

## Nuevos datos mineralógicos sobre un inclasificado aluminosilicato, «Aerinita», y consideraciones sobre su atribución al grupo de las Ceolitas

J. BESTEIRO,<sup>(1)</sup> M. LAGO-SAN JOSE,<sup>(2)</sup> A. POCOVI,<sup>(3)</sup> J. BASTIDA<sup>(4)</sup>  
J.M. AMIGO,<sup>(4)</sup> y R. MOLINER,<sup>(5)</sup>

- (1) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.  
(2) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.  
(3) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.  
(4) Departamento de Geología. Facultad de Química. Universidad de Valencia.  
(5) Instituto de Carboquímica del C.S.I.C. Zaragoza.

### RESUMEN

En numerosos afloramientos del Triásico superior del dominio pirineo y cantábrico que contienen doleritas toleíticas triásicas, son frecuentes filoncillos hidrotermales ligados a fracturas en doleritas y constituídas por «aerinita» y «aerinita» + ceolita (escolecita).

La denominación de «aerinita» se da a un aluminosilicato hidratado con Fe, Ca y Mg cuyas propiedades ópticas y físicas varían con el aumento de la temperatura hasta un límite de estabilidad inferior a 500° C.

Los diagramas de difracción de rayos X son compatibles con dos celdas, una monoclinica, y otra rómbica; sin que sea posible, a falta de nuevas determinaciones cristalográficas, resolver esta ambigüedad y obtener, por tanto, su estructura cristalina.

La composición química está de acuerdo con la del grupo de las ceolitas, lo que se verifica por análisis térmico (ATD, TG) y espectroscopia de infrarrojos (IR).

La existencia de una paragénesis aerinita + escolecita indica unas condiciones de formación de baja T (<500° C) y P (1 bar aprox.). Se propone un origen hidrotermal que afectó las doleritas emplazadas en el Triásico y una probable relación de las soluciones hidrotermales con el desarrollo de procesos diapíricos post-triásicos.

*Palabras Clave:* Aerinita, Escolecita, Ceolitas, Dolerita, Trias, Pirineos.

### ABSTRACT

In numerous outcrops of the upper Triassic of the Pyrenean and Cantabrian domains with tholeiitic triassic dolerites there are frequent hydrothermal veins related to fractures in dolerites and constituted by «aerinite» and «aerinite» + zeolites (scolecite).

The named «aerinite» corresponds to an hydrated aluminosilicate with Fe, Ca and Mg, which optical and physical properties varies

with the increasing temperature up the stability boundary lower than 500° C.

X-ray diffraction powder patterns are consistent with two unit cells, a monoclinic one, and other orthorhombic. At the moment, it has not been possible to solve this ambiguity and determine its crystal structure.

Chemical composition allows classify this material in the zeolite group, that agrees with thermal (DTA, TG) and infrared (IR) data.

The mineral association «aerinite» + zeolite (scolecite) represents conditions of low-temperature (<500° C) and pressure ( $\approx$  1 bar). That corresponds to an hydrothermal origin affecting to dolerites emplaced in the Trias and probably related with the development of post-triassic diapiric process.

### INTRODUCCION

La denominada «aerinita» responde a una composición de silico-aluminato hidratado con Fe, Ca y Mg donde sus propiedades cristal químicas y físicas adoptan una cierta variabilidad con la temperatura. Estas particulares circunstancias y la dificultad que plantea para la determinación de su estructura cristalina, han impedido, hasta el momento, su aceptación como nuevo mineral, a pesar de ser mejor conocidas muchas de sus propiedades mineralógicas y el ambiente de formación según se expone en este trabajo.

El esfuerzo realizado en el estudio de este supuesto mineral está ampliamente demostrado en la existencia de más de una veintena de publicaciones desde que La-saulx (1876) la dió a conocer. En Besteiro *et al.* (1982)

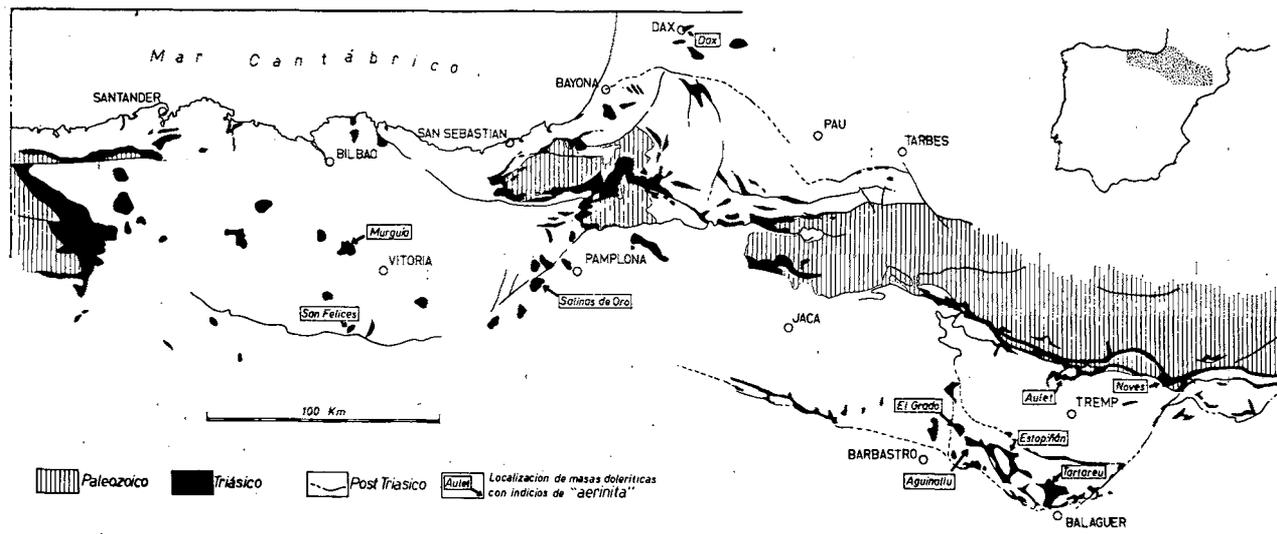


Figura 1.- Localización de afloramientos del Triás con presencia de aerinita en doleritas. Esquema simplificado del Mapa Geológico. E. 1: 1.000.000 (IGME, 1980).

Figure 1.- Situation of outcrops with aerinite in Triassic dolerites (Geological Map, E. 1:1.000.000, IGME, 1980).

se expone el desarrollo de las sucesivas aproximaciones para su caracterización mineralógica, y los trabajos más destacables son los de Orcel (1922), Garrido (1949); Gramont *et al.*, (1967), Polou (1967) y Aghchmi (1981). No obstante, son Besteiro *et al.*, (1982) y Amigó *et al.*, (1982) quienes aportan más datos sobre su caracterización mineral y proponen un origen hidrotermal.

El presente trabajo, que completa datos mineralógicos precedentes, incluye observaciones más detalladas sobre sus condiciones de formación y, finalmente, se apuntan consideraciones acerca de su posible inclusión en el grupo de las ceolitas.

#### AMBIENTE GEOLOGICO DE YACIMIENTO

La «aerinita» presenta, de forma destacada, una específica asociación, como relleno de filoncillos de carácter hidrotermal, a doleritas toleíticas triásicas («ofitas») en diferentes sectores del dominio pirenaico. Así, esta substancia se ha reconocido durante los diversos trabajos sobre doleritas en el dominio pirenaico (Lago, 1980; Lago y Pocoví, 1980, 1982, 1985; Azambre y Rossy, 1981; Beziat, 1983).

Es importante destacar que, manteniendo este carácter filoniano, sólo se ha observado la aerinita en aquellas doleritas que han sido arrastradas por mecanismos de halocinesis. Estos últimos se han desarrollado debido a la naturaleza evaporítica de los sedimentos encajantes, en estructuras diapíricas o en accidentes pirenaicos (núcleos de anticlinales, frentes de cabalgamiento). Se conoce la presencia de aerinita (Fig. 1) en las áreas de:

- a) Estopiñán-Camporrells (Huesca-Lérida) (Lago y Pocoví, 1982; Besteiro *et al.*, 1982; Amigó *et al.*, 1982);
- b) El Grado, Bolturina y Juseu-Avellanes (Huesca);
- c) Pont de Suert (Huesca-Lérida) y Gerri de la Sal (Lérida).

Con menor abundancia ha sido identificada en aislados afloramientos diapíricos de Navarra, Guipúzcoa y Vizcaya, también en Dax (Francia) (Azambre, comunicación personal).

La estrecha relación que la aerinita  $\pm$  escolecita presentan en estas doleritas indican condiciones cogenéticas para ambos minerales y también implicaciones genéticas respecto a mecanismos de halocinesis que afectan

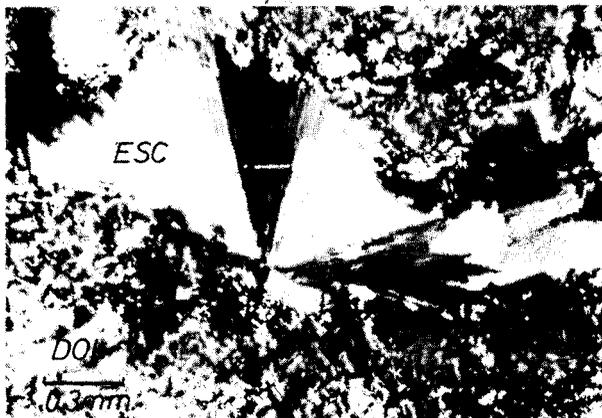


Figura 2.- Desarrollo de escolecita (ESC) rellenando una fractura en dolerita (DOL). Nícoles cruzados.

Figure 2.- Development of scolecite (ESC) filling a fracture in dolerite (DOL). Polaroids crossed.

tan a las doleritas según se expondrá posteriormente. No obstante es significativa la ausencia de esta asociación en aquellas doleritas que conservan su posición original de emplazamiento, como es el caso de las del área de Pando-Esles, en Santander (Lago y Pocoví, 1984).

Respecto a su localización en los afloramientos doleríticos, la «aerinita» bien aislada o más frecuentemente íntimamente asociada a escolecita, constituye rellenos de fracturas dispuestas preferentemente en la periferia de las masas doleríticas aunque también se han observado en las zonas más centrales de éstos. Nunca se ha encontrado esta asociación en los sedimentos del Keuper encajante ni en otras litologías.

Los filoncillos de aerinita ± escolecita presentan variable espesor desde pocos milímetros hasta 5 cm. La geometría interna de estos filones presenta las siguientes modalidades:

- a) asociaciones de aerinita + escolecita donde ambos pueden ocupar, indistintamente, las posiciones centrales o periféricas del relleno e incluso adoptar situaciones alternantes (Figs. 2 y 3a,b);
- b) aerinita masiva mostrando contactos netos con la dolerita encajante; y
- c) rellenos cataclásticos en los que la aerinita empasta fragmentos y cristales de dolerita variablemente triturada (Fig. 4).

En algunos casos se observan indicadores de movimiento en la pared de la dolerita que señalan procesos deformativos sin que sea posible determinar su relación con deformaciones afectando a la cobertera post-

triásica pero sí es manifiesto que se trata de desplazamientos posteriores a su emplazamiento. A su vez, son netos los contactos de esta asociación y no se observan relaciones de reacción con la dolerita encajante.

Estas características geométricas son bastante análogas a las descritas en filoncillos de escolecita pura afectando a doleritas diapíricas en el área de Estopiñán (Lago, *et al.*, 1983). En resumen, tanto las relaciones de campo como por el estudio microscópico, ambos minerales son términos coetáneos de un mismo proceso hidrotermal y formados bajo las mismas condiciones según se indica a continuación.

## CARACTERISTICAS MINERALOGICAS

### 1. Morfología y datos ópticos

Besteiro *et al.*, (1982) y Amigó *et al.*, (1982) han indicado las diversas morfologías que la aerinita adopta, bien con desarrollos fibroso-lamelares o masiva.

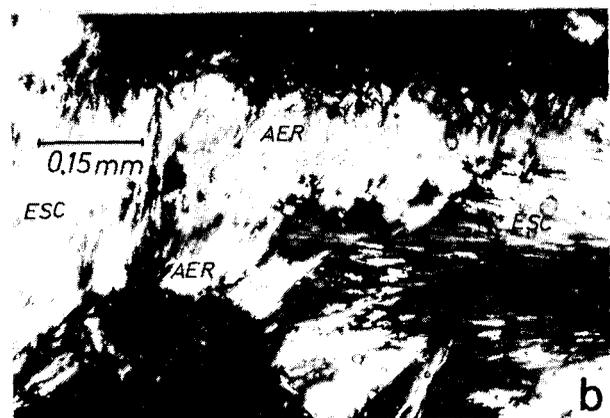
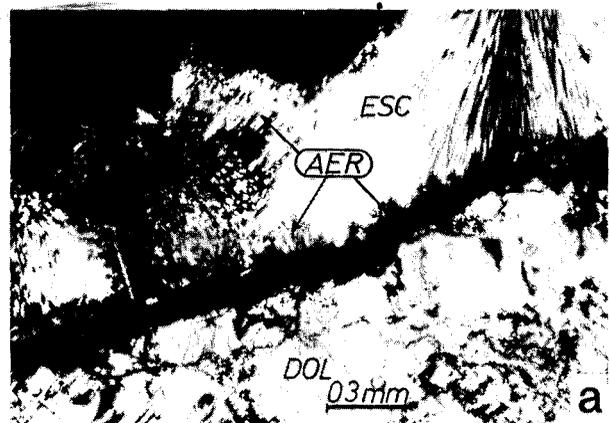


Figura 3.- Relaciones de aerinita (AER) y escolecita (ESC) rellenando una fractura en la dolerita (DOL) encajante. Nícoles cruzados.

Figure 3.- Aerinite (AER) and scolecite (ESC) filling a fracture in dolerite (DOL) host rock. Polaroids crossed.

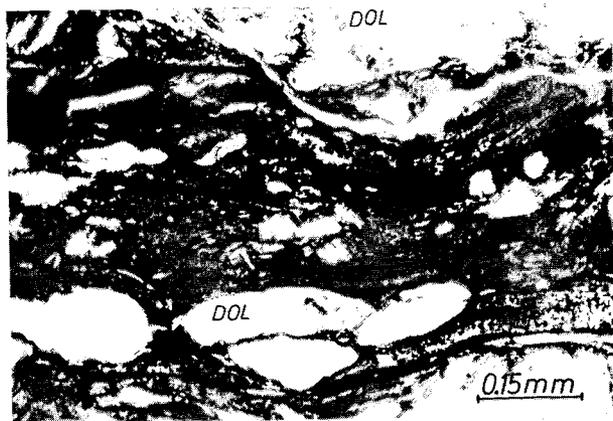


Figura 4.- Fragmentos cataclásticos de dolerita (DOL) empastados por aerinita (AER). Corresponde a una zona de brecha en dolerita de Estopiñan. Nícoles paralelos.

Figure 4.- Cataclastic fragments of dolerite (DOL) armored with aerinite (AER) corresponding to a tectonic breccia in a dolerite of Estopiñan. Polaroids parallel.

Observaciones por microscopía electrónica de barrido (ISI, mod. Super III) muestran el carácter policristalino de las fibras (Figs. 5 y 6).

En lo referente a propiedades ópticas es característico su color azul y acentuando pleocroísmo. Según Aghchmi (1981) al calentarla disminuye el pleocroísmo y aumenta los índices de refracción. Así, para una  $T > 250^{\circ} \text{C}$  desaparece el pleocroísmo y los índices de refracción pasan de ser ( $T < 250^{\circ} \text{C}$ )  $n_p = 1.51$  y  $n_g = 1.57$  a los de  $n_p = 1.54$  y  $n_g = 1.59$ . También se invierte el sentido de la elongación que toma valor positivo al aumentar la temperatura.

## 2. Estudio térmico

Observaciones en un microscopio provisto de platina calentadora (Besteiro *et al.*, 1982) han permitido constatar tres cambios morfológicos para valores de 205, 250 y 500°C, respectivamente. Entre 205 y 250°C se observa una deformación en los cristalitos fibrosos y hacia 500°C se evidencia una fuerte reducción del volumen de estos cristalitos, probablemente debido a haberse completado prácticamente la etapa de su deshidratación.

En la Fig. 7 se recoge un ATD-ATG de la aerinita (secada a 100°C) donde se pueden observar cambios endotérmicos hacia 100, 250, 400 y 837°C, respectivamente, y un exotérmico próximo a 1000°C. La pérdida en peso, establecida a partir del ATG es del orden del 14%. A su vez, en la Fig. 8 se indica el ATG de la aerinita calentada a 350°C durante 6 horas y man-

tenida después de 7 días en atmósfera con 100% de humedad; experimentalmente se repite una pérdida próxima al 14%. Este hecho está de acuerdo con Gottardi y Galli (1985) en ser el criterio principal de caracterización de un material como ceolita.

## 3. Espectroscopia infrarroja

Los análisis con esta metodología se han realizado con fibras seleccionadas y calentadas hasta 500°C (Fig.



Figura 5.- Asociación de cristales de aerinita. Microscopía electrónica de barrido. 60x.

Figure 5.- Aerinite crystal association. Scanning electron microscope. 60x.

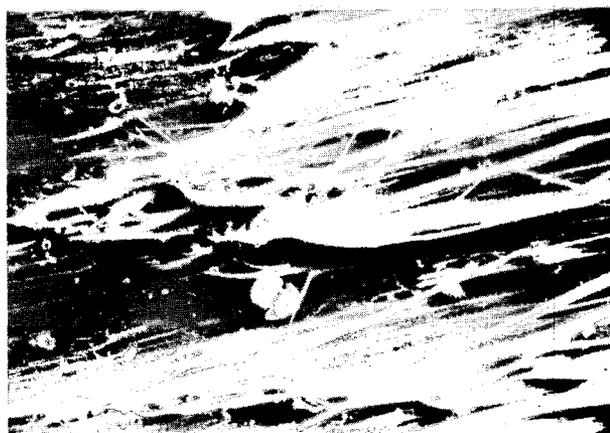


Figura 6.- Detalle mostrando el carácter policristalino de la aerinita. Microscopía electrónica de barrido. 250x.

Figure 6.- Polycrystalline feature of aerinite. Scanning electron microscope. 250x.

9) en el dominio comprendido entre 4000 y 250  $\text{cm}^{-1}$ . En las condiciones iniciales (Fig. 9a) aparecen bandas a valores de 3520, 1630, 1162, 1120, 1080, 1015, 970, 805, 765, 660, 595, 539, 510, 484, y 433  $\text{cm}^{-1}$ . Al aumentar la temperatura (Fig. 9b,c) las bandas de vibración molecular experimentan desplazamientos con modificación de sus respectivas intensidades.

En relación a la pérdida de agua de hidratación se observa que por encima de 500°C desaparecen las bandas de 3520 y 1630  $\text{cm}^{-1}$ , y lo mismo sucede en la banda de 805  $\text{cm}^{-1}$ , característica de vibraciones de enlace Al-OH. La persistencia, a 500°C, de bandas en las regiones 1100-800 y 440  $\text{cm}^{-1}$ , respectivamente, correspondientes a las vibraciones de enlace Si-O-Si y Si-O, parecen hacer suponer que la estructura de este silicato deba ser la de un armazón tridimensional de tetraedros  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  poco compacto; esto es, con tendencia a formar huecos.

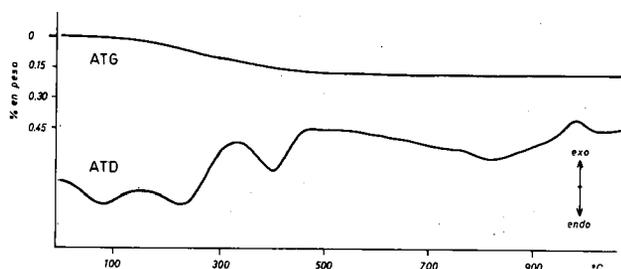


Figura 7.- Diagrama ATD-TG en aerinita (calentada a 300° C)

Figure 7.- DTA-TG of an aerinite (heated to 300° C)

La ausencia de la banda de enlace O-OH por encima de los 3.500  $\text{cm}^{-1}$  descarta la adscripción de este material a los minerales de la arcilla. Por otra parte, la agrupación de las bandas más importantes en la región de 1.100-800  $\text{cm}^{-1}$  y por debajo de 600  $\text{cm}^{-1}$  indican la posible pertenencia a otros grupos, pero la banda de 665  $\text{cm}^{-1}$  descarta a los nesosilicatos. El espectro obtenido muestra, en todo momento, una gran similitud con los soro- e inosilicatos (lo que no concuerda con el resto de las propiedades de este material) y también con los de ceolitas (Derharel y Beutelspacher, 1970).

#### 4. Difracción de rayos X

Todos los diagramas de polvo con muestras de aerinita, fibrosa o masiva, muestran una gran similitud. A partir de nuestros datos experimentales, y por me-

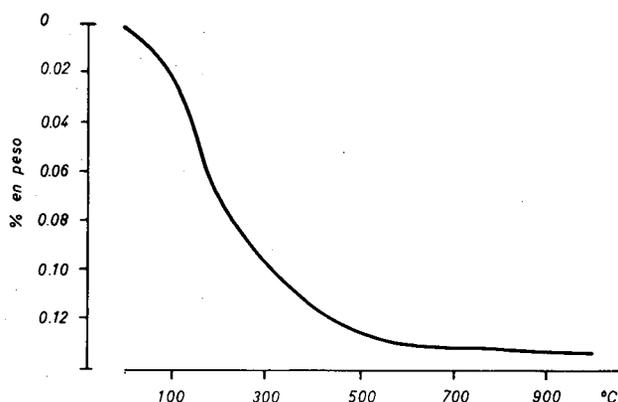


Figura 8.- Diagrama TG en aerinita (ver explicación en texto)

Figure 8.- TG of an aerinite (see explanation in the text)

dio del programa INDEX (Kohlbeck y Hörl, 1976), se observa que los datos de difracción de polvo son compatibles con dos celdas; una monoclinica ( $V = 1318\text{Å}^3$ ), y otra rómbica ( $V = 1323\text{Å}^3$ ). Los datos del presente trabajo se comparan con los obtenidos por otros autores (Tabla 1).

Igualmente se llevaron a cabo diagramas oscilante y Weissenberg de fibras «aparentemente» monocristalinas (Figs. 6 y 7). El diagrama oscilante permitió determinar el eje de alargamiento de la fibra (5.3Å). Dicho valor según Garrido (1949) es característico de silicatos minerales de hábito fibroso. En el diagrama oscilante se deduce un plano de simetría perpendicular al eje  $\bar{c}$ . Los autores que suponen la aerinita monoclinica consideran que el eje binario es paralelo al eje  $\bar{b} = [\approx 17\text{Å}]$ . Lamentablemente esta ambigüedad no ha sido posible resolverla con diagramas Weissenberg, los cuales muestran en los distintos niveles, ecuatoriales o no, un espectro característico de polvo cristalino. Este hecho es frecuente en fibras policristalinas (Toraya *et al.*, 1984), y es concordante con lo observado mediante microscopía electrónica en este trabajo (Figs. 5 y 6), pero implica una dificultad al intentar resolver la estructura por las técnicas clásicas de monocristal.

Para nosotros no está claro si el grupo de Laue de este cristal es 2/m (monoclinico) o mmm (rómbico). La determinación del símbolo de difracción y de la estructura de la aerinita es un problema mineralógico por resolver. La resolución de la estructura permitirá su acreditación como mineral y su clasificación en alguno de los distintos tipos estructurales de los silicatos.

En el trabajo se discuten otros criterios no estructurales para incluir la «aerinita» en el grupo de las ceolitas.

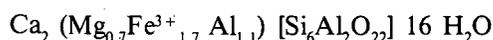
## 5. Composición química

Indicamos, como idea preliminar, que los análisis realizados por microsonda electrónica (Besteiro *et al.*, 1982) y los obtenidos, con igual metodología, por Azambre y Mochoux (comunicación personal) presentan notables diferencias mutuas y, en ambos casos, con los realizados posteriormente mediante vía húmeda. Interpretamos que estas discrepancias traducen las antes indicadas modificaciones estructurales que experimenta la aerinita cuando está sometida a los elevados gradientes energéticos del análisis por microsonda.

Por los motivos indicados, se ha optado por realizar nuevos análisis mediante vía húmeda, en muestras seleccionadas, en dos laboratorios (Universidades Com-

plutense de Madrid y Valencia) y con igual metodología; las composiciones promedios se expresan en la Tabla 2. La metodología adoptada es: SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total), MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub>, calculados por colorimetría; MgO, CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> obtenidos por complexometría; los Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O determinados por fotometría de llama; el FeO mediante valoración con solución de permanganato; y, finalmente el H<sub>2</sub>O por gravimetría según el método de Penfield.

A partir de estos análisis y con los datos de las dimensiones de la celda unidad se ha deducido la siguiente fórmula estructural para este aluminosilicato



No obstante, y aceptando una cierta variabilidad en el contenido en agua de hidratación en los análisis químicos antes presentados, la relación Al: Si = 0.43 está comprendida entre 0.2 y 1, y la relación (R<sub>2</sub><sup>+</sup>, R<sup>2+</sup>) O: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es 0.99 o prácticamente igual a 1, lo que según Kostov (1968) es característico de las ceolitas.

TABLA 1.- Espaciados interplanares (d) e intensidades relativas (I/I<sub>0</sub>) de la aerinita. Condiciones experimentales: radiación CuK<sub>α</sub>, filtro Ni, 40 KV, 20 mA, patrón interno Si.

TABLE 1.- d(A)-spacings and intensities for an aerinita. Experimental conditions: CuK<sub>α</sub> radiation, filter Ni, 40 KV, 20 mA, internal standard Si.

1)			2)			3a)			3b)		
I <sub>obs</sub>	d <sub>obs</sub>	hkl	I <sub>obs</sub>	d <sub>obs</sub>	hkl	I <sub>obs</sub>	d <sub>obs</sub>	d <sub>cal</sub>	hkl	d <sub>cal</sub>	hkl
FFF	14.52	1 0 0	100	14.65	1 0 0	100	14.82	14.75	1 0 0	14.75	1 0 0
fff	4.88	3 0 0	20	4.876	3 0 0	25	4.896	4.911	3 0 0	4.916	3 0 0
F	4.04	1 4 0	80	4.050	1 4 0	65	4.073	4.069	1 4 0	4.072	1 4 0
F	3.78	2 2 1	35	3.798	0 3 1	25	3.847	3.854	0 3 1	3.846	1 3 1
---	---	---	---	---	---	48	3.814	3.826	2 2 1	3.788	0 3 1
---	---	---	30	3.664	4 0 0	25	3.674	3.683	4 0 0	3.687	4 0 0
f	3.654	2 4 0	35	3.651	2 4 0	---	---	---	---	---	---
f	3.479	2 3 1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
mF	3.326	4 2 0	12	3.351	4 2 0	17	3.323	3.309	3 2 1	3.313	3 3 1
mF	3.259	3 2 1	30	3.283	1 5 0	27	3.299	3.301	1 5 0	3.297	1 4 1
mF	3.186	3 4 0	25	3.189	3 4 0	26	3.206	3.207	3 4 0	3.209	3 4 0
ff	3.066	3 3 1	3	3.082	4 2 1	---	---	---	---	---	---
ff	2.986	3 3 6	---	---	---	---	---	---	---	---	---
mF	2.798	0 6 0	50	2.812	0 6 0	34	2.824	2.823	0 6 0	2.824	0 6 0
F	2.712	3 4 1	75	2.721	1 5 1	58	2.732	2.733	3 4 1	2.731	5 2 1
---	---	---	30	2.623	2 6 0	18	2.634	2.634	0 0 2	2.637	2 6 0
mF	2.556	0 2 2	12	2.576	0 0 2	---	---	---	---	---	---
fff	2.436	3 5 1	15	2.440	6 0 0	---	---	---	---	---	---
---	---	---	10	2.402	6 0 1	---	---	---	---	---	---
mF	2.355	5 3 1	20	2.361	2 3 2	23	2.369	2.388	1 7 0	2.371	6 2 1
---	---	---	30	2.344	6 2 0	22	2.359	2.358	6 2 0	2.360	6 2 0
---	---	---	12	2.306	6 2 1	17	2.307	2.299	2 7 0	2.309	4 2 2
---	---	---	35	2.135	1 7 1	23	2.141	2.142	2 4 2	2.142	5 3 1
---	---	---	---	---	---	18	2.065	2.062	4 6 1	2.064	3 0 2
---	---	---	25	1.622	4 2 1	15	1.627	1.625	3 2 3	1.627	3 8 2
---	---	---	---	---	---	23	1.605	1.607	9 2 0	1.604	6 8 0
---	---	---	30	1.601	5 0 0	19	1.601	1.603	110 1	1.602	310 0

y siguen en las columnas 2) y 3) reflexiones hasta un valor angular 2θ = 75° (reflexiones de intensidad relativa baja han sido omitidas)

1) Pulou (1967); a = 14.6, b = 16.8, c = 5.3Å, β = 93°, V = 1298Å<sup>3</sup>

2) Aghchmi (1981); Azambre y Monchoux (comunicación personal); a = 14.94, b = 16.87, c = 5.26Å, β = 101.5°, V = 1299Å<sup>3</sup>

3a) Presente trabajo; a = 14.733(13), b = 16.936(17), c = 5.303(8)Å, V = 1323Å<sup>3</sup>

3b) " " ; a = 15.235(13), b = 16.944(17), c = 5.276(6)Å, β = 104.52(8)°, V = 1318Å<sup>3</sup>

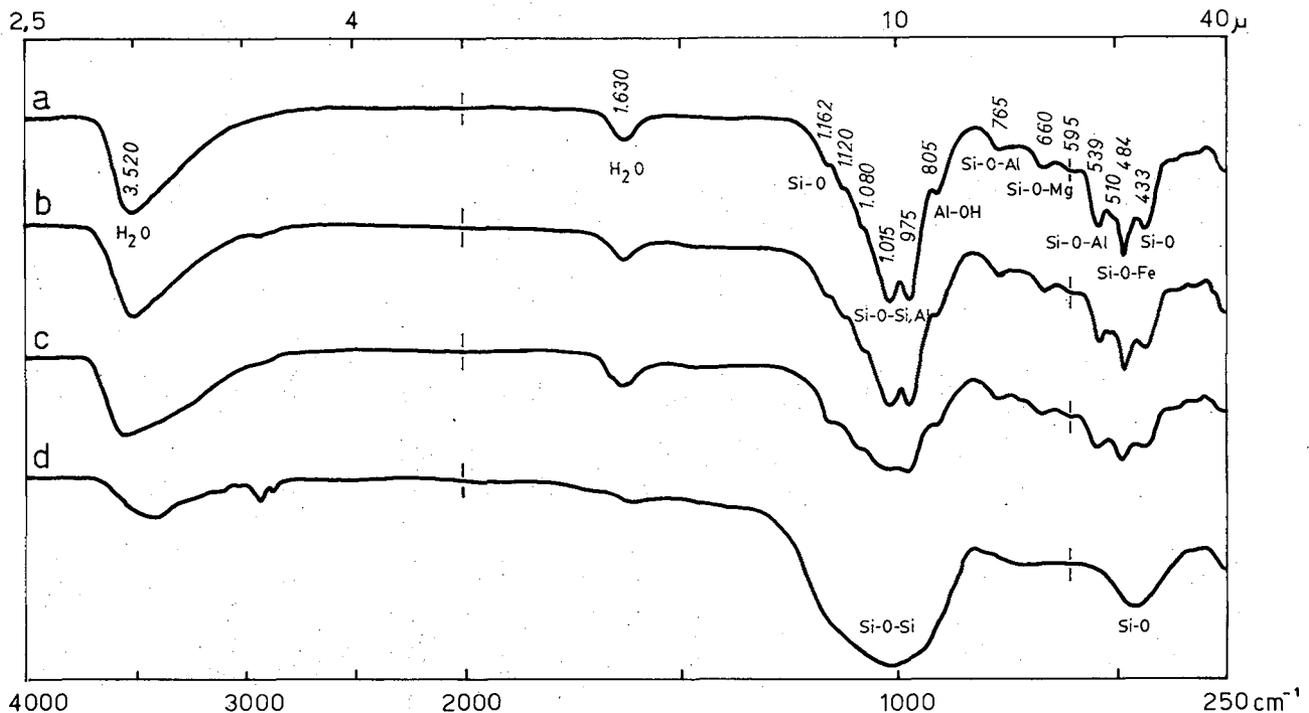


Figura 9.- Espectro IR de aerinita calentada a temperatura: a) 250° C. b) 320° C. c) 500° C, y d) >500° C.

Figure 9.- IR spectra of aerinite fibres at several temperatures: a) 250° C, b) 320° C, c) 500° C, and >500° C.

## CONSIDERACIONES SOBRE LA GENESIS DE LA AERINITA

Las consideraciones a que haremos alusión en relación con la génesis de la aerinita o de aerinita + escolecita, que aquí se proponen, se refieren a los caracteres mineralógicos ya indicados, a los datos de campo y a las observaciones petrológicas.

Los minerales que tapizan, a modo de rellenos, fracturas que afectan a doleritas son numerosos. Así por ejemplo, Walgenwitz (1976) en las doleritas de Ulzama (Navarra) y Lago (1980) en el dominio cántabro pirenaico señalan, principalmente, los de: calcita, dolomita, cuarzo, albita, prehnita, pistacita, clorita (clino-cloro), escolecita, pirofilita, vermiculita y actinolita, lo que ha sido corroborado en trabajos posteriores (Lago y Pocoví, 1980, 1984; Lago *et al.*, 1983; Amigó *et al.*, 1985). Estos rellenos no presentan importante relación de reacción con la dolorita encajante y por ello presentan similitud de condiciones hidrotermales con los de filoncillos de aerinita ± escolecita. Por ello se descartan aquí las muy numerosas, y con variable pa-

ragénesis, transformaciones tardimagmáticas que con variable intensidad afectan a estas doleritas y son recientemente descritas por Azambre *et al.*, (en prensa).

En cuanto a la escolecita, acompañante habitual de la aerinita, se ha indicado (Lago *et al.*, 1983) que se presenta en filoncillos formados por circulación y precipitación en fracturas a partir de fluidos hidrotermales enriquecidos en H<sub>2</sub>O, Si, Al y Ca. A partir de datos experimentales (Koizumi y Roy, 1960), indican que las condiciones de formación de la escolecita son del orden de 230-285°C y presión de una atmósfera, si bien otros autores (Kristmannsdottir y Tomasson, 1978) estiman condiciones del orden 60-100°C y presión inferior a 1Kb.

Las condiciones de emplazamiento de las doleritas son variadas: por lo general, éstas se emplazan próximas a la superficie en niveles de sedimentos del Keuper (Walgenwitz, 1976; Lago, 1980; Lago y Pocoví, 1980, 1982, 1984) pero existen algunas situaciones que indican un emplazamiento más profundo (Azambre *et al.*, 1981; Beziat, 1983, y Lago y Pocoví, 1984). Pre-

TABLE 2.- Análisis químico: (1) y (2) de aerinita efectuado por el Insto. de Química Técnica de la Universidad de Valencia; (3) de escolecita efectuado por el Dr. Hernández-Pacheco de la Univ. Complutense de Madrid; (4) y (5) de escolecita, según Lago et al., (1983).

TABLE 2.- Chemical composition: (1) and (2) of aerinite. Química Técnica. Univ. Valencia; (3) of scolecite. Analyst: Dr. Hernández-Pacheco, Univ. Complutense Madrid; (4) and (5) of scolecite, according to Lago et al., (1983).

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	36.39	37.82	45.59	45.64	46.05
TiO <sub>2</sub>	tr.	0.05	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	16.27	25.87	26.10	25.37
FeO	3.29	14.22	0.00	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.36		0.41	-	-
MnO	0.03	-	-	-	-
MgO	3.02	2.90	0.00	-	-
CaO	15.25	10.92	14.16	14.40	15.18
Na <sub>2</sub> O	1.22	2.10	0.22	0.20	tr.
K <sub>2</sub> O	0.14	0.14	0.00	tr.	0.14
H <sub>2</sub> O(t)	17.53	15.49	13.77	13.68	13.24
	96.52	99.91	100.02	100.02	99.98

vias determinaciones geotermométricas (Beziat, 1983; Amigó y Lago, 1985; Azambre y Rossy, 1985) señalan un rango de cristalización para la etapa ortomagmática entre 1.200 (plagioclasas) y 750° C (opacos).

Parece admisible que la posterior fase hidrotermal condicionante de los minerales antes indicados y, entre ellos, de la escolecita  $\pm$  «aerinita» se sitúe en condiciones termobáricas ( $T < 500^\circ$ ,  $P < 1\text{Kb}$ ) más inferiores.

Sin embargo, estas condiciones se habrán sucedido de manera muy similar en todas las manifestaciones doleríticas, tal vez a velocidades distintas según el volumen de cada dolerita y su profundidad de emplazamiento. En este sentido, podríamos esperar que su mejor desarrollo se realice en las doleritas más masivas y con emplazamiento más profundo por implicar un proceso de cristalización más lento. Aparentemente los datos de campo indican lo contrario: no se presentan filones de escolecita y/o aerinita en los cuerpos doleríticos más masivos y profundos (y, en consecuencia, mejor cristalizados y con menor densidad de fracturación).

Si reflexionamos sobre la posición de las doleritas, a lo largo de la historia geológica del ciclo alpino, po-

dremos apreciar que en el Eoceno superior, al inicio de lo que serán las deformaciones más representativas del dominio surpirenaico, en la zona de presencia de aerinita y escolecita, por encima del Triásico superior que engloba las doleritas, se ha depositado un espesor de sedimentos de cobertera que oscila entre 1000 m en la parte más meridional (Pocoví, 1978) y más de 5000 m en las zonas más internas (Garrido y Ríos, 1972). Esta situación supone, sin hacer alusión a gradientes anormales, que el rango de presión y temperatura a que se encuentran sometidos estos materiales, oscila entre 0.25 y 1.25 Kb y entre 50 y 200°C. Esta gama de condiciones incluye los valores antes apuntados por la bibliografía.

Por otra parte, la movilización de las doleritas arrastradas por el sedimento encajante, tanto en la tectogénesis pirenaica como en el desarrollo de los diapiros cántabros, pese a su comportamiento considerablemente pasivo, permite la movilización de algunas discontinuidades primarias así como la aparición de algunas nuevas fracturas, a veces con reducidas bandas cataclásicas.

Entendemos que el origen de la escolecita y/o la aerinita debe relacionarse con alteraciones hidrotermales, debido a las condiciones de enterramiento citadas y con precipitación en las fracturas (tapizando superficies o impregnando brechas) durante su ascenso hacia la superficie, sea consecuencia de las deformaciones tectónicas o de procesos diapíricos.

En todo caso, la aerinita y la escolecita se formaron cogenéticamente y bajo unas mismas condiciones termodinámicas de presión y temperatura, lo que está avalado por su similar dominio de estabilidad mineral.

## CONCLUSIONES SOBRE LOS DATOS ESTABLECIDOS

La aerinita es frecuente en rellenos de fracturas, generalmente asociada íntimamente a ceolitas (escolecita), que afectan a doleritas toleíticas triásicas, aflorantes en estructuras diapíricas del ámbito pirenaico y, en algunos otros, del dominio cantábrico.

Se han constatado variaciones en sus propiedades ópticas (índice de refracción y pleocroísmo) con el aumento de la temperatura hasta un valor límite en los 500°C. Presenta buena capacidad de deshidratación-hidratación y su comportamiento térmico es compatible con la estructura de un silicato según un armazón tridimensional de tetraedros (SiO<sub>4</sub>)<sup>-</sup> poco compacto y afín al grupo de las ceolitas lo cual es una propiedad característica de estos silicatos según Gottardi y Galli (1985).

Su estructura cristalográfica es compatible con dos celdas, una monoclinica y otra rómbica, si bien en la fase de su estudio no es posible resolver esta ambigüedad y el cálculo de su estructura cristalina.

La fórmula obtenida:  $\text{Ca}_2 (\text{Mg}_{0.7} \text{Fe}_{1.7}^{3+} \text{Al}_{1.1}) [\text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{O}_{22}] \cdot 16 \text{H}_2\text{O}$  es compatible con su pertenencia al grupo de las ceolitas aunque la definitiva inclusión requiera las nuevas confirmaciones apuntadas. La íntima asociación que presenta con la escolecita sugiere una coetaneidad de formación y en ambiente hidrotermal bajo condiciones termobáricas de  $T < 500^\circ\text{C}$  y 1 bar. Este hidrotermalismo, afectando a las doleritas parece estar asociado a procesos diápiricos post-triásicos.

#### AGRADECIMIENTOS

A los Dres. J. Osacar (I. Carboquímica, C.S.I.C. Zaragoza), Dr. A. Hernández-Pacheco (Dpto. Petrología de la U.C. Madrid), Dpto. de Química Técnica de la Universidad de Valencia, Dr. J. Soriano (C.E.E.O.P. del M.O. P.U. Madrid), Dr. B. Azambre (París VI) y Dr. Monchoux (U. de Toulouse), por las diferentes ayudas y comentarios en la realización de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

- AGHMI, El Mostafa, 1981: *Etude de la deshydratation de l'aérinite*. Rapport DEA. Laboratoire de Minéralogie. Université Paul Sabatier. Toulouse.
- AMIGÓ, J.M., BESTEIRO, J., LAGO SAN JOSE, M. y POCOVÍ, A., 1982: *Some criteria to characterize the «aerinite»*. Comunicación en «13th General Meeting (IMA)». Varna, Bulgaria. p. 108.
- AMIGÓ, J.M., BASTIDA, J., LAGO SAN JOSE, M., POCOVÍ, A., SANZ, A. y SORIANO, J., 1986: *Estudio de la influencia térmica del emplazamiento de rocas doleríticas (ofitas) del área de Estopiñan (provincia de Huesca y Lérida) en los sedimentos triásicos encajantes*. «II° Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España». Seo de Urgel. p. 7 y Cuadernos de Geología Ibérica, vol. n° 11 (en prensa).
- AMIGÓ, J. y LAGO SAN JOSE, M., 1985: «Clinopyroxene geothermometry of Triassic dolerites from Estopiñan area (Huesca-Lérida. Spain)» Comunicación en «Les Pyroxenes». *Soc. Miner. et Cristallogr.* Fontainebleau, p. 39.
- AZAMBRE, B., ROSSY, M. et ELLOY, R., 1981: «Les dolerites triasiques (ophites) des Pyrénées: donnés nouvelles fournies par les sondages petroliers en Aquitaine». *Bull. Soc. Geol. France* (7), 23, 3, 263-269.
- AZAMBRE, B. et ROSSY, M., 1985: «Les pyroxenes des dolerites tholeithiques d'age triasique du domaine pyrenéen». Comunicación en «Les Pyroxenes». *Soc. Fr. Miner. et Cristallogr.* Fontainebleau. p. 38.
- AZAMBRE, B., ROSSY, M. et LAGO SAN JOSE, M., 1987: (en prensa). «Caractéristiques pétrologiques des dolerites tholeiitiques d'age triasique (ophites) du domaine pyrenéen». *Bulletin de Mineralogie*, vol. 4.
- BESTEIRO, J., LAGO, M., POCOVÍ, A., 1982: «Observaciones sobre una mineralización de aerinita asociada a rocas ofíticas de prepíreico leridano». *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 5, 43-45.
- BEZIAT, D., 1983: *Etude pétrologique et géochimique des ophites des pyrénées. Implications géodynamique*. Thèse 3° cycle. Université Toulouse. 60 p.
- GARRIDO, J., 1949: «Sur l'aerinite». *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 72. 401-407.
- GARRIDO-MEGIAS, A. y RÍOS, L.M., 1972: «Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)». *Bol. Geol. Min. España*, 8 (1): 1-47.
- GOTTARDI, G. y GALLI, E., 1985: *Natural Zeolites*. Minerals and Rocks. No. 18. Springer Verlag, Berlin, 409 p.
- GRAMONT, X. de, MONCHOUX, P., ORLIAC, M. y TOLLON, F., 1967: «Mode de gisement de l'aerinite. Présentation d'échantillons». *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.*, 90 (1): 43.
- KOHLBECK, F. y HÖRL, E.M., 1976: «Indexing program for powder patterns especialy suitable for triclinic, monoclinic and orthorhombic lattices». *J. Appl. Cryst.*, 14: 209-210.
- KOIZUMI, y ROY, R., 1960: «Zeolite studies. I. Synthesis and stability of the calcium-zeolites». *J. Geol.*, 68, 41 p.
- KOSTOV, I., 1968: *Mineralogy*. Oliver and Boyd. Edinburgh. London.
- KRISTMANNSDOTTIR, H. y TOMASSON, J., 1978: «Zeolite zones in geothermal areas in Iceland» en SAND, L.B. y MUMTON, F.A. (Eds.): *Natural zeolites: occurrence, properties, uses*. Pergamon Press, Oxford. pp. 277-284.
- LAGO, M., 1980: «Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de las rocas ofíticas del Norte de España». Tesis doctoral. Univ. Zaragoza. 2 vols., 444 p.
- LAGO, M. y POCOVÍ, A., 1980: «Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Estopiñan (provincia de Huesca)». *Acta Geol. Hisp.*, 15 (5): 141-151.
- LAGO, M. y POCOVÍ, A., 1982: «Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñan (provincia de Huesca)». *Acta Geol. Hisp.*, 17 (4): 227-233.
- LAGO-SAN JOSE, M., GALAN, E. y BARCELÓ, G., 1983: «Presencia de escolecita y prehnita en las doleritas triásicas de Estopiñan, (Huesca, España). *Estudios geol.*, 39: 245-251.
- LAGO-SAN JOSE, M. y POCOVÍ, A., 1984: «Aspectos geológicos y petrológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria». I Congreso Español de Geología, 2: 147-160.
- LAGO-SAN JOSE, M. y POCOVÍ, A., 1985: «Magmatismos en el límite Triás superior Lías inferior del área Cantábrica y de los Pirineos: Características geológicas, petrológicas y consideraciones estructurales». II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. Seu d'Urgell (Lléida). Resumen de Coms., pp. 68-69.
- LASAULX, A., von, 1976: *Neues Jahrb. Min.*, 175,352,1877: *Neues Jahrb. Min.*, 61; 1878: *Bull. Soc. Fr. Min.*, I, 126.
- MAREL, H.W., Van der y BEUTELSPACHER, H., 1979: *The infrared spectra of clay minerals*. Springer Verlag. Viena, 323-328.
- ORCEL, J., 1922: «Sur la composition chimique de l'aerinité». *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 175: 309-311.
- POCOVÍ, A., 1978: «Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)». *Acta Geol. Hisp.*, 13 (3), 73-79.

PULOU, M.R., 1976: «Détermination des paramètres cristallographiques d'un minéral fibreux monoclinique à partir de ses diagrammes de Debye-Scherrer et de fibre». *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.*, 90 (1): 43.

TORAYA, H., MARUMO, F. y YAMASE, T., 1984: «An application of one-dimensionally oriented fibrous crystals: The structure determination of one-dimensionally oriented fibrous crystals: The structure of Tetrakis (dimethylammonium) hexamolybdate

M (VI) dihydrate» *J. Appl. Cryst.*, 17: 131-133.

WALGENWITZ, F., 1976: *Estude pétrologique des roches intrusives triasiques, de écailles du socle profond et des gâtes de chlorite de la région d'Elizondo (Navarra espagnole)*. Thèse Faculté des Sciences et des Techniques. Unive. Besançon. 167 p.

Recibido, junio 1986