

# Presencia de mineralogías ricas en Zn como evidencias de la actividad hidrotermal en zonas de cizalla extensionales (Complejo Nevado-Filábride, Béticas)

*Occurrence of Zn-rich assemblages controlled by hydrothermal activity in extensional shear zones (Nevado-Filabride Complex, Betics)*

J.I. Soto (\*) y M. Muñoz (\*\*)

(\*) Departamento Geodinámica e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Univ. Granada - CSIC. Facultad de Ciencias, Av. Fuentenueva s/n. 18071 Granada.

(\*\*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

## ABSTRACT

Late Zn-rich assemblages have been found in several lithologies of the Bédar-Macael unit and upper part of the Calar-Alto unit (Nevado-Filabride Complex). The nowadays brittle contacts between the nevado-filábride and alpujárride units are low-angle normal faults of an extensional system Middle Miocene in age. In metabasite rocks of the Bédar-Macael unit, Zn-rich staurolite ( $ZnO \leq 13$  wt%) partially transformed to gahnite+haematite+quartz assemblage has been found. The Zn-rich assemblage grows by hydrothermal circulation of fluids throughout the brittle fault system just after an extensional ductile shearing event. The transport path of the hydrothermal fluids follows a quasi-adiabatic P-T path, from 2-3 kbar and 450°C for staurolite core to 1-1.5 kbar and 400°C for staurolite rim and breakdown.

**Key words:** Zn-rich staurolite, hydrothermal fluids, extensional shear zones, brittle-ductile transition, Betics.

*Geogaceta*, 14 (1993), 146-149  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Recientemente se ha puesto de manifiesto la incidencia de los fluidos hidrotermales a lo largo de accidentes extensionales (Werner 1990). Estos fluidos transportan en solución cantidades variables de elementos de interés metalogénico, depositándose a medida que varían, en la dirección de flujo, las condiciones físico-químicas del fluido (pH, cc. Cl<sup>-</sup>, fO<sub>2</sub>, fS<sub>2</sub>) o las térmicas de la roca de caja. De este modo pueden generarse depósitos minerales distales en zonas de cizalla (Selverstone *et al.*, 1991).

El propósito de este trabajo es mostrar las características y posible rango de condiciones de P y T, de unas asociaciones minerales ricas en Zn de la unidad más alta del Complejo Nevado-Filábride, ligadas a episodios de deformación extensional del Mioceno medio.

## Contexto tectono-metamórfico

En la terminación oriental de la Sierra de los Filabres la Un. de Bédar-Macael, la más alta del Complejo Ne-

vado-Filábride, con un espesor máximo de 1 km, está limitada a techo y muro por sendos despegues extensionales frágiles del Mioceno medio. Estos despegues están situados bajo las unidades alpujárrides y sobre la Un. de Calar-Alto respectivamente (García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Galindo Zaldívar *et al.*, 1989, Soto, 1991). En las zonas de cizalla frágiles asociadas a los despegues, abundan estructuras indicativas de transporte del bloque de techo hacia el SW, tales como harinas de falla, estrías y falsas S-C. Una fábrica plano-lineal con sentido de transporte hacia el WNW (lineación de estiramiento, bandas de cizalla dúctiles y porfiroclastos asimétricos) es penetrativa en la unidad de Bédar-Macael y otra fábrica superpuesta, con sentido de movimiento mayoritario hacia el N, se desarrolla preferentemente en la parte basal (lineación de estiramiento NNE, foliación milonítica, peces asimétricos de mica) (Soto, 1991).

La Un. de Bédar-Macael conserva el registro de un episodio de metamorfismo de HP-MT ( $\approx 10-11$  kbar, 300-500°C; Bakker *et al.*, 1989). Condiciones de más alta P han sido establecidas en metabasitas de la unidad subyacente

(Gómez-Pugnaire y Fernández Soler, 1987, entre otros); la edad de sus protolitos es Jurásico superior (Hebeda *et al.*, 1980). El episodio de HP es seguido por otro de carácter extensional (P final = 4-6 kbar) con adelgazamiento dúctil de la unidad, concomitante con el desarrollo de la esquistosidad penetrativa. Pliegues recumbentes isoclinales pliegan las isogradas desarrolladas durante la descompresión. Posteriormente una zona de cizalla dúctil de carácter extensional y sentido de movimiento hacia el WNW deforma la esquistosidad penetrativa y desarrolla una fábrica plano-lineal en toda la unidad (lineación de estiramiento WNW, bandas de cizalla, falsas S-C) (Soto, 1991).

En la Un. de Bédar-Macael diques de metabasitas se sitúan preferentemente a lo largo de los contactos entre mármoles (edad triásica probable) y metapelitas albiticas con metapelitas grafitosas a la base (formaciones de edad supuesta permo-triásica y paleozoica, respectivamente).

En la evolución metamórfica alpina de las metabasitas de la Un. de Bédar-Macael se distinguen tres episodios principales: (1) representado por aso-

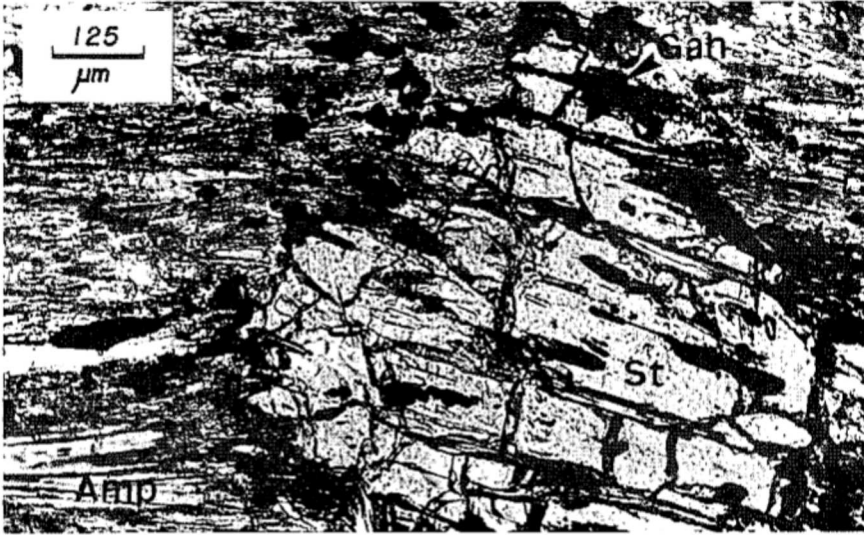


Fig. 1.— Cristal tardío de estauroilita zincífera (St) con bordes transformados parcialmente a gahnita (Gah) (muestra 524-36, 2°51'W - 37°11'N, metabasitas Un. Bédar-Macael). Fábrica plano-linear en la matriz definida por cristales de anfíbol Na-Ca barroisita (Amp), moscovita, hematites (cristales elongados de color negro) y cuarzo.

Fig. 1.— Photomicrograph of late Zn-rich staurolite crystal (St) with rims partially transformed to gahnite (Gah) (sample 524-36, 2°51'W - 37°11'N, metabasite rock Bédar-Macael unit). Schistosity in the matrix defined by elongated crystal of Na-Ca amphibole barroisite (Amp), muscovite, haematite (elongated dark colored crystals) and quartz.

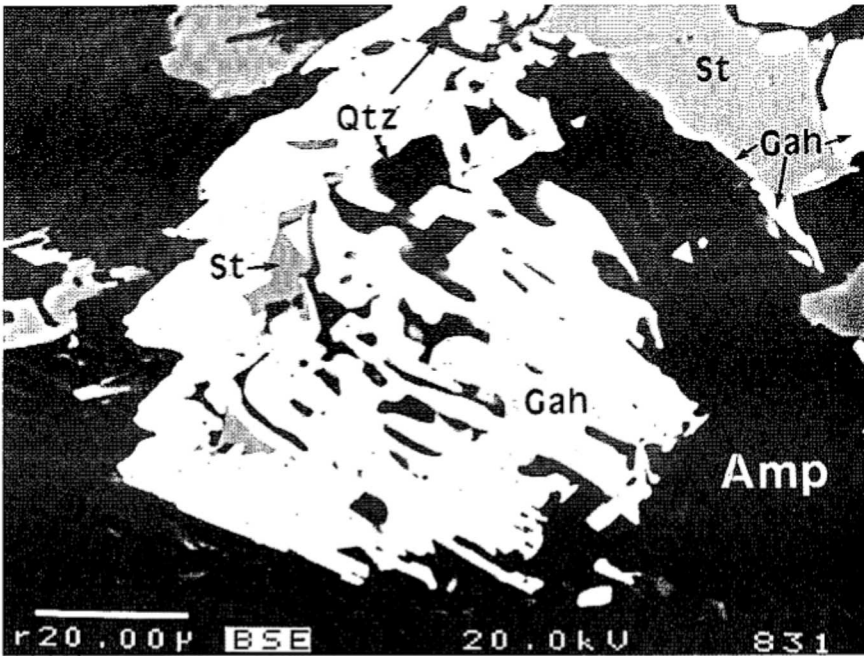


Fig. 2.— Imagen de electrones retrodispersados de un cristal relicto de estauroilita zincífera en gahnita con intercrecimientos gráficos de cuarzo (Qtz). Abreviaturas como en la Fig. 1.

Fig. 2.— Backscattered electron image of a relict Zn-rich staurolite crystal in gahnite with graphic intergrowths of quartz (Qtz). Abbreviations as in Fig. 1.

ciaciones minerales propias de facies de esquistos azules (granate + crossita ± glaucofana ± cloritoide; 10-11 kbar, 400-500°C) con reliquias de probables asociaciones eclogíticas (granate + onfacita ± glaucofana); (2) asociaciones en facies anfíbolitas con granate + ba-

roisita + moscovita ± epidota ( $P \geq 5$  kbar,  $350 \pm 50^\circ\text{C}$ ) sincrónicas con el desarrollo de la esquistosidad penetrativa y (3) asociaciones retrógadas en facies de esquistos verdes, de clorita + albita + epidota ± moscovita (Nijhuis, 1964, Bakker *et al.*, 1989, Soto, 1991).

### Mineralogías ricas en Zn y su relación con la evolución textural de las metabasitas

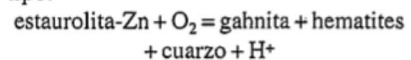
Como se ha dicho, las metabasitas de la Un. de Bédar-Macael poseen una fábrica planar definida por un bandeo composicional con alternancia de niveles anfibólicos oscuros (anfíbol + granate ± epidota) y niveles albiticos claros (plagioclasa + granate + clorita + epidota ± anfíbol). Minerales de crecimiento sincrónico con la esquistosidad penetrativa son: granate rotacional (Alm57 Grs28 Pyr6), barroisita ( $Mg\# = 0.7-0.0$ ,  $CaM4 = 1-1.3$ ) y moscovita. Otros posteriores son cristales recrystalizados de mica incolora (Pg93 Ms5 Mrg2), Mg-hornblenda en bordes de barroisita y borde de granate sin inclusiones (Alm66 Grs20 Prp13).

Sobre la fábrica plano-linear crecen con carácter tardío cristales subeuhédricos de albita (Ab97 An3) y epidota, agregados desorientados de clorita ( $X_{Mg} = 0.7$ ) y cristales elípticos de estauroilita (300-700 μm) de color amarillo-rosado (muestra 524-36, 2°51'W-37° 11'N). La estauroilita contiene a la foliación externa con inclusiones de rutilo, barroisita, hematites y cuarzo (Fig. 1). En sus bordes la estauroilita está transformada parcialmente en agregados de gahnita con hematites, cuarzo y rutilo (Fig. 1 y 2).

### Composición química y significado de las mineralogías ricas en Zn

Los cristales analizados de estauroilita poseen un alto contenido en Zn (ZnO hasta 13% peso). Fe y Mg están en cantidades subordinadas (FeO entre 4-7%, MgO entre 2.7-2.9). Los cristales de estauroilita-Zn muestran una marcada variación composicional de borde a núcleo (Fig. 3a). El empobrecimiento en Zn observado hacia los bordes es inverso al contenido en Fe. El Mg permanece constante a lo largo de los cristales. El tipo de correlación existente entre el Fe y el Zn (Fig. 3b) sugiere que la substitución mayoritaria es Fe=Zn en la posición T2 (Holdaway *et al.*, 1991) y que la proporción Fe/Zn no es constante a lo largo del crecimiento de la estauroilita (núcleos de 1:2.9 y bordes de 1:1.07).

Las relaciones texturales descritas entre estauroilita y gahnita, son consistentes con reacciones de oxidación del tipo:



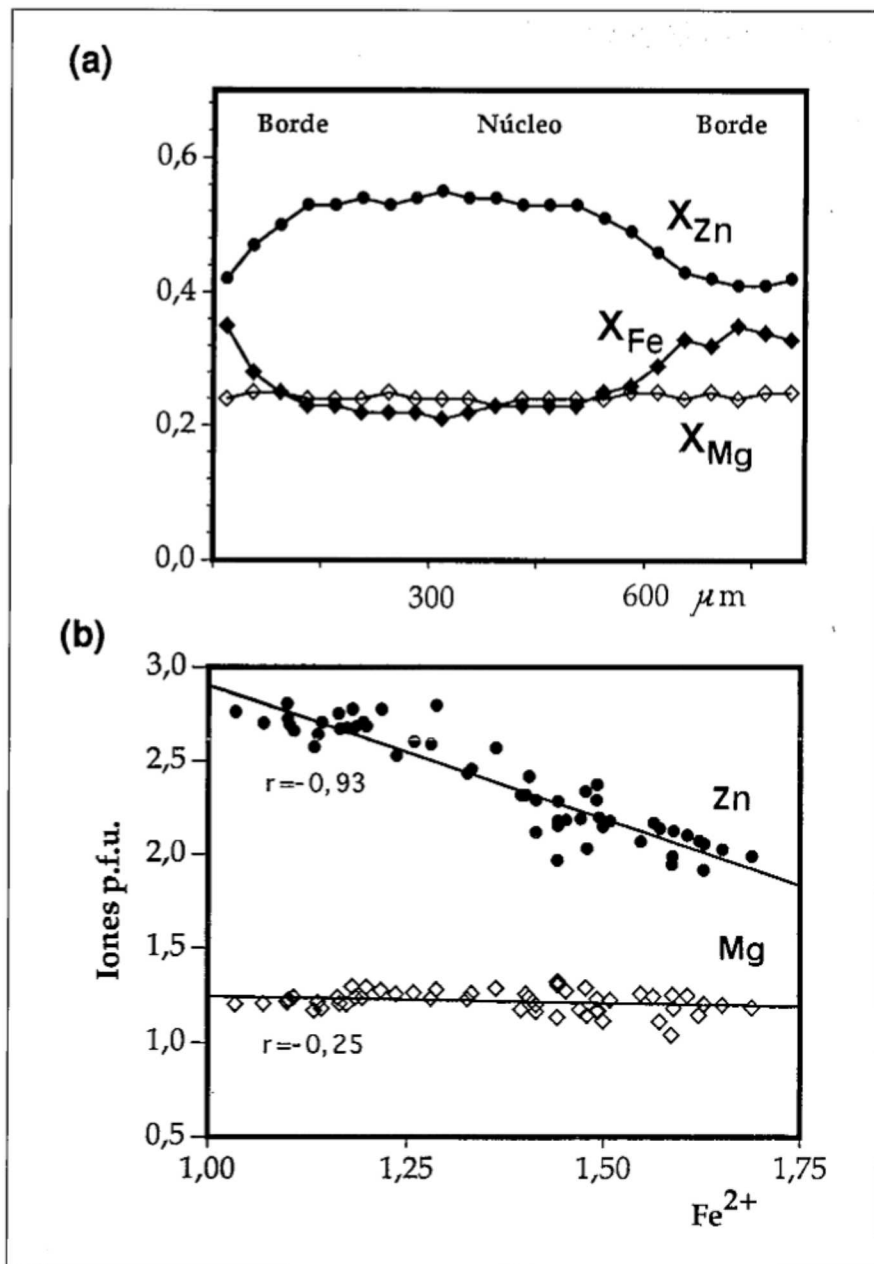
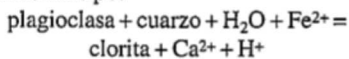


Fig. 3 (a).— Perfil composicional de cristal zonado de estaurólita zincífera. (b) Correlación de Zn y Mg frente a Fe<sup>2+</sup> (normalización de la fórmula a 44 O + 4 OH).

Fig. 3 (a).— Profile of zoned Zn-rich staurolite. (b) Linear regressions of Zn and Mg vs. Fe<sup>2+</sup> in scatter diagrams (atomic proportions on the basis of 44 O + 4 OH).

El crecimiento de clorita y epidota en las metabasitas se realiza a partir de reacciones del tipo:



plagioclasa + H<sub>2</sub>O + Ca<sup>2+</sup> = epidota + H<sup>+</sup> (Hemley *et al.*, 1992).

Estas reacciones disminuyen el pH del medio y favorecen la solubilidad de elementos metálicos como el Zn y el Fe (Hemley *et al.*, 1992). La posibilidad de que estos elementos sean movilizados a lo largo de los sistemas de fallas extensionales mediante fluidos hidroterma-

les, se sustenta en que las asociaciones con estaurólita-Zn son posteriores a las zonas de cizalla dúctil con sentido de extensión hacia el WNW y sincrónicas con las zonas de cizalla frágiles ligadas a los contactos actuales entre unidades. También parece confirmada por otros datos:

(1) En las unidades nevado-filábrides las cantidades de Zn en roca total son bajas (< 200 ppm) y en metagranitos de la Un. de Bédar-Macael son inferiores a 80 ppm (Sánchez-Bellón, 1992). Por tanto, parece descartable una movilización hidrotermal del Zn procedente

de rocas nevado-filábrides, incluidos los metagranitos.

(2) Los mecanismos para concentrar el Zn inicialmente disperso en las metabasitas, deben de tener poca importancia ya que las cantidades de ZnO son inferiores a 0.1% en cualquiera de los minerales analizados (granate > anfibol > moscovita > plagioclasa).

(3) Algunas rocas pelíticas del Complejo Alpujárride situadas sobre el despegue frágil que limita a techo la Un. de Bédar-Macael, poseen cantidades muy altas de Zn (1105 ppm, Sánchez-Bellón, 1992).

En las zonas de cizalla extensionales la circulación de fluidos hidrotermales permitiría el transporte del Zn, que se deposita de acuerdo con la variación creciente del pH y la variación de las condiciones de PT (Hemley *et al.*, 1992). Como las cantidades relativas de elementos depositados pueden variar a lo largo del camino seguido por los fluidos, la zonación composicional mostrada por las estaurólitas podría ser el reflejo de una modificación de la composición de los fluidos metalizadores. Así los fluidos con Zn tenderían a ser progresivamente más ricos en Fe, permitiendo que la estaurólita fuese cada vez menos cincífera y finalmente transformarse a gahnita y hematites.

#### Variación de la P y T en condiciones extensionales durante el evento hidrotermal

Se ha realizado una primera aproximación para establecer el rango de condiciones PT imperantes durante el crecimiento de las asociaciones ricas en Zn. El evento hidrotermal descrito en las metabasitas afecta a la Un. de Bédar-Macael y a la parte alta de la Un. de Calar-Alto. Los fluidos hidrotermales circulan mejor a lo largo de las estructuras extensionales desarrolladas en la transición dúctil-frágil. A partir de equilibrios entre granate, barroisita y mica, cristalizadas después de la fábrica plano-lineal, las condiciones de equilibrio se estiman en P= 4-5.25 kbar y T= 390-450°C. Este área PT se ha calculado mediante la intersección de las T de equilibrio del par granate-anfibol (Graham y Powell, 1984), y las P del geobarómetro fengita (Massone y Schreyer, 1989) (Fig. 4). Con las curvas de solubilidad del Zn y del Fe (datos de Hemley *et al.*, 1992) (Fig. 4), se pueden establecer algunos rasgos generales de la trayectoria PT durante el evento hidrotermal. Una descompresión adiabática entre 400-450°C hasta P bajas (≈ 2-3 kbar)

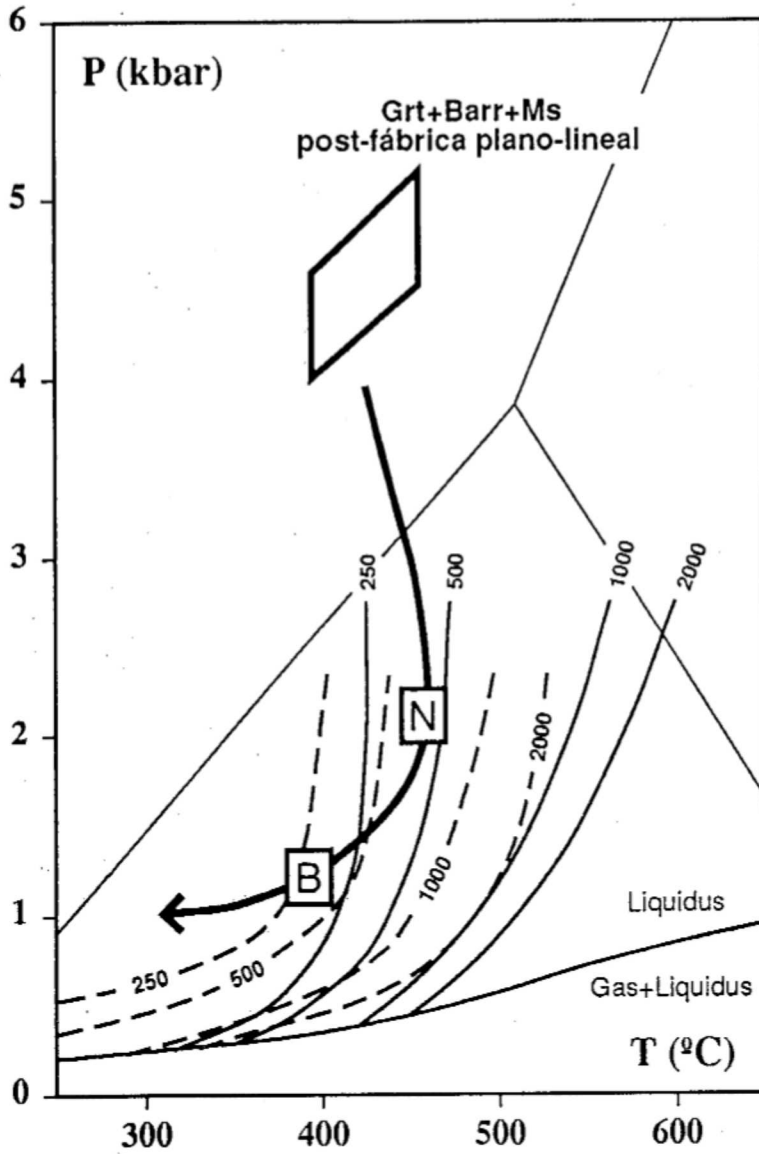


Fig. 4.— Trayectoria PT durante el evento hidrotermal extensional y posición aproximada para el crecimiento de núcleos (N) y bordes (B) de estauroлита. El recuadro recoge las condiciones PT de la asociación post-desarrollo de la fábrica plano-lineal, calculadas mediante geotermobarometría (geotermómetro Grt-Amp, Graham y Powell, 1984; geobarómetro contenido en Si<sup>4+</sup> fengita, Massone y Schreyer, 1989). Curvas de solubilidad del Zn (líneas continuas) y del Fe (líneas discontinuas) en fluidos saturados, calculadas con datos de Hemley et al., (1992), (buffer: monzonita con FK+Qtz). Límite Liquidus-Liquidus+Gas, para soluciones 1m de NaCl (tomado de Hemley et al., 1992). Punto triple de los polimorfos-Al según Hemingway et al., (1991).

Fig. 4.— PT path for the extensional hydrothermal event and approximate position for core (N) and rims (B) of Zn-rich staurolite. The box shows the PT conditions of the post-plano-linear fabric assemblage calculated by geotermobarometry (thermometer Grt-Amp Graham & Powell, 1984; barometer Si<sup>4+</sup>-content in phengite Massone & Schreyer, 1989). Zn and Fe solubilities in saturated fluids (continuous and broken lines respectively) calculated with Hemley et al., (1992) data (buffer FK + Qtz monzonite). Liquidus-Liquidus-Gas boundary for a 1m NaCl solution (from Hemley et al., 1992). Aluminium silicate triple point from Hemingway et al., (1991).

discurre según concentraciones constantes de Zn en solución (entre 250-500 ppm) y concentraciones crecientes de Fe (de 500 a 1000 ppm). Los depósitos hidrotermales poseerían una proporción

Fe/Zn < 1. A P inferiores la trayectoria tiende a equilibrarse siguiendo las condiciones de una geoterma y las fases minerales depositadas tendrían Fe y Zn en proporciones equivalentes (100-250 ppm).

La trayectoria propuesta para las asociaciones ricas en Zn, explicaría el patrón composicional de la estauroлита y registraría, por vez primera en la Un. de Bédar-Macael, las condiciones de PT en las zonas de cizalla extensionales durante el tránsito del comportamiento dúctil al frágil. La presencia de blastesis tardía de albita en estas zonas de cizalla extensionales puede relacionarse igualmente con la circulación de fluidos hidrotermales ricos en álcalis (Selverstone et al., 1991, Williams-Jones et al., 1992).

**Agradecimientos**

Trabajo financiado a través del Proyecto DGICYT PB91-0156-C02-01. Los autores agradecen la lectura crítica realizada por V. García-Dueñas.

**Referencias**

Bakker, H.E.; de Jong, K.; Helmers, H. y Biermann, C. (1989): *J. Metamorphic Geology*, 7, 359-381.  
 Galindo Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.  
 García-Dueñas, V.; Balanyá, J. C. y Martínez Martínez, J. M. (1992): *Geo-Mar. Lett.*, 12, 88-95.  
 García-Dueñas, V.; Martínez Martínez, J. M.; Orozco, M. y Soto, J. I. (1988): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 307-1389-1395.  
 Gómez-Pugnaire, M. T. y Fernández Soler, J. M. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 231-244.  
 Graham, C. M. y Powell, R. (1984): *J. Metamorphic Geology*, 2, 13-31.  
 Hebeda, E. H.; Boelrijk, N.A.I.M.; Priem, H.N.A.; Verdurmen, E.A. Th.; Verschure, R.H. y Simon, O.J. (1980): *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 81-90.  
 Hemingway, B.S.; Robie, R.A.; Evans, H.T. y Kerrick, D.M. (1991): *Amer. Miner.*, 76, 1597-1613.  
 Hemley, J.J.; Cygan, G.L.; Fein, J.B.; Robinson, G.R. y D'Angelo, W.M. (1992): *Econ. Geol.*, 87, 1-22.  
 Holdaway, M.J.; Mukhopadhyay, B.; Dutrow, B.L.; Rumble, D. y Grambling, J.A. (1991): *Amer. Mineral.*, 76, 1910-1919.  
 Massone, H.J. y Schreyer, W. (1989): *Eur. J. Mineral.*, 1, 391-410.  
 Nijhuis, H.J. (1964): *Tesis Univ. Amsterdam*, Ak. Proef.  
 Sánchez-Bellón, A. (1992): *Tesis Univ. Granada* (inéd.), 1-291.  
 Selverstone, J.; Morteani, G. y Staude, J.M. (1991): *Jour. Metamorphic Geology*, 9, 419-431.  
 Soto, J.I. (1991): *Tesis Univ. Granada* (inéd.), 1-258.  
 Werner, W. (1990): *Geol. Rundschau*, 79/2, 279-290.  
 Williams-Jones, A.E.; Schrijver, K.; Doig, R. y Sangster, D.F. (1992): *Econ. Geol.*, 87, 154-174.