

*Episienitas de la Sierra de Guadarrama:  
un proceso hidrotermal regional de edad  
Pérmico Inferior ligado al inicio  
de la extensión alpina*

J. M. CABALLERO \*, J. M. GONZÁLEZ CASADO \*\*;  
C. CASQUET \*, C. GALINDO \* y F. TORNOS \*\*\*

\* Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid.  
Facultad de CC. Geológicas. Ciudad Universitaria, s/n. 28040 Madrid

\*\* Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica.  
Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Ciencias. 28049 Madrid

\*\*\* Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE).  
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

## RESUMEN

Las episienitas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español), las cuales son resultado de la alteración hidrotermal (decuarcificación y alcalinización) de granitoides, constituyen un conjunto litológico desarrollado en el Pérmico Inferior, con un carácter básicamente isócrono (277 Ma), a escala regional. Estructuralmente definen un marco geodinámico extensional, con dirección de extensión preferente NNE-SSO para este sector del basamento hercínico.

Este régimen extensional, asociado a gradientes geotérmicos anormalmente altos, se enmarca en el comienzo de la distensión Alpina (rifting). Ello se debe a la detección en este sector de la Cadena Hercínica de una tectónica de desgarres previa, con una edad comprendida entre 300 y 290 Ma, y que es, a su vez, posterior a los episodios extensionales tardihercínicos asociados al colapso gravitacional de la cadena colisional. Esta etapa de desgarres corresponde a la etapa «Tardi-Hercínica» de Arthaud & Matte (1977).

**Palabras claves:** Episienitas, Alteración hidrotermal, Tectónica extensional, Ciclo Alpino, Pérmico Inferior.

## ABSTRACT

The episyenites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System) were formed by the hydrothermal alteration (dequartzification and alkalization) of granitoids. The alteration took place on a regional scale, in the Lower Permian (277 Ma), in a brief period of time. Structurally, these rocks define a regional extensional geodynamic frame, with a NNE-SSW main regional extension direction.

This extensional regime –accompanied by high geothermal gradients– is interpreted as the onset of the Alpine rifting. This interpretation is based on the fact that a former wrench episode, equivalent to the «Late-Hercynian» event of Arthaud & Matte (1977), has been recognized taking that took place in the time span 300 to 290 Ma. In turn, this wrench-faulting event was preceded by the Late-Hercynian extensional event related to the gravitative collapse of the collisional belt.

**Key words:** Episyenite, Hydrothermal alteration, Extensional tectonic, Alpine Cycle, Early Permian.

## INTRODUCCIÓN

Un importante inconveniente al definir la evolución tectónica regional es la ausencia de datos geocronológicos precisos de los distintos marcadores estructurales utilizados.

En este sentido, en este trabajo se revela la utilidad de los sistemas hidrotermales como potentes trazadores, tanto cronológicos como dinámicos, de la evolución geológica regional. Concretamente, se avanzan los resultados obtenidos mediante la aplicación combinada de métodos de análisis de fallas y geocronológicos a un conjunto litológico singular, las episyenitas, localizado en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), y que se ha revelado extremadamente útil al definir el marco tectónico de la Sierra de Guadarrama en el Pérmico Inferior, e interpretar la transición entre los ciclos Hercínico y Alpino en este sector (Caballero, 1993).

## ENCUADRE GEOLÓGICO

La Sierra de Guadarrama es parte del Sistema Central Español (SCE), alineación orográfica con dirección ENE-OSO formada por bloques de basamento hercínico elevados, principalmente, durante el Mio-

ceno Inferior a Medio, durante un episodio tectónico compresivo (Fase Guadarrama: Capote, De Vicente & González Casado, 1990). El SCE separa dos cuencas sedimentarias, Duero al Norte y Tajo al Sur, rellenas por materiales de edad Cenozoica. Al Oeste, el SCE limita con otra cadena alpina intraplaca, Cordillera Ibérica, de dirección NO-SE.

El basamento hercínico de la parte oriental del SCE está formado por granitoides y rocas metamórficas, sobre los que apoya una delgada cobertera de sedimentos continentales y marinos del Cretácico Superior. Hacia el Este, bajo la cobertera cretácica, se encuentran restos de sedimentos más antiguos, cuencas pérmicas y algunos relictos de una, probablemente extensa, cobertera triásica y jurásica desmantelada, en gran medida, durante el Cretácico Inferior. Estructuralmente, la Sierra de Guadarrama está dividida en varios bloques longitudinales, limitados por un conjunto de fallas inversas de alto ángulo y cabalgamientos, de dirección ENE-OSO y con geometría en «pop-up» [De Vicente *et al.*, 1992 y 1995 (*in litt.*)]. Los límites con las cuencas del Tajo y Duero son también fallas inversas de alto ángulo, con un desplazamiento vertical elevado (> 3.000 m), mientras que el límite con la Cordillera Ibérica está constituido por varias fallas direccionales NO-SE, que actúan como fallas de transferencia durante la compresión Guadarrama. Los perfiles compensados elaborados en este área (De Vicente *et al.*, 1992 y 1995 (*in litt.*)) muestran que la tectónica alpina produce principalmente desplazamientos verticales de los bloques del basamento, siendo el basculamiento, en general, débil, por lo que se conservan prácticamente sin modificar las orientaciones de las estructuras previas.

El basamento hercínico de la Sierra de Guadarrama pertenece a la Zona Centro-Ibérica, dentro de la división zonal de la Cadena Hercínica propuesta por Julivert *et al.* (1974). Su arquitectura final se ha interpretado como una estructura de tipo «core-complex», resultante de una tectónica extensional tardihercínica, donde los materiales más someros se sitúan al Norte (Macizo de Honrubia), Sur (Macizo de Toledo) y Este (Macizo de Hiendelaencina), separados del núcleo por varios accidentes extensionales (Casquet *et al.*, 1988; Doblas, 1991; Hernández-Enrile, 1991). El núcleo está formado por un conjunto de materiales metamórficos de alto y medio grado y abundantes plutones de granitoides tardi-orogénicos, que forman el batolito de Guadarrama, emplazados principalmente en un ambiente tectónico extensional ligado al colapso gravitacional del orógeno hercínico (Casquet *et al.*, 1988).

El conjunto metamórfico está formado por metasedimentos precámbricos y paleozoicos, con algunas intercalaciones metavolcánicas, y abun-

dantes granitoides (ortogneises) de edad Ordovícico Inferior (Viallette *et al.*, 1987).

El conjunto plutónico tardi-orogénico está constituido mayoritariamente por granitoides peraluminicos (desde monzogranitos a leucogranitos), una asociación cafémico-alumínica (granodioritas y monzogranitos) y pequeños cuerpos básicos (dioritas a tonalitas) que son parte de una asociación cafémica (Brandebourger *et al.*, 1983; Brandebourger, 1984; Fúster & Villaseca, 1987; Casillas, 1989). Las primeras dataciones radiométricas Rb-Sr realizadas sobre estas litologías definen un intervalo temporal de intrusión comprendido entre 345 y 275 Ma (Viallette *et al.*, 1981; Ibarrola *et al.*, 1987). Sin embargo, la datación de parte de la red filoniana que intruye en este conjunto ígneo, las dataciones realizadas en el conjunto episienítico e información geocronológica adicional sobre los cuerpos plutónicos del área, permiten, como posteriormente se discutirá, desplazar el límite superior de este intervalo temporal hacia los 290 Ma.

Asimismo, la Sierra del Guadarrama se caracteriza por la presencia de una red filoniana bien desarrollada, en la que se diferencian tres conjuntos litológicos diferentes, que por orden de importancia son: pórfidos granitoideos, microdioritas y litologías de afinidad monzonítica (de gabros a monzogranitos) (Huertas, 1991). Los dos primeros tipos litológicos afloran formando enjambres de diques, con direcciones E-O y longitud media superior a 20 km; también existe algún dique, especialmente de pórfido granitoideo, con dirección N-S. Los diques monzoníticos, escasamente representados, tienen direcciones NE-SO. La edad de dos diques de este último conjunto es de  $245 \pm 7$  Ma, mientras que la edad de un pórfido granítico perteneciente a un enjambre E-O es de  $296 \pm 3$  Ma (Galindo, Huertas & Casquet, 1994 b.). Esta edad también es válida para los diques de la asociación microdiorítica, que se asume contemporánea al conjunto de pórfidos granitoideos dada la presencia de fenómenos de mezcla observados entre ambos conjuntos (Huertas, 1991)

Por último, en este sector del Sistema Central se han identificado varios episodios de actividad hidrotermal (Tornos, 1990; Caballero *et al.*, 1992; Tornos, Casquet & Caballero, 1993; Galindo *et al.*, 1994). El primer evento identificado tiene una edad de 300 Ma (greisens y filones de cuarzo con wolframio) y el último de 100 Ma (venas de cuarzo). Entre estos límites temporales se han identificado otros conjuntos hidrotermales ligados, al igual que los anteriores, a episodios discretos de fracturación, y entre los cuales se encuentran los procesos de episienitización, objeto de estudio en este trabajo.

## ASPECTOS GENERALES DE LAS EPISIENITAS

Las episienitas de la Sierra del Guadarrama son granitoides decuarcificados y albitizados por la interacción con fluidos hidrotermales de salinidad media a baja (< 12 wt NaCl equiv.) (Caballero, 1993).

Las episienitas muestran una distribución regional (Fig. 1), desarrollándose sobre todo el conjunto plutónico de la Sierra del Guadarrama y en parte de la red filoniana, concretamente sobre el conjunto de pórfidos granitoides y la asociación microdiorítica. Se presentan como cuerpos elongados, subverticales, con tendencia a geometrías tabulares, y se agrupan en enjambres más o menos densos. Las potencias de los cuerpos epi-

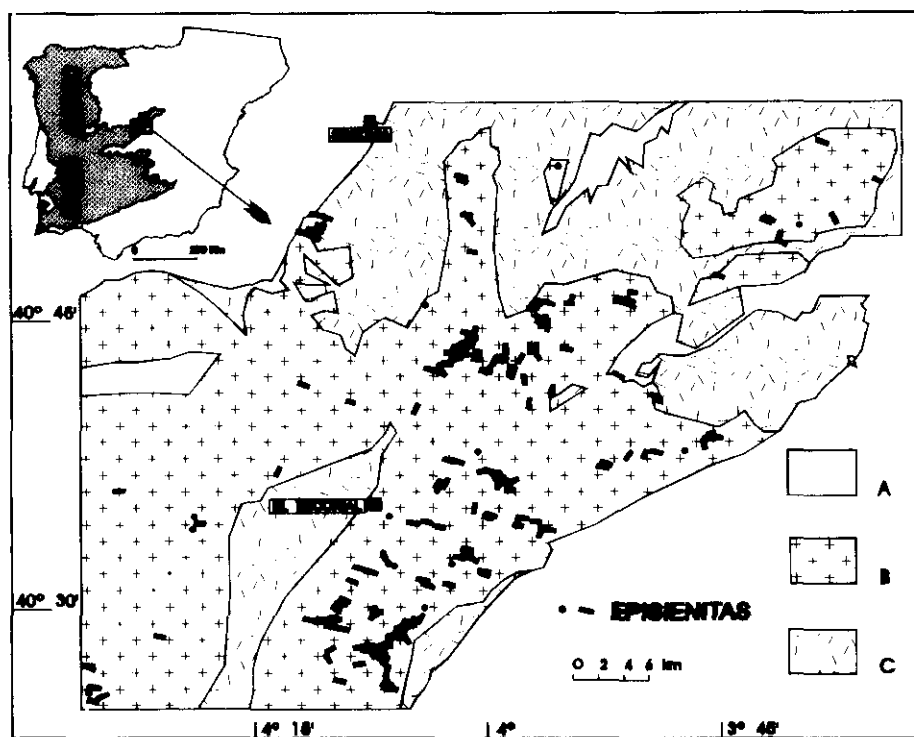


Fig. 1.—Distribución de episienitas en el sector estudiado (Sierra de Guadarrama) con indicación de su dirección, cuando ésta es conocida: A) Rocas sedimentarias post-hercínicas. B) Granitos hercínicos. C) Rocas metamórficas hercínicas.

Fig. 1.—Distribution of episyenitic bodies in the studied area (Sierra del Guadarrama) with indication of strike, when known: A) Post-Hercynian sedimentststs. B.—Hercynian granites. C) Hercynian metamorphic rocks.

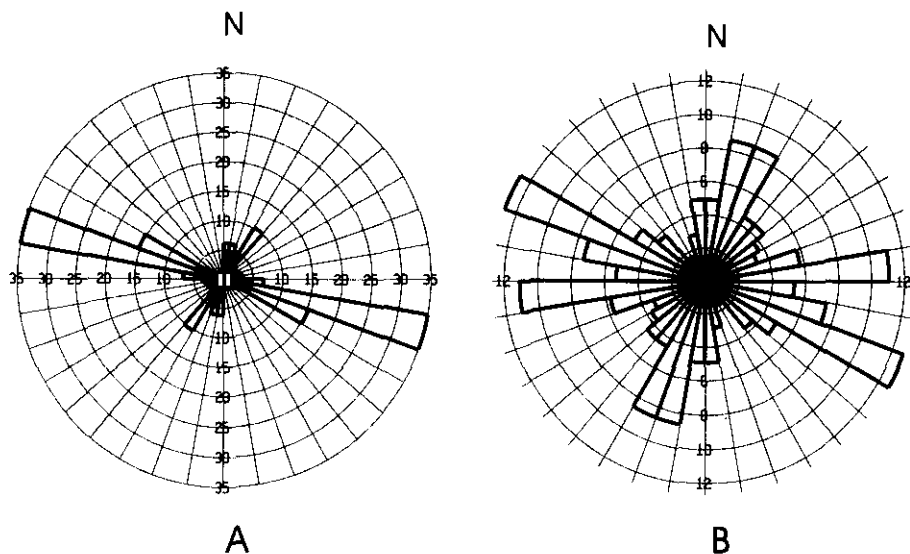


Fig. 2.—A) Rosa de direcciones para el conjunto episienítico. B) Rosa de direcciones para el conjunto de fracturas analizado. Las circunferencias concéntricas indican el porcentaje de estructuras que se agrupan en cada dirección.

Fig. 2.—A) Rose diagram of the episyenitic assembly. B) Rose diagram of the faults related to the episyenites. Circles indicate percentages of faults.

sieníticos individuales oscilan desde algunos centímetros a algunos centenares de metros y las longitudes son de escala métrica a hectométrica; sin embargo, los enjambres se extienden a lo largo de varios kilómetros. Por otra parte, la dirección de estos cuerpos responde a controles regionales, sin influencia aparente de la estructura local de la roca reemplazada. En el conjunto episienítico analizado se definen dos direcciones preferentes: una principal, N115E, que agrupa al 57 por 100 del conjunto analizado, y otra secundaria, N30E, que agrupa al 30 por 100 del conjunto (Fig. 2a).

Petrográficamente, el conjunto episienítico de la Sierra del Guadarrama se clasifica en función de la asociación máfica presente. En este sentido, se reconocen tipos piroxénicos, anfibólicos y biotíticos. Esta asociación está controlada básicamente por la temperatura de formación, que oscila entre aproximadamente 650°C, en los tipos piroxénicos, y 350°C, en los biotíticos.

Sin embargo, la mayor parte del conjunto analizado (aproximadamente el 90 por 100) son tipos episieníticos retrogradados, las episienitas cloríticas de Caballero *et al.* (1991) y, mucho menos frecuentes, tipos mi-

croclínicos. Ambos tipos preservan las características episieníticas (ausencia de cuarzo y presencia mayoritaria de feldespatos alcalinos), pero son, sin embargo, el resultado de procesos de alteración hidrotermal tardíos, desarrollados a menor temperatura ( $< 350^{\circ}\text{C}$ ) y desligados del proceso de episienitización inicial.

Las presiones de fluidos para la formación de las episienitas se han estimado a partir del análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas contenidas en minerales de la asociación máfica presente. La isocoras calculadas, combinadas con las temperaturas obtenidas a partir del análisis de isótopos estables, permiten estimar un rango de presiones de fluido desde 140 a 170 MPa. A partir de criterios petrográficos y consideraciones acerca de las condiciones físico-químicas de formación, se estima que las presiones obtenidas son presiones próximas a las de sellado del sistema hidrotermal y, consecuentemente, identificables con presiones litostáticas. Si se considera una densidad media para el basamento granítico de  $2630 \text{ kg/m}^3$ , la profundidad de formación mínima de las episienitas se sitúa en torno a 6,5 km.

Aunque las episienitas tienden a conservar las texturas dominantes (p.ej., el porfidismo) y las estructuras del granito que aloja la alteración, son auténticos corredores de deformación penetrativa, en los que son generalizadas las texturas cataclásticas acompañadas de microtexturas de recristalización dinámica (texturas «manto-núcleo» en feldespatos y piroxeno). Por otra parte, en las episienitas aparecen de forma irregular estructuras planares de tipo frágil: grietas de tensión rellenas de minerales máficos y fallas.

La determinación de la edad del conjunto episienítico se ha realizado a partir de isócronas internas Rb-Sr sobre tipos episieníticos primarios, débilmente retrogradados y con direcciones N115E y N30E, y determinaciones K-Ar sobre biotitas y anfíboles de tipos primarios y secundarios.

La interpretación de los resultados Rb-Sr realizada por Caballero (1993), a partir de los datos previamente publicados por Caballero *et al.* (1993) y Casquet *et al.* (1992), permite considerar la formación de episienitas en la Sierra de Guadarrama como un proceso prácticamente isócrono a nivel regional, con una edad de 277 Ma (Pérmico Inferior). Esta edad es una edad media obtenida a partir de dos isócronas ( $278 \pm 3$  y  $274 \pm 4$  Ma) y de dos edades de regresión ( $279 \pm 34$  y  $276 \pm 9$  Ma). Por otra parte, esta edad confirma la desconexión temporal entre los procesos de episienitización y la actividad ígnea conocida en este sector de la Cadena Hercínica.

Las edades K-Ar obtenidas, adelantadas en Caballero *et al.* (1992),

son edades de reajuste, total o parcial, de los sistemas K-Ar analizados, y permiten desconectar temporalmente la aparición de los tipos episieníticos retrogradados (episienitas cloríticas) de la formación de episienitas s.s., e indican un proceso hidrotermal recurrente también de carácter regional, con una edad máxima de  $230 \pm 7$  Ma (Pérmico Superior).

## ANÁLISIS DE LAS FALLAS. METODOLOGÍA

La determinación del estado de esfuerzos contemporáneo a los procesos de episienitización se ha realizado a partir del análisis poblacional de las fallas asociadas a los cuerpos episieníticos. En conjunto se han analizado 220 fallas, recogidas en 18 estaciones de trabajo (Fig. 3). Sin em-

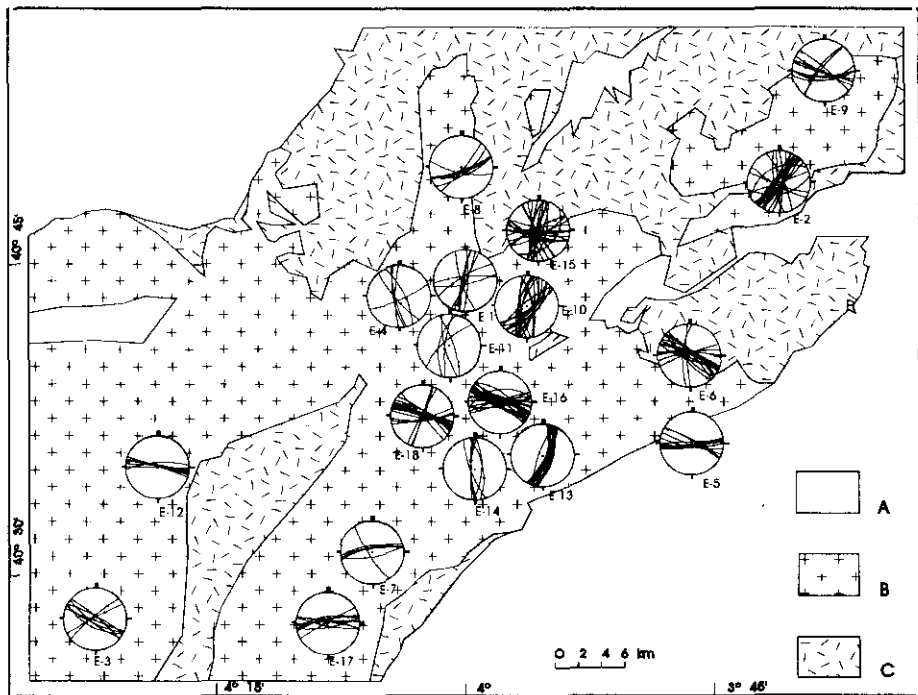


Fig. 3.—Localización de las estaciones de medida y proyección en el hemisferio inferior de la falzilla de Wulf de las fallas y del cabeceo de las estrias medidas. Leyenda del mapa como en la Fig. 1.

Fig. 3.—Location of measuring sites and stereographic projection (Wulf-lower hemisphere) of the faults and striation related to the episienitic bodies. Map legend as in Fig. 1.



bargo, la determinación de los tensores de esfuerzos sólo ha sido posible en 16 estaciones dada la carencia de estrías, esto es, direcciones de movimiento, en las estaciones E12 y E18. Se trata de fallas con componente de movimiento vertical de tipo normal y buzamiento elevado.

Las fallas analizadas pueden considerarse a partir de los criterios de Isay (1993) como estructuras de deformación de segundo orden incluidas en estructuras de deformación mayores de primer orden, es decir, las bandas cataclásticas episieníticas. La disposición geométrica de las fallas en las estaciones muestra una orientación general con simetría ortorrómbica, que de acuerdo con el modelo de deformación de Reches (1983), indica el carácter neoforado, y no reactivado, de dichas fallas. Por otra parte, las direcciones de las episienitas coinciden con la bisectriz aguda de los distintos conjuntos de fallas conjugadas en cada estación de medidas. Ambos criterios, neoforación de fracturas y dirección coincidente con la de las episienitas sobre las que se instalan, se interpretan como criterios de coeternidad entre las episienitas y las fallas analizadas.

En primer lugar, la determinación del estado de esfuerzos relacionado con la fracturación se realiza mediante la aplicación del método de los diedros rectos (Angelier & Mechler, 1977). Este método permite determinar en una proyección estereográfica la orientación de los volúmenes de máxima compresión y tensión compatibles con el desplazamiento observado (las posiciones de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , respectivamente), al mismo tiempo que permite estimar el grado de homogeneidad de la población analizada mediante el cálculo del porcentaje de fracturas incluidos en los volúmenes de máxima presión y tensión.

En segundo lugar, se ha utilizado un método numérico de inversión, método de Reches (1987). Este método calcula el tensor de esfuerzos asociado a una población de fallas partiendo de dos condiciones previas: *a*) el tensor resultante satisface el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, y *b*) el desplazamiento en un plano de falla es paralelo a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre dicho plano (Bott, 1959). Este método, aparte del tensor solución, proporciona dos tensores más, que delimitan el rango de error del tensor solución. La solución seleccionada es la que muestra la menor desviación angular posible entre el conjunto de estrías reales y teóricas, una cohesión no negativa y un coeficiente de fricción lo más próximo posible a 0,8. Este valor se justifica a partir de los resultados experimentales de Byerlee (1978), que indican que, para fracturas en condiciones de presión normal al plano de falla inferior a 200 MPa,  $\tau \approx 0,8 \cdot \sigma_n$ , donde  $\tau$  es el esfuerzo de cizalla de deslizamiento y  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal sobre el plano de deslizamiento.

## RESULTADOS

Salvo en un caso, estación E-16, y la discrepancia observada entre los dos métodos en la estación E-5, se trata de sistemas de fracturas normales (Figs. 4 y 5), con  $R > 1$  ( $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ , Tabla 1),  $\sigma_1$  subvertical y un porcentaje de fallas ajustadas normalmente muy elevado. En este sentido, generalmente se definen, con el método de los diedros rectos, zonas comunes de máxima compresión para el 100% de las fallas, mientras que el porcentaje de fracturas explicadas mediante los tensores obtenidos con el método de inversión suele ser superior al 50 por 100 (excepto para la estación E2), y frecuentemente sobrepasa el 75 por 100.

Las posiciones de los ejes de esfuerzos menores ( $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ) es en cambio variable para las distintas estaciones. Sin embargo, la dirección de  $\sigma_2$  tiende a ser paralela a la dirección de las episienitas y la de  $\sigma_3$  normal a esta dirección.

ESTACIÓN	%E	R	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
E- 1	80%	3.55	102.1	41.5	17.7
E- 2	35%	3.63	101.9	38.0	13.7
E- 3	100%	10.48	100.6	35.2	28.3
E- 4	100%	6.08	102.0	22.3	6,6
E- 5	58%	1.45	115.7	85.5	19.1
E- 6	50%	3.04	102.3	45.4	17.6
E- 7	86%	9.98	106.3	29.1	20.5
E- 8	100%	38.25	100.3	25.8	23.8
E- 9	60%	5,79	109,2	25,8	8,4
E-10	70%	5,48	110,6	37,2	20,8
E-11	70%	4,34	101,4	23,9	0,7
E-13	67%	14,15	101,6	26,6	20,9
E-14	100%	2,26	107,7	60,1	22,2
E-14	57%	6,08	100,0	38,9	25,3
E-16	59%		226,1	96,0	42,1
E-17	100%	42,85	100,3	16,6	14,6

Tabla 1.—Estaciones estudiadas con los resultados obtenidos mediante el método de Reches (1987). %E.—Porcentaje de fallas ajustadas para cada tensor. R.—Valor calculado de  $R$  ( $R = ((\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)) \approx ((\sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_2 - \sigma_3))$ ) para los sistemas normales.  $\sigma_1$ —Valor escalado a  $\sigma_z$  (=100) de los ejes de esfuerzo efectivo.

Table 1.—Studied locations with the results of the method of Reches (1987). %E.—Fault percentage which accounts for the selected tensor. R.—R value calculated for the extensional tensors. ( $R = ((\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)) \approx ((\sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_2 - \sigma_3))$ )  $\sigma_1$ —Scaled values relative to  $\sigma_z$  (=100) of the effective principal stresses.

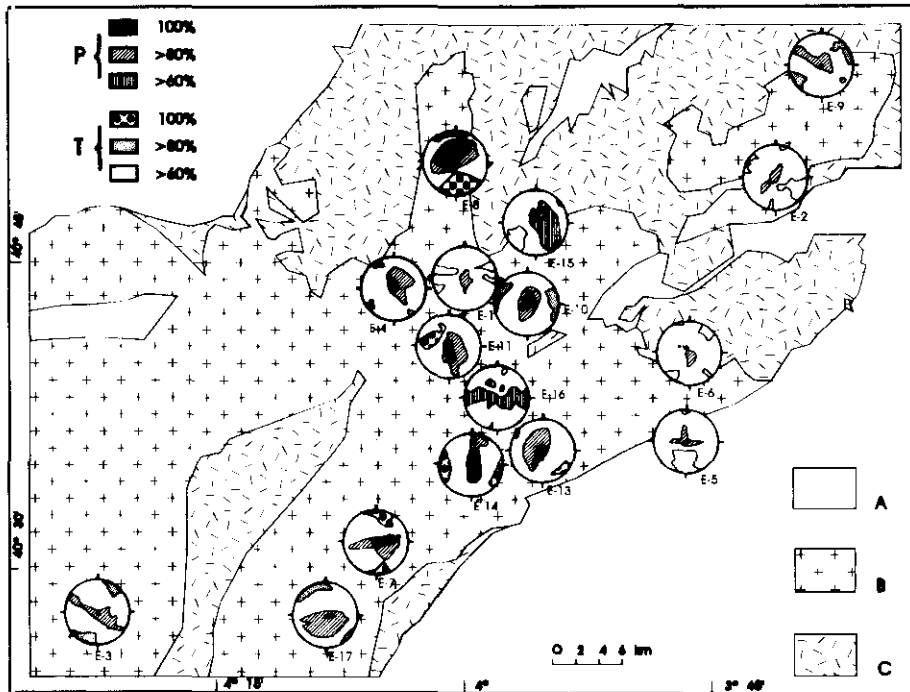


Fig. 4.—Resultados del método de Dihedros Rectos (Angelier & Mechler, 1977). Con distintas tramas se indican los porcentajes de fracturas ajustados para las áreas de presión y tensión. Leyenda del mapa como en la Figura 1.

Fig. 4.—Compression and tension areas resulting from the dihedral method (Angeliez & Mechler, 1977). Patterns indicate percentage of the fault population fitted to each area. Map legend as in Figure 1.

Esta relación geométrica observada entre las direcciones de esfuerzos y las direcciones de elongación de los cuerpos episieníticos es previsible si se tiene en cuenta que los cuerpos episieníticos, dada su condición de canales de circulación de fluidos durante el proceso de alteración, son volúmenes rocosos permeables generados en un proceso de dilatancia, resultado de la existencia de un régimen de esfuerzos externo anisótropo. Este proceso de dilatancia, que precede a la ruptura por cizalla y, en cierta medida, puede inhibirla (Brace, Paulding & Scholz, 1966), se verifica mediante la generación de microfracturas tensiles orientadas paralelamente a los ejes de esfuerzo mayores (Holcomb & Stevens, 1980), al igual que el volumen rocoso microfracturado, como se ha demostrado para un

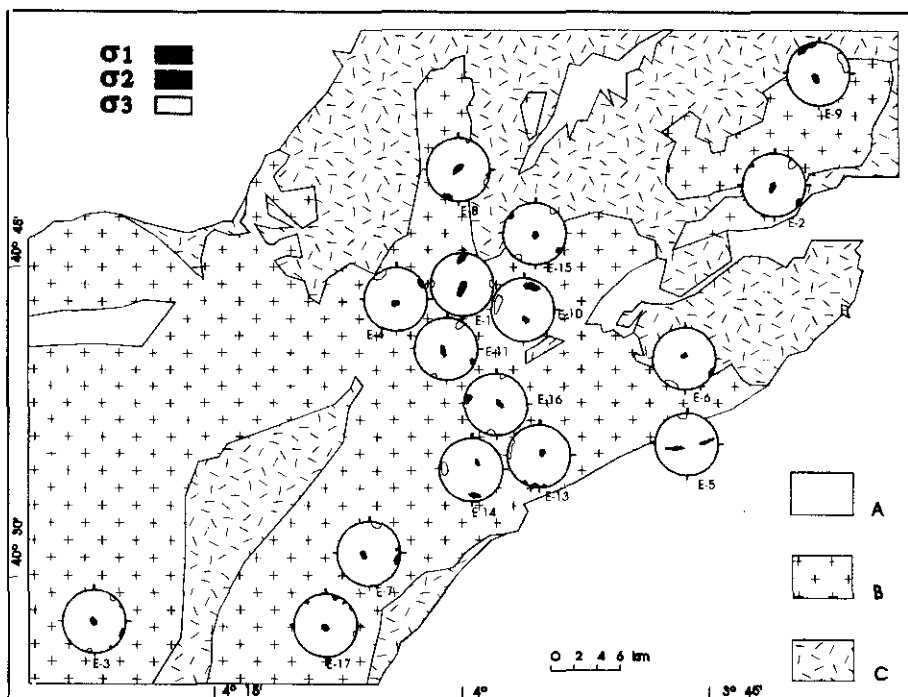


Fig. 5.—Resultados del método de Reches (1987). Leyenda del mapa como en la Fig. 1.  
 Fig. 5.—Results of the Reches (1987) method. Map legend as in Fig. 1.

conjunto episenítico (Le Bernardan) del Macizo Central Francés (Pecher, Lespinasse & Leroy, 1985).

Teniendo en cuenta los anteriores argumentos, es necesario puntualizar que el método de Reches, para los casos de extensión cuasi-radial ( $\sigma_2 \approx \sigma_3$ ), puede generar resultados contradictorios en las direcciones de  $\sigma_2$ , siendo ortogonales al plano de episenitización (estaciones E8 y E17, con valores de R de 38,25 y 42,85) y/o contradicciones entre los tres resultados calculados respecto a las orientaciones de  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  (las anteriores estaciones y la E3, con un valor de R de 10,48).

Del conjunto de estaciones analizadas se obtienen dos direcciones de extensión preferente con casi igual peso en el conjunto analizado (aproximadamente una N-S y otra E-O). No obstante, si se tienen en cuenta los argumentos expuestos anteriormente y se utilizan las direcciones de las episenitas como marcadores dinámicos, dado que el conjunto de episenitas con dirección N115E representa el 57 por 100 del total muestrea-

do, *versus* el 30 por 100 para una dirección N30E, se deduce una dirección de extensión preferente NNE a escala regional.

La presencia de episienitas con direcciones norteadas señala la existencia de un esfuerzo extensional ortogonal a la dirección de extensión regional principal ( $\sigma_3$ ). En este sentido apuntan también los tensores calculados previamente (Tabla 1) y la simetría ortorrómbica que muestran los distintos conjuntos de fallas, simetría que implica un estado de deformación triaxial (Reches, 1983). Por otra parte, los cuerpos episieníticos norteados se localizan preferentemente dentro de una banda situada en la parte central de la Sierra de Guadarrama (Fig. 1). Esta banda coincide con estructuras norteadas previas a las episienitas (monzogranito de La Granja y pórfidos granitoideos N-S), sugiriendo la existencia de direcciones de debilidad con esta dirección, que facilitarían la formación de estructuras extensionales N-S en un contexto de extensión regional biaxial, donde la dirección de extensión preferente es NNE.

Por otra parte, la coexistencia de tales estructuras extensionales, con direcciones de elongación ortogonales a nivel regional, descarta inequívocamente la posibilidad de encuadrar la formación de las episienitas en un régimen de deformación regional diferente a una divergencia pura (Smith & Durney, 1992)

## ENCUADRE GEODINÁMICO Y DISCUSIÓN

El análisis realizado revela la existencia de un régimen extensional biaxial para este sector de la Cadena Hercínica durante el Pérmico Inferior (277 Ma), con una dirección de extensión regional preferente NNE-SSO. Por otra parte, si bien los cuerpos episieníticos son estructuras discretas, su distribución regional y las altas temperaturas de formación (entre 350 y 650°C) indican la existencia de una anomalía térmica regional, definiéndose, por tanto, un episodio tectono-térmico de primer orden y naturaleza extensional para el Pérmico Inferior.

La información aportada en este trabajo permite, junto a los datos geocronológicos, estructurales y estratigráficos disponibles en la bibliografía, profundizar en la caracterización de la evolución tectónica regional en un período temporal (Carbonífero tardío a Pérmico) controvertido y en el que se verifica la transición entre los ciclos Hercínico y Alpino.

En este sentido, la evolución tectónica del Sistema Central Español

durante este periodo temporal no está bien establecida, debido, principalmente, a la ausencia de datos geocronológicos precisos. Actualmente, pueden considerarse vigentes dos propuestas acerca de esta evolución:

En primer lugar, Casquet *et al.* (1988) y Sopena *et al.* (1988) asumen el modelo de Arthaud & Matte (1977), desarrollado para el Macizo Hespérico por Vegas & Banda (1982), postulando que durante el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior se desarrolla la última fase del Ciclo Hercínico («Late Variscan»). Durante ésta, el Macizo Hespérico se localiza en una zona de mega-cizalla, entre las placas Laurásica y Africana, caracterizada por una corteza continental adelgazada con gradientes geotérmicos anormalmente altos. El régimen tectónico estaría controlado por la existencia de dos megafallas transformantes intracontinentales de carácter dextral, situadas al Norte y Sur del Macizo Hespérico, a las que se asociarían un complejo conjunto de fallas de desgarre conjugadas, que controlarían la intrusión de la red filoniana y el conjunto de granitoides tardíos del batolito del Guadarrama, así como la formación y colmatación de las pequeñas cuencas transtensionales situadas en el borde oriental del Sistema Central.

Dentro de este contexto, las episienitas podrían representar estructuras tensionales frágiles asociadas a zonas transtensionales, similares a las previamente definidas (p.ej., diques) dentro de ésta etapa de desgarres regionales. Sin embargo, la existencia, demostrada en este trabajo, de un campo de esfuerzos extensional biaxial, con direcciones de extensión principal N-S, y extensión subordinada E-O a escala regional, es incompatible con un marco tectónico de estas características.

El segundo modelo evolutivo es el de Doblas *et al.* (1994), que definen el tránsito entre el Ciclo Hercínico y el Alpino en un marco extensional continuo. Este tránsito se verificaría en el Pérmico Inferior, al final de un periodo extensional (etapa D3), caracterizado por el colapso gravitacional de la cadena a favor de estructuras de despeque extensional con dirección E-O, a las que se asociaría fallas normales de alto ángulo con la misma dirección y fallas de transferencia N-S. A este marco se asociaría la formación de cuencas sedimentarias de edad Pérmico Inferior en el límite entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, limitadas por fallas normales de alto ángulo. Asimismo, a esta etapa, se asociaría un episodio ígneo, desarrollado entre los 310 y 281 Ma, que englobaría la intrusión de los cuerpos graníticos de grano grueso, leucogranitos y red filoniana existente en el batolito de Guadarrama, y la efusión de coladas andesíticas en el entronque del SCE con la Cordillera Ibérica. Este episodio daría

paso a otro episodio extensional, que definen como Alpino temprano, con un nuevo patrón de esfuerzos (extensión E-O y compresión N-S), y al que se asociaría la intrusión de los cuerpos monzograníticos con direcciones N-S (plutón de La Granja) localizados en el batolito de Guadarrama y la formación y colmatación de las cuencas situadas en el sector oriental del Sistema Central, con depósitos en facies Saxonienses. Esta etapa sería, en opinión de los autores, equivalente a la de desgarres de Arthaud & Matte (1977).

Sin embargo, la información geológica actualmente disponible en el Sistema Central permite descartar el anterior modelo y delinear una evolución tectónica para la Sierra del Guadarrama, en general coincidente con el primer modelo definido (Arthaud & Matte, 1977), aunque con correcciones cronológicas.

En primer lugar, las dataciones efectuadas en la red filoniana, que asignan una edad de  $296 \pm 3$  Ma para un pórfido granítico (Galindo *et al.*, 1994 b), y las dataciones realizadas sobre el conjunto episienítico, con una edad de 277 Ma, indican que la edad de  $275 \pm 11$  Ma, asignada al monzogranito de La Granja (intruido por diques y afectado por los procesos de episienitización) a partir de una errónea (Ibarrola *et al.*, 1987), debe ser rechazada. En este sentido, Casillas *et al.* (1991) avanzan una edad de  $302 \pm 4$  Ma para un cuerpo plutónico de la misma asociación geoquímica y con las mismas características estructurales (monzogranito de Las Navas del Marqués).

En segundo lugar, existen evidencias en el Sistema Central de una etapa de desgarres anterior al proceso de episienitización. A esta etapa se asocia la formación de mineralizaciones de W-(Sn) (diques de cuarzo y greisenes) ligadas a su vez a pequeñas cúpulas graníticas (Tornos *et al.*, 1993). Estas mineralizaciones han sido datadas e indican sistemáticamente edades comprendidas entre 300 y 290 Ma. (González Casado *et al.*, 1993, Quílez, 1994).

En tercer lugar, el análisis sedimentológico de las cuencas sedimentarias de edad Pérmico Inferior, situadas en el entronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, y controladas por la falla de Somolinos, revela un régimen de desgarre, inicialmente sinextral derivando posteriormente a dextral, para esta falla en la etapa inicial de relleno de estas cuencas, y a la que se asociaría el vulcanismo andesítico descrito en este sector (Pérez Mazario, Hernando & Rincón, 1991). La edad mínima de las andesitas de la cuenca de Atienza es de  $291 \pm 12$  Ma (edad corregida con las constantes de Steiger & Jaeger (1977) a partir de los datos de Hernando *et al.* (1980)).

Teniendo en cuenta estos datos, y dado que generalmente se acepta que con el régimen de desgarres finaliza el Ciclo Hercínico en el Cinturón Hercínico Europeo (Ziegler, 1988) y que el régimen extensional asociado a los procesos de episienitización presenta direcciones compatibles *grosso modo* con las direcciones de la extensión prealpina definidas en el Pérmico Superior (Vegas & Banda, 1982; Sopeña *et al.*, 1988), se debe encuadrar los procesos de episienitización en el Ciclo Alpino, hecho que supone adelantar el inicio de la etapa extensional alpina al Pérmico Inferior ( $\approx 277$  Ma), cuando generalmente se ha aceptado que ésta se inicia en el Pérmico Superior (Álvarez, Capote & Vegas, 1979; Vegas & Banda, 1982; Sopeña *et al.*, 1988).

## CONCLUSIONES

En primer lugar, la combinación del análisis estructural y geocronológico de las episienitas de la Sierra de Guadarrama ha permitido deducir la existencia de un régimen extensional (extensión biaxial) para la Sierra de Guadarrama en el Pérmico Inferior (277 Ma), con una dirección de extensión preferente NNE-SSO. Por otra parte, el carácter regional de los procesos de episienitización, y las altas temperaturas involucradas en el proceso (entre 350 y 650°C), definen un episodio tectono-térmico de primer orden.

En segundo lugar, la concordancia entre las direcciones de extensión calculadas y las aceptadas para el rifting eo-alpino en el Macizo Hespérico (Vegas & Banda, 1982; Sopeña *et al.*, 1988), y la constatación de la existencia de un régimen de desgarres previo a esta etapa, compatible con el modelo tectónico generalmente aceptado para el final del Ciclo Hercínico propuesto por Arthaud & Matte (1977), inducen a enmarcar al episodio episienítico en los episodios iniciales del Ciclo Alpino, al menos en el centro de la Península Ibérica.

Por último, este trabajo revela la utilidad del estudio de los procesos hidrotermales en el análisis geológico regional, dada la información cronológica y estructural que se puede obtener a partir de ellos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está basado en la Tesis Doctoral de JMC y ha sido financiado por el proyecto de investigación PB 88-0124 de la DGICYT.

Asimismo, los autores desean agradecer las observaciones aportadas por dos revisores anónimos.



## BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. & VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica», *Acta Geol. Hisp.*, 4, 14: 172-177.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): «Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: le méthode des dièdres droits», *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XIX, 6: 1309-1318.
- ARTHAUD, F. & MATTE, F. (1977): «Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- BOTT, M. H. P. (1959): «The mechanics of oblique slip faulting», *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- BRACE, W. F.; PAULDING, B. W. Jr. & SCHOLZ, C. (1966): «Dilatancy in the fractures of crystalline rocks», *Jour. Geophys. Res.*; 71, 16: 3939-3953.
- BRANDEBOURGER, E. (1984): *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, INPL, Nancy, 209 pp.
- BRANDEBOURGER, E.; CASQUET, C.; DEBON, F.; FÜSTER, J. M.; IBARROLA, E.; ISNARD, P.; LE FORT, P.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; STUSSI, J. M. & VILLASECA, C. (1983): «Nota previa sobre la petrografía y la geoquímica de los granitoides de la sierra de Guadarrama (España)», *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 18: 251-264.
- BYERLEE, J. D. (1978): «Friction of rocks», *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- CABALLERO, J. M. (1993): *Las episienitas de la Sierra de Guadarrama: Un caso singular de alteración hidrotermal de edad post-hercínica*, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 313 pp.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; TORNOS, F. & PELLICER, M. J. (1991): «Caracterización petrográfica de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español (SCE)», *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14: 273-284.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; SNELLING, N. & TORNOS, F. (1992): «Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain», *Geogaceta*, 11: 18-22.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PANKHURST, R. & TORNOS, F. (1993): «Geocronología por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, SCE», *Geogaceta*, 13: 16-18
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. & GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990): «Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (SCE)», *Geogaceta*, 7: 20-22.
- CASILLAS, R. (1989): *Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama. SCE*, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 316 pp.
- CASILLAS, R.; VIALETTE, Y.; PEINADO, M.; DUTHOU, J. L. & PIN, C. (1991): «Ages et caractéristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoides de la Sierra de Guadarrama Occidentale (Espagne)», en BLACK, BONIN, GIRET & SABATE (eds.), *Granites Oceaniques et Continentaux*, Seance spécialisée de la Société Géologique de France, Abstracts.
- CASQUET, C.; FÜSTER, J. M.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1988): «Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion, en BANDA & MENDES VÍCTOR (eds.), *Fifth EGT Workshop: The Iberian Peninsula*: 65-77.

- CASQUET, C.; CABALLERO, J. M.; GALINDO, C. & TORNOS, F. (1992): «A revised model for the formation of dequartzified and alkalinized granites (episyenites), en KHARAKA & MAEST (eds.), *Water-Rock Interaction*, vol. 2, Balkema, Rotterdam: 1481-1484.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; BERGAMIN, J. F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J. L.; GINER, J.; SÁNCHEZ-SERRANO, F.; MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. (1992): «Alpine structure of the Spanish Central System», *III Congr. Geol. Esp. SGE*, 1: 284-288.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; GINER, J.; MUÑOZ-MARTIN, A. & RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A. (*in litt.*). «Structure and alpine evolution of the Madrid Basin», en FRIEND & DABRIO (eds.), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press.
- DOBLAS, M. (1991): «Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia», *Tectonophysics*, 191: 325-334.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPENA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; HOYOS, M.; LUNAR, R. & SÁNCHEZ MOYA, Y. (1994): «Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of Central Spain», *Geodinamica Acta*, 7, 1: 1-14.
- FÜSTER, J. M. & VILLASECA, C. (1987): «El complejo plutónico Hercínico-Tardihercínico del SCE, en BEA, CARNICERI, GONZALO, LÓPEZ PLAZA & RODRÍGUEZ ALONSO (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, Madrid: 27-35.
- GALINDO, C.; TORNOS, F.; DARBYSHIRE, F. & CASQUET, C. (1994): «The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study», *Chem. Geol.*, 112: 351-364.
- GALINDO, C.; HUERTAS, M. J. & CASQUET, C. (1994 b): «Rb-Sr and K-Ar chronology of dykes from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)», *Geogaceta*, 16: 23-26.
- GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CASQUET, C.; CABALLERO, J. M.; GALINDO, C.; QUÍLEZ, E. & TORNOS, F. (1993): «Análisis de la fracturación asociada a las alteraciones hidrotermales de tipo Greisen y Episyenita en la Sierra de Guadarrama», *Geogaceta*, 13: 56-59.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1991): «Extensional tectonics in the Toledo shear zone», *Tectonophysics*, 191: 311-324.
- HOLCOMB, D. J. & STEVENS, J. L. (1980): «The reversible Griffith crack: A viable model for dilatancy», *Jour. Geophys. Res.*, 85, B12: 7101-7107.
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZAT, R. & MONTIGNY, R. (1980): «Ages des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique», *Sc. Geol. Bull.*, 33: 119-128.
- HUERTAS, M. J. (1991): *Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (SCE)*, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 335 pp.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FÜSTER, J. M. NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & CASQUET, C. (1987): «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System), en BEA, CARNICERO, GONZALO, LÓPEZ PLAZA & RODRÍGUEZ ALONSO (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Rueda, Madrid: 377-384.
- ISAY, V. M. (1991): «Principles of faulting in the crust», *Geotectonic*, 25, 5: 411-423.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBERO, A. & NABAIS CONDE, L. E. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, Memoria Explicativa. IGME: 113 pp.

- PECHER, A.; LESPINASSE, M. & LEROY, J. (1985): «Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology—An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France)», *Lithos*, 18: 229-237.
- PÉREZ MAZARIO, F.; HERNANDO, S. & RINCÓN, R. (1992): «Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noreste del Sistema Central Español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales», *Cuad. Geol. Ibérica*, 16: 91-114.
- QUÍLEZ, E. (1994): *Mineralizaciones filonianas de Wolframio de la Sierra de Guadarrama: Modelo y caracterización del proceso hidrotermal*, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 277 pp.
- RECHES, Z. (1983): «Faulting of rocks in three-dimensional strain field. II. A strain theory of faulting», *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- (1987): «Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb Yield condition», *Tectonics*, 6: 849-861.
- SMITH, J. V. & DURNEY, D. W. (1992): «Experimental formation of brittle structural assemblages in oblique divergence», *Tectonophysics*, 216: 235-253.
- SOPENA, A.; LÓPEZ, J.; ARCHE, A.; PÉREZ ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C. & HERNANDO, S. (1988): «Permian and Triassic Rift-Basins of the Iberian Peninsula», *Dev. Geotectonics*, 22: 757-786. Elsevier.
- STEIGER, R. H. & JAEGER, E. (1977): «Subcommission on geochronology: Convection on the use of decay constant in geo- and cosmochronology», *Earth Planet. Sc. Letters*, 36: 359-362.
- TORNOS, F. (1990): *Los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español. Modelo de caracterización petrológica, geoquímica y metalogenética*, Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid: 487 pp.
- TORNOS, F.; CASQUET, C. & CABALLERO, J. M. (1993): «La alteración hidrotermal asociada al plutón epizonal de Navalcubilla, Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)», *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1-2: 67-83.
- VEGAS, R. & BANDA, E. (1982): «Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula», *Earth. Evol. Sci.*, 4: 320-343.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FÚSTER, J. M. & IBARROLA, E. (1981): «Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera», *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 327-335.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987): «Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (SCS)», *N. Jb. Mineral M.*, 10: 465-479.
- ZIEGLER, P. A. (1988): «Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains», *Dev. Geotectonics*, 22: 711-756. Elsevier.

*Manuscrito recibido: 27 junio 1994*

*Manuscrito aceptado: 10 enero 1995*