nivel estéril.

Análisis polínico de los sedimentos del Yacimiento de la Edad del Bronce del Cerro de las Cuartillas. Mojácar (Almería)

PERFIL 1. CORTE 4

Taxones	Niveles		
	-40 cm.	-20 cm.	-5 cm.
	Número	Número	Número
Arboles	19	7	3
Herbáceas secano	29	51	79
Herbáceas humedales	64	21	0
Xerofitas	2	12	0
Baldíos	36	27	0
Varia	21	11	9
TOTAL POLENES	171	129	91



SILO OESTE, CORTE 2

En este corte sucede como en el anterior, no se obtienen los pólenes mínimos necesarios para que los resultados se puedan considerar representativos.

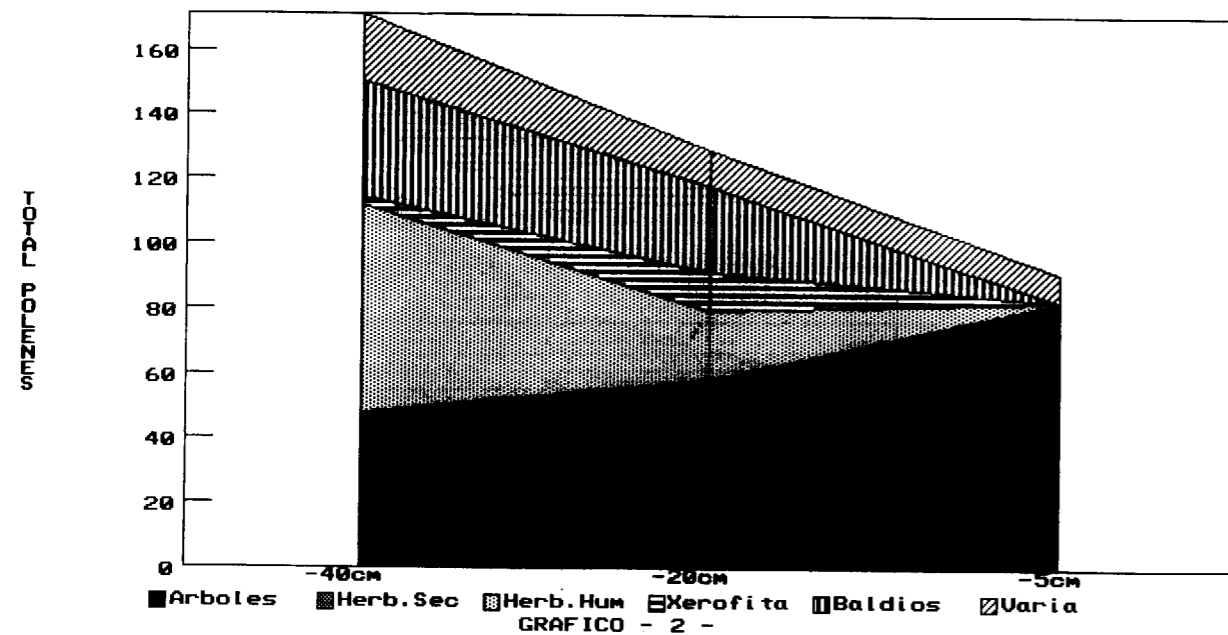
CONCLUSIONES

A un período de lluvias estacionales, superiores a las actuales, y clima templado cálido, se sucede otra etapa de menor pluviosidad, con un clima cálido típico de región mediterránea de

Análisis polínico de los sedimentos del Yacimiento de la Edad del Bronce del Cerro de las Cuartillas. Mojácar (Almería)

PERFIL 1. CORTE 4

	Niveles		
	-40 cm.	-20 cm.	-5 cm.
	Número	Número	Número
Arboles	19	7	3
Herbáceas secano	29	51	79
Herbáceas humedales	64	21	0
Xerofitas	2	12	0
Baldíos	36	27	0
Varia	21	11	9
TOTAL POLENES	171	129	91



SILO OESTE, CORTE 2

En este corte sucede como en el anterior, no se obtienen los pólenes mínimos necesarios para que los resultados se puedan considerar representativos.

CONCLUSIONES

A un período de lluvias estacionales, superiores a las actuales, y clima templado cálido, se sucede otra etapa de menor pluviosidad, con un clima cálido típico de región mediterránea de

tipo semiárido, con tendencia hacia la desertificación.

El suelo de esta zona sólo permite el desarrollo de formas vegetales herbáceas vivaces o leñosas enanas. En el análisis se constata la falta del bosque de coníferas, lo que no indica su inexistencia en zonas próximas al cerro de las Cuartillas. Los pólenes de Coníferas, debido a su gran tamaño, relativo a otros granos de polen, pueden quedar subrepresentados en el espectro polínico.

En general las formaciones vegetales arbóreas próximas a un radio entre 500 metros y varios kilómetros pueden no estar representadas en los sedimentos estudiados, primero por ser menores los índices de representatividad de las especies arbóreas; en segundo lugar por la formación y disposición de los terrenos muestreados; tercero, por la altura y situación de los niveles estudiados, y también porque están afectados por el grado de dispersión del polen.

La vegetación estaría compuesta por matorrales y arbustos como los enebros o sabinas rastreos, y plantas propias de terrenos no cultivados, malas hierbas, especies parásitas y, en general, especies vegetales de terrenos baldíos. Las plantas acuáticas (herbáceas humedales) estaban ampliamente representadas, siendo indicadoras de la existencia de charcas someras, pequeñas zonas de retención del agua procedente de lluvias estacionales, próximas al cerro, o indicadores de desbordamiento o cauces fluviales cercanos a la zona estudiada.

Las Gramíneas y/o herbáceas de zonas secas aparecen en la zona media del perfil, quintuplicando su porcentaje en la zona superior del mismo. Véase tabla 1 y gráficos núms. 1 y 2.

Si tenemos en cuenta que poblaciones locales de ciertas plantas contribuyen significativamente modificando la representación relativa de póle-

nes de conjuntos más distantes de otras especies vegetales, la variación de la vegetación puede interpretarse como consecuencia del asentamiento de sociedades humanas en la zona, así como a un cambio o fluctuación climática, con tendencia hacia la desertificación.

REFERENCIAS

- ERDTMAN, G. (1969): *Hand book of Palynology. An introduction to the study of pollen grains and spores.* Scandinavian University Books, Munksgaard, pp. 450.
- FAEGRI, K., and IVERSEN, J. (1975): *Text book of pollen Analysis.* Munksgaard, Copenhagen.
- FERNANDEZ MIRANDA, M.; FERNANDEZ POSSE, M.-D.; GILMAN, A., y MARTIN, C. (1987): *Le village de Cuartillas (Mojácar) et la transition Neolitique-Chalcolithique dans le bassin de Vera Almeria, Espagne.* Actes de la table ronde de Latles et Aix-en-Provence. Mémoire de la Société Lauguedocienne de Préhistoire, 2. Montpellier, 1989.
- FONT TULLOT, I. (1988): *Cambios climáticos y sus causas.* Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones. Madrid, pp. 297.
- JACKSON, S. (1990): *Pollen source area and representation in small lakes of the Northeastern United States.* Review of Paleobotany and Palynology, vol. 63: 53-76.
- HUNTLEY, B. (1990): *Studying global change: the contribution of Quaternary palynology.* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and planetary change)*, 82, pp. 53-61. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam.
- IGME 1.015: *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Garrucha.*
- IMOGENE DOER, L. (1980): *Palynomorph Preparation Procedures.* U.S. Geological Survey.
- MARISCAL, B. (1986): *Reconstrucción de la Paleoflora y de la Paleoclimatología durante el Holoceno. Quaternary Climate in Western Mediterranean.* Symposium on Climate Fluctuations during the Quaternary. Madrid, pp. 205-220.
- MOORE, P. D. & WELB, J. A. (1978): *An Illustrated Guide to Pollen Analysis.* Hodder & Stongerton. London, p. 113.
- SUE FISH (1985): *Density separation for archeological samples.* Geological Survey, circular 830.

Original recibido: Diciembre de 1990.
Original aceptado: Enero de 1991.

GEOQUIMICA

La edad del volcanismo de las islas Columbrete Grande y Alborán (Mediterráneo occidental).

Por A. APARICIO (1), J. M. MITJAVILA (2), V. ARAÑA (1) e I. M. VILLA (2)

RESUMEN

Dataciones realizadas en rocas de las islas Columbretes (1 a 0,33 m.a.) y Alborán (18 a 7 m.a.) permiten establecer la relación con el resto del volcanismo peninsular y su significado en el marco geodinámico del Mediterráneo occidental. La isla Columbrete estaría asociada a un proceso de rifting activo desde el Mioceno Inferior. La isla de Alborán se formó durante la distensión que originó la cuenca de Alborán a partir de una corteza continental.

Palabras clave: Geocronología, Volcanismo cenozoico, Mediterráneo occidental.

ABSTRACT

Geochronological data obtained in rocks from Columbretes islands (1 to 0,33 M.a.) and Alborán island (18 to 7 M.a.) suggests the relationship of these volcanic islands with the peninsular volcanism in the geodynamic framework of the western Mediterranean. Columbrete island is associated with a late episod of the rifting process acting in the area from the lower Miocene.

Alboran island was formed during the distension that affected the continental crust creating the Alboran through.

Key words: Geochronology, Cenozoic volcanism, Western mediterranean.

INTRODUCCION

Dentro del volcanismo cenozoico mediterráneo, en su extremo occidental, se localizan dos interesantes manifestaciones de este volcanismo que constituyen las islas Columbretes, situadas al este de la ciudad de Castellón, y la isla de Alborán, al sur de Almería, sobre el eje del estrecho de Gibraltar (fig. 1).

Estas islas son representativas, respectivamente, del volcanismo alcalino (Cuaternario) y calcoalcalino (Terciario), que tan ampliamente se encuentra representado en la zona centro-este de la península Ibérica y del norte de Marruecos. Se encuentran situadas sobre una corteza de tipo continental ligeramente adelgazada (15 a 17 kilómetros), en un basamento plutónico-metamórfico donde confluyen grandes sistemas de fractura-

ción característicos del rift occidental mediterráneo. Las características estructurales y composicionales, junto al hecho de encontrarse en un área de intensa actividad cortical, hace especialmente interesante la ubicación geocronológica que se aborda en este trabajo.

Síntesis geológica y geocronología de las islas Columbretes

Las islas Columbretes constituyen tan sólo la parte visible de un extenso campo volcánico (PAUTOT et al., 1973; MAUFFRET et al., 1978), de composición basáltico-andesítica (HSU y HONNOREZ, 1973; WEIBEL y HSU, 1973), que se muestra activo desde el Mioceno Inferior. El origen de este volcanismo puede estar relacionado con un proceso de rifting que desde el Mioceno Inferior actúa en el Mediterráneo Occidental (HSU y RYAN, 1973; BANDA et al., 1980; ARAÑA et al., 1983; BURRUS, 1989; MAUFFRET et al., 1989), según sistemas predominantes de fracturación SO-NE y NO-SE (LLOPIS LLADO, 1954; HERNAN-

(1) Dpto. Geología. MNCN-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
(2) Istituto de Geocronologia y Geochimica Isotopica. CNR. Via Maffi, 36. 56127 Pisa (Italia).

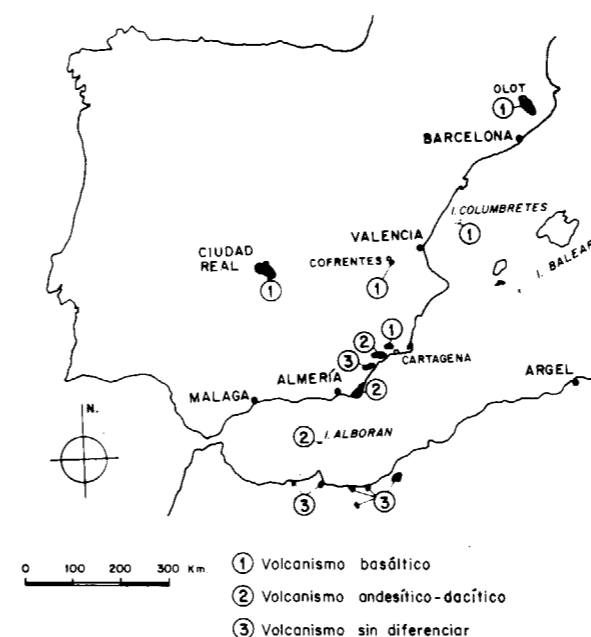


Figura 1.—Esquema de localización de los principales afloramientos volcánicos cenozoicos del sector occidental mediterráneo.

DEZ PACHECO y ASENSIO, 1966; ARAÑA et al., 1983; ALONSO, 1985). Los materiales volcánicos se emplazan en un basamento de carácter continental (BERRY y KNOPOFF, 1967; HINZ, 1972; HSU, 1977; BIJU-DUVAL et al., 1978; MAUFFRET et al., 1989). Sondeos próximos a la isla (CAÑADA, 1971) indican la existencia de sedimentos recientes con abundantes minerales metamórficos (sillimanita, andalucita, estauroilita, granate..., etc.).

Columbrete Grande es la mayor de este conjunto de islotes y está constituida por los restos de un edificio cónico (fig. 2) construido en diferentes ciclos volcánicos. Los niveles basales corresponden a depósitos tobáceos de emisión inicialmente submarina (oleadas piroclásticas-surges). Posteriormente, se identifica un episodio subaéreo de piroclastos con bombas y, finalmente, vuelve a manifestarse una interacción agua-magma en la erupción (surge wet-dry).

A pesar del indudable interés geológico de estas islas para el conocimiento de la evolución geodinámica en el Mediterráneo occidental, hasta ahora, no había sido realizada datación alguna de sus materiales. Para cubrir este vacío se seleccionó una muestra de basalto (basanita) en líticos

del wet-surge (episodio D) y bombas de los episodios C y F, cuya composición y la de los minerales principales que incluyen son expresados en las tablas 1 y 2. Las dataciones fueron realizadas por el método K-Ar según el método y correcciones de DEL MORO et al. (1982).

TABLA 1
Análisis químico de las rocas datadas en la isla Columbrete Grande

Muestra	2094	2120	2086
SiO ₂	46.94	46.40	39.60
TiO ₂	2.33	2.36	2.99
Al ₂ O ₃	15.25	15.25	13.20
Fe ₂ O ₃	3.97	4.65	5.33
FeO	6.10	5.27	4.81
MnO	0.15	0.15	0.15
MgO	7.25	7.51	9.98
CaO	9.23	9.66	11.45
Na ₂ O	4.11	4.11	3.23
K ₂ O	2.40	2.30	1.32
P ₂ O ₅	0.75	0.74	0.84
H ₂ O ⁺	1.24	1.25	6.71
TOTAL	99.72	99.65	99.61
V	281	289	276
CS	11	9	10
RB	32	41	17
BA	838	879	967
PB	12	10	14
SR	839	838	1.123
LA	68	—	65
CE	140	148	155
Y	23	24	21
TH	16	6	5
ZN	70	86	86
CU	30	39	22
NB	7	6	3
NI	128	123	135
CR	207	221	177
GA	16	16	16
ZR	105	106	103
AN	47	49	78
O	0.00	0.00	0.00
or	14.18	13.59	7.80
ab	18.35	17.02	5.06
an	16.08	16.37	17.62
ne	8.90	9.62	12.06
di	19.75	21.05	26.23
ol	9.30	7.81	8.89
mt	5.76	6.74	7.33
il	4.43	4.48	5.68
hem	0.00	0.00	0.28
ap	1.74	1.71	1.95
SUMA	98.48	98.40	92.90
I. D.	41.43	40.23	24.93

Analista: R. García (elementos menores), M. I. Ruiz y M. Vallejo.

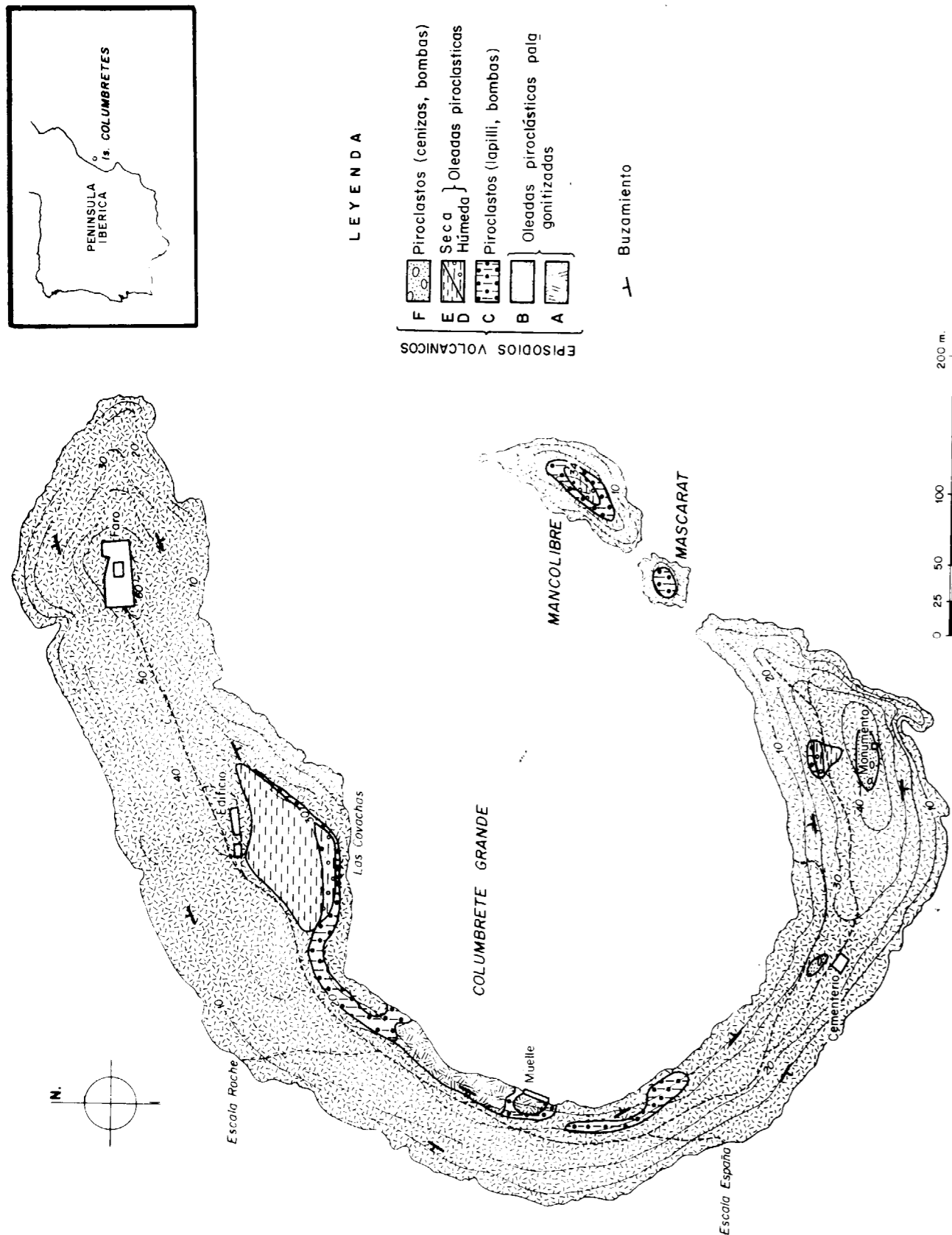


Figura 2.—Mapa geológico de la isla Columbrete Grande.

TABLA 2
Análisis químico de los minerales representativos de las rocas datadas en la isla Columbrete Grande

Muestra	CLINOPIROXENO			OLIVINO		
	2120	2094	2086	2086	2120	2094
SiO ₂	48.84	47.42	47.79	38.40	39.98	39.03
TiO ₂	1.33	1.70	1.86	—	—	—
Al ₂ O ₃	6.69	7.06	7.77	—	—	—
FeO	7.32	8.01	5.92	12.97	11.31	16.16
MnO	—	0.10	—	—	—	0.14
MgO	14.29	13.33	13.52	49.32	48.21	45.40
CaO	21.21	21.36	22.14	—	—	—
Na ₂ O	0.74	0.57	0.85	—	—	—
TOTAL	100.42	99.60	99.88	100.70	99.50	100.74
Si	1.804	1.778	1.772	0.953	0.991	0.979
Al ^{IV}	0.196	0.222	0.228	—	—	—
Al ^{VI}	0.095	0.091	0.113	—	—	—
Ti	0.037	0.048	0.051	—	—	—
Fe	0.226	0.251	0.183	0.269	0.234	0.339
Mn	—	0.003	—	—	—	0.003
Mg	0.787	0.745	0.747	1.824	1.782	1.698
Ca	0.839	0.858	0.879	—	—	—
Na	0.053	0.041	0.061	—	—	—

Analista: J. de la Puente.

En la tabla 3 se reflejan los resultados con variación temporal entre 0.33 a un millón de años, es decir, edades correspondientes al Pleistoceno Inferior y que, a su vez, resultan similares o próximas a las encontradas en otras zonas volcánicas basálticas del este-centro de la Península

la Ibérica, Olot (Gerona) (ARAÑA et al., 1983); Cofrentes y Picassent (Valencia) (SAENZ y LOPEZ, 1975); Campos de Calatrava (C. Real) (ANCOCHEA et al., 1979); Cartagena (Murcia) (BELLON y BROUSE, 1977; BELLON et al., 1983).

TABLA 3
Dataciones realizadas sobre las formaciones en la isla Columbrete Grande

Muestra	°	Episodio	% K	40 Ar* (10 ⁻⁷ ml. STP/g.)	40 Ar*		Edad ± 1σ
					40 Art	40 Ar ₂	
2120	RT	D	1.93	0.56	0.046	0.754 ± 0.57 m.a.	
2086	RT	C	1.14	0.48	0.030	1.090 ± 0.13 m.a.	
2094	RT	F	1.99	0.44	0.070	0.332 ± 0.01 m.a.	

RT=Roca total.

m.a.=Millones de años.

Análisis de K realizados en Madrid por Absorción Atómica.

Analistas: M. Vallejo, M. I. Ruiz.

Determinaciones de Ar realizadas en Pisa por A. Giuliani, J. Mitjavila, Dr. I. M. Villa.

En áreas próximas y en materiales volcánicos submarinos de composición andesítico-dacítica se determinaron edades de 20,79-21,93 m.a. (FERRARA et al., 1973) (*) o de 19,4-24,4 m.a. (RIVIERE et al., 1981) y que son ligeramente superiores a las riolitas de Mallorca de edad 18,6-19,0 m.a. (MITJAVILA et al., 1990), edades que, por otro lado, coinciden con los valores determinados en las rocas calcoalcalinas del SE peninsular (BELLON et al., 1983; DI BATTISTINI et al., 1987).

El conjunto de datos estructurales y cronológicos está de acuerdo con la hipótesis que asocia el conjunto del volcanismo basáltico-andesítico del Mediterráneo occidental y este-centro peninsular con el proceso de rifting sobre una corteza adelgazada (MARTIN y SURINACH, 1988) de tipo continental que se presenta activo desde el Mioceno Inferior a la actualidad.

Síntesis geológica y geocronología de la isla de Alborán

La isla de Alborán es el único afloramiento superficial de los materiales volcánicos que constituyen parte de la cordillera de Alborán, que en una extensión de 180 kilómetros se extiende de este a oeste entre las estructuras en arco determinadas por las cordilleras Bética y Rifeña (fig. 1) (GIERMAN et al., 1968). La estructura de estos materiales volcánicos sigue las fracturas distensivas de dirección NE-SO y E-SE: O-SO (HERNANDEZ, 1983, 1984), que actúan sobre un basamento paleozoico de carácter plutónico y metamórfico similar al Paleozoico de las cordilleras circundantes (KORNPROBST, 1973; HSU y RYAN, 1973). La edad de estas fracturas no es más antigua que el Mioceno Superior, como lo confirma la serie de sedimentos asociados encontrados en la propia cuenca de Alborán (NESTEROFF, 1973).

La existencia de este basamento paleozoico bajo la isla ha sido confirmada por el hallazgo de enclaves de esquistos y cuarcitas moscovíticas que descartan la generación de corteza oceánica en la zona y su consideración de eje o dorsal en un proceso de expansión entre las placas europea y africana. Los materiales volcánicos sondeados hasta ahora en la cuenca de Alborán tienen com-

(*) Valores recalculados con las nuevas constantes (STEIGER y JAGER, 1977).

posiciones andesíticas (GIERMAN et al., 1968), al igual que los de la isla de Alborán (HERNANDEZ-PACHECO e IBAROLA, 1970), constituida por materiales piroclásticos de emisión subaérea, con depósitos de surges que incluyen fragmentos lávicos esféricos (<1 m. de diámetro) (fig. 3). Las capas de piroclastos presentan una estructura monoclinas, con direcciones de 70°-90° y buzamientos de 25°-40° hacia el norte, y están arrasadas y cubiertas por una terraza marina de edad Tirreniense II (HERNANDEZ-PACHECO y ASENSIO, 1968). Las únicas dataciones hasta ahora realizadas sobre las andesitas de esta isla fueron publicadas por BELLON (1976), que obtiene una edad de 20-25 m.a. En nuestro caso fueron seleccionadas para su datación tres muestras correspondientes a los fragmentos lávicos. En las tablas 4 y 5 se especifican las composiciones químicas de la roca y de sus minerales principales.

Las determinaciones de edad se hicieron sobre roca total por el método K/Ar con la metodología y cálculo de errores descrita en DEL MORO et al., 1982). En la tabla 6 se muestran los valores obtenidos con intervalos de 7 a 16 m.a., lo que hace bastante amplio el período de emisión volcánica que se manifiesta en la isla de Alborán (Mioceno Medio-Superior).

Estos datos coinciden con la datación realizada en muestras del basamento paleozoico esquisto próximo a la isla de Alborán (STEIGER y FRICK, 1973), que dio una edad de 16 m.a., y que, según estos mismos autores, reflejaría la edad del metamorfismo de contacto que experimentaron estas rocas durante su inclusión en los materiales volcánicos.

Estos datos geocronológicos muestran una fácil correlación con el comienzo de la sedimentación en la cuenca de Alborán (NESTEROFF, 1973), así como con las manifestaciones volcánicas del SE de la Península Ibérica (BELLON et al., 1983; DI BATTISTINI et al., 1987), norte de Marruecos (HERNANDEZ y BELLON, 1985), y que son a su vez correlacionables con el proceso distensivo, que genera la cuenca de Alborán, desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, a partir de una corteza de marcado carácter continental (BONINI et al., 1973; HSU y RYAN, 1973; HSU, 1977; MARILLIER y MUELLER, 1982; WEIJERMANS, 1987..., etc.).

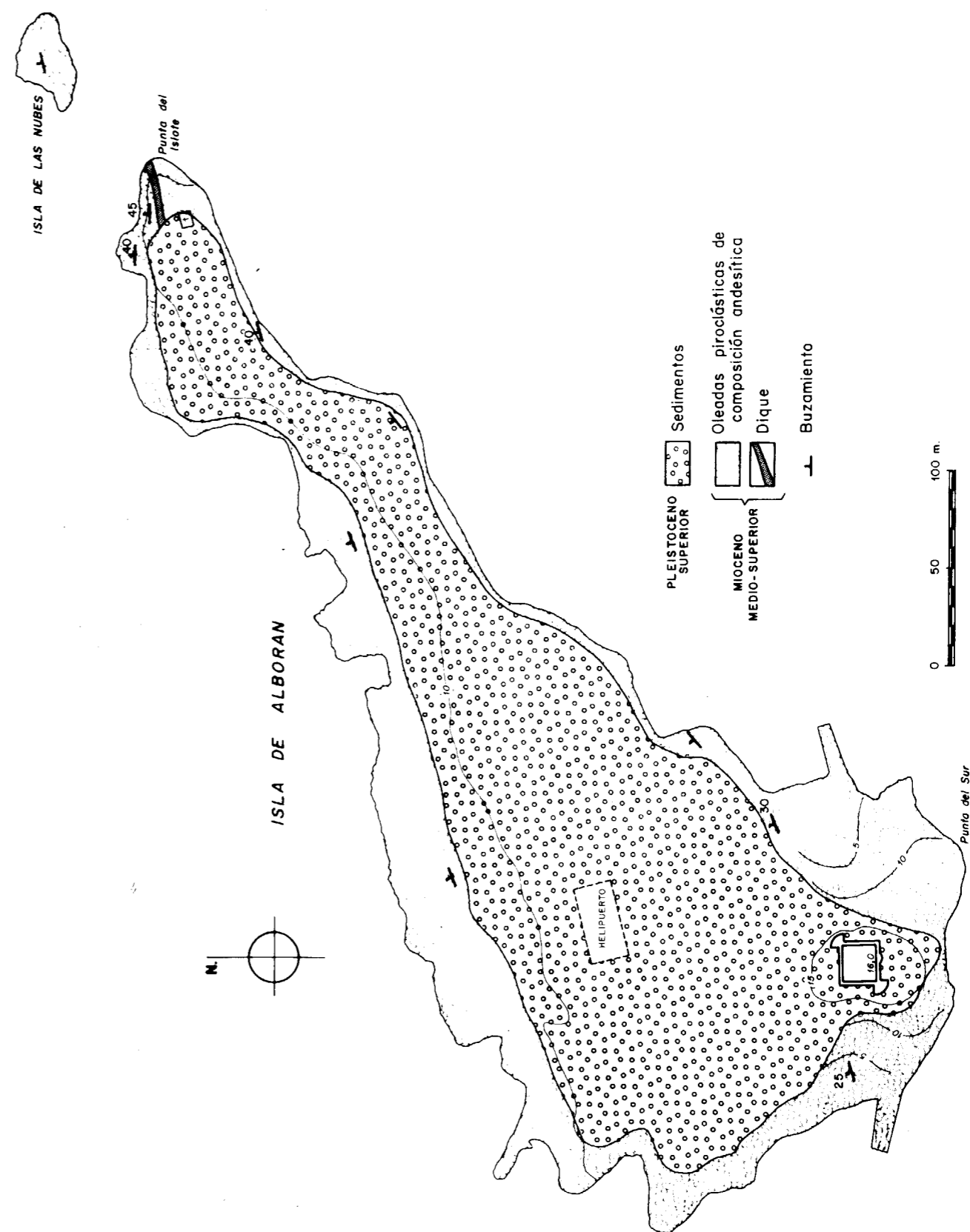


Figura 3.—Mapa geológico de la isla de Alborán.

TABLA 4

Análisis químico de las rocas datadas en la isla de Alborán

Muestra	2004	2005
SiO ₂	54.64	54.32
TiO ₂	0.61	0.19
Al ₂ O ₃	17.68	16.11
Fe ₂ O ₃	3.32	2.77
FeO	4.84	6.41
MnO	0.15	0.17
MgO	3.43	6.22
CaO	10.05	10.42
Na ₂ O	2.55	1.92
K ₂ O	0.41	0.28
P ₂ O ₅	0.26	0.13
H ₂ O ⁺	1.80	0.39
TOTAL	99.74	99.33
V	230	264
CS	1	0
RB	14	0
BA	137	92
PB	23	8
SR	105	23
LA	14	79
Y	23	24
TH	14	1
ZN	100	108
CU	40	30
NB	6	0
NI	1	9
CR	9	56
BA	17	0
ZR	99	22
AN	62.25	67.99
O	12.57	10.05
or	2.42	1.65
ab	21.58	16.25
an	35.59	34.51
di	10.25	13.30
hy	8.96	18.49
wo	0.00	0.00
mt	4.81	4.02
il	1.16	0.36
ap	0.60	0.30
SUMA	97.94	98.94
I. D.	36.57	27.96

Analistas: R. García (elementos menores), M. J. Ruiz y M. Vallejo.

TABLA 5

Análisis químico de minerales representativos de las rocas datadas en la isla de Alborán

Muestra	CLINOPIROXENO		ORTOPIROXENO	
	2004	2005	2004	2005
SiO ₂	52.41	53.86	54.03	53.43
TiO ₂	0.16	0.36	0.11	0.24
Al ₂ O ₃	2.75	2.55	1.60	1.20
FeO	8.74	9.91	18.48	18.15
MnO	0.21	0.30	0.49	0.47
MgO	15.24	13.64	23.64	25.01
CaO	19.89	18.84	1.85	1.68
TOTAL	99.40	99.46	100.2	100.18
Si	1.948	1.997	1.975	1.955
Al ⁴	0.052	0.003	0.025	0.045
Al ⁶	0.069	0.109	0.044	0.007
Ti	0.004	0.010	0.003	0.007
Fe ²	0.272	0.307	0.565	0.555
Mn	0.007	0.009	0.015	0.015
Mg	0.844	0.754	1.288	1.364
Ca	0.792	0.748	0.072	0.066

Analista: J. de la Puente.

AGRADECIMIENTOS

A las Comandancias de Marina de Castellón y Cádiz, y en especial a los comandantes y tripulaciones de la patrullera «Alcanada» y corbeta «Princesa», que en el verano de 1984 nos facilitaron el acceso a las islas de Columbrete Grande y Alborán, respectivamente.

La estancia en Pisa (Italia) de uno de los autores (J. M. MITJAVILA) fue financiada mediante una beca del Ministerio de Educación y Ciencia.

A J. Arroyo y M. C. Sendra, que realizaron la delineación y mecanografía, y a A. Viloria, y M. Casillejo por los trabajos de laboratorio.

TABLA 6

Dataciones realizadas sobre las formaciones volcánicas en la isla de Alborán

Muestra	°	% K	40 Ar* (10 ⁻⁷ ml. STP/g.)	40 Ar* 40 Art	Edad ± 1 σ
2004	RT	0.34	0.99	0.092	7.49 ± 0.25 m.a.
2005	RT	0.23	1.63	0.128	18.18 ± 0.46 m.a.

RT=Roca total.

m.a.=Millones de años.

Análisis de K realizados en Madrid por Absorción Atómica.

Analistas: M. Vallejo, M. I. Ruiz.

Determinaciones de Ar realizadas en Pisa por A. Giuliani, J. Mitjavila, Dr. I. Villa.

REFERENCIAS

ALONSO, L. A. (1985): *Geología estructural del archipiélago de Las Columbretes (Castellón)*. Pub. Cat. Geología aplicada a las Obras Públicas. Univ. Politécnica Valencia. «Estudios petrológicos de la Comunidad Valenciana», 25-101.

ANCOCHEA, E.; GIULIANI, O., y VILLA, I. (1979): *Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española*. Est. Geol., 35, 131-135.

ARAÑA, V.; APARICIO, A.; MARTIN ESCORZA, C.; GARCIA CACHO, L.; ORTIZ, R.; VAQUER, R.; BARBERI, F.; FERRARA, G.; ALBERT, J., y GASSIOT, X. (1983): *El vulcanismo Neógeno-Cuaternario de Catalunya. Caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos*. Acta Geológica Hispánica, 18, 1-17.

BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M., y CORDOBA, D. (1980): *Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean)*. Earth and Planetary Sci. Lett., 49, 219-230.

BELLON, H. (1976): *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du porteur de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique; implications géodynamiques*. Thèse Univ. Paris Sud (Orsay), 367 pp.

BELLON, H., y BROUSSE, R. (1977): *Le magmatisme péri-méditerranéen occidental. Essai de synthèse*. Bull. Soc. Geol. Fr., 19, 469-480.

BELLON, H.; BORDET, P., y MONTENAT, C. (1983): *Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne). Chronologie et principaux caractères géochimiques*. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 25, 205-218.

BERRY, M. J., y KNOPOFF, L. (1967): *Structure of the upper mantle under the Western Mediterranean basin*. J. Geophys. Res., 72, 3613-3626.

BIJU-DUVAL, B.; LETOUZEY, J., y MONTADERT, L. (1978): *Structure and evolution of the Mediterranean basins*. Drilling Project 42, Part 1, 951-984.

BONINI, W. E.; LOOMIS, T. P., y ROBERTSON, J. D. (1973): *Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonic of the region around the Straits of Gibraltar*. J. Geophys. Res., 78, 1372-1383.

BURRUS, J. (1989): *Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the gulf of Lions (Northwest Mediterranean)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 5, 377-393.

CAÑADA GUERRERO, F. (1971): *Contribución al estudio geológico y mineralógico de la plataforma continental submarina en el área de Islas Columbretes*. Bol. Geol. Min., 82, 152-156.

DEL MORO, A.; PUXEDDU, M.; RADICATI DI BROZOLO, F., y VILLA, J. M. (1982): *Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°-400° from deep wells in the Lardello Geothermal field (Italy)*. Contr. Min. Petr., 81, 340-349.

DI BATTISTINI, G.; TOSCANI, L.; IACCARINO, S., y VILLA, J. M. (1987): *K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain*. N. Jb. Miner. Mh., 8, 369-383.

FERRARA, G.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F. P., y GIULIANI, O. (1973): *Radiometric dating of the Valencia volcanic rocks*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 773.

GIERMANN, G.; PTANNENSTIEL, M., y WIMMENAUEER, W. (1968): *Relations entre morphologie, tectonique et vulcanisme en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale)*. Résultats préliminaires de la campagne J. Charcot (1967). C. R. Somm. S. G. F., 4, 116.

HERNANDEZ PACHECO, A., e IBARROLA, E. (1970): *Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de la isla de Alborán (Mediterráneo occidental, Almería)*. Est. Geol., 26, 93-103.

HERNANDEZ PACHECO, F., y ASENSIO AMOR, I. (1966): *Datos fisiográfico-sedimentológicos de la Columbrete Grande*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 64, 179-186.

HERNANDEZ PACHECO, F., y ASENSIO AMOR, I. (1968): *Depósitos cuaternarios de la isla de Alborán*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 66, 381-392.

HERNANDEZ, J. (1983): *Le volcanisme miocene du Rif oriental (Maroc). Geologie, petrologie et mineralogie d'une province shoshonitique*. These Univ. Paris VI (P. et M. Curie), 2 vols., 590 pp.

HERNANDEZ, J. (1984): *Implications structurales de l'etude petrologique des laves du Rif Oriental (Maroc)*. 10.^a RAST. Bordeaux. Soc. Geol. Fr., ed., 285.

HERNANDEZ, J., y BELLON, H. (1985): *Chronologie K-Ar du volcanisme miocene du Rif oriental (Maroc): Implications tectoniques et magmatologiques*. Rev. Geologie Dynamique et Geographie Physique, 26, 85-94.

HINZ, K. (1972): *Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the western Mediterranean sea South and North of the Island of Mallorca*. Centre Rech. Pau SNPA Bull., 6, 405-426.

HSU, K. J., y HONNOREZ, J. (1973): *Petrography of the Valencia through volcanic rocks*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 767-771.

HSU, K. J. (1977): *Tectonic evolution of the Mediterranean basins*. En: *The Ocean Basins and Margins. The Eastern Mediterranean*. Edit.: A. E. N. Nairn, W. K. Kane, F. G. S. STEHLI. Plenum Press, N. York, 29-75.

HSU, K. J., y RYAN, W. B. F. (1973): *Summary of the evidence for extensional and compressional tectonics in the Mediterranean*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 1011-1019.

KORNPROBST, J. (1973): *Petrographical study of «Acoustic basement» and associated breccia at site 121. Western Alboran basin: a comparison with the Bético-Rifean basement*. Drilling Project, vol. 13, part. 2, 759-761.

LLOPIS LLADO, N. (1954): *Types de chaines alpidiques du littoral méditerranéen franco-espagnol et leurs rapports avec les Alpes françaises*. C. R. XIX Congrès Geol. Intern. Argel, 1953, sect 13, 14, 261.

MARILLIER, F., y MUELLER, St. (1982): *Structure of the upper mantle in the northeastern Atlantic close to the Azores-Gibraltar Ridge from surface-wave and body-wave observations*. Tectonophysics, 90, 195-215.

MARTIN, P., y SURIÑACH, E. (1988): *Estructura de la corteza en la zona entre Ibiza y Castellón. Primeros resulta-*

dos. En: *Xarxes sísmiques instrumentació i aplicació a la sismotectònica*. CIRIT. Generalitat de Catalunya, 521-537.

MAUFFRE, A.; MONTADERT, L.; LAVERGNE, M., y WILLM, C. (1978): *Geological and geophysical setting of DSDP site 372 (Western Mediterranean)*. Drilling Project, vol. 42, part 1, 889-897.

MAUFFRET, A.; BUHL, P.; CHARVIS, P.; CIAIS, G.; GENESSEAU, M.; JURADO, M. P.; ORTIGOSA, F.; PASCAL, G.; CHARCOT, R. V. J.; WATTS, A. B.; MUTTER, J.; PINET, B.; JEN BRICK, U. T.; TORNE, M., y CONRAD, R. V. R. (1989): *Preliminary results of the Valsis 2 Cruise*. XIV Assembly European geophysical Society, Barcelona, Libro de Abstracts, 18.

MITJAVILA, J.; RAMOS-GUERRERO, E., y MARTI, J. (1990): *Les roches pyroclastiques du puig de l'Ofre (Serra de Tramuntana, Majorque): position géologique et K-Ar datation*. C. Rend. Acad. Sci. Paris (in press).

NESTEROFF, W. D. (1973): *The sedimentary history of the Mediterranean area during the Neogene*. Drilling Project, vol. 13, part 2.

PAUTOT, G.; AUZENDE, J. M., y OLIVET, J. L. (1973): *Valencia Basin*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 1430-1441.

RIVIERE, M.; BELLON, H., y BONNOT-COURTOIS, C. (1981): *Aspects géochimiques et géochronologiques du volcanisme pyroclastique fore dans le Golfe de Valence site 123 DSPD Leg 13 (Espagne) — Consequences géodynamiques*. Marine Geology, 41: 295-307.

SAENZ RIDRUEJO, C., y LOPEZ MARINAS, J. M. (1975): *La edad del Vulcanismo de Cofrentes (Valencia)*. Tectonics, 6, 8-14.

STEIGER, R. H., y FRICK, V. (1973): *Isotopic dating of Alboran «Basement»*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 762.

STEIGER, R. H., y JAEGER, T. (1977): *Subcommission of geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology*. Earth Planet. Sci. Let., 36: 359-362.

WEIBEL, M., y HSU, K. J. (1973): *Chemistry of the Valencia through volcanic rocks*. Drilling Project, vol. 13, part 2, 767-771.

WEIJERMARS, R. (1987): *A revision of the Eurasian-African plate boundary in the western Mediterranean*. Geol. Rundr., 76, 667-676.

Original recibido: Junio de 1990.
Original aceptado: Enero de 1991.

El análisis RPE (Resonancia Paramagnética Electrónica) en la discriminación de cuarzos de génesis distinta.

Por J. M. TENA (*) y J. MATEO (*)

RESUMEN

La técnica de Resonancia Paramagnética Electrónica ha sido utilizada para intentar discriminar entre cuarzos constituyentes de distintas rocas paleozoicas. Se han presentado múltiples inconvenientes por tratarse de un nuevo campo de aplicación para esta técnica (aunque es ampliamente utilizada en investigaciones de Física del Estado Sólido), pero, a pesar de éstos y de la exigua cantidad de muestras analizadas, el estudio ha mostrado la validez del método para distinguir entre cuarzos con distinto origen o diferente grado evolutivo de diagénesis, y puede ser utilizada en Geología con muy distintos fines.

Palabras clave: Resonancia Paramagnética Electrónica, RPE, Cuarzo, Génesis, Diagénesis.

ABSTRACT

Electron Paramagnetic Resonance (EPR) has been used to discriminate among different paleozoic rock-forming quartzs. New application of this technique (usually utilized in Solid State Physics) to geological materials has displayed several obstacles. And in spite of the scarce analytical samples considered, this study has shown that EPR technique is useful to differentiate among quartzs in rocks of several origins and/or diagenetic degrees, and it can be used in Geology with very different purposes.

Key words: Electron Paramagnetic Resonance, EPR, Quartz, Genesis, Diagenesis.

1. INTRODUCCION

El análisis de la Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) es una técnica ampliamente utilizada en el campo de la Física del Estado Sólido, basada en la modificación que se produce en un campo magnético cuando se introduce en él un elemento paramagnético y que, por tanto, permite advertir la presencia de tales elementos en estructuras cristalinas. Las únicas aplicaciones de este método en el campo de la Geología de las que tenemos noticia son las realizadas por MARCHAND et al. (1968, 1969) y MARCHAND (1976) que investigan las características de la señal RPE en kerógenos, sin que conozcamos que se hayan realizado investigaciones de este

tipo en cristales naturales y, más concretamente, en cuarzos.

La utilización de esta técnica en el análisis e identificación de granos de cuarzo distintos ha partido de la premisa de que, incluidos en la red cristalográfica de los cristales naturales, existen elementos ajenos a los de su fórmula estequiométrica. La presencia y proporciones de los elementos extraños dependerán de la cantidad y calidad de todos los iones presentes en el momento de la formación del cristal, de sus coeficientes de reparto y de las condiciones físico-químicas y termodinámicas del medio en el momento de su formación o a lo largo del proceso de crecimiento. De este modo, si es posible determinar el tipo y cantidad de iones presentes, o lo que es igual, son identificables por la respues-

(*) Area de Petrología y Geoquímica. Dpto. Geología. Fac. Ciencias. Univ. Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ta obtenida en RPE, las variaciones de ésta pueden ser un buen carácter discriminador.

Por otra parte, el estudio mediante la técnica RPE, además de permitir el acceso a la cualidad y cantidad de elementos incluidos, es de una gran sensibilidad pudiéndose detectar niveles de concentraciones muy bajos, del orden de 10^{-10} uem CGS por gramo, mientras que los mejores límites de detección por procedimientos más normales son, como máximo, de 10^{-8} uem CGS por gramo.

2. METODOLOGIA

Los análisis RPE correspondientes a las muestras seleccionadas se han realizado en un aparato Variant E-112 instalado en el Departamento de Física de la Materia Condensada de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza.

Las muestras seleccionadas corresponden a materiales del Paleozoico de la Cordillera Ibérica. De cada una de ellas se extrajeron cristales que fueron reducidos a polvo para homogeneizar la señal y evitar problemas derivados de variaciones en las respuestas por diferente orientación de los cristales.

La utilización por primera vez de cualquier técnica en un campo de investigación lleva consigo lógicos problemas de puesta a punto, de los cuales no nos hemos librado. Esta técnica ha sido utilizada hasta hoy en cristales normalmente sintéticos en los que el número de elementos constituyentes es muy reducido, pues, aunque como se ha señalado anteriormente es utilizada para la identificación y cuantificación de paramagnetos, esto sólo es válido cuando dichos elementos se encuentran en proporciones limitadas e incluso delimitadas en un pequeño rango de variabilidad y además se conoce o intuye su presencia. Como es notorio, estos condicionamientos en nada se asemejan a las posibilidades de los sistemas naturales, en los que los paramagnetos pueden ser cualesquiera y encontrarse en cantidades extraordinariamente variables (aunque siempre limitados por la capacidad de asimilación del edificio cristalino en el que vayan a incorporarse). Esto ha condicionado que la identificación específica de los distintos elementos

incluidos en las redes de los cristales no se haya realizado, aunque entendemos que sería posible con un estudio más detallado y contando con muestras patrones de las que se tuviera un detallado análisis químico de elementos menores y traza.

Otro problema con el que nos hemos encontrado es el escaso número de muestras sobre las que ha sido posible trabajar en esta primera fase. Está claro que para obtener resultados fiables y generalizables hubiera sido necesario contar con un número elevado de análisis en distintos tipos de especímenes que permitieran realizar un estudio estadístico; como esto no ha sido posible, hemos tenido que limitarnos a realizar un estudio de posibilidades del método mediante el análisis de muestras correspondientes a ambientes que ya previamente y mediante estudios petrográficos clásicos (NAVAS, 1986; NAVAS y TENA, 1987, 1988; MATEO, 1987; TENA y MATEO, in press) habían sido identificados como diferentes.

Han sido analizadas 11 muestras, de las cuales siete son de materiales sedimentarios, y de éstas, tres (BB-4, BB-5 y BB-7) corresponden a cuarcitas nodulares de la conocida formación Cuarcitas de Bámbola; todas ellas muestran una intensa actuación de procesos diagenéticos que han modificado profundamente las características originales de la roca sedimentaria. Otras tres (VO-5, BM-1 y BM-20) son cuarcitas normales de esta misma formación, y una (D-4-I) corresponde a cuarcita de la formación Dere; en todas estas muestras se aprecian rasgos sedimentarios, aunque también en todas están presentes procesos de autigénesis de cuarzo representados por recrecimiento de los granos detríticos, cementaciones intergranulares y silicificación en distintos grados de la matriz arcillosa. Las cuatro muestras restantes proceden de filones y diques de cuarzo, tres emplazados en materiales cámbricos (F-2 en Santed, Da-1 y Da-2 en cuarcitas de Daroca) y uno (Q-De) en materiales del Devónico.

Las gráficas obtenidas son las representadas en la figura 1. La escala de la señal es el eje de ordenadas es de $4 \times 10 \times 10$, comprendiendo desde 0 a 8.000 gauss, y habiéndose remarcado la división central de los 4.000 gauss. También en la gráfica se han señalado con trazos discon-

tinuos la situación de los accidentes que han sido considerados en este estudio como representativos y diferenciadores.

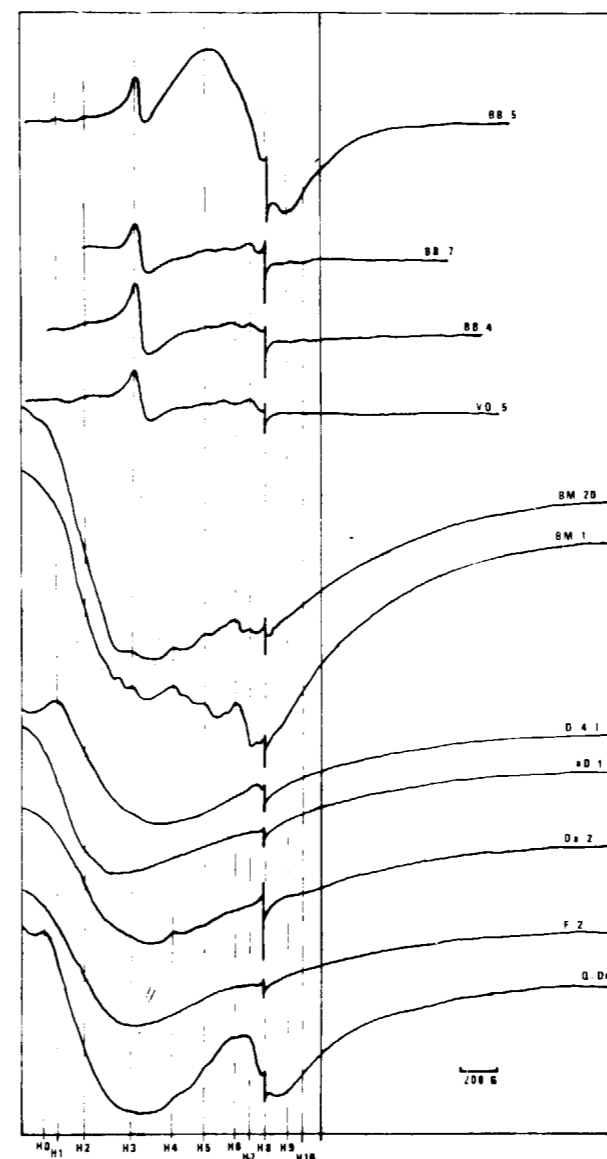


Figura 1.—Representación de las gráficas de RPE correspondientes a cuarzos de génesis distintas. El eje X representa la intensidad de campo magnético en gauss, con una amplitud de rango de 0 a 8.000; las divisiones H0, H1, etc., son referencias de ruptura de pendiente (ver texto). El eje Y sirve exclusivamente de apoyo a las gráficas (que se encuentran superpuestas), sin equivalencia de medida.

3. IDENTIFICACION DE PARAMAGNETOS, RUPTURAS Y TENDENCIAS

La digitalización de las señales hubiera permitido un tratamiento matemático para discernir probabilidades de similitud / desemejanza, pudiendo ser utilizado, por ejemplo, un proceso de clusterización. Como esto no ha sido posible, las analogías y diferencias se han analizado subjetivamente, intentando agrupar o separar las muestras en función de analogías y diferencias evaluadas en la traza de las gráficas. Entendemos que el proceso, aunque limitado, es suficientemente válido para los propósitos del trabajo y proporciona suficientes garantías.

Teniendo en cuenta la ya indicada imposibilidad actual de identificar los paramagnetos, la discretización de las señales se ha realizado en función de la existencia de valores remarcables (máximos absolutos o relativos) o rupturas en la tendencia de las gráficas. En todas se observan rupturas o máximos relacionados con la presencia y valoración de elementos paramagnéticos, y la primera deducción que puede establecerse es que las muestras correspondientes a rocas sedimentarias presentan una mayor variedad de paramagnetos que las procedentes de los filones o diques de cuarzo, incluso en los casos en que las primeras han sufrido intensos procesos diagenéticos (caso de las cuarcitas nodulares BB-4, BB-5 y BB-7, que además tienen una total ausencia del elemento H1).

La simple observación de la figura 1 permite identificar claramente notables diferencias. Así, hay siete muestras en las que la gráfica comienza con un pronunciado descenso, en tanto que el resto presenta el primer tramo prácticamente horizontal. Igualmente, el final de la gráfica (valores próximos y mayores de 4.000 gauss) muestra una clara diferenciación con un tramo prácticamente horizontal en algunas muestras mientras que otras presentan un más o menos pronunciado ascenso. Puede verse cómo frente a pronunciados máximos presentes en alguna de las muestras (y que prácticamente las caracterizan), hay otras que a esa misma intensidad en gauss les corresponden mínimos. Tratando de identificar todas estas circunstancias, se han diferenciado once caracteres numerados de H0 a H10, correspondientes a las líneas verticales de trazos representadas en la figura 1 y que de-

ben corresponderse con otras tantas especies paramagnéticas o condicionamientos de la respuesta RPE.

Analizando las características de estos rasgos significativos y progresando en la gráfica según valores ascendentes en gauss, tenemos:

H0: Corresponde a un máximo a los 290 gauss y es exclusiva de la muestra Q-De, aunque no es el más representativo de ésta.

H1: Aunque de mayor entidad en valor absoluto que el anterior, no es un carácter útil en cuanto a definición de agrupaciones, pues sólo está presente en la muestra D-4-I. Corresponde a 455 gauss.

H2: Es uno de los rasgos definidos como de tendencia, pues hace referencia a las características generales de las gráficas sin que pueda hacerse coincidir con ningún máximo. Corresponde al descenso u horizontalidad de la señal situado entre los 580 y 1.250 gauss y se ha tomado como valor representativo del accidente el valor 840 gauss. Es un valor muy representativo y fácilmente apreciable, pero privativo de solamente unas pocas muestras.

H3: Se trata de un máximo a los 1.445 gauss, muy representativo en algunas de las muestras como BB-5, BB-7, BB-4 y Vo-5, a las que puede decirse que caracterizan; aparece también, aunque con menor intensidad, en las BM-1 y BM-20, insinuándose su presencia en D-4-I. Al igual que el anterior, se trata de uno de los rasgos que mejor diferencian entre grupos de muestras.

H4: Escasamente representado, es un máximo relativo en los 2.000 gauss que existe en las muestras BM-20 y BM-1 y con mucha menor entidad en Da-2.

H5: Semejante al anterior en cuanto a importancia, se presenta a los 2.490 gauss en las muestras BM-20 y BM-1, alcanzando la máxima relevancia en la BB-5, donde se constituye en el carácter más significativo y que diferencia esta muestra del resto.

H6: Suficientemente significativo en Q-De, BM-1 y BM-20 y con menor importancia en BB-4, es un máximo correspondiente a 2.845 gauss. Es posible que también exista en la muestra BB-5, pero la gran relevancia que en ésta adquiere el H5 impide su diferenciación.

H7: Es el máximo absoluto de Q-De (es la única roca de carácter filoniano que lo contiene) a los 3.040 gauss, y está presente con menor entidad en BM-20, Vo-5, BB-4 y BB-7. Es remarcable la ausencia en BB-5 teniendo en cuenta las circunstancias petrogenéticas de esta roca, y lo único que cabe suponer es que pueda estar presente, pero que, al igual que en el caso de H6, quede oscurecido por la presencia mayoritaria de H5.

H8: Representa la gran ruptura que presentan todas las gráficas a los 3.245 gauss. No es útil para la diferenciación de grupos por tratarse de un rasgo común a todas las muestras, aunque puede establecerse una gradación en la intensidad del rasgo de ruptura.

H9: Tras la ruptura correspondiente a H8, se aprecia la existencia de un mínimo a los 3.560 gauss, correspondientes a las muestras Q-De y BB-5, estando ausente de todas las demás.

H10: Es un rasgo de tendencia al igual que H2, representando el aspecto que adquiere la curva en el tramo inmediato anterior y posterior a los 4.000 gauss. Puede apreciarse claramente que las muestras BB-7, BB-4 y VO-5 se resuelven en el tramo final con una traza prácticamente horizontal, mientras que en el resto es ascendente, bruscamente en el caso de BM-1, BM-20, BB-5 y aun Q-De, y mucho más suave en F-2, Da-2, Da-1 y D-4-I.

4. ANALISIS DE RESULTADOS

En la tabla 1 se han resumido todas las singularidades observadas y reseñadas anteriormente. En esta tabla se han reordenado los rangos considerados en orden a su importancia por su mayor o menor incidencia en las gráficas y en cuanto a su capacidad para agrupar conjuntos de muestras. Se ha optado por ponderar la importancia de cada uno de ellos asignando una escala que abarca desde un máximo de representatividad (xxx) a su ausencia (blanco).

También en esta tabla se ha realizado ya una agrupación de muestras en función de la presencia o ausencia de rasgos diferenciales, esto es, de la influencia de las características paramagnéticas.

TABLA 1
Evaluación ponderada de las singularidades de las señales RPE

	H8	H2	H3	H7	H10	H6	H5	H4	H9	H1	H0	Características litológicas		
Q-De	xxx	xxx		xx	xxx	xx			x		x	Filón en Devónico	F i l o n e s	
F-2	xx	xx			xx							Filón en Santed		
Da-2	xxx	xx			xx			x				Filón en Daroca. Restos de encajante		
aD-1	xx	xx			xx							Filón en Daroca.	D e t r i t i c o s	Q
D-4-I	xxx	xx			xx					xx		Dere. 80% detriticos recrecidos		
BM-1	xx	xxx	x		xxx	xx	x	x				Bámbola. Detriticos cementados		
BM-20	xx	xxx	x	x	xxx	xx	x	x				Bámbola. Detriticos, gran cementación		
Vo-5	xx	x	xxx	x								Bámbola. Detriticos fuertemente recrecidos. Cementación.		
BB-7	xxx		xxx	x								Bámbola. Nódulos	A u t i g	
BB-4	xxx		xxx	x			x					Bámbola. 60% nódulos		
BB-5	xxx		xxx		xxx		xxx		x			Bámbola. 80% nódulos		

Del análisis de esta tabla resumen se puede comprobar que:

El carácter H8, como ya se ha dicho, está presente en todas las muestras y por tanto no sirve para diferenciar. Debe corresponder a la presencia de un paramagneto común a todas ellas.

El rasgo H2, siguiente en importancia, está presente en varias muestras, pero no en todas. Analizando la correspondencia, se observa que la máxima intensidad es para muestras procedentes de filones y para las rocas sedimentarias en las que los procesos postsedimentarios no han hecho desaparecer sus características iniciales. Por el contrario, está ausente en las muestras sedimentarias más evolucionadas diagenéticamente. Atendiendo a estas relaciones, cabe pensar que se trata de un elemento que se ve afectado en procesos diagenéticos y especialmente cuando se producen los procesos de nodulización.

También H3 es muy significativo, presentando una distribución en las muestras que es completamente opuesta al anterior. En efecto, este rasgo está presente en las rocas sedimentarias (con excepción de la D-4-I, que es una roca bas-

tante singular dentro del conjunto y aun en ésta se aprecia un ligero abombamiento en la gráfica correspondiente que pudiera asimilarse a la existencia de este paramagneto aunque fuera en muy escasa cantidad), y además se observa que adquiere mayor relevancia en las muestras más evolucionadas diagenéticamente. Por el contrario, no existe en ninguna de las muestras filonianas. Ante estas circunstancias, cabe suponer que se trata de un elemento representativo de los procesos sedimentarios y que en los procesos diagenéticos no sólo no desaparece, sino que se concentra.

Semejante al anterior en cuanto a su distribución es el H7, que no existe en las muestras filonianas (salvo en el situado en el Devónico, Q-De, que, por otra parte, es también una muestra con rasgos especiales), en tanto que es constante en las muestras sedimentarias y con mejor definición en las más evolucionadas diagenéticamente, con la excepción de la BB-5 que, como ya se comentó anteriormente, es otra muestra de características singulares.

Aunque H10 es un rasgo de tendencia de las gráficas sin correspondencia real con la existen-

cia de algún paramagneto definido, resulta ser un buen elemento diferenciador pues se comporta de forma muy semejante al H2. Existe en las muestras correspondientes a filones y en las sedimentarias que no han sufrido grandes cambios diagenéticos (excepto, de nuevo, en la muestra BB-5, en la que se presenta, y además como rasgo muy importante). No existe en las diagenéticas más evolucionadas.

El resto de incidencias, H6, H5, H4 y H9 se presentan de forma aleatoria, sin que se definan como representativas de alguno de los grupos; H0 es privativa de una sola muestra, la filoniana Q-De; y H1 aparece solamente en la D-4-I.

Si atendemos a la posible agrupación de muestras, también tras una adecuada ordenación como la realizada en la presentación de la tabla 1, pueden enunciarse algunas generalizaciones sobre la presencia/ausencia de rasgos en relación con la existencia de paramagnetos.

Así, las muestras procedentes de filones de cuarzo se caracterizan por la presencia de los rasgos H2 y H10 como positivos, y la ausencia de H3 y H7. En este grupo se presenta la Q-De como muestra anómala en relación con el resto, pues además de contener el paramagneto H7 posee H6 y H9, que no está en las otras, y aún posee el H0, éste en exclusiva en relación con todas las muestras analizadas.

Las muestras correspondientes a las rocas sedimentarias más evolucionadas diagenéticamente (representada esta evolución por la nodulización) están caracterizadas por la presencia de H3 y H7 (con excepción de BB-5) y la ausencia de H2 y H10, es decir, exactamente a la inversa de las anteriores.

Las rocas sedimentarias que han soportado un proceso diagenético menos intenso de tal manera que conservan todavía texturas y estructuras propias de la sedimentación (aunque en todas existan intensos procesos de silicificación), presentan curiosamente rasgos intermedios entre los dos anteriores. Una cualidad de este grupo es que, aunque no con la continuidad y permanencia que permita asumirlos como específicos, son el grupo que muestra una mayor diversificación en cuanto a número de paramagnetos presentes. Es en estas rocas donde se concentran los que podríamos denominar rasgos meno-

res como son los H4, H5, H6 y H1 (este último exclusivo de la muestra D-4-I).

En el conjunto de muestras, como ya se ha reiterado, son singulares las Q-De (filoniana) y BB-5 (sedimentaria muy evolucionada), pues aunque mantienen los principales rasgos del grupo al que pertenecen, tienen otros específicos que las caracterizan a la vez que aparecen como positivos el mayor número de rasgos diferenciadores (junto con las BM-1 y BM-20).

5. CONCLUSIONES

Como se ha dicho anteriormente, dado el escaso número de muestras es difícil llegar a conclusiones definitivas, pero ha quedado claramente demostrado que la técnica de RPE es válida para el fin propuesto.

En nuestra opinión, es posible distinguir tipos diferentes de cuarzo en función de la presencia de distintos elementos paramagnéticos en la red del cristal como respuesta a los cambios que se producen en el medio a lo largo del proceso de autigénesis, sea en la roca que se está analizando actualmente, o sea en la roca madre cuando se trata de granos detríticos, y en este caso permitirá distinguir entre posibles aportes de rocas madres diferentes.

En relación con las muestras tratadas en esta primera aproximación de utilización de la metodología propuesta, pueden extraerse conclusiones de carácter particular. Las diferencias de presentación de elementos tanto en calidad como en cantidad muestran inequívocamente que hay cristales de cuarzo de génesis distintas y que se pueden llegar a diferenciar. Existen rasgos suficientes como para considerar la existencia diferencial de cuarzos pertenecientes a filones y diques (presencia de H2 y H10, ausencia total de H2 y H7 y parcial de H6); cuarzos autigénicos en rocas sedimentarias relacionados con procesos diagenéticos ligados a los procesos de nodulización y silicificación en general, con eliminación de algunos paramagnetos que podrían ser considerados como propios del ambiente sedimentario; y rasgos cuya presencia prácticamente constante en todos los tipos de rocas samíticas permiten asimilarlos a componentes detríticos. La existencia de elementos privativos

de algunas de las litologías muestreadas como sucede con H0 y H1, o casi privativos como H5 y H9, podría ser resultado de condiciones específicas de la cuenca de sedimentación, de la evolución diagenética de los tipos de rocas en los que se encuentran, o del tipo de emanación hidrotermal que las ha afectado, cuestión ésta cuya resolución precisaría de un número mucho mayor de muestras analizadas.

A partir de este estudio, aunque de carácter restringido y expuesto únicamente con fines informativos y de muestra de primeros resultados, puede llegarse a intuir incluso la posibilidad de que mediante un análisis exhaustivo y detallado de las gráficas RPE de gran número de muestras (lo cual podría ser facilitado mediante digitalización de las señales y tratamiento posterior con ordenador), se pudiera llegar, en casos extremos, a la identificación de orígenes, establecimiento de posibles filiaciones de los granos detríticos en relación con las rocas madre, direcciones de aporte, dispersiones areales, etc.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dpto. de Física de la Materia Condensada de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, y en especial al Dr. D. R. Alcalá las facilidades y ayudas prestadas para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

- MARCHAND, A. (1976): *La Résonance Paramagnétique Electronique (RPE), sa mise en oeuvre pour l'étude des Wero-gènes*. Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 10 (1), 253-266.
- MARCHAND, A.; LIBERT, P., y COMBAZ, A. (1968): *Sur quelques critères physicochimiques de la diagenèse d'un kerogène*. C. R. Acad. Paris, D266, 2316-2319.
- MARCHAND, A.; LIBERT, P., y COMBAZ, A. (1969): *Essai de caractérisation physicochimique de la diagenèse de quelques roches organiques biologiquement homogènes*. Rev. Inst. Fr. Petrol., 24 (1), 3-20.
- MATEO, J. (1987): *Estudio geológico del sector Tobed - Codos - Mainar (Cadenas Ibéricas Orientales)*. *Petrología de los materiales paleozoicos*. Tesina de Licenciatura. Dpto. Petrología, Fac. Ciencias (Geología), Univ. Zaragoza, 297 pp., inédito.
- NAVAS, A. (1986): *Estudio geológico y petrológico de los materiales aflorantes en un sector de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)*. Tesina de Licenciatura. Dpto. de Petrología, Fac. de Ciencias (Geología), Univ. de Zaragoza, 357 pp., inédito.
- NAVAS, A., y TENA, J. M. (1987): *Génesis de nódulos de cuarzo en el Paleozoico de la Ibérica (Rama Aragonesa)*. Est. Geol., 43 (3/4), 179-184.
- NAVAS, A., y TENA, J. M. (1988): *Caracteres petrológicos y estructurales del Paleozoico de las Sierras de Vicort y Algairén (Provincia de Zaragoza)*. Bol. Geol. Min., 99 (5), 647-659.
- TENA, J. M., y MATEO, J.: *Diferenciación y caracterización de clases de nódulos en materiales del Paleozoico de la Ibérica*. Est. Geol., in press.
- Original recibido: Octubre de 1990.
Original aceptado: Mayo de 1991.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): Mineralizaciones de Berilio.

Por J. GONZALEZ DEL TANAGO (*)

RESUMEN

El Campo Pegmatítico de Sierra Albarrana (Córdoba, España) es de origen migmatítico y está integrado por un conjunto de pegmatitas graníticas, las cuales, en base a sus relaciones con el encajante, características texturales, anatomía interna y mineralogía específica, pueden clasificarse en dos grupos y siete tipos diferentes. Algunas de estas pegmatitas contienen minerales característicos de Fe, Ti, U, Th, T.R., Nb, Ta y Be, así como fosfatos y sulfuros varios.

Dentro de este campo sólo tres tipos de pegmatitas contienen algún mineral de Be (berilo, crisoberilo y bertrandita). El berilo aparece según dos variedades: el de origen pegmatítico «N» y el berilo «O», de color azul, de origen retrógrado a partir del crisoberilo. Las composiciones medias respectivas son: $Si_{1.96} Al_{1.94} Be_{2.96} Fe^{2+}_{0.01} Mg_{0.01} Ca_{0.01} Na_{0.03}$ y $Si_{1.97} Al_{1.63} Be_{2.97} Fe^{3+}_{0.15} Fe^{2+}_{0.04} Mn_{0.02} Mg_{0.20} Na_{0.20}$. Se relacionan las sustituciones del Al por Fe, Mn y Mg con la entrada de cationes en posición «R». El crisoberilo tiene una composición media de $Al_2 Be_{0.98} Fe^{3+}_{0.02}$.

Se estudia la mineralogénesis del Be y el desarrollo del sistema Be — Al — Si — H₂O en estas pegmatitas, discutiéndose la naturaleza y las condiciones de formación de cada mineral.

Palabras clave: España, Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatita, Yacimientos minerales, Geoquímica del berilio, Berilo, Crisoberilo, Bertrandita.

ABSTRACT

The Pegmatite Field of Sierra Albarrana (Córdoba, Spain) has a migmatitic origin and it is formed by a granitic pegmatites suite which in base of its relations with the surrounding rocks, texture, internal anatomy and specific mineralogy can be classified in 2 groups and 7 different types. Some of these pegmatites include characteristic minerals of Fe, Ti, U, Th, REE, Nb, Ta y Be and some phosphates and sulfides.

In this field, only 3 pegmatite types contain Be minerals (beryl, chrysoberyl and bertrandite). The beryl appears in two different types: one with a pegmatitic origin, «N» type, and the other, the blue beryl, with a retrograde origin from the chrysoberyl, «O» type. The respective average compositions are: $Si_{1.96} Al_{1.94} Be_{2.96} Fe^{2+}_{0.01} Mg_{0.01} Ca_{0.01} Na_{0.03}$, and $Si_{1.97} Al_{1.63} Be_{2.97} Fe^{3+}_{0.15} Fe^{2+}_{0.04} Mn_{0.02} Mg_{0.20} Na_{0.20}$; the «R» position cations in the beryl may be related to Al substitutions by Fe, Mn and Mg. The chrysoberyl has an average compositions of $Al_2 Be_{0.98} Fe^{3+}_{0.02}$.

The Be mineralogy and development of the Be — Al — Si — H₂O system in these pegmatites is discussed as well as the development reactions of each mineral.

Key words: Spain, Córdoba, Sierra Albarrana, Pegmatite, Mineral deposits, Geochemistry of Beryllium, Beryl, Chrysoberyl, Bertrandite.

1. INTRODUCCION

A lo largo de la Banda de Cizalla Córdoba-Badajoz (Zona de Ossa-Morena, Orógeno Hercínico Español), afloran algunos conjuntos pegmatíticos

(Sierra Albarrana, Villaviciosa de Córdoba, Fuenteovejuna), ubicados en lo que constituye los dominios de Sierra Albarrana y Cerro Muriano según DELGADO QUESADA et al. (1977) o Grupo de Materiales de Sierra Albarrana según APALATEGUI et al. (1983) y ABALOS (1990).

El Campo Pegmatítico de Sierra Albarrana («peg-

matite field», en el sentido de CERNY, 1982) está constituido por un cortejo de pegmatitas graníticas, de origen migmatítico (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), que afloran en la Unidad de Gneises de La Albarrana y zonas limítrofes de la Unidad de Esquistos y Micaesquistos de La Albariza-Bembézar.

Este campo pegmatítico ocupa una dimensión de aproximadamente 50 kilómetros cuadrados, y tiene una forma elongada en dirección NO-SE. La mayoría de los cuerpos pegmatíticos que lo integran tienen también una dirección NO-SE. La envergadura de tales cuerpos es muy variable, llegando a alcanzar potencias métricas y aún mayores.

Los primeros datos sobre la existencia de pegmatitas en el entorno de Sierra Albarrana fueron proporcionados por CARBONELL (1917) al comentar la existencia de explotaciones de moscovita en la Dehesa de La Albarrana. Encontramos después referencias sobre estas pegmatitas en breves estudios específicos sobre algunos de sus minerales en CARBONELL (1926 y 1941); LOPEZ DE AZCONA (1940, 1952 y 1957); LOPEZ DE AZCONA y ABBAD (1941 y 1949); LOPEZ DE AZCONA et al. (1942); MESSEGUER (1949) y MINGARRO (1960).

Posteriormente, algunos aspectos de estas pegmatitas han quedado reflejados en trabajos de ARRIBAS (1967), GARROTE et al. (1980), ORTEGA et al. (1982), FENOLL et al. (1983), ORTEGA et al. (1984), GONZALEZ DEL TANAGO et al. (1984), GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1988), ABAD y MARTIN RAMOS (1990), GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) y GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990).

La explotación minera de estas pegmatitas se inició con anterioridad a 1917, según datos de CARBONELL (1917). Posteriormente, el descubrimiento en las mismas de minerales radioactivos hizo que el entorno de Sierra Albarrana quedara reservado a favor del Estado, constituyéndose en 1952 el Coto Minero «Antonio Carbonell», que pasó a ser explotado por la Junta de Energía Nuclear. La escasez y dispersión de las mineralizaciones de uranio en estas pegmatitas hizo que se abandonara su explotación, siendo traspasadas a la empresa AISLAMIC para el beneficio de materiales cerámicos. La desaparición de esta empresa acabó con la explotación de estas

pegmatitas que, desde comienzo de la década de los ochenta, permanecen inactivas.

2. ENCUADRE GEOLOGICO Y ORIGEN DE LAS PEGMATITAS

La Sierra Albarrana es una pequeña alineación montañosa, situada al NO de la provincia de Córdoba (España). Está constituida por una serie de materiales, metapelíticos y metaarcósicos con algunas intercalaciones de cuerpos metabasíticos, que se pueden integrar en dos unidades litoestratigráficas fundamentales, Gneises de La Albarrana y Esquistos y Micaesquistos de La Albariza - Bembézar, afectadas por un metamorfismo regional polifásico, de edad hercínica (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990).

Este metamorfismo se puede articular en tres fases principales: La primera fase (F₁) coincide con el engrosamiento cortical y desarrolla un metamorfismo regional generalizado de tipo barrowiense (granate, estaurolita, andalucita, distena); en la segunda fase (F₂) se alcanza el pico térmico, dentro ya de un ambiente descompresivo (sillimanita, cordierita y feldespato potásico), originándose alguna migmatización y generándose pequeños cuerpos granitoides; la tercera fase (F₃) tiene un carácter retrógrado y conlleva un aumento de la presión relativa de H₂O (biotita, moscovita). Las condiciones para el máximo térmico han sido fijadas por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990) entre 675° C y 700° C, a presiones de 4.9 ± 0.5 Kb.

En relación con este metamorfismo, comienzan a formarse desde el final de F₁ un conjunto de diferenciados metamórficos con texturas pegmatoides que dan lugar, en una primera etapa, a venas de segregación originadas en condiciones «subsólidas» y, posteriormente, durante el transcurso de F₂, restringido a las áreas en donde se alcanzan las mayores temperaturas, a un cortejo de cuerpos granitoides originados ya en condiciones anatócticas.

Este último proceso, acaecido en una etapa descompresiva con aumento de la presión relativa del H₂O, se vio favorecido por la formación de cizallas dúctiles que permitieron una mayor circulación de fluidos y volátiles en general.

(*) Dpto. Petrología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Todo ello hizo posible el que una serie de fundidos silicatados, ricos en volátiles, pudieran llegar a concentrarse, bajo un claro control tectónico, en determinadas cámaras, adoptando morfologías tabulares o estromáticas de acuerdo con BRISBIN (1986); allí tales fundidos se consolidaron siguiendo un proceso que se ajusta bien a los descritos por JAHNS y BURNHAN (1969); JANHS (1982) y BURNHAN y NEKVASIL (1986).

Debe destacarse el importante rol jugado en todo este proceso por el B y P, sin cuyo concurso no se habrían podido generar estas pegmatitas o hubieran tenido un desarrollo muy incipiente; y tanto como moderadores de las temperaturas eutécticas, como distribuidores, muy eficaces, de determinados elementos, lo que se refleja en la mineralogía de estas pegmatitas y en el activo metasomatismo a que fue sometido el encajante.

El origen anatético y el carácter autóctono o cuasi autóctono de estas pegmatitas hacen que su naturaleza y modo de emplazamiento queden estrechamente controlados por dos factores fundamentales: naturaleza de la roca protolítica, a menudo casi sinónimo de roca encajante y, por otro lado, condiciones tectonometamórficas locales en las que se desarrollaron estos cuerpos.

Las litologías protolíticas están constituidas por gneises, gneises micáceos y esquistos, siendo en los niveles más micáceos en donde se generó una mayor tasa volumétrica de pegmatitas. No obstante, algunas pegmatitas de tendencia más tonalítica o trondhjemítica, están asociadas a gneises cuarzo-feldespatíticos.

Con respecto a la relación de estas pegmatitas con el tectonometamorfismo, conviene recordar (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1990), que el proceso de migmatización coincidente en su mayor parte con el pico térmico se produjo con cierto retraso respecto al clímax bórico y ya comenzada la deformación sin-F₂. Por ello, estas pegmatitas suelen formarse sobre o a favor de una esquistosidad ya existente (S₂) que, sin embargo, al mismo tiempo acaba por afectarlas y envolverlas, sufriendo un cierto grado de «abundamiento» y dando lugar a texturas típicamente sincinemáticas respecto a F₂ (ZWART, 1962). Estas relaciones son particularmente visibles en los cuerpos más pequeños, mientras que en los cuerpos de mayor envergadura son más difíciles

de establecer aunque, en general, éstos aparecen finalmente rodeados por S₂. No obstante, el proceso pegmatítico se prolonga, a veces, más allá de F₂, como lo demuestra el hecho de que algunas pegmatitas tardías llegan a intersectar a S₂. De ello se deduce que el período de formación de estas pegmatitas abarca desde F₂ (cuando se alcanza el pico térmico y ha comenzado una descompresión generalizada de las estructuras) hasta la interfase con F₃.

Debido a ello, la mayoría de las pegmatitas están más o menos orientadas respecto a S₂, constituyendo cuerpos elipsoidales, lenticulares o tabulares, de longitudes hectométricas o mayores, que llegan a constituir conjuntos arrosariados. Tales lineaciones señalan, evidentemente, niveles estructurales (charnelas de anticlinales, fracturas dúctiles, etc.) paralelos a los planos de plegamiento de F₂, hacia donde los fluidos pegmatíticos migraron para quedar allí definitivamente inmovilizados.

Posteriormente, muchos de estos cuerpos se ven afectados por F₃, acentuándose el abudamiento y produciéndose, en muchos casos, una fuerte deformación y plegado. Ya en una etapa post-metamórfica, algunos de estos cuerpos sufrieron una deformación frágil de dirección transversal a las estructuras de F₂ que, a veces, fue acompañada por hidrotermalismo poco importantes a los que se asociaron, localmente, algunas mineralizaciones con sulfuros PBG.

Por lo que respecta a los contactos de estas pegmatitas hay que señalar que son, en general, netos. Sin embargo, en ocasiones aparecen transicionales, sobre todo en los casos de una mineralogía afín entre el encajante y la pegmatita; en estos casos la diferencia estriba, únicamente, en el tamaño cristalino. La geometría de tales contactos es variable, según veremos, y depende mucho de la naturaleza del encajante.

3. CARACTERISTICAS DE LAS PEGMATITAS GRANITICAS

La naturaleza de estas pegmatitas, las características de sus exocontactos y endocontactos, mineralogía y anatomía interna, varían mucho de unas a otras. Por otra parte las relaciones mutuas entre el encajante y la pegmatita, la conta-

minación de los fluidos pegmatíticos por elementos del encajante, o bien en sentido inverso, metasomatismo del encajante a partir de la migración de la fracción más rica en volátiles de los fluidos pegmatíticos, que son procesos bastante frecuentes en una buena parte de las pegmatitas de Sierra Albarrana, dependen en gran medida de la propia envergadura de estos cuerpos.

Teniendo en cuenta el origen anatético de estas pegmatitas, su mineralogía muestra, en general, una estrecha vinculación con la del encajante, tanto esencial como accesoria.

La mayor parte de estas pegmatitas está compuesta exclusivamente por los minerales del sistema granítico: cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa) y feldespatos potásico a los que acompañan, en menor medida, moscovita y biotita, así como los accesorios de la serie chorlo-dravita (en adelante turmalina s.l.), almandino-espartita (en adelante granate s.l.) y fluorapatito (en adelante apatito s.l.). Estos cuerpos constituyen, desde un punto de vista estrictamente mineralógico, las pegmatitas de «mineralogía simple» o pegmatitas «estériles en minerales de elementos raros» (FERSMAN, 1931; GINZBURG, 1979). Sin embargo, otra parte de estas pegmatitas contienen, además, otros minerales en cantidades minoritarias o accesorias. Este último grupo de pegmatitas, aunque menos numeroso, tiene una mayor importancia en el contexto general, al estar integrado por los cuerpos de mayor tamaño.

Entre el conjunto de minerales minoritarios o accesorios distinguiremos: un primer grupo en donde incluiremos los minerales que también aparecen así en la roca protolítica, tal como ocurre con el circón, rutilo, ilmenita, hematites y términos intermedios entre estas dos últimas fases minerales. Un segundo grupo, formado por los minerales que contienen de manera mayoritaria alguno o algunos de los «elementos raros» (GINZBURG, 1979; CERNY, 1982); estos minerales aparecen en Sierra Albarrana sólo en ciertas pegmatitas, formando asociaciones específicas, tal como ocurre con los minerales de Be (berilo y crisoberilo), U (uraninita, brannerita); Th (torita), tierras raras (monacita, xenotima, allanita, bastnasita), Nb y Ta (rutilo niobífero y columbotantalita). Un tercer grupo en donde incluiremos una serie de fosfatos de Fe, Mn, Mg (triplita, magniotriplita y graffonita), característicos de

algunos tipos de pegmatitas. Un cuarto grupo constituido por una serie de sulfuros y sulfoarseniuros, siempre de escasa importancia cuantitativa, que aparecen muy dispersos en algunas de estas pegmatitas (pirita, arsenopirita, lollingita y molibdenita).

Además de estos grupos mineralógicos hay que señalar la presencia de otros conjuntos que no están vinculados al proceso pegmatítico s.s. En primer lugar citaremos a una serie de minerales aluminicos (CO), cuyo origen está siempre asociado a la contaminación o asimilación más o menos directa de restos del encajante. Los más representativos, además de una buena parte de la moscovita, biotita y granate, son la andalucita y sillimanita, así como el corindón, que de manera esporádica acompaña a estos últimos minerales, en enclaves de clase E-4 (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, in press). También se podría incluir en este grupo a la cordierita, si se llegara a confirmar su presencia (ORTEGA et al., 1982).

Finalmente, hay que reseñar otra serie de minerales que forman parte de estas pegmatitas, pero cuya génesis no tiene que ver con el proceso pegmatítico s.s., al menos de una manera directa: unos por estar asociados a procesos hidrotermales postpegmatíticos (PP) originados por reemplazamiento o alteración de minerales primarios, entre los que hay que mencionar, además de neoformaciones de cuarzo, albita, feldespatos potásico, moscovita, apatito y berilo, a la clorita, cloritoide, bertrandita, magnetita, esfena, anatasa, uranofana, beckerita, autunita, torbernita, rockbridgeita, fosfuranilita y fosfosiderita; otros por aporte exterior, como es el caso de algunos sulfuros ligados a procesos hidrotermales que depositan sulfuros de tipo PBG (con neoformación de pirita, así como calcopirita, esfalerita y galena); otros por estarlo a procesos supergénicos (PS) como la goethita, limonita, piro-lusita, yeso, jarosita, escorodita, así como lib-combita y varios fosfatos complejos de Al, Ca, Fe y Mn, algunos de los cuales, por encontrarse en cantidades escasas, no han podido todavía ser caracterizados.

En la tabla 1 se muestra un resumen global de la mineralogía de estas pegmatitas, señalando en qué tipos de pegmatitas aparece cada mineral. En la última columna se especifica, según el esquema establecido, el origen de estos minera-

TABLA 1
Mineralogía de las pegmatitas de Sierra Albarrana

	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	2.1	2.2	Etapas		
Cuarzo	O	O	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Plagioclasa	O	O	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Feld. K	O	O	O	O	O	O	O	PG	PP	
Moscovita	*	*	O	O	O	O	O	PG	CO	PP
Biotita	■	*	*	*	■	■	■	PG	CO	
Chorlo-Dravita	*	■	O	+	O	O	O	PG		
Almand.-Espes.	—	—	—	—	■	■	■	PG	CO	PP
Apatito	*	*	■	*	*	■	■	PG	CO?	PP SU
Circón	*	+	+	—	+	+	+	PG		
Rutilo±Nb	■	■	■	—	+	—	—	PG	CO?	
Ilmenita	■	—	+	O	—	—	—	PG	CO?	
Hematites	■	—	—	O	—	—	—	PG	CO	PP
Berilo	—	—	—	—	*	—	O	PG	PP	
Crisoberilo	—	—	+	—	*	—	—	PG		
Uraninita	■	?	+	—	+	+	+	PG		
Brannerita	■	■	■	—	—	—	—	PG		
Torita	*	—	—	—	—	—	—	PG		
Monacita	*	?	+	—	—	+	+	PG		
Xenotima	*	—	?	—	?	+	+	PG		
Allanita	+	?	?	—	+	—	—	PG		
Nb-Tantalita	?	—	—	—	+	—	—	PG		
Triplita±Mg	—	—	+	—	*	?	+	PG		
Graftonita	—	—	+	—	?	?	+	PG		
Pirita	+	+	+	—	+	+	+	PG	PP	
Lollingita	—	—	—	—	—	?	+	PG	PP?	
Arsenopirita	—	—	—	—	?	?	+	PG	PP?	
Molibdenita	+	—	—	—	—	—	—	PG		
Andalucita	—	+	+	—	—	—	—	CO		
Sillimanita	—	+	+	?	?	?	?	CO		
Corindón	—	+	+	—	—	—	—	CO	PP?	
Batsnaesita	+	—	—	—	—	—	—	PP?		
Cloritoide	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Bertrandita	—	—	—	—	—	—	+	PP		
Magnetita	+	—	—	?	—	+	?	PP?		
Esfena	+	+	+	+	+	+	+	PP		
Anatasa	+	+	+	—	—	—	—	PP	SU?	
Clorita	+	+	+	+	■	+	+	PP	SU	
Uranofana	*	+	*	—	—	—	—	PP	SU	
Becquelerita	*	?	?	—	—	—	+	PP	SU	
Rockbridgeita	—	—	?	—	?	?	+	PG?	PP?	
Fosfuranilita	*	?	?	—	—	—	?	PP	SU	
Autunita	*	+	*	—	+	+	+	PP	SU	
Torbernitita	+	—	—	—	—	—	—	PP	SU	
Fosfosiderita	—	—	—	?	?	?	+	PP	SU	
Calcita	+	+	+	—	—	—	—	PP	SU	
Epidota	+	?	+	—	?	—	—	PP		
Calcopirita	?	—	—	—	+	—	—	PG?	PP	
Blenda	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Galena	—	—	—	—	+	—	—	PP		
Malaquita	?	—	—	—	+	—	—	SU		
Jarosita	+	—	+	—	—	—	+	SU		
Yeso	—	—	—	—	—	—	+	SU		
Limonita	+	+	+	+	+	+	+	SU		
Goethita	+	+	+	+	+	+	+	SU		
Escrodita	—	—	—	—	—	—	+	SU		
(1)	—	—	+	—	—	—	+	PP	SU	

Leyenda.—O: Muy abundante. ■ Abundante. * Escaso. + Raro. PG Pegmatítico s.s. CO Contaminación del encajante. PP Postpegmatítico. SU Supergénico.
(1) Libscombite y otros fosfatos de Fe, Ca, Mn y Al, aún no determinados.

les, incluyéndose, además, la frecuencia de los mismos.

La estructuración interna de estas pegmatitas varía mucho de unos cuerpos a otros, en general, como una función de su tamaño. De este modo, mientras que en los cuerpos más pequeños es difícil distinguir una zonalidad interna, en los de mayor envergadura esta zonalidad está más desarrollada, diferenciándose una serie de zonas, más o menos concéntricas, con características texturales y mineralógicas propias (figura 1).

Siguiendo la terminología, ya clásica, adoptada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos, formalizada después de CAMERON et al. (1949) y de una manera un tanto sintética, cabe señalar en estas pegmatitas desde el endócontacto hacia el interior de las mismas la siguiente zonalidad:

Zona de borde

Teóricamente corresponde a la parte de pegmatita que se ha enfriado más rápidamente, lo que se manifiesta porque suele presentar una textura aplítica, con un tamaño de grano fino a medio, notablemente más pequeño que el resto. Tiene una potencia muy reducida que no pasa

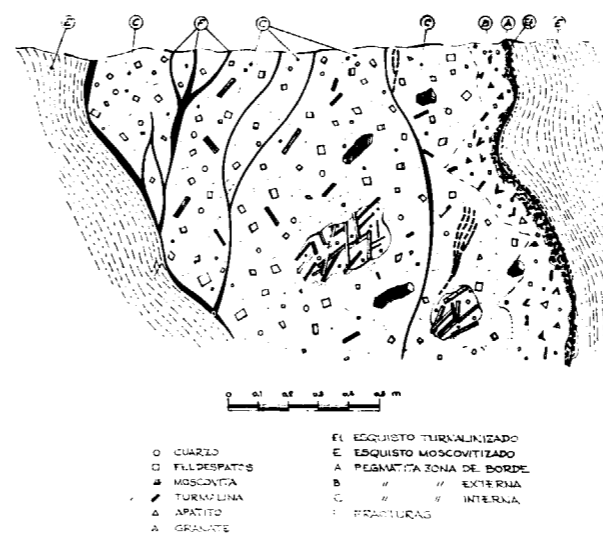


Figura 1.—Sección transversal de una pegmatita de tipo E2 (Complejo de El Punto). Aquí, como ocurre frecuentemente en muchos de estos cuerpos, la simetría bilateral se pierde a causa de fracturas sin-F₃ y posteriores. El berilo aparece difundido por toda la zona interna.

de 2 a 4 cm., y que, en muchas ocasiones, disminuye mucho o llega a desaparecer. Su mineralogía está constituida, fundamentalmente, por cuarzo y plagioclasa albitica, y en menor proporción feldespatos potásico. La turmalina es poco frecuente, dada la tendencia que tienen los fluidos ricos en B a emigrar hacia el encajante. Localmente, se observan también incipientes moscovitizaciones. La razón del escaso desarrollo de esta zona es obvia y se debe al pequeño contraste térmico entre los fluidos pegmatíticos y el encajante en donde éstos se emplazan.

Zona externa

Tiene una mineralogía similar a la anterior, de la que se diferencia, principalmente, por el desarrollo de las texturas gráficas entre el cuarzo y los feldespatos, así como por el mayor tamaño de grano, por lo menos de dimensiones milimétricas. El tránsito con la zona de borde es gradual y en pocas ocasiones se puede establecer un límite bien definido. En muchas pegmatitas es frecuente la presencia de biotita y/o de granate, como aportaciones, más o menos directas del encajante. La biotita, en mayor o menor cantidad, es casi ubicua en todas las pegmatitas, y suele recrystalizar en cristales alargados, de hábito alistonado («laths» en la literatura anglosajona), que llegan a medir hasta 70 cm. El granate es menos frecuente, y aparece casi de modo exclusivo en las pegmatitas emplazadas en los esquistos.

Zona interna

En esta zona el tamaño de grano es siempre grueso, alcanzando tamaños centimétricos o mayores. El feldespatos potásico suele predominar sobre la plagioclasa. Son frecuentes los dominios monominerales, a veces constituidos por monocristales de gran tamaño de dimensiones decimétricas. No son raros los fenómenos de reemplazamiento de feldespatos potásico por agregados de cuarzo y moscovita. Igualmente aparecen dominios de turmalina y cuarzo originados, bien por reemplazamiento de minerales primarios, bien por consolidación de pequeñas subcámaras ricas en volátiles que no tuvieron ocasión de migrar hacia el encajante. Finalmente, hay que destacar que en esta zona suelen aparecer la mayor parte de los minerales accesorios.

Zona de núcleo

Constituida casi exclusivamente por cuarzo que, en algún caso, incluye grandes cristales de feldespato potásico. En algunos cuerpos el cuarzo toma localmente una cierta tonalidad débilmente rosada.

La naturaleza poco evolucionada de estas pegmatitas impide una zonación más compleja, apareciendo, no obstante en ocasiones, dentro de las zonas descritas, algunas pequeñas diferenciaciones en bandas o dominios irregulares, caracterizadas por el predominio de determinados minerales. Sin embargo, dada su falta de continuidad, en pocos casos se pueden establecer subzonas en el sentido de CAMERON et al. (1949), UEBEL (1977) o CERNY (1982).

4. CLASIFICACION Y TIPOLOGIA DE LAS PEGMATITAS

Teniendo en cuenta la petrogénesis y condiciones de emplazamiento de estas pegmatitas, así como sus características geoquímicas, entre las que destaca la extremada pobreza en Li (GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, in press), es indudable que deben ser incluidas en el tipo III de GINZBURG y RODIONOV (1960) en RODIONOV (1964) y GINZBURG et al. (1979), aunque es evidente que algunas de las pegmatitas menos evolucionadas tienen también afinidades con el tipo IV y, por el contrario, en alguna de ellas la presencia de alguna mineralización de Ta, bien es verdad que muy escasa, podría constituir un nexo con las del grupo II de estos autores. Por otro lado, desde un punto de vista composicional, estas pegmatitas pertenecen a los tipos «cerámico» y «micáceo» de RUDENKO et al. (1975).

GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1988 y 1990a) señalaron la zonalidad que a escala de afloramiento presentaban las Pegmatitas de Sierra Albarrana, clasificándolas, en base a sus ubicaciones estratigráficas y a otras características anatómicas y mineralógicas, en dos grupos principales.

Las pegmatitas del primer grupo («G» de GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988) están ubicadas en los Gneises de La Albarrana. Sus emplazamientos, considerados en conjunto, están

sometidos a un moderado control estructural, lo que, sin embargo, no se manifiesta a pequeña escala o a nivel de afloramiento. La morfología de estos cuerpos es variable e irregular, conformando masas lenticulares o esferoidales, con frecuentes lobulaciones y apófisis que interdigitan con el encajante. Los contactos con éste suelen estar bien delimitados, aunque, a veces, quedan difusos cuando el encajante y la pegmatita tienen una composición similar, como es el caso de las pegmatitas de tendencia trondhjemítica o tonalítica emplazadas en gneises cuarzo feldespáticos.

Las pegmatitas pertenecientes al segundo grupo («E» de GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO, 1988) se encuentran ubicadas en los Esquistos de La Albariza - Bembézar. Sus contactos con el encajante son siempre netos y bien definidos y las morfologías suelen ser tabulares, con gran continuidad lateral, en algunos casos kilométricas. Sus potencias pequeñas, siempre inferiores al Dm., permanecen casi constantes a lo largo de todo su recorrido. Las direcciones de estos cuerpos, entre 130° y 160°, son paralelas a las estructuras de F₂, lo que evidencia, como ya se ha señalado, un fuerte condicionamiento tectónico.

Dentro de estos dos grupos se pueden individualizar perfectamente una serie de subtipos característicos, bien definidos en función de características texturales y mineralógicas, muchas veces dependiendo de su posición estratigráfica y del encajante.

G.1.

Tipo «Diéresis». Cuerpos lenticulares o irregulares de potencias métricas, caracterizados por su escasez en micas, sobre todo moscovita, y por la presencia conjunta de uraninita y brannerita como minerales primarios de uranio. Son relativamente frecuentes los minerales con altos contenidos en T.R., sobre todo monacita, así como una variada gama de óxidos de Fe y Ti que forman soluciones y exoluciones diversas: ilmenita, hematites, rutilo, rutilo niobífero.

G.2.

Tipo «Beta». Cuerpos lenticulares, de tamaño medio, con potencias no superiores al Dm. y como en el tipo anterior con una notable escasez de

minerales micáceos. El mineral primario de uranio es exclusivamente brannerita, y aquí los óxidos de Fe y Ti son más escasos, excepto el rutilo, que suele ser moderadamente abundante.

G.3.

Tipo «La Coma». Cuerpos lenticulares caracterizados por un desarrollo lateral mayor que en los tipos anteriores, pero con potencias inferiores al Dm. En su mineralogía aparece la moscovita como un mineral relativamente abundante, siendo la brannerita el único mineral de uranio primario. Tienen moderadas cantidades de rutilo y algunos de estos cuerpos llevan algún mineral de Be (crisoberilo). A veces contienen áreas de reemplazamientos feldespáticos.

G.4.

Tipo «40». Cuerpos tabulares a lenticulares de escasa potencia, raras veces superior al m. y que, con un gran desarrollo lateral, afloran de manera intermitente a lo largo de varios kilómetros. Sus principales características mineralógicas son su alto contenido en hematites y mucho más moderado en ilmenita, contenidos variables de moscovita y ausencia de minerales de uranio.

G.5.

Tipo «Cerro de la Sal». De morfología groseramente lenticular a ovoidal, presentan un grado de contaminación muy diverso, lo que se traduce en la aparición de cantidades variables de biotita y granate. No contienen, en cantidades significativas, minerales de U o Ti, pero sí algunas mineralizaciones de Be y muy esporádicas de Nb y Ta (columbotantalita).

E.1.

Tipo «50». Cuerpos con textura estromática, marcadamente tabulares, con un desarrollo lateral hasta hectométrico. Su mineralogía, muy banal, evidencia una escasa evolución. Tienen un fuerte componente aluminico, fruto de una intensa interacción con el encajante, siendo por ello ricos en micas y granate.

E.2.

Tipo «Peña Grajera». Cuerpos tabulares, a veces, con estructuras «pinch and swell» (MENHERT,

1968), más evolucionados que los anteriores. La contaminación del encajante es muy variable, manifestándose por la presencia de granates y micas. Presentan algunos procesos de reemplazamientos tardíos con áreas de albitización. En ocasiones contienen moderados contenidos de berilo y fosfatos, principalmente apatito.

En general, salvo el tipo G.4., que se aparta bastante de los restantes, tanto desde un punto de vista textural como mineralógico, se aprecia entre todos estos tipos de pegmatitas una relación que marca una diferenciación progresiva de las mismas, más o menos paralela al aumento del nivel estratigráfico de emplazamiento. No obstante, hay un evidente salto cualitativo entre las pegmatitas de los tipos G.5. y las pertenecientes al grupo E.

5. MINERALES DE BERILIO

5.1. Berilo

Desde un punto de vista genético, y también, como más adelante veremos, composicional, los berilos de Sierra Albarrana se pueden integrar en dos tipos diferentes, según que su formación ocurra durante el proceso pegmatítico s.s. o en una etapa tardía como consecuencia, principalmente, de la retrogradación del crisoberilo.

Los berilos del primer grupo que corresponden al tipo N (sin sustituciones significativas del Be y Al) de BAKANIN y BELOV (1962) y BAKANIN et al. (1967), son con mucho los más abundantes, constituyendo uno de los principales minerales accesorios en las pegmatitas de tipos G.4. y E.2.

Normalmente, constituyen monocristales idiomorfos o agrupaciones policristalinas orientadas paralelamente al eje c, que en conjunto muestran un contorno prismático hexagonal, también muy idiomorfo. En general (fig. 2) sus cristales desarrollan sólo las caras m (1010) y c (0001), y en raras ocasiones las s (1121) y u (2021). Estos cristales muestran siempre una pronunciada elongación paralela al eje c, con una relación longitud - diámetro que oscila entre 2 y 5. No obstante, esta relación puede ser más pequeña e incluso, en algún caso, menor que la unidad.

En muestra de mano aparecen turbios, aunque a veces presenten zonas con ligeras trasparen-

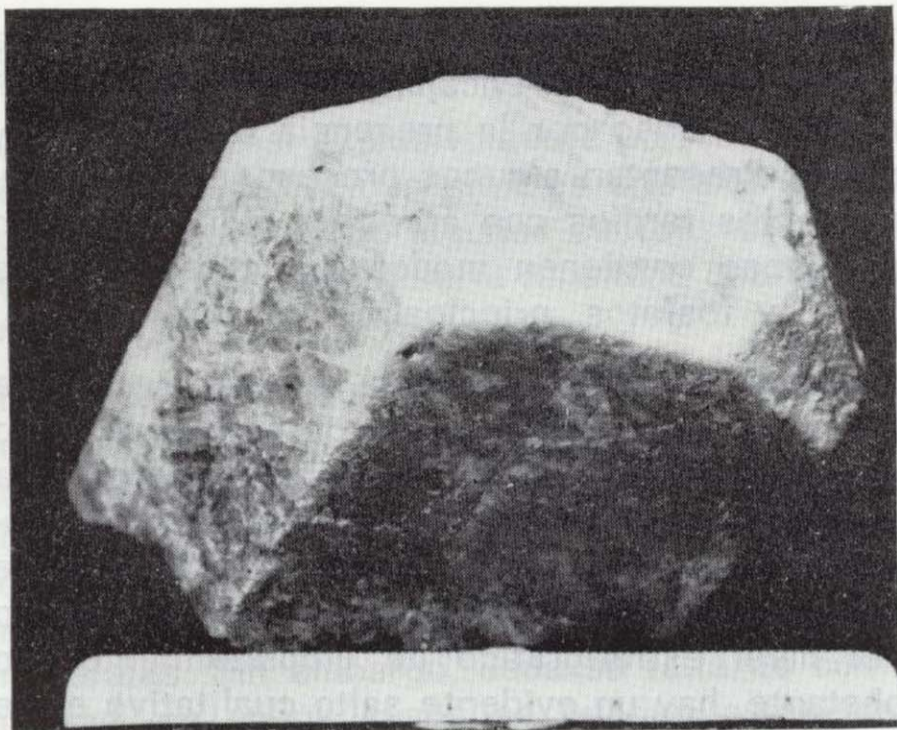


Figura 2.—Berilo: Pegmatita de Peña Grajera. Nótese cómo, además de las caras del prisma (1011) y pinacoide (0001), se aprecian las piramidales p (1011) y s (1121).

cias. Contienen inclusiones de cuarzo, feldespatos, mica y, muy esporádicamente, de piritita y óxidos de Fe y Ti.

En sección delgada son incoloros y sin pleocroísmo alguno, no presentando alteraciones importantes, salvo ligeras sericitizaciones en los bordes y a favor de algunos planos de diaclasa.

Este tipo de berilo cristaliza durante toda la etapa pegmatítica, aunque la mayor tasa de crecimiento se efectúe en los primeros estadios, precediendo a la cristalización generalizada de los feldespatos, siendo ésta la causa de su marcado idiomorfismo. No obstante, su nucleación y desarrollo puede continuar hasta estadios más tardíos, en donde su crecimiento puede quedar constreñido por feldespatos, e incluso moscovitas, ya formados.

Estos berilos tienen siempre una capacidad de nucleación baja, por lo que la tendencia general implica que se formen escasos cristales en comparación con otras fases minerales, si bien, siempre, de gran tamaño. En general, el crecimiento de estos cristales es continuo, siendo raras las formas esqueléticas. Sin embargo, en ocasiones se observan también algunos crecimientos discontinuos que se ponen de manifiesto por la intercalación, dentro de los cristales del berilo, de placas o láminas de cuarzo, feldespato o micas, orientadas de manera concéntrica y paralela a las caras del prisma. Ello indica interrupciones

temporales durante el crecimiento atribuibles, bien a una disminución del aporte de Be, o bien a un cambio local de las condiciones fisicoquímicas necesarias para su cristalización, tan sensibles, según BEUSS et al. (1963), a la relación Na/K de los fluidos pegmatíticos.

Las pegmatitas de tipo E.2. son las más ricas en berilo. Es muy común en las pegmatitas de Peña Grajera y parece que también lo fue en las de El Punto (D. HERNANDEZ, com. per.). Con menor abundancia aparece en las pegmatitas del Cortijo de la Segoviana, Admiración y otras de características similares. En todas ellas forma cristales decimétricos, a veces de varios kilogramos, bastante idiomorfos, de coloración amarillenta, parda o verdosa que se forman en la zona interna de estos cuerpos, asociados a cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, granate, turmalina y apatito.

En las pegmatitas de clase G.4 es menos frecuente, formándose exclusivamente sobre los enclaves peraluminicos de tipo E-3, en donde constituye cristales no tan idiomorfos como los anteriores, de tamaños milimétricos o centimétricos que, ocasionalmente, han llegado a medir en secciones basales más de 20 cm. de diámetro. Siempre tienen coloración verdosa y están acompañados por cuarzo, albita, feldespato potásico, crisoberilo, granate, turmalina, biotita, moscovita, apatito, triplita, magniotriplita y accesorios.

El segundo tipo de berilo corresponde al tipo O (con sustituciones importantes del Al por Mg y Fe) de BAKANIN y BELOV (1962) y BAKANIN et al. (1967), y es muchísimo menos frecuente que el anterior, habiéndosele sólo observado en una pegmatita de tipo G.4. Normalmente forma agrupaciones policristalinas y microscópicas; cuando, ocasionalmente, éstas llegan a alcanzar algunos milímetros de tamaño, destacan, en muestra de mano, por su transparencia e intenso color azul, tratándose desde este punto de vista de pequeños cristales de «agua marina». Estas agrupaciones de contornos xenomorfos están constituidas por un entramado de cristales columnares, bastante alargados respecto al eje cristalográfico c. En lámina delgada (de espesor aproximado de 30 micras) estos cristales son incoloros y en nada pleocroicos a pesar de que, como luego veremos, contengan un alto contenido en Fe, hecho que, según FONTAN y FRANSOLETT (1982), es causa de pleocroísmo en berilos similares. No

contienen inclusiones de otros minerales y aparecen asociados a cuarzo, albita, moscovita, clorita, crisoberilo, granate, turmalina y cloritoide. Las relaciones texturales de estos berilos con los minerales de su entorno sugieren un crecimiento a partir de la retrogradación del crisoberilo y quizá, en algún caso, por procesos de hidrólisis de berilos N.

5.2. Crisoberilo

El crisoberilo es un mineral mucho menos frecuente que el berilo, cuyo primer hallazgo en España tuvo lugar precisamente en estas pegmatitas (GONZALEZ DEL TANAGO et al., 1984). Posteriormente, también ha sido encontrado en las pegmatitas del Cabo de Creus (MELGAREJO, 1990 e, in press). Su importancia cuantitativa dentro del conjunto mineralógico de estas pegmatitas es exigua, pero, sin embargo, el hecho de constituir, junto con el berilo, una de las principales fases del sistema $\text{BeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (BASH), bien estudiado teórica y experimentalmente (BURT, 1978; FRANZ y MORTEANI, 1981 y 1984; BARTON, 1986) resalta su importancia, al contribuir a establecer las condiciones termobáricas en las que se desarrollaron estas pegmatitas. En Sierra Albarrana este mineral aparece de dos maneras diferentes.

En el primer caso, pegmatitas de tipo G.3, el crisoberilo, muy escaso, constituye monocristales xenomorfos, de color verde amarillento, translúcido en muestra de mano, que están integrados en una roca de textura pegmatítica de grano milimétrico o mayor. El crisoberilo aparece asociado al cuarzo, feldespatos, moscovita y nunca a berilo, ausente, como ya hemos comentado, de este tipo de pegmatitas. De sus relaciones texturales parece desprenderse, a pesar de la escasez de muestras disponibles, que el crisoberilo se formó durante la cristalización pegmatítica en equilibrio con estos minerales. Debido a ello este yacimiento es asimilable al tipo B (VLASOV, 1964; BEUSS, 1966).

En el segundo caso, pegmatitas de tipo G.4, este mineral es, por el contrario, más abundante. Constituye cristales muy idiomorfos, de tamaños milimétricos que raramente alcanzan el centímetro, de coloración verde clara a verde gris, más oscura que los del Complejo de La Coma. Se observan también maclas de dos individuos se-

gún un plano a 60° y maclas de tres individuos interpenetrados. En todos los casos son características las estriaciones que presenta la cara (100) y su hábito tabular debido al gran desarrollo que suele alcanzar la cara a (100) sobre las restantes: s (120), r (130) y b (010). No obstante, en algunos casos, se han reconocido hábitos prismáticos por inhibición de la cara s y mayor desarrollo de las a y b, dando lugar a formas pseudo-hexagonales. En todos los casos siempre predomina el crecimiento según los ejes Y y Z en detrimento del eje X (fig. 3).

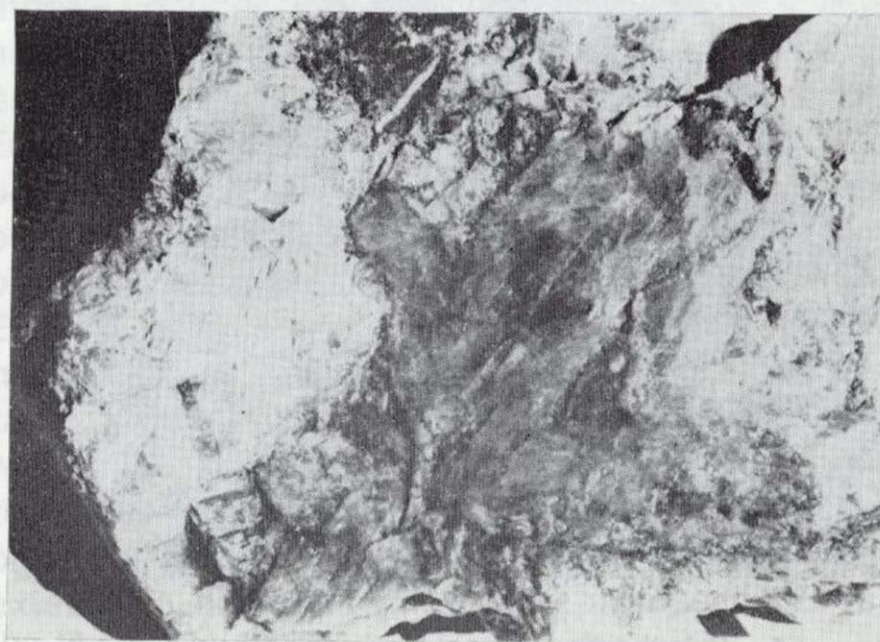


Figura 3.—Crisoberilo: macla de tres individuos según el plano (130). La longitud del cristal del centro es de 8 cm.; la matriz está constituida por cuarzo y feldespato.

En lámina delgada (fig. 4) no presenta anomalías ópticas, es incoloro y sin pleocroísmo, con un ángulo $2V$ que varía entre 68 y 72 grados. Su identificación estructural mediante difracción de rayos X, utilizando cristal único, fue realizada por GONZALEZ DEL TANAGO et al. (1984), obteniéndose los parámetros: $a_0 = 9.4052 \pm 0.0009 \text{ \AA}$; $b_0 = 5.465 \pm 0.001 \text{ \AA}$; $c_0 = 4.4237 \pm 0.0006 \text{ \AA}$; de los que resulta un valor para $v = 227.7926 \text{ \AA}^3$.

Con frecuencia aparece bastante diaclasado. En algunas ocasiones, sobre todo en aquellos individuos que crecen en las áreas más periféricas, llega a observarse una cierta orientación paralela a las estructuras planares que rodean la pegmatita (S_2). En ocasiones, en los bordes y planos de diaclasas, se observa crecimientos de

complejos con el F. Así, dada la afinidad del F con la fase silicatada (MANNING y PICHAVANT, 1983; PICHAVANT y MANNING, 1984), el Be permanece mayoritariamente en esta fase y apenas en la acuosa, causante del metasomatismo.

En Sierra Albarrana no se han encontrado minerales específicos de Be fuera de las pegmatitas, por lo que la fuente original del Be para los berilos N debe buscarse en ciertas fases minerales que, como las plagioclasas y micas, admiten en su estructura pequeñas cantidades de Be (PETROV, 1973) e incluso en granates (BEUSS, 1966). La fusión parcial de niveles de esquistos con cierta concentración de tales minerales producirá la incorporación del Be a los fluidos migmatíticos, concentrándose el Be en los de más tardía cristalización que darán lugar a las pegmatitas graníticas. Sin embargo, el hecho de que el berilo y en general los minerales específicos de Be sólo aparezcan en determinadas clases de pegmatitas, sugiere que este elemento debe tener una distribución desigual dentro de las rocas metamórficas de Sierra Albarrana. Concentraciones relativamente altas de Be, en ciertos materiales metamórficos, han sido encontradas, por ejemplo, en anfibolitas (BUSHLYAKOV y GRIGORIYEV, 1988). Por otra parte, anomalías de Be en determinados niveles estructurales asociados, a veces, a procesos tectónicos, han sido reconocidas por FRANZ et al. (1986) y KUBOVICS et al. (1989), por lo que la existencia en Sierra Albarrana de niveles con diferentes contenidos de Be no constituiría ninguna novedad. La posibilidad de que sea el F quien controle este proceso selectivo parece razonable; sin embargo, la presencia de fluorapatito (mineral que recoge la mayoría del F en estas pegmatitas) no implica necesariamente la existencia de mineralizaciones de Be.

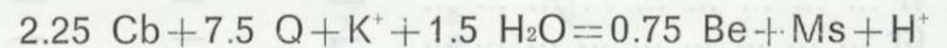
El berilo en ambiente saturado en sílice, como ocurre, normalmente, en estas pegmatitas, permanecerá como fase estable durante todo el proceso de consolidación de las mismas, dado que su campo de estabilidad cubre con mucho (BARTON, 1986; CEMIC et al., 1986) las condiciones a que estuvieron sometidos estos cuerpos desde su formación hasta su consolidación definitiva.

Solo en relación con fenómenos locales de reemplazamiento se producen en los berilos N algunas albitizaciones y moscovitizaciones que conducen a la desaparición parcial o total del mismo. Cabe suponer que el Be excedentario se re-

fugie, en estos casos, en las estructuras de la moscovita o pase a los fluidos residuales.

Por otra parte, la aparición exclusiva de minerales de Be en los enclaves E-3 de una pegmatita de tipo G.4 y la ausencia de estos minerales en el resto de la misma, parece sugerir que el origen del Be, en este caso particular, pudiera encontrarse relacionado con la mineralogía prepegmatítica de estos enclaves más que con los fluidos silicatados, si bien la riqueza en minerales de Be en alguno de estos enclaves plantea la duda de si los berilos se han podido formar sólo a partir de los contenidos de Be de las micas o plagioclasas del enclave. Parece lógico pensar entonces que pudo existir algún otro mineral con altos contenidos de este elemento y a este respecto, si se confirmara la presencia de cordierita prepegmatítica en estos enclaves, podría ser este mineral la fuente suplementaria del Be; la existencia de cordieritas ricas en Be es un hecho conocido (NEWTON, 1976; CERNY y POVONDRA, 1969; VRANA, 1979).

La formación de los berilos O no ofrece problema alguno, originándose a partir de la retrogradación del crisoberilo (fig. 12), probablemente con formación paralela de moscovita, según la reacción esquemática:



Este proceso sucede en una etapa tardía desconectada del proceso pegmatítico, en donde paralelamente se producen otras reacciones: forma-

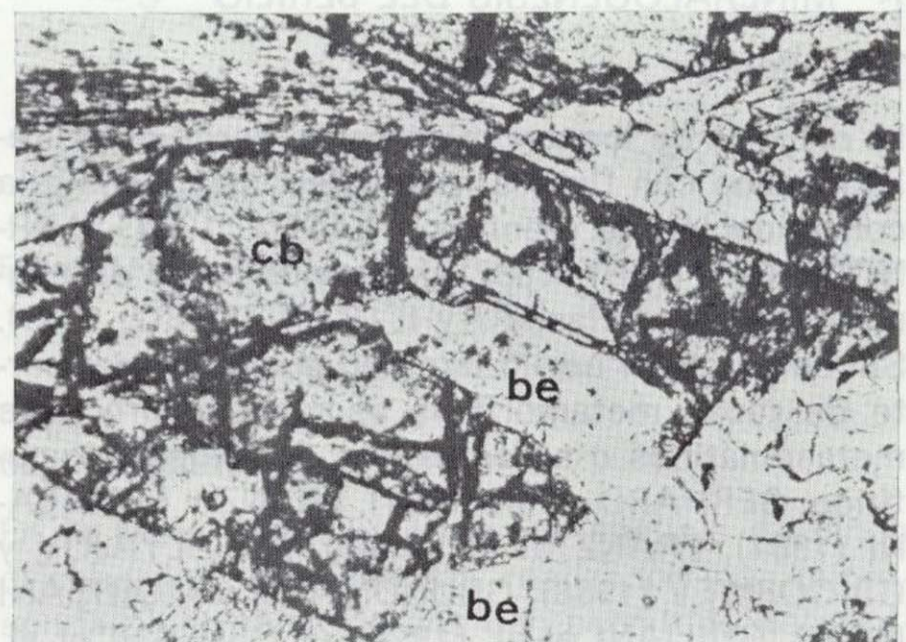


Figura 12.—Berilo «O»: pseudomorfosis parcial de un crisoberilos. Lámina delgada, $\times 25$.

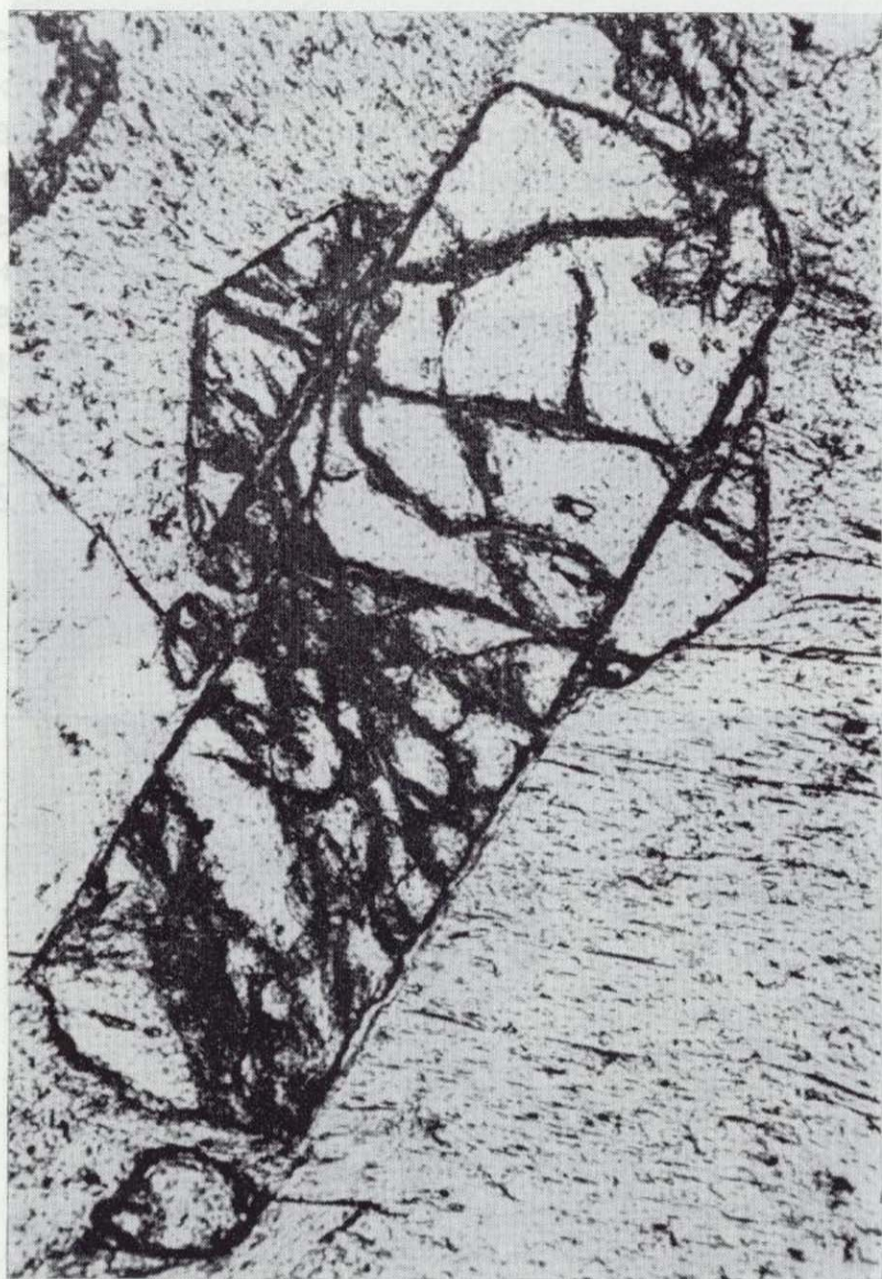


Figura 4.—Crisoberilo: aspecto en lámina delgada. El crisoberilo, de más relieve, está rodeado por cuarzo y clorita.

moscovita, sin formación paralela de berilo; es de suponer que el Be libre o entra en la red de la moscovita, o lo que es más probable, es transportado a otros lugares para formar berilo. En los procesos hidrotermales postpegmatíticos el crisoberilo puede desestabilizarse total o parcialmente y, como ya hemos señalado, su desaparición lleva implícita la formación de berilo O.

Este crisoberilo aparece exclusivamente ubicado en enclaves E-3, en la zona interna de la pegmatita, asociado a cuarzo, feldespatos potásico, albita, biotita, moscovita y berilo; otros minerales que aparecen en su entorno son el granate, cloritoide, clorita, magniotriplita y otros minerales accesorios. Es importante destacar de estas relaciones el equilibrio que se observa en los bordes de los granos de cuarzo y crisoberilo, así

como su estrecha vinculación con el berilo. Aunque no siempre, frecuentemente, el crisoberilo crece sobre los bordes del berilo, lo que parece sugerir que en estos casos se formó con posterioridad a éste (fig. 5). Desde un punto de vista genético este crisoberilo se formó indudablemente en un ambiente algo más pobre en sílice que el del Complejo de La Coma y en un entorno decididamente más aluminico que aquél, lo que hace que este yacimiento encaje mejor en el tipo C (VLASOV, 1964; BEUSS, 1966).

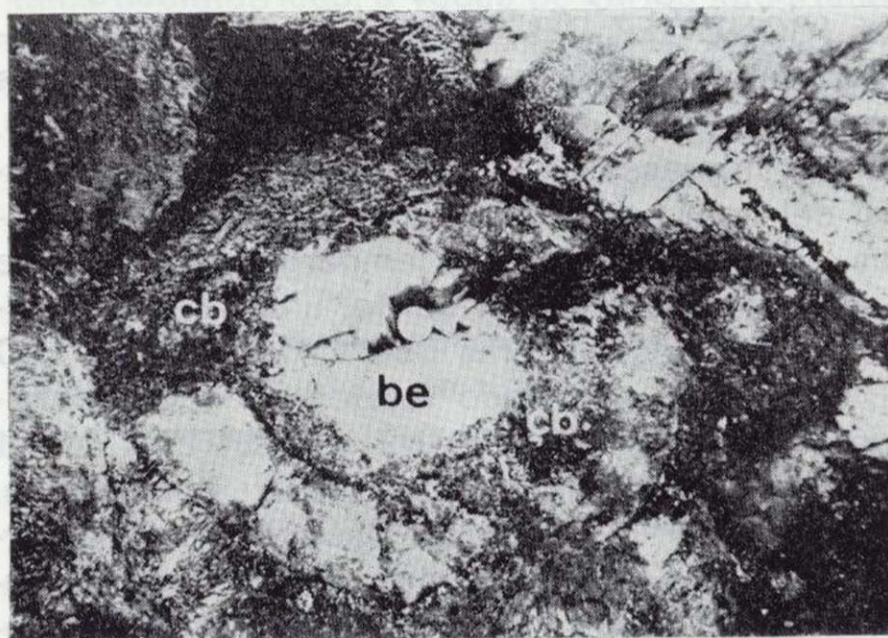


Figura 5.—Berilo «N». Los trabajos mineros dejaron al descubierto esta sección, casi perpendicular al eje c, en un cristal de aproximadamente 40 cm. de diámetro. (Obsérvese la moneda). La parte periférica, de color gris, está parcialmente pseudomorfizada por crisoberilo y cuarzo, mientras que la parte central, de color blanco, permanece inalterada.

5.3. *Bertrandita*

La presencia de bertrandita en las Pegmatitas de Sierra Albarrana ha pasado desapercibida hasta la fecha, sin duda a causa de su extremada rareza en las mismas. Ello es debido a que la formación de este mineral conlleva unas condiciones termobáricas que no se dieron en la evolución de estas pegmatitas, debido a que, en general, éstas habían quedado ya definitivamente consolidadas, antes de llegar a las condiciones de estabilidad de este mineral, según la definen GANGULI y SAHA (1967). Sin embargo, ocasionalmente, ligado a procesos hidrotermales bastante tardíos en algunas cavidades de berilos



Figura 4.—Crisoberilo: aspecto en lámina delgada. El crisoberilo, de más relieve, está rodeado por cuarzo y clorita.

moscovita, sin formación paralela de berilo; es de suponer que el Be libre o entra en la red de la moscovita, o lo que es más probable, es transportado a otros lugares para formar berilo. En los procesos hidrotermales postpegmatíticos el crisoberilo puede desestabilizarse total o parcialmente y, como ya hemos señalado, su desaparición lleva implícita la formación de berilo O.

Este crisoberilo aparece exclusivamente ubicado en enclaves E-3, en la zona interna de la pegmatita, asociado a cuarzo, feldespato potásico, albita, biotita, moscovita y berilo; otros minerales que aparecen en su entorno son el granate, cloritoide, clorita, magniotriplita y otros minerales accesorios. Es importante destacar de estas relaciones el equilibrio que se observa en los bordes de los granos de cuarzo y crisoberilo, así

como su estrecha vinculación con el berilo. Aunque no siempre, frecuentemente, el crisoberilo crece sobre los bordes del berilo, lo que parece sugerir que en estos casos se formó con posterioridad a éste (fig. 5). Desde un punto de vista genético este crisoberilo se formó indudablemente en un ambiente algo más pobre en sílice que el del Complejo de La Coma y en un entorno decididamente más aluminico que aquél, lo que hace que este yacimiento encaje mejor en el tipo C (VLASOV, 1964; BEUSS, 1966).



Figura 5.—Berilo «N». Los trabajos mineros dejaron al descubierto esta sección, casi perpendicular al eje c, en un cristal de aproximadamente 40 cm. de diámetro. (Obsérvese la moneda). La parte periférica, de color gris, está parcialmente pseudomorfizada por crisoberilo y cuarzo, mientras que la parte central, de color blanco, permanece inalterada.

5.3. *Bertrandita*

La presencia de bertrandita en las Pegmatitas de Sierra Albarrana ha pasado desapercibida hasta la fecha, sin duda a causa de su extrema rareza en las mismas. Ello es debido a que la formación de este mineral conlleva unas condiciones termobáricas que no se dieron en la evolución de estas pegmatitas, debido a que, en general, éstas habían quedado ya definitivamente consolidadas, antes de llegar a las condiciones de estabilidad de este mineral, según la definen GANGULI y SAHA (1967). Sin embargo, ocasionalmente, ligado a procesos hidrotermales bastante tardíos en algunas cavidades de berilos

alterados, se han formado pequeñas drusas de agregados policristalinos de bertrandita, en donde este mineral cristaliza junto con moscovita y cuarzo. Estos agregados están constituidos por individuos tabulares muy incoloros e idiomorfos, de tamaños hasta milimétricos. Su difracción de rayos X no muestra ninguna anomalía.

6. CRISTALOQUIMICA DE LOS MINERALES DE BERILIO

6.1. *Berilo*

Después de los trabajos de BAKANIN y BELOV (1962), BAKANIN et al. (1967), GIBBS et al. (1968), WOOD y NASSAU (1968), HAWTHORNE y CERNY (1977) y BROWN y MILLS (1986), la estructura del berilo se considera constituida por un edificio compuesto por anillos hexagonales de tetraedros de sílice que se disponen en planos perpendiculares al eje cristalográfico c, unidos por tetraedros y octaedros de BeO y Al₂O₃, respectivamente, constituyendo ambos la estructura «columnar» de este entramado. Este edificio da lugar a una serie de «canales» paralelos al eje cristalográfico c, existiendo dos vacantes no estequiométricas. Una ocupa el centro de los seis anillos de sílice (000), mientras que la otra queda debajo, entre dos planos consecutivos de tales anillos (00¹/₄), con unos diámetros aproximados de 2,8 Å y 5,1 Å, respectivamente (WOOD y NASSAU, 1968).

De ello se deduce la fórmula teórica del berilo (BAKANIN y BELOV, 1967): Al₂Be₃Si₆O₁₈ n(H₂O, R) o de un modo más genérico: M₂T₁T₂O₁₈ n(H₂O, R), en donde «M» representa los cationes en coordinación octaédrica (Al, Cr, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Zn, etc.); «T1» los cationes en coordinación tetraédrica (Be, Li y en menor medida Al); «T2» los de coordinación tetraédrica en anillos (generalmente Si y en algunos casos Al) y finalmente «R» los cationes de carga débil y radio iónico grande (Na, Ca, K, Rb y Cs) que pueden ocupar las posiciones en los canales anteriormente señalados.

La cantidad y clase de estas sustituciones ha sido a menudo utilizada para clasificar a este mineral e incluso correlacionarlo con su ambiente genético: BAKANIN y BELOV (1962), STAATZ et al. (1965); BEUSS (1966), BAKANIN et al.

(1967), CERNY (1975), HAWTHORNE y CERNY (1977).

En las tablas 2 y 3 se muestran análisis de berilos de Sierra Albarrana, efectuados mediante microsonda electrónica. En estos análisis los contenidos en Cr, Ti, Ba, P, S y F han resultado siempre irrelevantes y como en la mayoría de los casos se encuentran por debajo de los límites de detección de esta técnica, no se ha considerado útil incluir sus resultados. Sólo el Cr₂O₃ en el berilo 2.4 alcanzó un valor de 0.12 por 100 y el TiO₂ en el 12 el 0.11 por 100.

La elección de este método analítico, necesario para reconocer zonados químicos, no nos ha permitido conocer los contenidos en Li, Be y H₂O, ni la relación Fe³⁺/Fe²⁺. No obstante, algunos de estos valores, al menos, pueden ser estimados. En efecto, como en su momento señalamos, las pegmatitas formadas a gran profundidad, como ocurre en nuestro caso, llevan implícito siempre una acusada esterilidad en Li (CERNY, 1975). Este antagonismo siempre ha quedado confirmado en las pegmatitas de Sierra Albarrana, tanto en los análisis sistemáticos que se han realizado para la determinación de este elemento, en minerales receptores del mismo, principalmente moscovitas y biotitas, como por la inexistencia de fases minerales propias de Li (silicatos y fosfatos de Li en general).

El hecho de que no existan sustituciones del Be por el Li, al menos en cantidades significativas, nos permite tener una idea del contenido en Be y estimar la fórmula estructural. Las posibles sustituciones del Si por el Al, o del Be por el Al en posición T1 que indican BROWN y MILLS (1986), así como del Si por el Be o Al que señala SHATSKY et al. (1981) en posición T2 y la posible presencia de algunos cationes poco frecuentes como Cu y V en posiciones T1 y T2, respectivamente, por ser siempre de poca consideración, no parece que puedan introducir errores que alteren significativamente estas estimaciones.

El cálculo de la fórmula estructural se ha realizado en base a 18 oxígenos, partiendo del supuesto de que Si+Be es 9 (SCHALLER et al., 1962). La aproximación que produce el método es aceptable y ha sido cotejada con análisis de berilos de otros autores, en donde el valor del BeO se conocía «a priori» y en los que, como

TABLA 2
Análisis de berilos «N»

	1	2.1	2.4	2.7	2.9	3.1	3.8	4	5	6	7
SiO ₂ ...	66.38	67.54	67.44	67.58	67.15	67.59	65.91	66.64	66.51	65.96	66.03
BeO *	13.71	13.01	12.94	12.94	12.91	14.29	14.38	13.88	13.87	13.97	13.86
Al ₂ O ₃ ...	17.95	17.26	17.22	17.26	17.35	19.08	17.37	18.70	18.56	18.57	18.55
FeO (t) ...	0.32	0.32	0.27	0.19	0.16	0.33	0.18	0.21	0.13	0.35	0.09
MnO ...	0.0	0.10	0.04	0.0	0.0	0.15	0.04	0.01	0.0	0.0	0.0
MgO ...	0.38	0.13	0.12	0.11	0.04	0.03	0.0	0.0	0.07	0.06	0.06
CaO ...	0.08	0.0	0.0	0.05	0.03	0.01	0.0	0.02	0.07	0.19	0.23
Na ₂ O ...	0.29	0.19	0.20	0.19	0.12	0.15	0.11	0.06	0.21	0.14	0.09
K ₂ O ...	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0
Fórmulas estructurales en base a 18 oxígenos											
Si ...	6.01	6.15	6.16	6.16	6.16	5.97	5.91	6.0	6.0	5.97	5.98
Be *	2.99	2.85	2.84	2.84	2.84	3.03	3.09	3.0	3.0	3.03	3.02
Al ...	1.92	1.85	1.85	1.86	1.88	1.99	2.05	1.98	1.97	1.98	1.98
Fe ³⁺ *	—	0.02	—	—	—	—	—	0.01	—	0.02	—
Fe ²⁺ ...	0.02	—	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn ...	—	0.01	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
Mg ...	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01	0.01
Ca ...	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.02	0.02
Na ...	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02
K ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.

NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento relativo del análisis respecto al núcleo.

TABLA 3
Análisis de berilos «O»

	8	9	10.1	10.5	10.8	11	12
SiO ₂ ...	67.75	68.75	63.13	64.00	63.99	64.32	64.15
BeO *	13.16	13.66	13.41	13.24	13.27	13.42	13.34
Al ₂ O ₃ ...	15.40	15.19	14.39	14.73	14.60	15.65	14.68
FeO (t) ...	1.57	2.63	2.92	2.72	2.52	1.91	2.60
MnO ...	0.05	0.16	0.25	0.23	0.32	0.19	0.10
MgO ...	1.15	1.46	1.60	1.64	1.48	1.30	1.60
CaO ...	0.01	0.02	0.0	0.06	0.05	0.03	0.05
Na ₂ O ...	1.34	1.48	1.76	0.8	1.48	0.86	1.08
K ₂ O ...	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.0
Fórmulas estructurales en base a 18 oxígenos							
Si ...	6.14	6.09	5.96	6.01	6.01	6.00	6.00
Be *	2.86	2.91	3.04	2.99	2.99	3.00	3.00
Al ...	1.64	1.59	1.60	1.63	1.62	1.72	1.64
Fe ³⁺ *	0.04	0.14	0.16	0.21	0.15	0.15	0.20
Fe ²⁺ ...	0.08	0.05	0.07	—	0.05	—	—
Mn ...	—	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Mg ...	0.16	0.19	0.23	0.23	0.21	0.18	0.22
Ca ...	—	—	—	0.01	0.01	—	0.01
Na ...	0.24	0.25	0.32	0.15	0.27	0.16	0.20
K ...	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.

NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento respecto al núcleo.

en nuestro caso, los contenidos de Li eran insignificantes. Igualmente se puede seguir otro cálculo para conocer la fórmula estructural del berilo que conduce a resultados similares, al considerar también en base a 18 oxígenos, que la suma de los cationes en coordinación octaédrica es 2 (FRANZ et al., 1986). La utilización de este segundo método proporciona, en general, valores similares aunque con contenidos de Be ligeramente más bajos, que una vez recalculados como BeO producen resultados peores si los comparamos con análisis en donde el BeO fue calculado como tal.

Desde un punto de vista geoquímico, la simple contemplación de estos análisis confirma la existencia de dos poblaciones diferentes de berilo, sin que entre las mismas existan términos intermedios que indicaran una evolución transicional entre ambas. Los 11 primeros análisis (tabla 2) corresponden a berilos N; de entre estos, los números 1, 2, 3 y 4 corresponden a otros tantos berilos de pegmatitas del tipo E.1 (Peña Grajera y Segoviana), mientras que los 5, 6 y 7 pertenecen a berilos de pegmatitas del tipo G.4, con crisoberilo. Los restantes análisis, 8, 9, 10, 11 y 12 (tabla 3) pertenecen a berilos del tipo O, pertenecientes a pegmatitas de tipo G.4.

Dentro de los berilos N, en primer lugar hay que señalar la similitud composicional entre todos ellos, a pesar de pertenecer a pegmatitas de diferentes tipos e incluso de haberse generado en diferentes ambientes geoquímicos (dominios feldespáticos los berilos 1, 2, 3 y 4 y enclaves peraluminicos los 5, 6 y 7). Ni la aluminosidad del medio de crecimiento (aunque teniendo siempre en cuenta que se trata de ambientes saturados en Si), ni la mayor disponibilidad en el mismo de determinados elementos como el Fe y Mg; parece que tengan un reflejo demasiado significativo en la composición de estos berilos, propios de la etapa pegmatítica s.s.

Como se puede apreciar en todos ellos, sus composiciones son cercanas al valor teórico de este mineral, con un contenido en Al próximo a 2. Los contenidos en Fe, Mn y Mg son bajos, lo que indica que apenas contienen sustituciones en posición «M». Por otro lado, el escaso contenido en Na, K, Ca y presumiblemente en Cs (dadas las características genéticas de estas pegmatitas y teniendo en cuenta las mismas consideraciones que establecimos para el Li) su-

giere que estos berilos sólo contienen moderadas cantidades de cationes en posición «R».

En los berilos 2 y 3 se han realizado análisis en diferentes partes de un mismo cristal, encontrándose en ambos casos débiles zonaciones composicionales. Se observa siempre una pequeña pero significativa disminución del contenido de Fe, Mn y Mg hacia el borde de cada cristal. Ello, quizá obedezca al fuerte empobrecimiento que sufren los fluidos pegmatíticos en cationes ferromagnesianos conforme avanza el proceso de cristalización, por irse individualizando fases que, como el granate y biotita, acaparan estos cationes. Igualmente se observa una ligera disminución, de centro a borde, en el valor del Na, compensada en algunos casos (berilo 5) por un aumento del contenido en Ca. Esta disminución paralela en los álcalis, paradójicamente, en un medio cada vez más rico en ellos, se puede explicar, como luego veremos, por la vinculación que tiene la entrada de cationes en posición «R», con los desequilibrios de carga que se producen a causa de las sustituciones del Al³⁺ por cationes bivalentes. Este tipo de zonado es contrario al que encuentran FRANZ et al. (1986), en donde la entrada de cationes ferromagnesianos aumenta hacia el borde del cristal.

Por último, el análisis número 4 corresponde a un berilo originado durante un reemplazamiento tardipegmatítico. Su bajo contenido en ferromagnesianos es similar al correspondiente al borde de los berilos anteriores, acentuándose la disminución del Na, parcialmente compensada por un tímido aumento en el contenido de Ca. En estos casos, parece lógico suponer que debe tener lugar una moderada entrada de agua en posiciones no ocupadas por estos álcalis.

La siguiente población de berilos (8 al 12, tabla 3) está constituida por berilos O, retrógradados, que o bien crecen sobre crisoberilos o bien sin una relación inmediata con este mineral, aunque siempre con un carácter tardío y desconectado del proceso pegmatítico. De su composición química llama la atención sus contenidos más bajos en Al, compensados por su relativa riqueza en elementos ferromagnesianos que llegan a constituir hasta un 4 por 100 de su peso total. Igualmente se observa unos altos valores en Na que alcanzan hasta 1.76 por 100 de su peso total. En todos ellos sus contenidos en MnO y CaO son bajos, mientras que el de K₂O es siempre irrele-

vante. En este sentido se trataría de berilos sódicos, similares al tipo III de Correia Neves et al. (1984).

Al objeto de tener una idea más precisa de estas relaciones se han calculado los coeficientes de correlación interelementales, cuyos resultados se muestran en la tabla 4. Se puede apreciar la fuerte dependencia que tienen entre sí: Al, Fe, Mn,

Mg y Na. Por el contrario, el Si no presenta una correlación significativa con ningún elemento, como corresponde al papel neutral que juega en las sustituciones de la posición «M». El Ca presenta una correlación aparentemente muy baja, incluso con el Na; ello parece indicar, a primera vista, que la entrada de este catión en posición «R» no está controlada por los mismos factores

TABLA 4
Berilo. Coeficientes de correlación

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na
Si	1						
Al	-0.15	1					
Fe	-0.17	-0.93	1				
Mn	-0.24	-0.66	0.80	1			
Mg	-0.12	-0.95	0.99	0.77	1		
Ca	-0.41	0.14	-0.02	-0.04	-0.01	1	
Na	-0.07	-0.93	0.93	0.70	0.93	-0.12	1

que influyen en las relaciones entre el Al y Fe, Mn, Mg y Na. De todas formas hay que tener en cuenta que el cálculo de los factores de correlación del Ca puede resultar relativamente afectada cuando se utilizan valores catiónicos tan bajos como en este caso. En este sentido, si manejáramos óxidos en vez de cationes, como por ejemplo hace FRANZ et al. (1986), las correlaciones del CaO con respecto a los demás óxidos involucrados se situarían en torno al 0.5 de valor medio. Por otra parte, valores bajos de CaO como los que contienen estos berilos, pueden estar sujetos a errores analíticos, dado el método seguido, que podrían desvirtuar el tratamiento matemático. No obstante, no puede descartarse que el contenido de Ca de los berilos venga también determinado por la solubilidad local de este elemento y, por consiguiente, de su disponibilidad en los fluidos pegmatíticos.

Las anteriores relaciones se visualizan en los diagramas binarios de las figuras 6, 7 y 8 en donde se han utilizado los valores catiónicos por ser los que pueden dar mejor idea del grado de estequiometría del mineral. En todos los casos se observa siempre, y muy claramente diferenciados, las dos poblaciones de berilos que existen en estas pegmatitas.

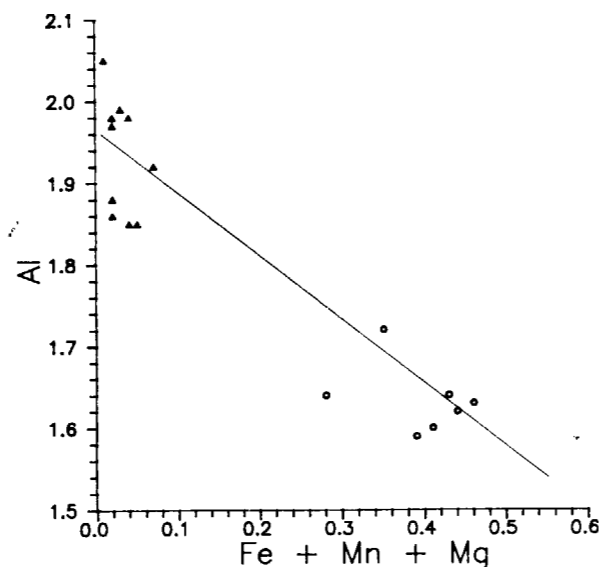


Figura 6.—Diagrama: Al, vs. Fe+Mn+Mg. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

En el diagrama de cationes en posición «M»: Al, vs. Fe + Mn + Mg (fig. 6) la regresión lineal proporciona la ecuación:

$$Al = 1.97 - 0.81 * (Fe + Mn + Mg)$$

la disminución del Al va acompañada por un aumento proporcional de cationes en posición «R». La regresión lineal de la forma:

$$Al = 1.99 - 1.45 * (Na + Ca)$$

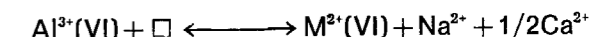
indica que la cantidad de cationes en posición «R» tiende a cero cuando el número de cationes del Al tiende a 2, o dicho de otro modo, cuando las sustituciones en posición M tienden a desaparecer.

Por último, la regresión lineal de los valores del diagrama: Fe + Mn + Mg, vs. Na + Ca (fig. 8) proporciona la ecuación:

$$Fe + Mn + Mg = -0.01 + 1.7 * (Na + Ca)$$

que confirma, bien a las claras, la relación que existe entre las sustituciones en posición «M» y la entrada de cationes en posición «R».

Todas estas consideraciones sugieren, de acuerdo con FRANZ et al. (1986), que los cationes en posición «R» entran en la estructura de estos berilos, equilibrando la pérdida de carga que supone la sustitución del Al por cationes bivalentes según el esquema:



Si estos intercambios no tuvieran otras connotaciones, es evidente que la relación entre el número de cationes en posición «M» y «R» tendería a ser 1, pero, sin embargo, vemos que esto no sucede. El diagrama de la figura 8 y la regresión lineal de sus valores es bien explícito al respecto, indicando que existe un evidente déficit de cationes en posición «R» respecto a los que entran en posición «M». Dicho de otra forma, existe un aparente desequilibrio de carga, al entrar menos cationes en posición «R» que los que teóricamente deberían entrar para compensar la pérdida de carga que supone la sustitución del Al por cationes bivalentes. BEUSS (1966) sugiere que en este caso el Fe debe de actuar como Fe³⁺ en vez de hacerlo, como es más habitual en el berilo, como Fe²⁺, tendiendo de este modo a compensar el desequilibrio de carga existente. En las tablas 2 y 3, en base a esta hipótesis, se han estimado los contenidos de Fe³⁺ de estos berilos, destacando la relativamente alta relación Fe³⁺/Fe²⁺ en los berilos O.

Berilos con contenidos de ferromagnesianos del 4.69 por 100, con todo o una gran parte del hie-

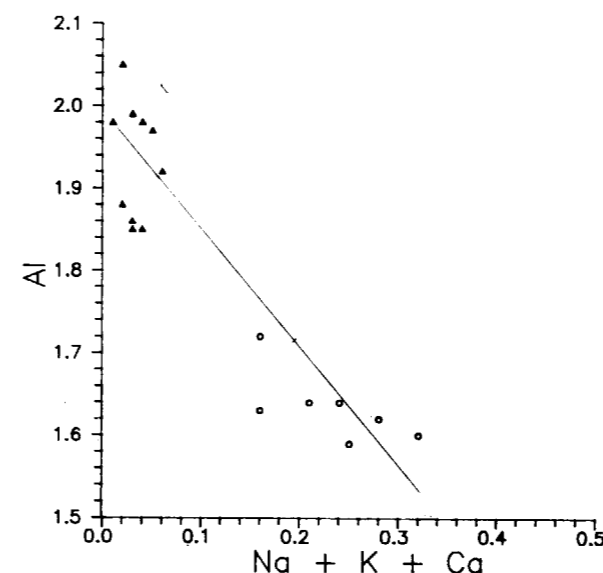


Figura 7.—Diagrama: Al, vs. Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

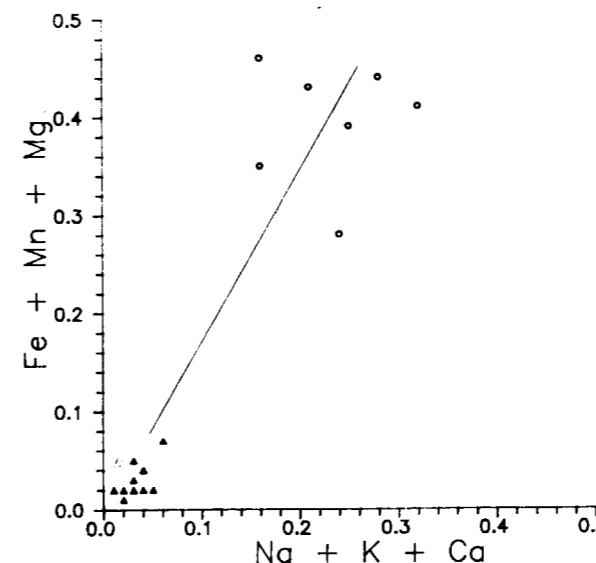


Figura 8.—Diagrama: Fe+Mn+Mg, vs. Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

que dice de la relativa bondad del cálculo y estequiometría de estos berilos con un valor para el A muy próximo a 2 si no existieran estas sustituciones.

El diagrama: Al, vs. Na+Ca (fig. 7) señala que

rro actuando como Fe³⁺ han sido señalados por SHALLER, 1962 (berilos de color azul) y con contenidos de Fe₂O₃ hasta 2.57 por 100, por SHASKIY (1981); igualmente, FONTAN y FRANSOLET (1982) estudian un berilo con un 3.23 por 100 de Fe₂O₃ y apenas un 0.22 por 100 de FeO relacionando además el color azul de los mismos con su alta relación Fe³⁺/Fe²⁺. Todo ello parece sugerir que el color azul de los berilos O de Sierra Albarrana se debe a su alto contenido en Fe y probablemente como Fe³⁺.

Los diagramas triangulares de las figuras 9, 10 y 11 ayudan a completar la visualización de estas relaciones. En los dos primeros se observa cómo la sustitución del Al por Fe y Mn (fig. 9) o por Mg (fig. 10) lleva implícita la entrada simultánea de cationes «R»; en el diagrama de la figura 11 lo que se manifiesta es la existencia de un mayor número de sustituciones a cargo de Fe+Mn en comparación con Mg, de tal forma que la relación (Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg) viene a quedar próxima a 0.59. Ello parece indicar, bien una mayor receptividad del berilo hacia el Fe con respecto al Mg dado que los valores del Mn apenas cuentan en el conjunto Fe+Mn, o bien, y esto es lo más lógico, que esta relación venga impuesta por consideraciones termodinámicas al cristalizar simultáneamente otras fases ferromagnesianas.

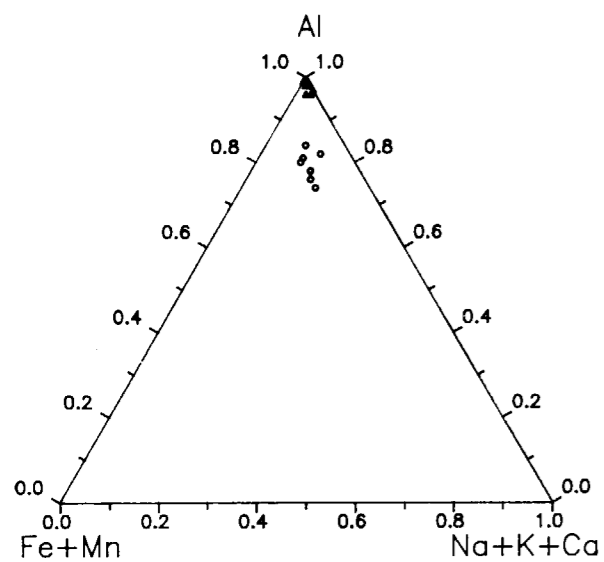


Figura 9.—Diagrama: Al; Fe+Mn; Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

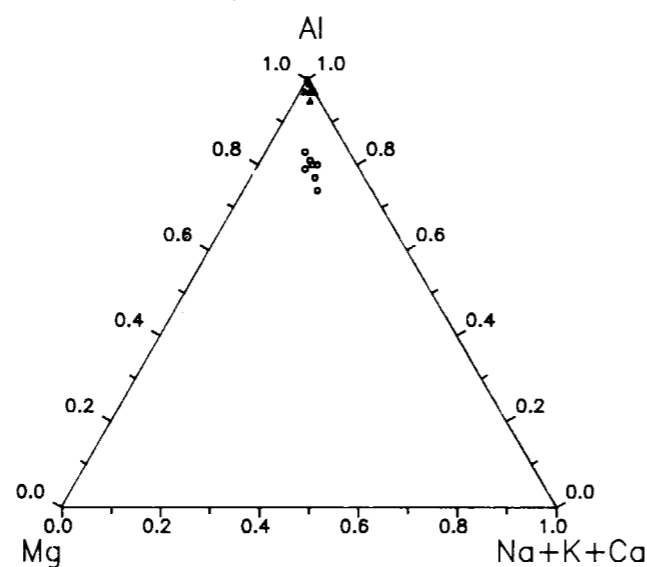


Figura 10.—Diagrama: Al; Mg; Na+K+Ca. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

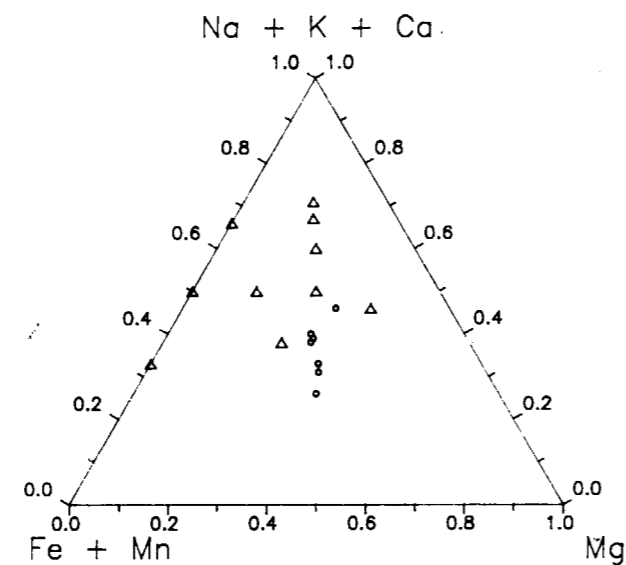


Figura 11.—Diagrama: Na+K+Ca Fe+Mn; Mg. Triángulos, berilos N; círculos, berilos O.

6.2. Crisoberilo

En la tabla 5 se muestran los análisis de cinco crisoberilos. Los análisis realizados por microsonda electrónica no nos han permitido determinar el contenido en Be. No obstante, se puede estimar el contenido de este elemento por estequiometría, al tratarse de un mineral anhidro que

no parece presentar demasiadas sustituciones. Todos los análisis muestran una relativa uniformidad y simplicidad, sólo alterada por los contenidos de Fe (como FeO total) próximos al 1 por 100. Este elemento debe entrar en la estructura

del crisoberilo, lógicamente, como Fe³⁺ sustituyendo al Al.

Por otra parte, en estos crisoberilos no se observan zonados ópticos ni composiciones (crisoberilos 1 y 3).

TABLA 5
Análisis de crisoberilos

	1.2	1.8	2	3.1	3.3	3.6	3.9	4	5
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	81.10	81.07	78.09	80.91	80.46	78.17	78.84	79.72	79.77
FeO (total)	0.99	1.13	0.67	0.81	0.78	0.75	0.71	1.05	1.14
MnO	—	—	—	0.04	—	—	—	0.03	0.03
MgO	—	0.05	0.09	0.02	—	—	—	0.03	—
CaO	0.01	—	—	0.02	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	0.09	0.09	—	—	—	0.08
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Fórmulas estructurales en base a 14 oxígenos									
Al	2.04	2.04	1.94	2.04	2.02	1.95	1.97	2.00	2.00
Be*	0.94	0.94	1.02	0.95	0.97	1.03	1.02	0.98	0.98
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Valores estimados.

NOTA.—La cifra decimal en el número del cristal medido indica el alejamiento relativo del análisis respecto al núcleo.

7. MINERALOGENESIS DEL BERILIO

7.1. Berilo

La mayoría de los yacimientos de berilo están relacionados con fluidos residuales, asociados a la consolidación de granitos (VLASOV, 1964; SMIRNOV, 1976; BURT, 1982), formando parte de pegmatitas de las clases I y II (GUINZBURG, 1979). Sin embargo, el berilo también puede formar parte de rocas metamórficas asociado a procesos metasomáticos o a pegmatitas de origen migmatítico. GERHARD et al. (1984), FRANZ y MORTEANI (1984), FRANZ et al. (1986), BUSHLYAJOV y GRIGORIYEV (1988), GRUNDMANN y MORTEANI (1989), GIULIANI et al. (1990a) y GIULIANI et al. (1990b).

La cristalización de berilo en exceso de sílice

y suficiente presión de H₂O no presenta problema alguno en las condiciones de formación de las pegmatitas de Sierra Albarrana. Según BEUSS (1963 y 1966), PETROV (1973) y EUGSTER (1985) la formación de berilo en las pegmatitas graníticas se debe a la tendencia del Be a formar complejos con determinados elementos volátiles, principalmente flúor, que se concentran en los fluidos silicatados residuales; la posterior alcalinización de estos fluidos, y si la concentración de Be en estos complejos es suficiente, dará lugar a la precipitación de berilo. La razón por la que el berilo, a diferencia de la turmalina, sólo se forma dentro de la pegmatita y nunca en las aureolas metasomáticas del exocontacto, como se manifiesta en Sierra Albarrana, hay que buscarla probablemente en esta afinidad del Be para formar

complejos con el F. Así, dada la afinidad del F con la fase silicatada (MANNING y PICHAVANT, 1983; PICHAVANT y MANNING, 1984), el Be permanece mayoritariamente en esta fase y apenas en la acuosa, causante del metasomatismo.

En Sierra Albarrana no se han encontrado minerales específicos de Be fuera de las pegmatitas, por lo que la fuente original del Be para los berilos N debe buscarse en ciertas fases minerales que, como las plagioclasas y micas, admiten en su estructura pequeñas cantidades de Be (PETROV, 1973) e incluso en granates (BEUSS, 1966). La fusión parcial de niveles de esquistos con cierta concentración de tales minerales producirá la incorporación del Be a los fluidos migmatíticos, concentrándose el Be en los de más tardía cristalización que darán lugar a las pegmatitas graníticas. Sin embargo, el hecho de que el berilo y en general los minerales específicos de Be sólo aparezcan en determinadas clases de pegmatitas, sugiere que este elemento debe tener una distribución desigual dentro de las rocas metamórficas de Sierra Albarrana. Concentraciones relativamente altas de Be, en ciertos materiales metamórficos, han sido encontradas, por ejemplo, en anfibolitas (BUSHLYAKOV y GRIGORIYEV, 1988). Por otra parte, anomalías de Be en determinados niveles estructurales asociados, a veces, a procesos tectónicos, han sido reconocidas por FRANZ et al. (1986) y KUBOVICS et al. (1989), por lo que la existencia en Sierra Albarrana de niveles con diferentes contenidos de Be no constituiría ninguna novedad. La posibilidad de que sea el F quien controle este proceso selectivo parece razonable; sin embargo, la presencia de fluorapatito (mineral que recoge la mayoría del F en estas pegmatitas) no implica necesariamente la existencia de mineralizaciones de Be.

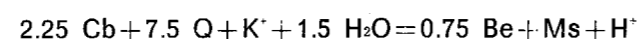
El berilo en ambiente saturado en sílice, como ocurre, normalmente, en estas pegmatitas, permanecerá como fase estable durante todo el proceso de consolidación de las mismas, dado que su campo de estabilidad cubre con mucho (BARTON, 1986; CEMIC et al., 1986) las condiciones a que estuvieron sometidos estos cuerpos desde su formación hasta su consolidación definitiva.

Solo en relación con fenómenos locales de reemplazamiento se producen en los berilos N algunas albitizaciones y moscovitizaciones que conducen a la desaparición parcial o total del mismo. Cabe suponer que el Be excedentario se re-

fugie, en estos casos, en las estructuras de la moscovita o pase a los fluidos residuales.

Por otra parte, la aparición exclusiva de minerales de Be en los enclaves E-3 de una pegmatita de tipo G.4 y la ausencia de estos minerales en el resto de la misma, parece sugerir que el origen del Be, en este caso particular, pudiera encontrarse relacionado con la mineralogía prepegmatítica de estos enclaves más que con los fluidos silicatados, si bien la riqueza en minerales de Be en alguno de estos enclaves plantea la duda de si los berilos se han podido formar sólo a partir de los contenidos de Be de las micas o plagioclasas del enclave. Parece lógico pensar entonces que pudo existir algún otro mineral con altos contenidos de este elemento y a este respecto, si se confirmara la presencia de cordierita prepegmatítica en estos enclaves, podría ser este mineral la fuente suplementaria del Be; la existencia de cordieritas ricas en Be es un hecho conocido (NEWTON, 1976; CERNY y POVONDRA, 1969; VRANA, 1979).

La formación de los berilos O no ofrece problema alguno, originándose a partir de la retrogradación del crisoberilo (fig. 12), probablemente con formación paralela de moscovita, según la reacción esquemática:



Este proceso sucede en una etapa tardía desconectada del proceso pegmatítico, en donde paralelamente se producen otras reacciones: forma-

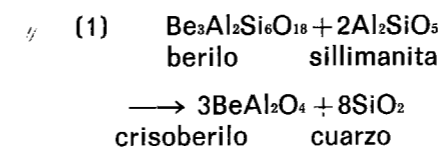


Figura 12.—Berilo «O»: pseudomorfosis parcial de un crisoberilo. Lámina delgada, $\times 25$.

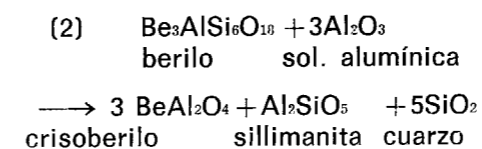
ción de cloritoide, cloritización de biotita y probablemente recristalizaciones de fosfatos primarios de Ca, Fe, Mg y Mn. Esto sugiere que el alto contenido de estos berilos en ferromagnesianos sustituyendo al Al está, de algún modo, vinculado a estas reacciones (de menor temperatura que las desarrolladas durante el proceso pegmatítico s.s.), en donde los intercambios de cationes ferromagnesianos son importantes. GERHARD et al. (1984) encuentran que los berilos con altas sustituciones del Al están relacionados con procesos metamórficos o metasomáticos, frente a los berilos pegmatíticos s.s., casi exentos de tales sustituciones. Esto también sucede en Sierra Albarrana, en donde sólo los berilos de tipo O, asociados a procesos retrometamórficos con formación de cloritoide, contienen tales sustituciones. Por otra parte la relación de este tipo de berilos y un ambiente rico en cationes ferromagnesianos y de baja temperatura ha sido señalado para berilos similares por FONTAN y FRANSOLET (1982).

7.2. Crisoberilo

La formación del crisoberilo parece más compleja que la del berilo. El problema de su génesis en pegmatitas, frecuentemente asociado a sillimanita, ha merecido la atención de numerosos autores. DOSTAL (1969), en Marsikov, Checoslovaquia, encuentra el crisoberilo asociado a sillimanita en pegmatitas sincinemáticas emplazadas en gneises con biotita-hornblenda. HEINRICH y BUCHI (1969), después de estudiar las relaciones paragenéticas de este mineral en una serie de yacimientos, llegaron a la conclusión de que el crisoberilo se forma según la reacción:

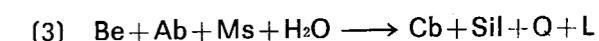


o bien, a partir de soluciones hidrotermales aluminicas que reaccionan con un berilo preexistente.



BURT (1978) estudió teóricamente el sistema

BASH y llegó a la conclusión de que la rareza del crisoberilo se debe a que sólo se puede formar en pegmatitas emplazadas en esquistos de alto grado o en rocas ultrabásicas, teniendo en cuenta que este mineral, con una relación Be/Al menor que el berilo, sólo puede ser estable en pegmatitas peraluminicas (contaminadas o subsaturadas en sílice). FRANZ y MORTEANI (1981) establecieron experimentalmente las reacciones de formación del par crisoberilo y cuarzo a expensas de berilo y de un silicato que aportara el Al, concluyendo que la formación de crisoberilo sólo es posible en aquellas pegmatitas con berilo que hubieran sufrido con posterioridad a su formación un cierto metamorfismo progrado y de ahí, precisamente, la escasez de este mineral. FRANZ y MORTEANI (1984) estudiaron las condiciones de formación del crisoberilo en dos localidades típicas, proponiendo una serie de reacciones alternativas haciendo intervenir a un mayor número de fases minerales. Estos autores asumen que existe una fase acuosa que explica la ausencia final de feldespato potásico, albita o sillimanita, proponiendo para el crisoberilo de la pegmatita de Kolsva, Suecia, un aporte del aluminio a partir del feldespato potásico, mientras que en el caso del crisoberilo de Marsikov, Checoslovaquia, el aporte se realizaría desde la albita. Por otro lado encontraron, además, una dependencia entre los minerales de Be y la desaparición de moscovita en régimen progrado, según:

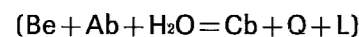
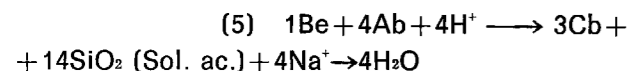
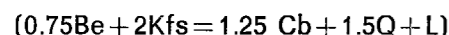
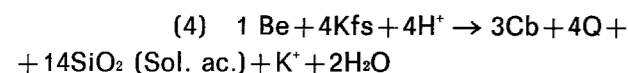


SOMAN y NAIR (1985) demostraron que la formación del crisoberilo en presencia de CO_2 podía ser posible directamente, sin recurrir a este metamorfismo progrado de las pegmatitas con berilo, dado que este volátil al reducir la solubilidad de la sílice permite que se formen fluidos residuales peraluminicos, condición necesaria, según hemos visto, para que se origine crisoberilo. BARTON (1986) destacó la importancia que los fluidos y álcalis tienen en el sistema BASH, cuantificando experimentalmente, entre otras reacciones, la del par crisoberilo y cuarzo con diferentes presiones de H_2O .

En Sierra Albarrana las relaciones texturales entre el berilo y crisoberilo varían bastante. Así, mientras que algunos crisoberilos parecen indudablemente formados a expensas de un berilo an-

terior, en otros la relación física entre ambos minerales presenta, aparentemente, bordes netos con aspecto de equilibrio entre estos minerales; por último, en otros casos, el crisoberilo no tiene ninguna relación física con el berilo, como ocurre en la Pegmatita de La Coma, en la que el berilo está totalmente ausente de la misma. Todo ello sugiere una relativa diversidad de reacciones formadoras del crisoberilo, que deben haber ocurrido casi desde los comienzos de la consolidación de estas pegmatitas hasta un estadio algo más avanzado, siempre, obviamente, mientras las condiciones físicas se mantuvieron dentro del campo de estabilidad del par crisoberilo y cuarzo, minerales que, en todos los casos, aparecen íntimamente asociados y en equilibrio.

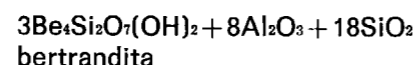
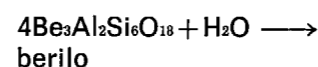
La formación de crisoberilo a expensas de un berilo anterior podría teóricamente ser explicado en estas pegmatitas por una reacción similar a la (1), faltando conocer qué fase aluminica aportó el Al necesario para la misma. La posibilidad de que esta fase fuera un silicato de aluminio s.s. (andalucita o sillimanita) parece poco probable pues tropieza con el inconveniente de que nunca se han encontrado estos minerales en las pegmatitas con crisoberilo, si bien es verdad que esto no prueba definitivamente la ausencia de estos minerales que podrían haber desaparecido por una posterior moscovitización debido a la alta actividad del potasio en las etapas pegmatíticas tardías. Esta aparente ausencia de sillimanita también invalidaría la reacción 2. Por todo ello parece más congruente pensar que el Al necesario debió proceder de un feldespato (potásico, Kfs, o albita, Ab), según alguna de las reacciones que proponen FRANZ y MORTEANI (1984):



La mayor cantidad de albita en el entorno de los crisoberilos parece sugerir un desarrollo más acusado de la reacción sódica, pero la presencia de feldespato potásico también hace posible la reacción potásica.

7.3. *Bertrandita*

La formación de bertrandita parece fuera de duda que tuvo lugar en una etapa tardía, siempre ligada a la hidrólisis de un berilo anterior. Este hecho, poco frecuente en estas pegmatitas, se produjo (GANGULI y SAHA, 1967), según la reacción.



en donde el Al y Si excedentarios forman cuarzo y moscovita (BARTON, 1986) y albita.

8. IMPLICACIONES DEL SISTEMA BASH (Be - Al - Si - H₂O) EN LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA

Ya hemos visto que las condiciones de estabilidad de los minerales con Be en Sierra Albarrana parecen indicar un primer estadio con berilo o eventualmente crisoberilo, y otro en donde el berilo pasa a crisoberilo y cuarzo. Posteriormente se puede neoforzar berilo a partir del crisoberilo o bertrandita desde el berilo.

En la figura 13 se recopilan algunas reacciones del sistema BASH que afectan a estas pegmatitas. Se incluyen además, a efectos de integrar éstas reacciones en un contexto más amplio, la curva de fusión mínima granítica de THOMPSON y ALGOR (1977), la del punto triple de HOLDAWAY (1971) y la de formación de feldespato potásico y sillimanita a partir de moscovita y cuarzo de HOLDAWAY y LEE (1977); igualmente se señala el punto triple según RICHARDSON (1969) y se respeta el que señala BARTON (1986). Por otra parte, se superpone la trayectoria del metamorfismo del núcleo de Sierra Albarrana determinado por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1990), indicándose mediante trama punteada las condiciones en donde se desarrollan los episodios pegmatíticos.

Conviene señalar que no hemos encontrado datos sobre la influencia que, en las reacciones que nos ocupan del sistema BASH, pueden ejercer determinados volátiles que alcanzan una cierta importancia en estas pegmatitas (B, P y en al-

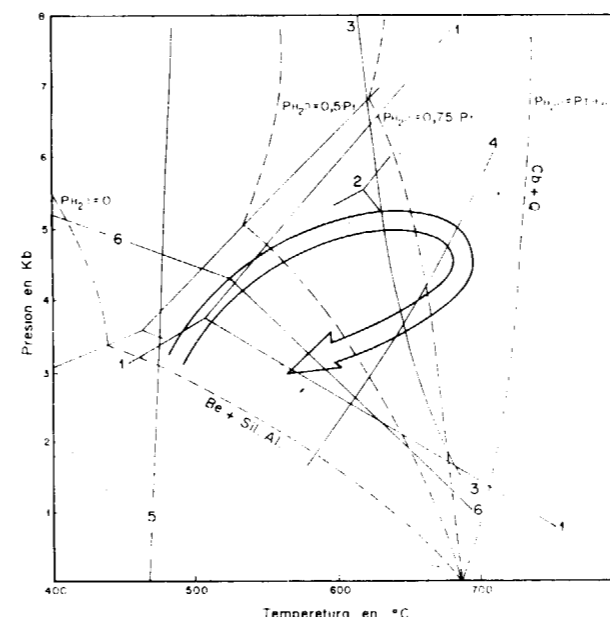


Figura 13.—Evolución presión - temperatura del núcleo de Sierra Albarrana; la zona punteada señala las condiciones de formación de las pegmatitas graníticas. 1. And - Ky - Sil (HOLDAWAY, 1971). 2. And - Ky - Sil (RICHARDSON, 1969). 3. Fusión mínima granítica (THOMPSON y ALGOR, 1977). 4. Ms + Q = Sil + Kfs + H₂O (HOLDAWAY y LEE, 1977). 5. Bt + Prl = Be + H₂O (GANGULI y SAHA, 1967). 6. Be + Sil.Al = Cb + Q (FRANZ y MORTEANI, 1981). Restantes curvas: BARTON, 1986.

Abreviaturas.—Si.Al., Silicatos de aluminio. Be, Berilo. Bt, Bertrandita. Cb, Crisoberilo. Restantes: KRETZ, 1982.

guna medida F). La razón del relativo antagonismo entre el B y el Be dentro ya de cada cuerpo pegmatítico ha sido comentada, pero ello no parece afectar a las relaciones berilo - crisoberilo; tampoco hemos observado ninguna relación clara con respecto al P, aunque sí cabe comentar la abundancia de fases con P (triplita - magniotripita) en asociación con el crisoberilo de una de las pegmatitas.

De acuerdo con los trabajos de BURT (1978), FRANZ y MORTEANI (1981 y 1984), SOMAN y NAIR (1986) y BARTON (1986) la mera presencia de crisoberilo en pegmatitas graníticas indica unas condiciones termobáricas de formación que sólo son alcanzadas por las pegmatitas de los tipos 3 y 4 de GINZBURG et al. (1979) o, de considerarse otros tipos de pegmatitas, debiendo recurrir a un metamorfismo postpegmatítico en facies de, al menos, anfibolitas, tratándose entonces de ortogneises y pegmatitas asociadas,

lo que no es, desde luego, el caso de Sierra Albarrana.

El hecho de no haberse observado otras fases minerales con Be, como fenaquita o las denominadas fases híbridas de FRANZ y MORTEANI (1981) parece sugerir, según estos autores, que la presencia de crisoberilo pegmatítico, en un medio con una relación entre la presión de agua y litostática obviamente próxima a la unidad, y con una alta actividad del Si, indica un desplazamiento de las condiciones termobáricas desde una situación previa, a la izquierda de la curva 6, hasta una situación en donde el crisoberilo es estable en presencia de cuarzo. Este hipotético desplazamiento parece lógico pensar que sucedería por un aumento de la temperatura, toda vez que un aumento de la presión litostática parece descartable en Sierra Albarrana, por cuanto la trayectoria del metamorfismo indica que cuando se alcanzan las temperaturas de fusión parcial dado ya comienzo la etapa descompresiva generalizada.

Sin embargo, es evidente que las condiciones que señalan FRANZ y MORTEANI (1981) para la formación de crisoberilo son muy inferiores a las mínimas de fusión parcial, necesarias para la formación de pegmatitas. No se nos escapa el hecho de que determinados volátiles (B, P, F, etc.) pueden modificar a la baja estas exigencias, pero, aun así y todo, no es posible la formación de pegmatitas en las inmediaciones de la curva 6, al menos a las presiones litostáticas en las que transcurre este proceso en Sierra Albarrana; nótese que esto sólo sería posible a presiones por debajo de los 2 Kb., prácticamente en el campo de estabilidad de la andalucita. En este orden de ideas, si aceptamos como válidos los trabajos de FRANZ y MORTEANI (1981), la única hipótesis posible que podría explicar la formación de crisoberilo a partir de un berilo anterior, pasaría por considerar que una serie de fluidos pegmatíticos, generados en ambiente apropiado, se emplazaron y consolidaron en niveles superiores más fríos, en donde aún no se habría llegado a alcanzar las condiciones de estabilidad del crisoberilo (esto es, en torno a los 550-600° C), formándose por ello berilo; posteriormente, cuando en estos niveles se llegara a alcanzar el pico térmico, se podría rebasar la curva 6 formándose entonces crisoberilo y cuarzo. Esta hipótesis que implica el emplazamiento de estas pegmatitas con berilo

primario a no menos de 3.000 ó 4.000 m. (1 Kb., aproximadamente) por encima del lugar de origen de los fluidos pegmatíticos fue sustentada por GONZALEZ DEL TANAGO y PEINADO (1984), cuando todavía no se conocían los trabajos de BARTON (1986). Sin embargo, parece poco factible que en las circunstancias geológicas de Sierra Albarrana, unos fluidos pegmatíticos puedan desplazarse libremente, sin llegar a cristalizar, tanta distancia en sentido vertical, teniendo en cuenta la geometría de F_2 tan proclive a los accidentes con bajo ángulo de buzamiento.

Por otro lado, de acuerdo con BARTON (1986), la formación conjunta de crisoberilo y cuarzo, suponiendo, lógicamente, una $P(H_2O)$ igual a la presión litostática, implica, para las presiones de 4.5 Kb que nos ocupan, temperaturas mínimas algo superiores a los 700° C (aproximadamente, 715° C). Es evidente que estas temperaturas están más de acuerdo con las condiciones del metamorfismo del encajante, aun superándolas ligeramente, que las que proporcionan los trabajos de FRANZ y MORTEANI (1981).

Como ya hemos señalado, la propia manera de aparecer el crisoberilo dentro de estas pegmatitas, a veces a partir de un berilo anterior, y en ocasiones sin berilo asociado, parecen indicar que la formación de este mineral no siempre obedece a la misma pauta. Por otro lado hay un hecho relevante que conviene resaltar y es el que en dos pegmatitas colindantes, Cerro de la Sal y Peña Grajera, ambas con berilo, sólo una contenga crisoberilo. Aunque entre ambos cuerpos se interpone un accidente tectónico, éste parece de escasa importancia y las características petrológicas de ambos encajantes no evidencian, en absoluto, que exista un salto metamórfico significativo entre ellos. Esto implica el que ambos cuerpos se tuvieron que formar en unas condiciones termobáricas similares, lo que sugiere, o bien que tales condiciones estaban muy próximas a la curva de estabilidad del crisoberilo y cuarzo, o que otros factores, independientemente de la temperatura, pudieron controlar la formación del crisoberilo.

Entre estos últimos factores podrían encontrarse la disminución local de la $P(H_2O)$, la disminución también local de la actividad del Si, y el aumento paralelo de la del Al, o, con menor probabilidad, un cambio positivo en el balance Na/K favorable a la formación de berilo (BEUSS, 1966).

La importancia que tiene la variación de la presión relativa del agua en la posición de la reacción formadora del crisoberilo ha sido señalado por BARTON (1986). El control casi exclusivo que ejerce sobre la misma la temperatura, cuando la presión relativa del agua se acerca a la unidad, sobre todo para presiones litostáticas como las que nos ocupan, entre 3 y 5 Kb, se puede apreciar en la figura 6. En este sentido, una disminución relativa de la $P(H_2O)$ del 25 por 100, a presiones litostáticas próximas a 4.5 Kb, equivale a un desplazamiento de la curva de estabilidad del crisoberilo y cuarzo algo más de 50° C.

Todas estas consideraciones parecen sugerir la posibilidad de que el crisoberilo se pudo formar, en general, más que por un aumento de la temperatura en sí, por alguna o algunas de las causas anteriormente señaladas. Esto haría compatible que el berilo o crisoberilo aparecieran en pegmatitas cercanas o incluso en la misma pegmatita, en función de estos factores más locales. De todos modos ello no descarta el hecho, probable en muchos casos, de que pegmatitas tempranas, alóctonas, sufrieron un cierto calentamiento con posterioridad a su consolidación, lo que evidentemente facilitaría la formación en ellas de crisoberilo.

El carácter sincinemático de las pegmatitas de Sierra Albarrana, dentro de una fase con frecuentes cizallas y fracturas dúctiles de bajo ángulo tuvo que favorecer la circulación de fluidos, así como el transporte dentro de ellas de álcalis y sílice. Esto debió originar, por una parte, una pérdida del carácter isoquímico de las reacciones de cristalización de determinados sectores de la pegmatita, con migración parcial del Si y aumento local y paralelo de la actividad del Al y, por otra parte, disminuciones, también locales, de la presión de fluidos. Todo ello debió trastocar localmente las condiciones del equilibrio berilo-crisoberilo (BARTON, 1986), dando lugar a que en determinados sectores predominaran las condiciones de formación del berilo, mientras que en otras lo serían del crisoberilo, sin que ello implicara, necesariamente, sustanciales cambios termobáricos (progrados) en el proceso de consolidación de estas pegmatitas.

Posteriormente, la presencia de berilos O indica, claramente, la existencia de procesos retrógrados en la pegmatita afectada, ocurriendo otro tanto con la bertrandita, significando que en al-

gunas de estas pegmatitas tuvieron lugar episodios hidrotermales por debajo de los 470° C, única manera de producirse bertrandita por hidrólisis del berilo. Tal circunstancia es muy rara en las pegmatitas de Sierra Albarrana, en donde, usualmente, estos cuerpos se consolidan definitivamente a temperaturas superiores, lo que justifica la rareza de bertrandita en las mismas y, de otra parte, imposibilita que se forme euclasa que debiera reemplazar al berilo, en presencia de silicatos de aluminio, hacia los 300 °C (BARTON, 1986).

AGRADECIMIENTOS

En los doctores D. Alfredo Hernández Pacheco y Dña. Soledad Fernández Santín (Universidad Complutense) he encontrado siempre un apoyo incondicional de todo tipo; además, han enriquecido con su lectura crítica este trabajo. Igualmente expresamos nuestro reconocimiento a la Dra. Dña. Mercedes Peinado (Universidad de Salamanca), por su apoyo y colaboración en todos los trabajos que estamos llevando a cabo en estas pegmatitas. Finalmente, agradecemos al Dr. D. Juan Carlos Melgarejo (Universidad de Barcelona) sus sugerencias y consejos en la lectura crítica del manuscrito.

También hacemos constar el apoyo y facilidades que siempre nos ha brindado ENRESA, tanto en Madrid como a lo largo de los trabajos de campo, en la zona de El Cabril.

Los análisis por microsonda se han realizado en la Universidad de Oviedo. Al Dr. D. Guillermo Corretge, y colaboradores, especialmente a Miguel Fernández, nuestro reconocimiento por su ayuda en este campo.

REFERENCIAS

- ABALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión, evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, pp. 430.
- ABAD, M. M., y MARTIN, J. D. (1990): *Caracterización por DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana, Córdoba*. Bol. SEM, 13-1, pp. 21-22.
- APALATEGUI, O., et al. (1983): *División de Grupos de Ro-*

cas en Ossa Morena Oriental. 5.ª Reunión ZOM. Temas Geológicos y Mineros, pp. 73-80.

ARRIBAS, A. (1967): *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos de uranio. Sierra Albarrana (Córdoba)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. [Geol.], 65, pp. 157-170.

BAKANIN, V. V., y BELOV, N. V. (1962): *Crystal chemistry of beryl*. Geochemistry, V, pp. 484-500.

BAKANIN, V. V., et al. (1967): *Correlation between the chemical composition and unit cell parameters of beryls*. Dokl. Acad. Sci. URSS. Trad. Earth Sci. Sel., 173, 129-132.

BARTON, M. D. (1986): *Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH) system, with petrologic applications*. Amer. Miner., 71, pp. 277-300.

BEUSS, A. A. et al. (1963): *Geochemistry of berillium in high temperature post magmatic mineralization*. Geochemistry, 3, pp. 316-323.

BEUSS, A. A. (1966): *Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits*. Trad.: Lachman, F., p. 401.

BRISBIN, W. C. (1986): *Mechanics of pegmatite intrusion*. Amer. Min., 71, pp. 644-651.

BROWN, G. E., y MILLS, B. A. (1986): *High temperature structure and crystal chemistry of hydrous alkali rich from the Harding pegmatite, Taos, New Mexico*. Amer. Miner., 71, pp. 547-556.

BURNHAM, W., y NEKSAVIL, H. (1986): *Equilibrium properties of granite pegmatite magmas*. Amer. Min., 71, pp. 239-263.

BURT, D. M. (1978): *Multisystems of beryllium mineral stabilities: The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Amer. Miner., 63, pp. 644-673.

BURT, D. M. (1982): *Minerals of beryllium*. Mac Short Course Handbook, 7, 135-146.

BUSHLYAKOV, I. N., y GRIGOROVYEV, N. A. (1988): *Beryllium in Ural Metamorphites*. Trad. Geokhimiya, 9, pp. 1296-1301.

CAMERON, E. N. et al. (1949): *Internal structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol., m. 2.

CARBONELL, A. (1926): *Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba y en otros lugares comparables a ella geológicamente*. XIV Cong. Inter. Madrid, pp. 1317-1337.

CARBONELL, A. (1941): *Nota sobre yacimientos de radio y berilio de Córdoba*. Anales de la Asoc. Esp. para el progreso de las ciencias, VI, pp. 52-60.

CEMIC, L. et al. (1986): *Experimental determination of melting relationships of beryl in the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O between 10 and 25 kbar*. Miner. Magazine, 50, pp. 55-61.

CERNY, P. (1975): *Alkali variations in Pegmatitic Beryl and their Petrogenetic Implications*. N. Jb. Miner. Ab., 2, pp. 198-212.

- CERNY, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*. Mac short Course Handbook, 7, 1-32.
- CERNY, P., y POVONDRA, P. (1966): *Beryllian cordierite from Vezná: (Na, K)+Be → Al*. N. Jahrb. Miner., Mh., pp. 36-44.
- CERNY, P., y POVONDRA, P. (1967): *Cordierite in West Moravian desilicated pegmatites*. Acta Univ. Carolinae. Geol., 203-221.
- CORREIA NEVES, J. M., et al. (1984): *Composicao química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético*. Rev. Bras. Geos., 14(3), pp. 137-146.
- CHACON, J.; DELGADO QUESADA, M., y GARROTE, A. (1974): *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba*. Bol. Geol. y Min., 85, pp. 713-717.
- DELGADO QUESADA, M., et al. (1977): *Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central*. Studia Geologica, 12, pp. 75-90.
- DOSTAL, J. (1969): *Some new data for chrysoberyl from Marsikov, northern Moravia*. Acta Universitatis Carolinae-Geologica, 4, pp. 261-270.
- EUGSTER, H. P. (1985): *Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework*. Min. Mag., 49, pp. 7-23.
- FENOLL, P., et al. (1983): *Intercrecimientos de óxidos de hierro y titanio en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba)*. Est. Geol., 39, pp. 253-259.
- FERSMAN, A. E. (1931): *Les Pegmatites, leur importance scientifique et pratique*. Acad. Sci. URSS. Trad. Trien de Tedodok, R., y Thoreau, J. (1951), 3 vols. Univ. Lovaina, pp. 675.
- FONTAN, F., y FRANSOLETT, A. M. (1982): *Le beryl bleu riche en Mg, Fe et Na de la mine de Lasur, Ariège, France*. Bull. Miner., 105, pp. 615-620.
- FRANZ, G., y MORTEANI, G. (1981): *The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb. and 400 °C to 800 °C*. N. Jb. Miner. Abh., 140, pp. 273-299.
- FRANZ, G., y MORTEANI, G. (1984): *The Formation of Chrysoberyl in Metamorphosed Pegmatites*. Jour. Petrol., 25-1, pp. 27-52.
- FRANZ, G. et al. (1986): *Rock Forming Beryl from a Regional Metamorphic Terrain (Tauern Window, Austria): Parageneses and Crystal Chemistry*. Tshc. Min. Petr. Mitt., 35, pp. 167-192.
- GANGULI, D., y SAHA, P. (1967): *Areconnaissance of the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Indian Ceramic Soc., 26, pp. 102-110.
- GARROTE, A., et al. (1980): *Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Sierra Morena. Temas Geol. y Min., 1.^a Reunión sobre la geología de Ossa Morena, pp. 145-165.
- GERHAD, F., et al. (1984): *The formation of beryllium minerals in metamorphic rocks*. Int. Geol. Congress. Moscu. Abs. Vol. V, Secc. 10, pp. 44-45.
- GIBBS, G. V. et al. (1968): *Structural refinement of hydrous and anhydrous syntethic beryl and emerald*. Lithos, pp. 275-285.
- GINZBURG, A. I. et al. (1979): *Principios de geología de las pegmatitas graníticas (en ruso)*. Nedra, Moscú, 266 pp.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1990): *Estudio mineralógico y geoquímico de los granates de Sierra Albarrana*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 125-126.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1984): *El crisoberilo de las Pegmatitas Graníticas de Sierra Albarrana. Condiciones genéticas y evolución*. 1.^{er} Congres. Esp. Geol., tomo II, pp. 131-145.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1988): *Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes*. Bol. Soc. Esp. Min., 11-2, pp. 26-27.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación*. Bol. Soc. Esp. Min., 13-1, pp. 123-124.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J., y PEINADO, M. (1990): *Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (ZOM, Córdoba, España)*. Bol. ITGE, 101, pp. 678-700.
- GRUNDMANN, G., y MORTEANI, G. (1989): *Emerald Mineralization during Regional Metamorphism: The Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) Deposits*. Econ. Geol., 84, pp. 1835-1849.
- GIULIANI, G. et al. (1990): *Origen of emerald deposits of Brazil*. Min. Dep., 25, pp. 57-64.
- GIULIANI, G. et al. (1990): *Les gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie: Nouvelles données métallogéniques*. Min. Dep., 25, pp. 105-111.
- HAWTHORNE, F. C., y CERNY, P. (1977): *The alkali metal position in Cs-Li-Beryl*. Can. Miner., 15, pp. 414-421.
- HEINRICH, E. W., y BUCHI, S. H. (1969): *Beryl-Chrysoberyl-Sillimanite paragenesis in pegmatites*. Indian Mineral., 10, pp. 1-7.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalucite and the aluminium silicate phase diagrams*. Amer. Jour. of Sci., 271, pp. 97-131.
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Cont. Miner., 63, pp. 175-198.
- JAHNS, R. H. (1953): *The genesis of pegmatites, I. Occurrence and origin of giant crystals*. Amer. Min., 38, pp. 563-598.
- JAHNS, R. H., y BURNHAM, W. (1969): *Experimental studies of Pegmatite Genesis. I. A Model for the Derivation and Crystallization of Granitic Pegmatites*. Econ. Geol., 64, pp. 843-864.

- JAHNS, R. H. (1982): *Internal evolution of granitic pegmatites*. Cerny, P., M. A. C.: Short Course in Granitic pegmatites in Science and Industry, 293-328.
- KRETZ, R. (1983): *Symbols for rock-forming minerals*. Amer. Min., 68, pp. 278-279.
- KUBOVICS, I. et al. (1989): *Beryllium and some other rare element contents of acid volcanics (tuffs) and metamorphites in Hungary*. Acta Geo. Hung., 21, 1-2, pp. 219-231.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1940): *Works of the Mining and Geological Institute of Spain and of the National Institute of Physics and Chemistry*. Report of the Committee on the Measurement of Geological Time. Exb., 13, p. 130.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1952): *Edad absoluta por métodos radioactivos de la formación uranífera de Sierra Albarrana*. Bodas de Oro R. Soc. Fís. y Quím. Madrid. Res. 17.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1957): *La edad de las uraninitas de Sierra Albarrana*. Notas y Comunicaciones del IGME, 45, pp. 5-12.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M., y ABBAD, M. (1941): *A pseudomorph of pitchblende after beryl, from the Sierra de la Albarrana (Córdoba)*. Rept. Comm. Meas. Geol. Time, 1940-1941, p. 115.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M., y ABBAD, M. (1942): *Mangana-patito de Hornachuelos - Córdoba*. Notas y Com. IGME, 10, pp. 159-160.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M. et al. (1942): *Age in years of three Spanish minerals*. Rept. Comm. Meas. Geol. Time, pp. 49-50.
- MANNING, D. A. C., y PICHAVANT, M. (1983): *The role of fluorine and boron of granite melts*, en Atherton, M. P., y Gribble, C. D. (eds.): *Magmatite, melting and metamorphism*. Shiva, pp. 94-109.
- MENHERT, K. R. (1968): *Migmatites*. Public. Elsevier, p. 362.
- MILLER, R. P., y MERCER, R. A. (1965): *The high temperature behaviour of beryl melts and glasses*. Mineral Mag., 35, pp. 250-376.
- MINGARRO, E. (1960): *Edad absoluta de las pegmatitas de España*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, pp. 1-120.
- NEDUMQV, I. B. (1964): *The process of differentiation of pegmatitic melt and the role of tectonics in the formation of rare elements pegmatites*. Int. Geol. Congress New Delhi 22nd Session rept., Pt. VI, 116-139.
- NEWTON, R. C. (1966): *BeO in pegmatitic cordierite*. Miner. Mag., 35, pp. 920-927.
- ORTEGA, M. et al. (1982): *Rocas metamórficas en las pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Bol. Geol. y Min., 93, pp. 436-445.
- ORTEGA, M. et al. (1984): *Caracterización mineralógica de micas, granates y nódulos de clorita en los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba)*. Sierra Morena. II Reunión Grupo de Ossa-Morena, 1980. Cuad. Lab. Laxe, núm. 8, pp. 75-82.
- PETROV, L. L. (1973): *Behavior of beryllium in crystallization of granitoid magmas*. Geokhimiya, VI, pp. 627-640.
- PICHAVANT, M., y MANNING, D. (1984): *Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data*. Physics of the Earth and Plan. Inter., 35, pp. 31-50.
- RICHARDSON, S. W., et al. (1969): *Experimental determination of the Kyanite-andalucite and the andalucite sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. Jour. of Sci., 267, pp. 97-131.
- RODIONOV, G. (1964): *Pegmatite types and some specific features of pegmatite formation*. Inst. Geol. Congress. 22nd Secc. India, pp. 140-156.
- RUDENKO, S. A. et al. (1975): *Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of the North Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation*. En Cerny, P. (1982): *Anatomy and classification of granitic pegmatites*, pp. 1-38.
- SCHALLER, W. T., et al. (1962): *An usual beryl from Arizona*. Amer. Miner., 47, pp. 672-699.
- SHATSKIY, A. S. et al. (1981): *Conditions for entry of alkali cations into beryl*. Trad. Geokhimiya, 3, pp. 351-360.
- SMIRNOV, V. I. (1982): *Geología de yacimientos minerales*. Trad. edic. en ruso (1976), Moscú, p. 654.
- SOMAN, K., y NAIR, N. G. K. (1983): *Genesis of chrysoberyl pegmatites of south Kerala, India, and its relation to the tectonic evolution of the region*. Trans. Inst. Min. Metall.
- SOMAN, K., y NAIR, N. K. G. (1985): *Genesis of chrysoberyl in the pegmatites of southern Kerala, India*. Min. Mag., 49, pp. 733-738.
- STAATZ, M. H., et al. (1965): *Diferences in the minor element composition of beryl in various environments*. Amer. Miner., 50, pp. 1783-1795.
- THOMPSON, A. B., y ALGOR, J. R. (1977): *Model Systems for Anatexis of Pelitic rocks*. Contrib. Miner. Petrol., 63, pp. 247-269.
- UEBEL, P. J. (1977): *Internal Structure of Pegmatites; its Origin and Nomenclature*. N. Jb. Miner. Abh., 131, 1, pp. 83-113.
- VLASOV, K. A. (1964): *Mineralogy of rare elements*. Vol. II. Moscú, Trans. Israel, 1966.
- VRANA, S. (1979): *A secondary magnesium-bearing beryl in pseudomorphs after pegmatitic cordierite*. Casopis pro miner. a geol., 24, pp. 65-69.
- WOOD, D. L., y NASSAU, K. (1968): *The characterization of beryl and infrared absorption spectroscopy*. Amer. Miner., 53, pp. 777-800.
- ZWART, H. J. (1962): *On the determination of polymorphic mineral associations and its applications to the Bosost area (Central Pyrenees)*. Geologie Rundschau, 52, pp. 38-65.

Original recibido: Febrero de 1991.
Original aceptado: Junio de 1991.

INFORMACION

Noticias

AVANCES EN LA RACIONALIZACION DEL LABOREO DE MINAS. DESARROLLO DE PROYECTOS-TIPO

Los proyectos-tipo tratan de responder a unas necesidades metodológicas con las que se encuentra el técnico minero cuando pretende proyectar con objeto de iniciar o modificar la infraestructura de la explotación, de introducir un nuevo equipo, de electrificar un sector, de modificar el circuito de ventilación, etc., derivadas, por una parte, de la complejidad creciente de las técnicas, procedimientos y equipos que se vayan a utilizar y, por otra, de las exigencias de la propia Administración que requiere un mayor nivel de información para cumplir los fines que le son propios, como la seguridad y gestión.

El Área de Minería de la Dirección de Recursos Minerales del ITGE ha pretendido recoger estas consideraciones, elaborando una serie de manuales de proyectos-tipo que permitan la redacción de proyectos homogéneos destinados a justificar ante la Autoridad Minera los aspectos de su competencia y a permitir al responsable de la mina planificar y dirigir los trabajos de forma conveniente. En este trabajo se cuenta con la colaboración de AITEMIN.

Con la publicación de estos manuales se pretende disponer de un conjunto de documentos técnicos que permitan dar un paso importante en los fines siguientes:

- Mejora de la productividad minera.
- Ayuda al técnico en su labor de ejecución de proyectos más correctos y adecuados.
- Ayuda a la Administración mediante la normalización de los proyectos que debe inspeccionar.
- Mejora en la calidad de proyectos y equipos que incidirá, de forma importante, en los aspectos de seguridad.

Estos manuales se estructuran de tal modo que puedan recoger, de una manera sencilla y sistemática, la mayor información posible de interés para el proyecto, llevando incorporado un soporte informático, para el tratamiento de esta información, así como unos programas específicos, de utilización en ordenadores de tipo personal, para facilitar la redacción e impresión de los proyectos.

Hasta el momento se ha publicado el manual correspondiente al proyecto-tipo de ventilación. Aparecerá en breve el de redes eléctricas de baja tensión y están en fase final de elaboración los de transporte, explotación de talleres con entibación metálica y redes eléctricas de alta tensión.

FERIAS Y CONGRESOS PROXIMOS A CELEBRARSE

18-21 AGOSTO, 1991

Copper 91/Cobre '91. Conferencia internacional en Ottawa organizada conjuntamente por la Asociación Metalúrgica de CIM, Canadá, el Instituto Chileno de Ingenieros de Minas y la Asociación Americana de Minerales, Metales y Materiales.

Información:

Dr. C. Díaz
Inco Ltd.
Sheridan Park
Mississauga - Ontario
(Canadá L5J 1ZQ)

26-30 AGOSTO, 1991

IV Conferencia internacional de Procesamiento y Utilización de Carbones de Alto Contenido de Sulfuro - Idaho Falls (USA).

Información:

Barbara Chadwick
INEL/EG & G Idaho Inc.
Center for Bioprocessing
P.O. Box 1625
Idaho Falls
ID 83415-2203 (USA)

SEPTIEMBRE, 1991

Congreso Internacional del Agua en la Minería - Ljubijana (Yugoslavia).

Información:

D. Rafael Fernández Rubio
Dpto. de Ingeniería Geofísica
Escuela de Minas
Ríos Rosas, 21
28003 Madrid

2-4 SEPTIEMBRE, 1991

IX Conferencia sobre Prospección de Terrenos en Areas Glaciares - Museo Real de Escocia (Edimburgo).

Información:

The Ninth Prospecting in Areas of Glaciated
Terrain Conference
The Conference Office
The Institution of Mining and Metallurgy
44 Portland Place
London W1N 4BR (Inglaterra)

2-5 SEPTIEMBRE, 1991

Conferencia internacional sobre la Fiabilidad, Producción y Control en la Minería del Carbón - Wolcongong (NSW).

Información:

R. D. Lama
Kemba Coal & Coke Pty Ltd.
P.O. Box 1770
Wollongong - N.S.W.
(Australia)

9-13 SEPTIEMBRE, 1991

**Biohidrometalurgia '91 - Lisboa.
XIV Simposio internacional sobre la utilización de la biotecnología en la minería, industrias metalúrgicas y de medio ambiente.**

Información:

Dr. J. C. Duarte
Lnteti
Queluz de Baixo
P-2745 Queluz (Portugal)

16-18 SEPTIEMBRE, 1991

II Conferencia internacional sobre la Reducción de las Aguas Acidas de Drenaje - Montreal (Canadá).

Información:

Pamela Friedrich
Canmet
555 Booth Street
Ottawa - Ontario
(Canadá - K1A OG1)

16-20 SEPTIEMBRE, 1991

IV Exposición China de la Industria Minera del Carbón «China Coal '91» - Centro de Exposiciones Agrícolas (Pe-kin).

Información:

Mr. Larry Tang
Tradeshow Consultant International Ltd.
Suite 925
Ocean Centre - Canton Road
Kowloon - Hong Kong

17-21 SEPTIEMBRE, 1991

Conferencia internacional sobre la Minería Profunda - Johannesburgo (Sudáfrica).

Información:

Miss Pamela Brinstead
Conference Secretary
The South African Institute
P.O. Box 61127 - Marshalltown 2107
Johannesburgo (Sudáfrica)

18-20 SEPTIEMBRE, 1991

Simposio sobre los reactivos en el procesamiento de minerales - Camborne.

Información:

Dr. B. A. Wills

Camborne School of Mines
Redruth, Cornwall (Inglaterra)

18-21 SEPTIEMBRE, 1991

Geotechnica - Salón internacional para las Geociencias y la Geotécnica - Centro de Congresos de la Feria de Colonia.

Información:

Ideeler Trager
Alfred-Wegener - Stiftung
Ahrstr. 45 - Postfach 20 14 48
D-5300 BONN - 2
(Alemania)

23-28 SEPTIEMBRE, 1991

XVII Congreso internacional de Proceso de minerales - Dresden.

Información:

Prof. Dr. H. Schubert
Bergakademie Freiberg
Agricolastrasse, 1
Frieberg - Alemania

29 SEPTIEMBRE - 1 OCTUBRE, 1991

III Simposio internacional sobre Minería Continua de Superficie - Checoslovaquia.

Información:

Strojexport A.S.
Att. Jiri Vavra
Vaclavske Nam, 56
113 26 Praga, 1
Checoslovaquia

8-10 OCTUBRE, 1991

Congreso 1991 de la Industrie Minerale - Mines et Carrieres - Palacio de Congresos Futuroscope - Poitiers (Francia).

Información:

Société Industrie Minerale
Organisation du Congress 1991
Sim District Auvergne - Limosin de la Société de l'Industrie Minerale
Cogema
41, Rue Barthélemy Thimonnier B.P. 1515
87020 Limoges - Cedex 09
(Francia)

OTRAS REUNIONES CIENTIFICAS

Barcelona, del 3 al 5 de junio. Jornadas sobre *Física de la Tierra: de la observación a la modelización*, organizadas por el Institut de Estudis Catalans. Información: Antoni M. Correig. Teléfono: (93) 330 73 11.

Madrid, mes de junio. Miércoles, de 18 a 20.30. Seminarios de Ciencias Naturales sobre *Identificación de minerales*.

Lugar: Museo Nacional de Ciencias Naturales. Información: Teléfono: (91) 411 13 28.

Espoo (Finlandia), del 3 al 6 de junio. Simposio sobre *Sensores remotos: vigilancia global para la gestión de la Tierra*: IGARSS 91. Información: M. Hallikainen. Helsinki University of Technology. Otakaari 5 A. 02150 Espoo. Finlandia. Teléfono: 358 0 451 2264.

XII CONGRESO LATINOAMERICANO DE LA CIENCIA DEL SUELO

A celebrar en Salamanca, del 22 al 26 de septiembre de 1993.

Secretario: Juan Gallardo Lancha. Apdo. 257. Salamanca. Fax (923) 21 96 09.

III CONGRESO NACIONAL DE LA CIENCIA DEL SUELO

A celebrar en Pamplona.
Secretario: Ignacio Sánchez-Carpintero.

Dpto. de Edafología. Universidad de Navarra.
31080 Pamplona.

Libros

ALTERACIONES Y PALEOALTERACIONES EN LA MORFOLOGIA DEL OESTE PENINSULAR. ZOCALO HERCINICO Y CUENCAS TERCARIAS

Este volumen, recientemente editado por el ITGE, y que ha sido coordinado por los señores J. A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano, está dedicado al estudio de las alteraciones, paleoalteraciones y paleosuelos mesozoicos y cenozoicos relacionados con la morfología del Macizo Hespérico y también con su sedimentación asociada. Todo ello planteado como Curso Extraordinario organizado por la Universidad de Salamanca y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España en el marco de la Sociedad Española de Geomorfología y dentro de sus reuniones monográficas de carácter periódico. Su desarrollo, en Salamanca, durante las fechas 25 a 27 de junio de 1991, que constó de un programa mixto de un día de conferencias y dos jornadas de campo, se recoge en el presente libro.

La primera parte se dedica a las conferencias impartidas por distintos especialistas durante la primera jornada. Los tres primeros artículos, obra de los tres organizadores y coordinadores del Curso, se refieren a aspectos más genéricos, pues tratan de introducir a los interesados en la materia objeto de estudio.

Inicialmente, se plantea una visión general del Macizo Hespérico desde la conclusión de la orogenia hercínica hasta nuestros días, dando lugar con ello al desarrollo de una historia geológica alpina resumida que es, claro está, la de su evolución geomorfológica. Se relaciona relieve y sedimentación, poniendo énfasis en un vínculo de unión importante: las alteritas. La importancia de las paleoalteraciones en la evolución de los relieves es puesta de manifiesto sobre el caso concreto que se estudia: el zócalo hercínico ibérico. Para ello se analizan los fundamentos metodológicos de este tipo de investigación, la tipología de los distintos mantos de alteración, llegando además a la definición de algunos ejemplos concretos de morfogénesis. También se concede especial importancia al desarrollo de estos procesos de alteración en el seno de la sedimentación. Para ello se definen y clasifican estos procesos (rubefacción, argilización, carbonatación y silicificación) en las cuencas de sedimentación (márgenes y zonas centrales), al tiempo que se especifican sus consecuencias morfológicas.

El resto de los trabajos responden a distintas visiones del tema y/o ejemplos concretos por parte de especialistas de procedencia geográfica y científica diversa, pero implicados directa o indirectamente con la especialidad. Dos magníficos ejemplos sobre el estudio geoquímico y mineralógico en profundidad de la alteración sobre zócalo antiguo, bien sobre esquistos en el sur de Portugal o sobre granitos en el norte de ese mismo país, se complementan con la claridad y contrastada visión que desde la perspectiva de la edafología se vierte en el trabajo sobre la alteración y edafogénesis de rocas plutónicas y metamórficas, edificado sobre el conocimiento de los suelos de Galicia. Los problemas evolutivos del Sistema Central también tienen cabida en este volumen, esta vez planteados desde la especial visión de las alteritas con él relacionadas. Por último, un estudio de los procesos de silicificación a través de varios ejemplos (Francia y Australia), especialmente interesante tanto por la profundidad de su estudio petrográfico, mineralógico y geoquímico como por el enfoque geomorfológico que es el hilo conductor del trabajo.

La Guía de Campo, segunda parte del volumen, incluye una visión específica para el caso de la estratigrafía terciaria final de este área de la Cuenca del Duero y las distintas paradas a visitar. Los alrededores de Salamanca, con afloramientos verdaderamente espectaculares, y la cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio (Cáceres), una pequeña depresión junto al Tajo que conserva restos de sedimentos terciarios, donde existe un yacimiento de paligorskita ligado a esos procesos de alteración, son las zonas descritas.

Este libro es un trabajo coordinado que pretende dar a conocer al mundo geológico en general el papel de las alteritas, de su incidencia en disciplinas como Geomorfología, Estratigrafía, Sedimentología y Edafología, e incluso de su interés aplicado y económico (arcillas especiales, metálicos...). En él se vierte parte del esfuerzo investigador en este campo por parte del Dpto. de Geología de la Universidad de Salamanca y del ITGE, en estas y otras zonas del oeste de la Península.

L. A.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

901338. **La cartografía davant les perspectives del anys 1990. L'impacte de les noves tecnologies de proces sobre les tècniques cartogràfiques digitals.** MIRANDA, J. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 2-13, 7 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Perspectiva, Cartografía automática, Tratamiento datos, Toma de datos.

901339. **Sistemes d'informació geogràfica.** LLEOPART, A. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 15-19, 3 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Documentación, Geografía, Cartografía automática, Fotogrametría, Toma de datos, Banco de datos.

901340. **Mil projeccions per a un mapamundi, o l'impossible art d'aplanar la Terra.** RABELLA, J. M. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 21-40, 13 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Cartografía, Representación gráfica, Planeta Tierra.

901341. **Determinació combinada de punts a partir de dades d'imatges analògiques i digitals.** EBNER, H.; MULLEER, F., y STRUNZ, G. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 41-49, 13 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Modelo matemático, Simulación, Fotografía aérea, Fotogrametría.

901342. **Estat actual de la cartografía a Catalunya: L'inventari cartogràfic de Catalunya.** CAMPS, E. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 51-61, 10 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Inventario, Cartografía, Cataluña.

901343. **Animació d'imatges de satèl·lit.** PALA, V. *Rev. cat. geogr.* (1990), vol. 4, núm. 11, 63-69, 3 ref., cat., res. esp., ing., bibl. ITGE.
* Cartografía automática, Fotografía aérea, Teledetección, Topografía, Imagen color, Restitución datos.

901349. **Automatització de la cartografia bàsica y derivada.** GUEDES, J. M. B. *Topogr. Cartogr.* (1988), vol. 3, núm. 27, 40-44, esp., bibl. ITGE.
* Cartografía, Cartografía automática, Tratamiento datos.

901350. **El Servicio Geográfico del Ejército en la Antártida.**

Primera parte: Campaña verano austral 1987-1988. ESTRADA, R. *Topogr. Cartogr.* (1989), vol. 6, núm. 34, 9-24, esp., bibl. ITGE.

* Informe actividad, Institución, Expedición crucero, Investigación científica, Geodesia, Coordenadas geodésicas, Antártico.

901352. **Modelos digitales de relieves de alta fidelidad. Elementos de los sistemas de información territoriales.** EBNER, M., y FRITSCH, D. *Topogr. Cartogr.* (1990), vol. 7, núm. 37, 49-55, 72 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

* Documentación, Topografía, Cartografía automática, Modelo digital, Altimetría, Relieve, Triangulación, Base de datos, Modelo.

GEOLOGIA REGIONAL

901246. **Reseña geológica e hidrogeológica del manantial «Los Baños de Arnedillo», La Rioja.** DEL POZO, M., y MURILLO, J. M. *Mer. R. Acad. Farm.*, núm. 14, 59-68, 8 ref., esp., bibl. ITGE.
* Corte geológico, Tectónica encajante, Cabalgamiento, Acuífero, Roca carbonatada, Jurásico Inferior, Provincia Logroño.

ESTRATIGRAFIA

901361. **Estratigrafía y paleogeografía del Paleógeno continental de la Cuenca de Villarcayo, Burgos.** MONTES, M. J.; RAMOS, M. C., y ALONSO GAVILAN, G. *SEDI'89*, vol. 1, 31-34, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Paleógeno, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Variación nivel, Regresión, Diapiro, Anticlinal, Provincia Burgos.

901396. **Estructuración de las plataformas del Jurásico Superior en la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y**

el estrecho de Soria. ALONSO, A.; AURELL, M.; MAS, J. R.; MELENDEZ, A., y NIEVA, S.

SEDI'89, vol. 1, 175-178, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Sedimentación marina, Plataforma continental interna, Plataforma continental externa, Sedimentación arrecifal, Sedimentación clástica, Jurásico, Macizo Ibérico, Provincias Logroño, Soria, Zaragoza.

901397. **El Mioceno del margen NE de la Cuenca de Madrid: litoestratigrafía y sistemas deposicionales mayores.** ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO, J. P., y GARCIA DEL CURA, M. A.

SEDI'89, vol. 1, 179-182, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Abanicos fluviales, Sedimentación fluvial, Sedimentación lacustre, Roca clástica, Roca carbonatada, Cuenca marginal, Mioceno, Provincias Guadalajara, Madrid.

901398. **Análisis secuencial mediante diagráfias del Cretácico basal en los sondeos Socovos-1 y Socovos-2, Albacete-Murcia.** ARACIL, E., y VILAS, L.

SEDI'89, vol. 1, 183-186, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Unidad estratigráfica, Diagráfia gamma, Diagráfia neutrón, Litofacies, Cretácico Inf., Zona Prebética, Zona Bética, Provincias Albacete, Murcia.

901399. **El Jurásico Superior en el sector occidental de la Rama Castellana, Cordillera Ibérica: Secuencias deposicionales y nuevos datos bioestratigráficos.** AURELL, M., y MELENDEZ, E.

SEDI'89, vol. 1, 187-190, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Biofacies, Marga, Caliza, Oxfordiense, Kimmeridgiense, Titónico, Macizo Ibérico, Provincias Teruel, Guadalajara.

901400. **Secuencias deposicionales del Paleógeno en la cuenca antepaís subpirenaica, ríos Llobregat-Cinca.** BETZLER, CH.; VAN DER HURK, A.; EICHENSEER, H., y LUTERBACHER, H. P.

SEDI'89, vol. 1, 191-194, 8 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Biostratigrafía, Fauna foraminíferos, Cuenca antepaís, Margen continental activo, Eoceno Inf., Ilerdiense, Cuisiense, Luteciense, Tanetiense, Pirineos españoles, Provincias Barcelona, Lérida.

901403. **Correlaciones y equivalencias de las unidades litoestratigráficas del «Ciclo Albense Superior - Cenomaniense Medio» en la Cordillera Ibérica.** GARCIA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; CALONGE, A., y PEREZ, P.

SEDI'89, vol. 1, 203-206, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Correlación, Unidad estratigráfica, Albiense, Cenomaniense, Macizo Ibérico, Cadena Costera Catalana.

GEMORFOLOGIA. MORFODINAMICA

901248. **Métodos y técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos.** SALA, M., y GALLART, F. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 103 pp., 73 ref., esp., bibl. ITGE.

* Geomorfología cuantitativa, Metodología, Instrumentación.

901249. **Un simulador de lluvia portátil de fácil construcción.** CALVO, A.; GISBERT, J. M.; PALAU, E., y ROMERO, M.

Monogr. Soc. Esp. Geomorfol., núm. 1, 6-15, esp., bibl. ITGE.
* Agua lluvia, Simulación, Instrumentación, Gota de lluvia, Ensayo «in situ».

901250. **Medición de la erosión por impacto de las gotas de lluvia.** CERVERA, M.

Monogr. Soc. Esp. Geomorfol., núm. 1, 16-19, esp., bibl. ITGE.
* Gota de lluvia, Erosión suelo, Ladera, Metodología.

901251. **Los clavos de erosión.** SALA, M. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 20-23, esp., bibl. ITGE.

* Ladera, Degradación, Erosión suelo, Proporción material erosionado, Instrumentación.

901252. **Lavado superficial de las vertientes.** SALA, M. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 25-30, esp., bibl. ITGE.

* Lavado, Ladera, Escorrentía, Erosión suelo, Balance agua, Instrumentación.

901253. **Divisores de escorrentía.** GALLART, F. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 31-35, esp., bibl. ITGE.

* Escorrentía, División de aguas, Instrumentación.

901254. **Humedad del suelo.** SALA, M. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 36-38, esp., bibl. ITGE.

* Humedad del suelo, Escorrentía, Ladera, Instrumentación.

901255. **Solutos en el agua del suelo.** AVILA, A. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 39-40, esp., bibl. ITGE.

* Lisimetría, Solutos, Instrumentación.

901256. **Movimientos en masa lentos.** SALVADOR, F., y SALA, M. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 41-52, esp., bibl. ITGE.

* Metodología, Instrumentación, Reptación, Solifluxión, Ladera.

901257. **Velocidad de movimientos de masa rápidos.** GALLART, F. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, —53—, esp., bibl. ITGE.

* Movimiento masa, Velocidad, Ecuación matemática.

901258. **Perfiladores de microtopografías para control de secciones transversales de canales.** BENITO, G.; GUTIERREZ, M., y SANCHO, C. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 54-57, esp., bibl. ITGE.

* Micromorfología, Proporción material erosionado, Proporción material sedimentado, Perfil longitudinal, Instrumentación.

901259. **El perfil longitudinal.** CERVERA, M. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 58-60, esp., bibl. ITGE.

* Perfil longitudinal, Metodología, Instrumentación.

901268. **Balance de sedimentos.** GALLART, F. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 1, 95-97, esp., bibl. ITGE.
* Divisoria aguas, Proporción material erosionado, Proporción material sedimentado, Balance.
901269. **Perspectivas en Geomorfología, Zaragoza, 19-20 septiembre 1988.** GUTIERREZ, M., y PEÑA, J. L. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 2, 224 pp., ref. disem., esp., bibl. ITGE.
* Reunión, Geomorfología, Perspectiva.
901295. **El Karst en España, Madrid, 23-24 noviembre 1989.** DURAN, J. J., y LOPEZ MARTINEZ, J. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 4, 414 pp., ref. disem., esp., bibl. ITGE.
* Reunión, Karst, España.
901362. **Abanicos aluviales actuales de pequeña escala. Aplicación al estudio de materiales fósiles.** MORENO, C., y ROMERO, M. J. *SEDI'89*, vol. 1, 35-38, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Abanicos aluviales, Morfología, Transporte, Dinámica, Modelo, Provincia Huelva.
901378. **Sedimentación litoral, geomorfología y morfodinámica en la costa del margen catalán septentrional.** ERCILLA, G., y MALDONADO, A. *SEDI'89*, vol. 1, 101-104, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Sedimentación litoral, Medio litoral, Morfología costa, Morfodinámica, Playa, Acantilado, Provincia Gerona.

CUATERNARIO

901383. **Modelo evolutivo comparado de playa y boca de micromareas: Mar Chiquita, Argentina.** ISLA, F. I. *SEDI'89*, vol. 1, 121-124, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Modelo, Sedimentación litoral, Playa, Brazo mar, Variación nivel, Holoceno, Argentina.
901386. **La sedimentación fangosa de la cuenca interior de la Ría de Ares, Galicia, NO España.** VILAS, F.; NOMBELLA, M.; FERRERO, M.; ALEJO, I., y GARCIA RODEJA, X. *SEDI'89*, vol. 1, 133-136, esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Proporción material sedimentado, Sedimentación bioclástica, Fango, Materia orgánica, Taxón bentónico, Medio estuario, Sedimentación estuario, Cuaternario, Actual, Provincia La Coruña.

GEOLOGIA MARINA

901331. **Nueva organización estructural del Ocean Drilling Program (O. D. P.): Paneles técnicos, cambio de la secre-**

taría de ECOD, próximas campañas del «JOIDES RESOLUTION», centro de referencia micropaleontológica. *Noticias O. D. P. Circular informativa* (1989), vol. 2, núm. 1, 52 pp., esp., ing., bibl. ITGE.
* Programa, Cooperación internacional, Sondeo mecánico, Planificación, Investigación científica, Micropaleontología, Medio mar profundo.

901332. **Nuevas perspectivas para el O. D. P.: Planificación de largo alcance, 1990-2002. Listado de propuestas JOIDES.** *Noticias O. D. P. Circular informativa* (1990), vol. 3, núm. 1, 86 pp., esp., ing., bibl. ITGE.
* Programa, Cooperación internacional, Sondeo mecánico, Investigación científica, Perspectiva, Planificación.

901458. **Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maestrichtiense Superior - Eoceno Inferior de la Cuenca Vasca (Guipúzcoa y Vizcaya).** PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ZAPATA, M.; ORUE, X., y GARCIA PORTERO, J. *SEDI'89*, vol. 4, 47-88, 33 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Tectónica sinsedimentaria, Megaciclo sedimentario, Plataforma carbonatada, Cañón marino, Flysch, Maestrichtiense, Daniense, Thanetiense, Ypresiense, Provincias Guipúzcoa, Vizcaya.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

901286. **Estabilidad de taludes y laderas naturales.** CO-ROMINAS, J. *Monogr. Soc. Esp. Geomorfol.*, núm. 3, 248 pp., ref. disem., esp., bibl. ITGE.
* Mecánica suelo, Estabilidad laderas, Deslizamiento ladera.
901440. **Utilización del análisis de facies sísmicas para la evaluación de los riesgos geológicos potenciales en el talud continental del Golfo de Cádiz.** BARAZA, J.; HAMP-TON, M. A.; LEE, H. J., y KAYEN, R. E. *SEDI'89*, vol. 2, 209-215, 21 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Sedimentación talud marino, Medio talud marino, Catástrofe natural, Previsión, Movimiento masa, Corriente fondo, Riesgo sísmico, Presión terreno, Falla activa, Levantamiento acústico, Provincia Cádiz.

901441. **Análisis retrospectivo de las medidas estructurales de defensa ante inundaciones del llano de Terrasa, provincia Barcelona.** LINARES, R.; ZARROCA, M., y BACH, J. *SEDI'89*, vol. 2, 217-226, 4 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Catástrofe natural, Crecida, Previsión, Obra pública, Divisoria de aguas, Distribución espacial, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Red drenaje, Cuaternario, Provincia Barcelona.

901442. **Reconstrucción e interpretación sedimentaria de la avenida de octubre de 1973 en la Rambla de Albuñol (Granada).** ROMERO, E.; DURAN, J. J.; FERNANDEZ, J., y RUIZ, J. L.

SEDI'89, vol. 2, 227-237, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Catástrofe natural, Crecida río, Corriente temporal, Erosión fluvial, Escorrentía, Abanicos fluviales, Río anastomosado, Colada barro, Provincia Granada.

901443. **Dinámica sedimentaria de una costa subalimentada. Respuesta a la regeneración artificial.** SERRA, J.; CALAFAT, A., y CANALS, M. *SEDI'89*, vol. 2, 239-249, 11 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Playa, Sedimentación litoral, Medio litoral, Línea costa, Erosión litoral, Variación estacionaria, Acción climática, Previsión, Morfodinámica, Provincia Barcelona.

901454. **Implicaciones en actividades humanas de riesgos geológicos derivados de procesos sedimentológicos.** ELIZAGA, E. *SEDI'89*, vol. 3, 41-55, esp., bibl. ITGE.
* Riesgo natural, Daño catástrofe natural, Previsión, Sedimentación, Acción hombre, Histograma, Coste, España.

TECTONICA

901390. **Escarpes de falla jurásicos karstificados: un posible margen bypass de umbral pelágico. Subbético externo.** MOLINO, J. M.; RUIZ ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. *SEDI'89*, vol. 1, 149-152, 12 ref., esp., bibl. ITGE.
* Sedimentación pelágica, Medio pelágico, Caliza oolítica, Karst, Tectónica sinsedimentaria, Fracturación, Escarpe falla, Formación rift, Jurásico, Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Córdoba.

HIDROLOGIA — HIDROGEOLOGIA

901065. **Sobreexplotación del acuífero de La Mancha Occidental (Unidad Hidrogeológica 04-04).** LOPEZ CAMACHO, B., y GARCIA JIMENEZ, M. A. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 103-116, esp., SP ITGE.
* Acuífero, Captación, Sobreexplotación, Sistema multicapa, Depresión acuífero, Calidad agua, Reserva agua, Planificación cuenca hidrogeológica, Provincia Ciudad Real.

901066. **Estado de explotación de los acuíferos prebéticos de Bedmar-Jodar y Castillo - La Imora, Jaén.** PEINADO, T.; LUPIANI, E.; RUBIO, J. C., y CASTILLO, E. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 117-132, esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Captación, Bombeo, Balance de agua, Recurso agua, Piezometría, Planificación cuenca hidrogeológica, Zona Prebética, Zona Bética, Provincia Jaén.

901067. **Algunas reflexiones relativas a la sobreexplotación de acuíferos kársticos.** PULIDO, A. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 133-144, 26 ref., esp., res. ing., SP ITGE.
* Acuífero, Sobreexplotación, Karst, Captación, Hidrogeoquímica, Descenso nivel de agua, Intrusión agua salada.

901068. **Soluciones para los acuíferos del Campo de Dalías.** ALONSO COBOS, C. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 147-156, esp., SP ITGE.
* Acuífero, Captación, Planificación cuenca hidrogeológica, Provincia Almería.

901069. **La sobreexplotación de acuíferos en la cuenca del Segura.** ARAGON, R.; SOLIS, L., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 157-175, 16 ref., esp., res. ing., SP ITGE.
* Acuífero, Sobreexplotación, Recurso agua, Balance agua, Captación, Gestión recursos agua, Provincia Murcia.

901070. **Planes de ordenación de acuíferos sobreexplotados. La experiencia del de la Sierra de Crevillente, Alicante.** ARAGONES, J. M.; CORCHON, F., y SANTAFAE, J. M. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 177-191, esp., SP ITGE.
* Acuífero, Sobreexplotación, Recurso agua, Captación, Planificación cuenca hidrogeológica, Provincia Alicante.

901071. **Simulación de los efectos de una recarga en el acuífero del Río Verde.** CALVACHE, M. L., y PULIDO, A. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 193-205, 20 ref., esp., res. ing., SP ITGE.
* Acuífero, Recarga acuífero, Alimentación artificial, Simulación, Ensayo caudal, Transmisividad, Intrusión agua salada, Provincia Granada.

901072. **Evolución y alternativa de un acuífero sobreexplotado: El delta del Llobregat.** CUSTODIO, E.; GLORIOSO, L.; MANZANO, M., y SKUPIEN, E. Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989. *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, núm. 10, 207-227, 32 ref., esp., res. ing., SP ITGE.
* Acuífero, Sobreexplotación, Manto aluvial, Sistema multicapa, Captación, Simulación, Alimentación artificial, Intrusión agua salada, Gestión recursos agua, Cuenca Llobregat, Provincia Barcelona.

901073. **Posibilidades de recarga artificial en el sector nororiental de la Plana de Castellón.** ESTELLER, M. V.; MORELL, I.; PULIDO, A., y GIMENEZ FORCADA, E.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros ITGE, núm. 10, 229-244, 10 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Recarga acuífero, Captación, Recursos agua, Alimentación artificial, Intrusión agua salada, Acción preventiva, Provincia Castellón.

901074. **Estudio para los ensayos de recarga artificial en el acuífero de Lebrija.** GARCIA HERNAN-GOMEZ, O., y MENENDEZ, A.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 245-258, esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Manto aluvial, Recarga acuífero, Alimentación artificial, Hidroquímica, Ensayo caudal, Provincia Sevilla.

901075. **Perspectivas de la explotación del sistema multi-acuífero cretácico de Aveiro (Portugal).** MARQUES DA SILVA, M.; BAYO, A., y CUSTODIO, E.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 259-275, 11 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Sistema multicapa, Manto aluvial, Agua fósil, Captación, Recarga acuífero, Gestión recursos agua, Cretácico, Portugal.

901076. **Plan experimental de recarga con aguas residuales urbanas tratadas en el municipio de El Ejido (Almería).** MARTINEZ DURBAN, D., y FERNANDEZ DEL RIO, G.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 277-286, esp., SP ITGE.

* Acuífero, Recarga acuífero, Alimentación artificial, Aguas residuales, Depuración, Calidad agua, Provincia Almería.

901077. **La sobreexplotación del acuífero de Aguadulce, Campo de Dalías, Almería. Esbozo de soluciones.** PULIDO, A.; NAVARRETE, F.; MOLINA, L.; MARTINEZ VIDAL, J. L., y ALONSO, C.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 287-300, 5 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Sobreexplotación, Superficie piezométrica, Balance agua, Descenso nivel de agua, Intrusión agua salada, Calidad agua, Provincia Almería.

901078. **Evolución de la sobreexplotación en la Cubeta de El Salvador, Almería.** RUIZ-TAGLE, M.; GONZALEZ ASENSIO, A., y FRIAS, J.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 301-310, esp., SP ITGE.

* Acuífero, Sobreexplotación, Recursos agua, Captación, Piezometría, Descenso nivel de agua, Calidad agua, Gestión recursos agua, Provincia Almería.

901079. **Costes derivados de la sobreexplotación del agua subterránea en Canarias: Aproximación metodológica y evidencia empírica.** AGUILERA, F.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 313-327, 19 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Agua subterránea, Captación, Agotamiento, Costes, Desalinización, Agua salobre, Inversión económica, Isla de Gran Canaria, Canarias.

901080. **Impacto socio-económico producido por la intrusión marina por efecto de sobrebombeo en acuíferos del litoral peninsular.** DEL CASTILLO, R.; LOPEZ CETA, J. A., y MONTSERRAT, F. X.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 329-355, 18 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Captación, Intrusión agua salada, Calidad agua, Recursos agua, Medio litoral, Bombeo, España.

901081. **La sobreexplotación en relación con el incremento del cultivo de regadío en la provincia de Castellón.** GIMENEZ FORCADA, E.; MORELL, I., y ESTELLER, M. V.

Congreso Nacional «La sobreexplotación de acuíferos». Almería, 11-14 de diciembre de 1989.

Temas Geológico-Mineros, ITGE, núm. 10, 357-369, 4 ref., esp., res. ing., SP ITGE.

* Acuífero, Sobreexplotación, Captación, Bombeo, Balance de agua, Intrusión agua salada, Gestión recursos agua, Agricultura, Provincia Castellón.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

901353. **SEDI'89, 12 Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 18 al 20 de septiembre de 1989.** ROBLES, S.; GARCIA MONDEJAR, J.; GARROTE, A. (Ed.).

4 vols., ref. disem., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Sedimentología.

901354. **SEDI'89, 12 Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 18 al 20 de septiembre de 1989. Comunicaciones.** ROBLES, S.; PUJALTE, V., y FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. (Ed.).

Vol. 1, 280 pp., ref. disem., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Sedimentación continental, Sedimentación marina, Unidad estratigráfica.

901419. **SEDI'89, 12 Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 18 al 20 de septiembre de 1989. Simposios.** ROBLES, S.; GARCIA MONDEJAR, J., y GARROTE, A. (Ed.).

Vol. 2, 336 pp., ref. disem., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Sedimentología.

901451. **SEDI'89, 12 Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 18 al 20 de septiembre de 1989. Simposios (Anexos).** ROBLES, S.; GARCIA MONDEJAR, J., y GARROTE, A. (Ed.).

Vol. 3, 71 pp., ref. disem., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Sedimentología.

901456. **SEDI'89, 12 Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 18 al 20 de septiembre de 1989, Guía de Excursiones.** ROBLES, S. (Ed.).

Vol. 4, 227 pp., ref. disem., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Reunión, Sedimentología, Libro guía, Excursiones.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

901455. **Comportamiento deposicional de las oleadas piroclásticas basales «Base Surge» de El Golfo, Lanzarote.** COLOMBO, F., y MARTI, J.

SEDI'89, vol. 3, 57-70, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Piroclástico, Hidrovulcanismo, Batiente basal, Manifestación volcánica, Corriente densidad, Estructura sedimentaria, Canarias.

YACIMENTOLOGIA: METALES

901007. **La mina Eugenia (Pb-Zn-Ag) (Bellmunt del Priorat, Tarragona). Geoquímica de los fluidos y mecanismos de formación.** CANALS, A.; CARDELLACH, E., y AYORA, C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 80-81, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento plomo-cinc, Plata sustancia, Inclusión fluido, Temperatura, Primario, Trías, Provincia Tarragona.

901008. **El yacimiento filoniano de Valdelaplata (Calcena, Zaragoza).** FERNANDEZ NIETO, C.; SUBIAS, I., y GONZALEZ LOPEZ, J. M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 82-83, esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento plomo-cinc, Filón, Punto caliente, Control tectónico, Asociación mineral, Trías, Provincia Zaragoza, Macizo Ibérico.

901009. **El yacimiento de Pb-Zn de Yenefrito (Panticosa, Huesca).** SUBIAS, I., y FERNANDEZ NIETO, C.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 84-85, 1 ref., esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento hidrotermal, Filón, Asociación mineral, Inclusión fluido, Devónico, Provincia Huesca.

901010. **Las mineralizaciones epitermales de Ba (F, Pb, Zn, Cu, Ag) de la zona de Navalagamella (S. C. E.). Aspectos geológicos, geoquímicos y microtermométricos.** GONZALEZ, A.; LUNAR, R., y LOPEZ GARCIA, J. A.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 86-87, esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento epitermal, Barita sustancia, Fluorita sustan-

cia, Plomo sustancia, Cobre sustancia, Plata sustancia, Alteración hidrotermal, Geotermometría, Hercínico Centro.

901011. **Mineralizaciones de Ba-Pb-Cu-(F) en el sector del embalse de San Juan (Sistema Central, Madrid).** MAYOR, N.; LUNAR, R., y OYARZUN, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —88—, esp., bibl. ITGE.

* Filón, Barita sustancia, Hercínico Centro, Provincias Madrid, Avila.

901012. **El yacimiento de W-Sn-Bi-Mo de San Nicolás (Valle de la Serena): Evolución de los fluidos mineralizados.** GUMIEL, J. C.; QUILEZ, E., y VINDEL, E.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —89—, esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento hidrotermal, Filón, Tungsteno sustancia, Estaño sustancia, Bismuto sustancia, Molibdeno sustancia, Fluido mineralizador, Asociación mineral, Geotermometría, Devónico Inf., Provincia Badajoz.

901013. **Mineralizaciones Pb-Zn-Cu asociadas a materiales volcánicos devónicos en el sinclinal de Almadén (Ciudad Real).** SAINZ DE BARANDA, B., y LUNAR, R.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —90—, 2 ref., esp., bibl. ITGE.

* Yacimiento plomo-cinc, Cobre sustancia, Filón, Yacimiento mesotermal, Roca volcánica, Devónico, Provincia Ciudad Real.

901014. **Peculiaridades de las mineralizaciones de la mina San Juan (Los Jarales, Carratraca) en el contexto de los depósitos de cromita-arsenúros de Ni de los macizos ultramáficos Béticos-Rifeños.** GERVILLA, F.; FENOLL, P.; TORRES RUIZ, J., y LEBLANC, M.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, 91-92, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Cromita sustancia, Níquel sustancia, Metal precioso, Asociación mineral, Serpentinización, Ultrabásita, Provincia Málaga.

901017. **Estudio del criadero de scheelita «La Pirámide» en el Sistema Central Español: Notas sobre la concentración del mineral.** PEDREZUELA, F.

Bol. Soc. Esp. Mineral. (1989), vol. 12, núm. 1, —97—, esp., bibl. ITGE.

* Skarn, Tungsteno sustancia, Scheelita, Hercínico Centro.

901107. **Inventario nacional de recursos de estroncio 1989.** *ITGE*, 119 pp., 120 ref., esp., SP ITGE.

* Estroncio sustancia, Índice mineral, Producción, Consumo, Recurso mineral, Reserva, Inventario, España, Mundo.

901445. **La alteración prealbanense y sus posibilidades mineras en el borde S de la Cordillera Cantábrica, León y O de Palencia.** BLANCO, J. A.; CORRAL, J. R., y SANCHEZ MACIAS, S.

SEDI'89, vol. 2, 263-272, 9 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Alteración meteórica, Índice mineral, Óxido manganeso, Bauxita, Precámbrico, Namuriense, Estefaniense, Albiense, Montes cántabros, Cuenca Duero, Provincia León, Palencia.

901448. **Tectonic control on mineralization of a carbonate platform: the Cambrian of southwest Sardinia, Italy.** BONI, M., y BECHSTAEDT, T.

SEDI'89, vol. 2, 299-306, 6 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.
* Plataforma carbonatada, Control tectónico, Control paleogeográfico, Yacimiento estratoide, Yacimiento plomo-cinc, Barrio sustancia, Diagénesis, Cámbrico, Cerdeña.

901449. **Control sedimentológico de las mineralizaciones de Zn-Pb-Fe en el sector occidental de Vizcaya.** HERRERO, J. M., y VELASCO, F.

SEDI'89, vol. 2, 307-318, 4 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Control sedimentario yacimiento, Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento estratoide, Hierro sustancia, Lixiviación, Distribución espacial, Plataforma carbonatada, Aptiense, Albiense, Orogenia pirenaica, Región cantábrica, Provincia Guipúzcoa.

901450. **Criterios sedimentológicos en la definición de un área de interés metalogenético en torno a Mina Troya (Guipúzcoa).** FERNANDEZ MARTINEZ, J.

SEDI'89, vol. 2, 310-329, 5 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Control tectónico, Control sedimentario yacimiento, Yacimiento estratiforme, Génesis yacimiento, Sulfuro, Plomo sustancia, Cobre sustancia, Cinc sustancia, Siderita, Roca carbonatada, Cretácico Inf., Región cantábrica, Provincia Guipúzcoa.

901452. **Carbonate-hosted Pb-Zn deposits — Their geological characteristic and classification.** LARGE, D. E.

SEDI'89, vol. 2, 11-21, 16 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.
* Yacimiento estratoide, Yacimiento plomo-cinc, Sulfuros, Roca huésped, Roca carbonatada, Silicificación, Dolomitización, Condición hidrotermal, Singénesis.

901453. **La cuenca de Lanestosa (Vizcaya). Distribución de facies en el subsuelo y mineralizaciones de Zn-Pb.** GOMEZ, J. J.

SEDI'89, vol. 3, 25-39, 23 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Yacimiento plomo-cinc, Yacimiento estratiforme, Sulfuros, Yacimiento exhalativo, Análisis químico, Aptiense, Albiense, Región cantábrica, Provincia Vizcaya.

YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

901444. **Sedimentología y diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario evaporítico de la Cuenca del Ebro.** ORTI, F.; ROSELL, L.; SALVANY, J. M.; INGLES, M.; PERMANYER, A., y GARCIA VEIGAS, J.
SEDI'89, vol. 2, 253-262, 10 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Prospección minera, Evaporita, Litofacies, Diagénesis, Medio lacustre, Medio marino, Terciario, Cuenca Ebro.

901447. **Los fosfatos del Precámbrico - Cámbrico de la Zona Centro Ibérica. Un modelo de yacimiento de origen sedimentario.** GABALDON, V., y HERNANDEZ URROZ, J.

SEDI'89, vol. 2, 283-297, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Control sedimentario yacimiento, Fósforo sustancia, Génesis yacimiento, Corte geológico, Dato RX, Dato microscopio electrónico, Precámbrico, Cámbrico, Hercínico Centro, Provincia Ciudad Real.

CARBON

901346. **Influencia de la investigación geológica en el desarrollo de la mina de «Puentes», La Coruña.** ALONSO, M.; BACELAR, J.; KAISER, C., y MANRIQUE, J. A.

Rocas miner. (1990), núm. 222, 144-148, 3 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mina, Carbón, Lignito, Paleambiente, Escama tectónica, Cabalgamiento, Falla inversa, Falla normal, Sondeo, Provincia La Coruña.

SUELOS

901241. **Suelos de los alrededores del Balneario de Archena.** ALIAS, L. J.

Mem. R. Acad. Farm., núm. 12, 47-53, esp., bibl. ITGE.
* Suelo, Suelo esquelético, Suelo aluviones, Gley, Suelo poco evolucionado, Suelo halomorfo, Sierozem, Diferenciación horizonte, Zonografía suelo, Provincia Murcia.

901245. **Los suelos del término municipal de Arnedillo.** HOYOS, A., y MONTURIOL, F.

Mem. R. Acad. Farm., núm. 14, 47-57, 24 ref., esp., bibl. ITGE.
* Balneario, Suelo, Suelo aluviones, Gley, Suelo poco evolucionado, Sierozem, Suelo pardo, Zonografía suelo, Clima, Provincia Logroño.

GEOQUIMICA

901418. **Caracterización geoquímica de la Formación Villaro en el sector central del Anticlinorio de Bilbao.** YUSTA, I.; HERRERO, J. M.; GARCIA GARMILLA, F.; AROSTEGUI, J., y VELASCO, F.

SEDI'89, vol. 1, 265-268, 3 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Pizarra, Arenisca, Caliza, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Lixiviación, Método estadístico, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Weald, Neocomiense, Provincia Vizcaya.

901446. **Neoformación de barita asociada a la superposición de procesos de alteración. Serie Roja Miocena. Fosa de Ciudad Rodrigo, Salamanca.** FERNANDEZ MACARRO, B.; BLANCO, J. A., y SANCHEZ MACIAS, S.

SEDI'89, vol. 2, 273-282, 7 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Proceso exógeno, Alteración, Neoformación, Barita sustancia, Caolinitización, Nódulo, Costra calcárea, Análisis mayores, Análisis menores, Mioceno Inf., Provincia Salamanca.

FISICA DEL GLOBO

901337. **Diseño y construcción de un magnetómetro para la medida de pulsaciones magnéticas.** CURTO, J. J., y SANCLEMENT, E.

Publ. Obs. Ebro (1989), núm. 38, 15 pp., 15 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Instrumentación, Variación, Campo magnético, Magnetómetro.

901348. **Fórmulas diferenciales para los problemas geodésicos directo e inverso en el método de la cuerda.** SEVILLA, M. J., y GIL, A. J.

Topogr. Cartogr. (1988), vol. 3, núm. 27, 14-27, 3 ref., esp., esp., bibl. ITGE.

* Geodesia, Problema directo, Problema inverso, Método de la cuerda, Ecuación matemática.

901351. **Compensación de redes geodésicas con el método de la cuerda.** SEVILLA, J. M., y GIL, A. J.

Topogr. Cartogr. (1990), vol. 7, núm. 37, 31-40, 6 ref., esp., bibl. ITGE.

* Red geodésica, Ecuación matemática, Método de la cuerda, Mínimos cuadrados, Modelo matemático.

901462. **Contribución de España a la campaña GPS EUREF 89.** OREJA, V.; CATURLA, J. L.; DALDA, A.; PADILLA, R., y BARRADO, J.

Serv. Geogr. Ejército (1990), 79 pp., esp., bibl. ITGE.
* Cooperación internacional, Geofísica aerotransportada, Red geodésica, Coordenadas geodésicas, Tratamiento datos, España, Europa.

ECONOMIA MINERA

901247. **Memoria S. A. Hullera Vasco-Leonesa 1989.**

58 pp., esp., bibl. ITGE.
* Informe anual, Informe actividad, Sociedad, Carbón, Producción, España.

901333. **Especial política petrolera República Argentina.**

Oilgas (1990), núm. 269, 10-33, esp., bibl. ITGE.
* Panorama minero, Hidrocarburos, Argentina.

901334. **Repsol, S. A. sigue invirtiendo fuertemente en todas las fases del negocio petrolero.**

Oilgas (1990), núm. 272, 23-25, esp., bibl. ITGE.
* Proyecto, Investigación, Petróleo, Refino, Producción, Sociedad, España.

901335. **Las refinerías españolas ultiman sus inversiones para adaptarse a las nuevas especificaciones de los productos.**

Oilgas (1990), núm. 272, 30-62, esp., bibl. ITGE.
* Investigación, Producción, Calidad, Planta piloto, Refino, España.

901336. **Ligero descenso de la actividad de exploración y producción de hidrocarburos en 1989.**

Oilgas (1990), núm. 272, 63-74, esp., bibl. ITGE.
* Hidrocarburos, Prospección, Investigación científica, Levantamiento sísmico, Producción, España.

901345. **La minería española y medios para su desarrollo.** LLORENTE, E., y PARRILLA, F.

Rocas miner. (1990), núm. 222, 134-137, esp., bibl. ITGE.
* Sustancia útil, Recurso mineral, Evaluación yacimiento, Decisión explotabilidad, Producción, Mercado, Mano de obra, Legislación minera, España, CEE.

901347. **China coal'91. La cuarta exposición de la industria minera del carbón.**

Rocas miner. (1990), vol. 18, núm. 224, 20-24, esp., bibl. ITGE.

* Mina, Carbón, Producción, China.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y 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 serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

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. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

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, tablas 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.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

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 diez 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 BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria, Comercio y Turismo

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

Suscrip. anual (6 núms.). Año 1991: 4.800 ptas.

Suscrip. anual (6 núms.). Año 1992: 5.280 ptas.

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 Ladrón de Guevara. Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Áreas tecnológicas y sectores de actuación del ITGE

GEOLOGIA Y GEOFISICA: Cartografía geológica (Mapa Geológico Nacional), Cartografía temática.—Estudios geológicos específicos.—Investigación geofísica.—Cartografía marina y estudio de la plataforma continental.—Teledetección aplicada a la investigación geológico-minera.

RECURSOS MINERALES: Infraestructura metalogenética y minera.—Recursos energéticos y no energéticos.—Minerales y rocas industriales y ornamentales.—Desarrollo minero y mineralurgia.—Seguridad minera.

AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL: Infraestructura hidrogeológica.—Investigación, captación y protección de aguas subterráneas.—Vertidos y control de contaminación de acuíferos.—Recursos geotérmicos.—Geología ambiental: Riesgos geológicos, medio ambiente minero, etc.

CENTRO DE LABORATORIOS Y ENSAYOS: Análisis químicos y mineralógicos.—Mineralurgia y ensayos geotécnicos.—Sondeos de investigación hidrogeológica y minera.—Ensayos de bombeo y tratamientos especiales de sondeos.—Desarrollo de nuevas tecnologías para procesos metalúrgicos.

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS: Banco de datos geológico-mineros y de Ciencias de la Tierra.—Ordenación del fondo documental y bibliográfico.—Desarrollo de aplicaciones geomatemáticas, cartografía automática, análisis multivariante, etc.—Catastro Minero Nacional.—Publicaciones e informes.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Sede Central: Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID. Tel.: 441 65 00.

Centro de Laboratorios: C/. La Calera, s/n. - Polígono de Tres Cantos
28770 COLMENAR VIEJO (MADRID) - Tel.: 803 22 00