

Evolution of an extensional shear zone in retrograde metamorphic conditions in the Iberian Massif: Santa María de la Alameda shear zone (Spanish Central System)

Evolución de una zona de cizalla extensional en condiciones de metamorfismo retrogrado en el Macizo Ibérico: Zona de Cizalla de Santa María de la Alameda (Sistema Central Español).

MARTÍN-GONZÁLEZ, F. ¹

Abstract

The Santa María de la Alameda Extensional Shear Zone formed a complex mylonitic belt that trends East-West and dips 30-60° southwards with the hanging wall block sinking towards South-Southeast. This structure was developed in an extensional tectonic regime with a North-South stretching direction. The prolonged shear activity in retrograde metamorphic conditions allowed the structure evolution record. The shear deformation began with temperatures higher than 500°C which produced ductile deformation in the feldspars contained in the glandular gneisses, and was followed by the conditions in which the mylonitic bands were created (temperature was never higher than 400-500°C). During the shear development, temperatures lower than 250°C were achieved. At the beginning, the deformation occupied a wide band that was progressively narrowing while the temperature decreased. This narrowed band was migrating towards the hanging wall block; so, that is the reason for finding high temperature mylonites in the North of the structure and lower temperature and more comminuted mylonites in the South. The Santa María de la Alameda Extensional Shear Zone has not been dated yet accurately, although there are some igneous and metamorphic events in the region that allow us to limit its age. This way, the metamorphic peak, which is prior to the extensional shear, has been dated in 330±3 My; while the late Variscan granites not affected by the structure have been dated in 302 ±4 My.

Key words: Shear zone, mylonites, deformation mechanisms, extensional tectonics, Variscan orogeny, retrograde metamorphism, Spanish Central System, Iberian Massif.

(1) Área de Geología -ESCET-, Universidad Rey Juan Carlos, C/Tulipán s/n, 28933, Móstoles (Madrid) e-mail: fidel.martin@urjc.es

INTRODUCCIÓN

Este artículo presenta el trabajo realizado en la región de Santa María de la Alameda (Sistema Central Español), cuyo objetivo es caracterizar la Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda. La Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda (ZCESMA) desarrolló un complejo de rocas de tipo milonítico en un ambiente de retrometamorfismo anterior al emplazamiento de los granitos tardivariscos, característicos del Sistema Central (MARTÍN-GONZÁLEZ, 1999; CAPOTE *et al.*, 2000; MARTÍN-GONZÁLEZ *et al.* 2001). Esta zona de cizalla formaría parte de una serie de accidentes extensionales generados en el colapso del Orógeno Varisco y que han despertado el interés de los investigadores del Macizo Ibérico en los últimos años. Estos trabajos se han realizado para identificar y caracterizar, desde su cinemática y condiciones de deformación hasta sus edades y, de esta forma, entender la evolución de los grandes orógenos entre los que está la Cadena Varisca.

La región en la que se sitúa la ZCESMA está ubicada dentro del Macizo Ibérico (Zona Centro Ibérica), en el sector septentrional del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Los materiales que forman el macizo son rocas que intervinieron en el ciclo Varisco. Estas formaciones son, tanto metasedimentos como materiales metaígneos, y presentan un alto grado de metamorfismo, siendo intruidos por rocas ígneas variscas (FÚSTER *et al.*, 1974).

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La estructura motivo de este estudio se encuentra situada en el NO de la Comunidad de Madrid, en el límite con la provincia de Ávila. Están situados en sus límites los pueblos de Robledondo, por el este, El Barrio de la Estación de Santa María de la Alameda en el oeste, Navalespino en el norte y en el sur la

Paradilla. Situado en la hoja 532 de Las Navas del Marqués, del Mapa Topográfico Nacional E :1/50.000 (I.G.N.).

La zona a estudiar comprende materiales esencialmente metamórficos que participaron en el Ciclo Varisco. Se encuentran situados en el Sistema Central (Figura 1) dentro de la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945), o en la zona Centro Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972). Los materiales forman parte del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, macroenclave compuesto por esquistos, calizas cristalinas, rocas de silicatos cálcicos, gneises y migmatitas de diversos tipos. Este macroenclave tiene una forma alargada de dirección NNE-SSO y, aproximadamente, 50 km de longitud. Se encuentra rodeado por rocas encajantes de granitos de distintos tipos, tanto pre- como postcinemáticos con respecto a la Orogenia Varisca. Este estudio se sitúa exactamente dentro de este macizo en el denominado sector septentrional (PEINADO, 1970). Una parte importante de las rocas de este sector son ortoderivados, concretamente distintos tipos de ortogneises glandulares de distintas mineralogías y deformación. El resto de las rocas constituyen estrechas bandas de rocas de silicatos cálcicos, calizas cristalinas y metasedimentos.

Los materiales metamórficos están afectados por una deformación polifásica hercínica, con abundante migmatización. Se trata de una deformación de pliegues y cabalgamientos, y una etapa final tardihercínica de fracturación frágil (BELLIDO *et al.*, 1981). Más concretamente, la tectónica que afecta a la zona consta de dos primeras fases de deformación (D1 y D2) que generan la esquistosidad principal, siendo la tercera fase en esta zona la causante de pliegues N150° con suave buzamiento al NE (PEINADO, 1970; CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; BELLIDO *et al.*, 1990). La cuarta fase de deformación (D4) repliega suavemente las estructuras anteriores con dirección N-S, y junto a la quinta fase (D5) de deformación que genera pliegues E-O, han sido propuestas como las causantes de la estructura en anillo de Santa María de la Alameda.

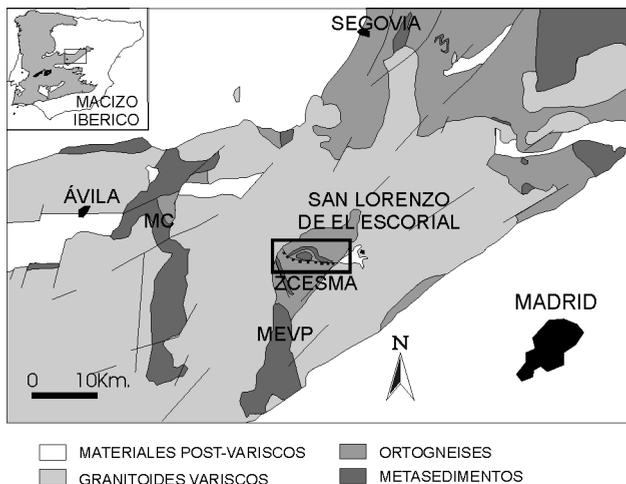


Figura 1.- Esquema de situación geológica de la Zona de Cizalla extensional de Santa María de la Alameda dentro del Sistema Central (MEVP: Macizo del Escorial Villa del Prado. MC: Macizo metamórfico de la Cañada. ZCESMA: Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda).

En cuanto a las estructuras propuestas para explicar esta zona, además de la mencionada de la interferencia de pliegues de cuarta y quinta fase, se ha propuesto una serie de mantos cabalgando sobre planos de deslizamiento milonitizados y desarrollados cuando la esquistosidad ya había tenido lugar (CAPOTE Y FERNÁNDEZ CASALS, 1975 y 1982; MARTÍN ESCORZA, 1977).

Posteriormente en zonas proximas a la estudiada se han descrito estructuras en regímenes distensivos, (MARTÍN ESCORZA, 1981 y 1988; CAPOTE *et al.*, 1987; DOBLAS, 1988 y 1991; MARTÍN-GONZÁLEZ, 1999). Las estructuras distensivas asociadas a rocas miloníticas tienen direcciones SE-NO (MARTÍN ESCORZA, 1981 y 1988) y E-O (CAPOTE *et al.*, 1987). Para ellas se ha propuesto la “Fase Robledo” o las etapas dúctiles de la “Etapa Malagón” respectivamente.

El macro enclave de El Escorial-Villa del Prado se encuentra rodeado por granitos tardi-

variscos. Estos granitos no han sido deformados por las primeras fases de deformación Varisca, pero sí lo han sido por la tercera fase (LÓPEZ PLAZA Y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987). De entre estos granitos plutón de las Navas del Marqués se sitúa al Oeste del macroenclave y ha sido datado en 302 ± 4 Ma (CASILLAS *et al.*, 1991; VILLASECA *et al.*, 1995).

La tectónica tardihercínica frágil se ha dividido en dos etapas, al igual que en el conjunto del Sistema Central: “Etapa Malagón” y la “Etapa Hieldelaencina” (CAPOTE *et al.*, 1987).

LA ZONA DE CIZALLA DÚCTIL EXTENSIONAL DE SANTA MARÍA DE LA ALAMEDA

La cizalla extensional que produce esta estructura, afecta a distintos materiales durante un largo periodo de tiempo, lo que origina distintos tipos de roca y mecanismos de defor-

mación. Esto da lugar a litologías muy diferentes, deformadas en distintas condiciones, y por tanto productos finales diferentes para un mismo accidente tectónico.

Las bandas miloníticas son el resultado más claro que ha quedado de la actuación de una etapa importante de cizalla extensional. Se trata de dos bandas miloníticas con forma anastomosada e irregular pero continua y de dirección Este-Oeste (Figura 2) (MARTÍN-GONZÁLEZ, 1999). También se han identificado rocas que han sido cizalladas por pro-

cesos de tipo extensional, anteriores a las bandas miloníticas de Santa María de la Alameda, pudiendo ser debidas al mismo proceso extensional que originó las bandas miloníticas pero en episodios iniciales, cuando las condiciones de deformación, concretamente la temperatura, era sensiblemente mayor, dando lugar a rocas distintas a las milonitas de las bandas de Santa María de la Alameda. Estas rocas, principalmente gneises, son cortadas por las bandas miloníticas

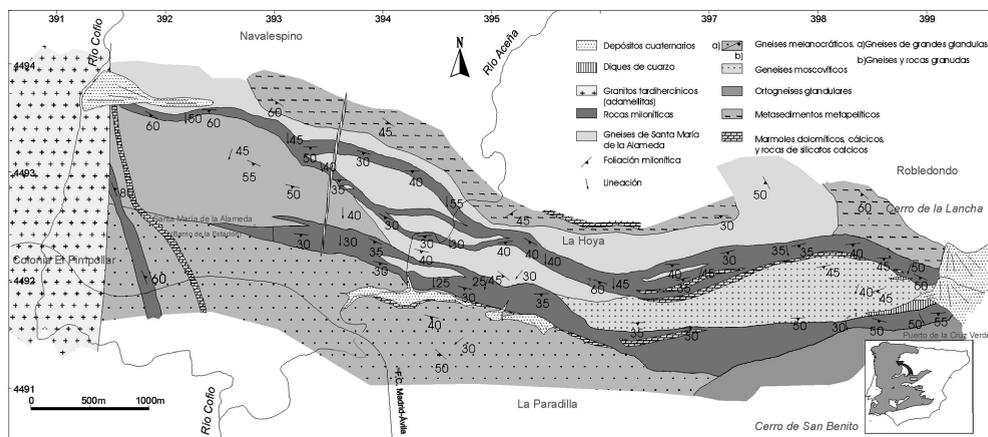


Figura 2.- Mapa geológico de Zona de Cizalla extensional de Santa María de la Alameda y su entorno, con representación de la foliación y la dirección de transporte tectónico.

indicando por tanto unas condiciones de deformación anteriores.

La macroestructura

Se pueden diferenciar dos bandas o cinturones de milonitas: banda meridional y banda septentrional. Con el fin poder determinar variaciones entre ellas, tanto estructurales como petrológicas, se han estudiado por separado. Cada una de las dos bandas se ha dividido, a su vez, en tres sectores: sector oriental,

central y occidental, a fin de determinar posibles variaciones dentro de la estructura.

Las bandas miloníticas principales tienen una anchura cartográfica no constante que oscila entre los 50 metros y los 400 metros, y un espesor real entre 25 y 200 metros. Esta variación de espesor está relacionada con una geometría anastomosada. Su longitud visible es aproximadamente de 9 km (Figura 2). Estos 9 km tienen una orientación Este-Oeste, aunque en algunos tramos de las bandas presentan una ligera

orientación noroeste. Las bandas se extienden cartográficamente, desde el contacto con los granitos al oeste (adamellitas con megacrístales y microagregados melaníticos, tipo Navas del Marqués, BELLIDO *et al.*, 1990), hasta perderse bajo coluviones al este, cerca ya de la falla del Puerto de la Cruz Verde. En su extremo occidental (antes de llegar al río Cofio) desaparece contra los granitos. Estos granitos cortan a toda estructura milonítica, y no presentan, ningún tipo de deformación asociado a estas bandas de cizalla. Los granitos sólo presentan cierta orientación magmática Norte-Sur en el contacto. Estas relaciones indican que las bandas miloníticas son anteriores al emplazamiento del granito.

La geometría y cinemática de la zona cizalla extensional de Santa María de la Alameda

Las bandas miloníticas presentan gran irregularidad en su trazado, con cambios bruscos en su dirección y buzamiento, siendo lo

primero que destaca de su cartografía la forma anastomosada con cambios de espesor y continua bifurcación. Las bandas miloníticas muestran una fábrica a mesoescala compuesta por una estructura planar o foliación, y una lineación paralela al transporte tectónico. Las bandas miloníticas junto con su forma anastomosada presentan cambios importantes en la orientación de la foliación, que se puede disponer desde N60° hasta N140° (Figura 3). Por otro lado, los buzamientos de la foliación son todos hacia el sur, y oscilan entre los 15° y 60°. Estas variaciones de la foliación milonítica dentro de la banda originan su forma anastomosada y aspecto plegado.

De la misma forma los cabeceos de la lineación de transporte tectónico sobre el plano de foliación cambian desde los 40° hasta los 110°, con un predominio de cabeceos entre los 70° y 80°. Las lineaciones presentan una clara dirección hacia el sur, con una

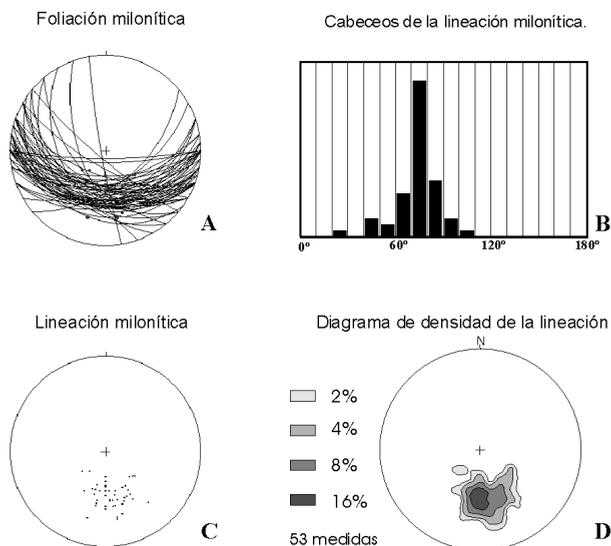


Figura 3.- Resumen de la orientación de los elementos estructurales de la ZCESMA. A.- Foliación milonítica. B.- Histograma de frecuencias de los cabeceos de la lineación milonítica. C.- Estereograma con la lineación milonítica. D.- Diagrama de densidad de la orientación de transporte tectónico.

inmersión media de 30°-40°. Por otra parte, la orientación preferente de los minerales y las sombras de presión de éstos han permitido establecer la dirección de transporte tectónico o estiramiento. Para la determinación del sentido de movimiento se han utilizado los crite-

rios clásicos de sentido de movimiento en cizallas dúctiles (SIMPSON, 1985; PASSCHIER Y SIMPSON, 1986). Se han encontrado estos criterios tanto en afloramiento como a nivel microscópico (Figura 4 A, B y C). En ambos casos los resultados han sido

	ORIGINAR DEL PROCLITIC	A	B	C	D	E
Cuarzo						
Plagioclasa						
Andalucita						
Sillimanita						
Granate						
Biotita						
Moscovita						
Clorita						
Epidota						

Figura 4.- Diferentes aspectos de la ZCESMA (fotografías tomadas perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación): A.- Resto de un dique que se comporta rígidamente frente a la deformación, indica sentido de movimiento de techo hacia la derecha (Sur). B.- Estructura en libros en un porfiroclasto de feldespato, indicando sentido de movimiento para la cizalla de techo hacia la derecha (nícoles cruzados). C.- Pez de mica indicando sentido de movimiento de techo hacia la derecha (nícoles cruzados). D.- Grieta en un porfiroclasto de feldespato que se comporta rígidamente, como el granate de la parte superior, ante la nueva deformación. Se observa, así mismo, que la matriz de moscovita y biotita se pliega ante la rotura mientras en el interior recrystalizan cristales de clorita. Tipo D (nícoles cruzados). E.- Aspecto de la matriz de las rocas miloníticas de menor temperatura en las que se ve la conminución del cuarzo que se comporta frágilmente y pasa a formar parte de la matriz. Se observa también la inestabilidad de la moscovita en las nuevas condiciones de deformación. Tipo E (nícoles cruzados). F.- Arrastre y recrystalización ante la deformación de un cuarzo recrystalizado en un porfiroclasto de feldespato, además de indicar las nuevas condiciones de deformación, indica sentido de movimiento de techo hacia la derecha (nícoles cruzados).

los mismos, indicando un hundimiento del techo hacia el Sur.

Destaca la presencia de inclusiones de rocas de silicatos cálcicos en distintos puntos de la banda milonítica, y junto a la intercalación de lentejones de gneises del tipo de Santa María de la Alameda, entre las bandas. A pesar

de la intensa deformación que suponen los procesos de milonitización alrededor del gneis, presentan grandes zonas sin deformación alguna.

Como se ha expuesto, lo que caracteriza a la geometría de esta estructura sobre la cartografía es su forma anastomosada y aparente-

mente plegada con numerosas ramas que se entrelazan. Estos contactos cartográficos son subparalelos a la foliación que contornea los lentejones y se adaptan a los cambios en la dirección de la banda milonítica. Con estas características, se podría pensar que las bandas miloníticas fueron plegadas con posterioridad a la formación de su foliación, como ocurre en otros accidentes extensionales del Macizo Ibérico, pero el estudio detallado de la foliación y la orientación de la lineación permiten descartar esta posibilidad, ya que la lineación de transporte tectónico se mantiene con dirección constante sin girar junto a la foliación (Figura 3).

MINERALOGÍAS Y TEXTURAS GENERADAS DURANTE LA MILONITIZACIÓN

Las rocas que constituyen estas bandas son rocas miloníticas formadas en una zona de cizalla dúctil. Según la clasificación que se hace de estas rocas en función del porcentaje de matriz frente al de porfiroclastos (SPRY, 1969; SIBSON, 1977), las rocas de las bandas miloníticas de Santa María de la Alameda pueden clasificarse de manera general como milonitas, ya que tienen entre un 50% y un 90% de matriz. Sin embargo, en algunas zonas se encuentran también ultramilonitas, con más del 90% de matriz en algunas zonas, y localmente se han observado protomilonitas. Por otro lado, el término que mejor se adapta a algunas de las rocas que componen la banda estudiada es el de blastomilonita entendiendo como tal una milonita, con una alta recrystalización y neomineralización (BATES Y JACKSON, 1987)

A partir de la composición mineralógica, de los efectos de la deformación sobre los diferentes minerales y de la estructura general, se aprecia la existencia de distintas asociaciones de minerales dentro de la banda milonítica. Se ha establecido una clasificación de los diferentes tipos de roca o asociaciones minerales dentro de las bandas. Esta clasificación

permitirá observar de manera más sintética la distribución espacial de la composición mineralógica de los materiales. Esto a su vez permite establecer una evolución en el proceso de milonitización en la estructura. Se han podido distinguir cinco tipos de rocas. Estos grupos de roca se originan cuando los efectos mecánicos disminuyen o cesan, mientras la temperatura continúa produciendo recrystalización, lo que genera distintas asociaciones minerales en función de la temperatura a la que finalizó la deformación. En consecuencia, se observa en las bandas miloníticas una sucesión de distintos minerales y estilos de deformación. Desde rocas altamente recrystalizadas, que podríamos definir como blastomilonitas, sin apenas ningún efecto visible de la deformación, hasta rocas completamente deformadas, sin recrystalización observable a nivel de microscopio óptico.

Los cinco tipos de roca o grados de evolución observados han sido nombrados de A a E, siendo los tipos A los términos con mayor efecto de la recrystalización y los tipos E aquellos en los que dominan los efectos mecánicos (Figura 5). Entre A y E se ha encontrado una serie continua de tipos de roca. Aunque la serie es continua y no existen separaciones netas en el terreno, se pueden establecer los tipos según la aparición de algún mineral, que indicaría su capacidad de recrystalizar, mientras que su desaparición nos indica un cambio en las condiciones de la deformación. En estas condiciones el mineral pasa, por disminución de tamaño, a la matriz, de forma que podemos asimilar los distintos tipos de roca a distintos estadios de deformación. Sin embargo, podemos encontrar en un mismo punto varios tipos de roca milonítica, ya que mientras unos se están desarrollando en los nuevos planos, otros pueden quedar preservados entremedias. Por lo tanto, el interés de estos tipos de roca milonítica que establecemos es su correspondencia con los diferentes grados de evolución del proceso de milonitización (MARTÍN-GONZÁLEZ, 1999; CAPOTE *et al.*, 2000; MARTÍN-GONZÁLEZ *et al.* 2001).

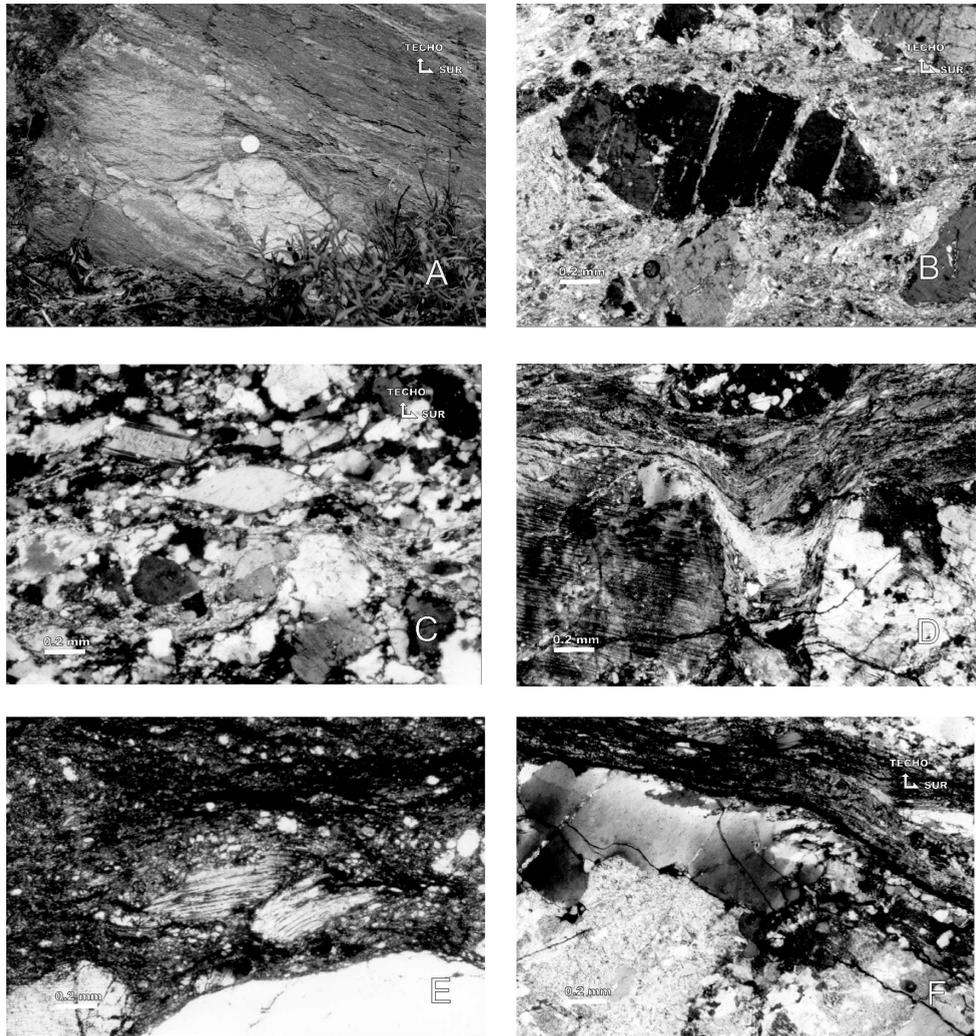


Figura 5.- Cuadro resumen de la evolución de los minerales más significativos a través de los distintos tipos de roca en la milonita de Santa María de la Alameda.

Los distintos tipos de roca que se pueden encontrar son:

- *Tipo A*: Son rocas muy recrystalizadas (se puede hablar de blastomilonitas), donde los efectos mecánicos apenas se pueden observar. Los minerales previos que no han recrystalizado en este tipo de roca y que se han comporta-

do de manera frágil en todo momento, son el granate, la andalucita, la plagioclasa y el feldespato potásico. Estos minerales aparecen siempre rotos y muy deformados. Otros minerales como la sillimanita y la biotita aparecen también muy rotos y deformados frágilmente, pero participan de alguna de las estructuras

miloníticas, estando orientados y recrystalizados según los nuevos planos de deformación. La sillimanita aparece rota y “aboudinada” pudiéndose observar el intento de recrystalización en algunos puntos como en el relleno de cuellos de budines. En los cuellos de los budines aparece principalmente biotita recrystalizada. La biotita aparece muy recrystalizada y sus dislocaciones y deformación están recuperadas por efecto de la temperatura. De la misma manera, el cuarzo aparece muy recrystalizado en grandes cristales sin deformar, ocupando toda la superficie de la lámina y rodeando a los porfiroclastos de granate o plagioclasa que están rotos y fracturados.

- *Tipo B:* Estas rocas se caracterizan porque la biotita ya no es capaz de recrystalizar, observándose efectos mecánicos como el “kinkado” y la extinción ondulante, y sobre todo la inestabilidad que será aprovechada en tipos posteriores para sustituir la biotita por clorita. Por supuesto todos los minerales que en el tipo A se comportaban frágilmente lo siguen haciendo, añadiéndose a este grupo la sillimanita. El cuarzo por el contrario, sigue recrystalizando y deformándose dúctilmente, pero sólo se limita a recrystalizar en sombras de presión y en cintas de cuarzo (“ribons”). Otra característica de este tipo B, es la aparición de un nuevo mineral que es la moscovita. Aparece en grandes placas sin deformar rellenando fracturas y sombras de presión, o en grandes cristales sobre las estructuras miloníticas.

- *Tipo C:* Continuando en la serie hacia términos menos recrystalizados y de menor temperatura, damos un nuevo salto, aunque se trate de un proceso continuo. Este salto se produce con el comportamiento frágil de la moscovita y una intensa deformación del cuarzo. El cuarzo ya no tiene temperatura para borrar los efectos de la deformación y aunque todavía se deforma dúctilmente, aparece con extinción ondulante y bordes aserrados. En cuanto a la moscovita, se comporta frágilmente apareciendo un agregado de moscovita fina que rellena fisuras y forma los nuevos planos

donde se concentra la deformación. La moscovita, por el contrario, forma espectaculares peces de mica y sufre deformación por “kinkado”. Los cuarzos acintados se estiran y se produce la orientación y recrystalización oblicua. Todos los minerales que anteriormente se deformaban frágilmente ahora lo siguen haciendo igual.

- *Tipo D:* En este estadio de la deformación el cuarzo se comporta frágilmente y se rompe pasando a formar parte de la matriz o como porfiroclasto. La moscovita que caracterizó el episodio anterior se pliega y se deforma ante el avance de la deformación. La clorita forma grandes cristales que rellenan grietas, o sustituyen a las micas anteriores ya inestables. Solo la clorita recrystaliza, inundándolo todo, ya que todos los demás minerales pasan a la matriz por conminución (Figura 4 D).

- *Tipo E:* En este estadio ya no se observa ningún tipo de mineral, bajo microscopio óptico, que se deforme dúctilmente. Todos los minerales se fracturan y disminuyen su tamaño para incorporarse a una matriz de grano muy fino (Figura 4 E). Esta matriz tiene un tamaño de grano tan fino que la observación por microscopio óptico resulta difícil. Sólo en algunas zonas aparece la epidota sin deformar, figurando como mineral secundario sobrepuesto a la deformación. Por este motivo, se ha utilizado la resolución del microscopio electrónico y se ha observado la deformación y rotura de minerales como la clorita dentro de la matriz.

En estos procesos finales la roca presenta un “flujo frágil” donde todos los minerales están deformándose frágilmente.

Distribución espacial y evolución de los diferentes tipos de roca en la zona de cizalla

Como se ha descrito, aparecen dentro de la banda milonítica varios tipos de roca que son el resultado de una serie de variaciones en los mecanismos de deformación y en la aparición-desaparición de los minerales que la componen, reflejando las condiciones metamórficas

bajo las que se desarrolla el proceso de milonitización. Estos tipos de roca presentan una distribución espacial por zonas. De su distribución se ha podido deducir la evolución tanto espacial como temporal de la cizalla y las deformaciones que las originaron. Lo más característico de su distribución es que la variación en los tipos ocurre transversalmente a las bandas, mientras que longitudinalmente apenas existen variaciones. Por tanto, siguiendo las variaciones mineralógicas transversales a las bandas de la zona de cizalla, se puede

establecer que los tipos A-B-C se encuentran situados sobre todo en la banda septentrional, mientras que los tipos B-C-D-E se encuentran en la banda meridional. Más en detalle, se observa un claro predominio de los primeros tipos cuanto más al norte, y van siendo sustituidos por los siguientes términos cuanto más avanzamos hacia el sur, siendo los tipos más frágiles los situados más al sur, y al norte los que tienen mecanismos más dúctiles. En la figura 6 se ha simplificado un esquema de la distribución de los distintos tipos de roca.

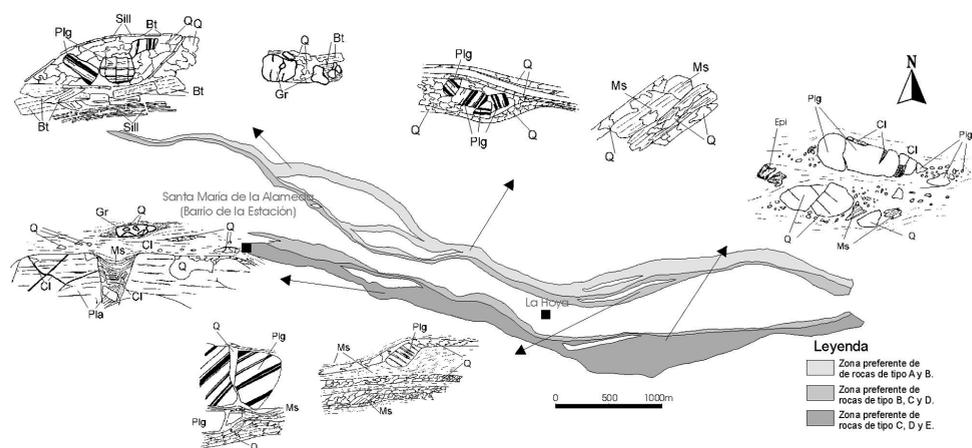


Figura 6.- Esquema de los cinturones miloníticos de Santa María de la Alameda con la situación de los distintos tipos de roca.

La sucesión de estos tipos de roca es el resultado de una deformación milonítica continua sobre una roca metamórfica previa. En ella podemos encontrar superpuestos varios tipos que se limitan a los nuevos planos o a las zonas preservadas. Considerando esta idea, se ve que los primeros tipos de roca se encuentran prácticamente en las dos bandas, mientras que los últimos tipos (D-E) suelen observarse

exclusivamente en las zonas más al sur. Esta distribución es una clara indicación de una disminución de los mecanismos dúctiles y predominio de la temperatura frente a la deformación en la zona norte, apareciendo cada vez mayor cantidad de tipos frágiles cuanto más al sur. De esta forma son los tipos iniciales los que van siendo reducidos hasta perderse hacia el sur. No obstante, es impor-

tante señalar que los primeros tipos se encuentran tanto en la banda meridional como en la septentrional, muy al sur, rompiendo aparentemente la secuencia general observada. Así, pueden llegar a verse, muy al sur, zonas preservadas rodeadas de tipos de roca ya muy evolucionados. Si se considera en conjunto la distribución de los tipos de roca sobre el plano, se advierte que los tipos iniciales del proceso predominan a muro del accidente de cizalla; mientras que los tipos frágiles I se concentran a techo de la estructura, siguiéndose sin embargo un mismo tipo de roca a todo lo largo de toda la banda milonítica.

Procesos de conminución en las bandas miloníticas

Una de las características de los procesos de deformación característicos en rocas miloníticas en zonas de cizalla es la conminución de los distintos cristales, o trituración. Se han descrito en numerosas estructuras estos procesos de trituración y sus variaciones dentro de las mismas (BAK *et al.*, 1975; BERTHÉ *et al.*, 1979; LISTER *et al.*, 1980; HERNÁNDEZ ENRILE, 1981; SIMPSON, 1985). En estos

trabajos se ha estudiado la disminución del tamaño de los cristales que formaban la roca del protolito a través de su paso por zona de cizalla, observándose variaciones desde las zonas centrales hacia los bordes. En la estructura aquí estudiada se ha tomado como mineral de referencia el feldespato, ya que como se ha visto anteriormente es un mineral que no recrystaliza en ningún episodio de la evolución de la zona de cizalla, y los efectos de la deformación no se borran por la recrystalización. Por este motivo, no se han tomado los porfiroclastos de cuarzo, utilizados en la mayoría de estos trabajos, ya que recrystalizan en los primeros grados de evolución de esta cizalla.

Se han realizado las medidas en transversales a las bandas miloníticas en un total de 11 muestras, en las que se han medido 142 porfiroclastos. Se ha medido el eje más largo y el más corto de los porfiroclastos de feldespato en milímetros, y se ha representado frente a la distancia al límite norte de las bandas miloníticas. En estas transversales se observa una disminución progresiva del tamaño de grano de los feldespatos hacia el sur y hacia el techo de la zona de cizalla. En la figura 7 se ha representado una de estas trasversales realizada por el río Aceña.

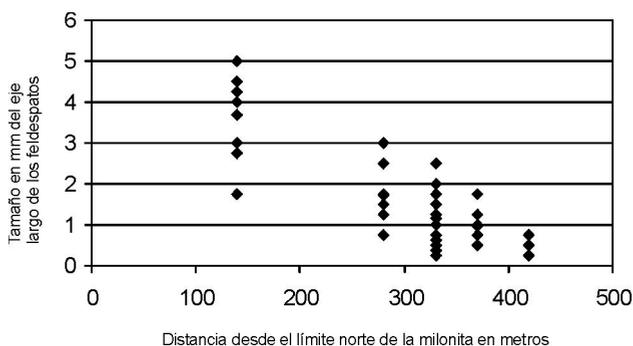


Figura 7.- Diagrama que muestra la disminución de los tamaños de los porfiroclastos de feldespato potásico en distintas muestras de las bandas miloníticas, según una de las transversales realizadas, N-S por el Río Aceña.

Esta disminución del tamaño de grano estaría originada por la concentración de la deformación que se produce a techo de la estructura, y que se observaba en los mecanismos de deformación de los minerales. En estos minerales, la deformación continuaba en la parte sur de las bandas miloníticas a menores temperaturas, mientras que hacia el norte la deformación ya había cesado. Así, los porfiroclastos en la transversal del río Aceña pasan de llegar a tener entre 5 y 1.80 mm de eje mayor, a alcanzar un rango entre 0.75 y 0.25 mm en las muestras situadas al sur de las bandas miloníticas.

Por tanto, la concentración de la deformación hacia el sur y techo del cinturón milonítico origina la mayor trituración de los porfiroclastos que disminuyen su tamaño progresivamente hacia el sur.

CONDICIONES DE LA DEFORMACIÓN DURANTE EL PROCESO DE MILO-NITIZACIÓN

La temperatura condiciona el estilo de deformación de cada mineral, y dado que cada uno de estos minerales muestra un tipo de comportamiento en unas condiciones diferentes, la observación de mecanismos de defor-

mación puede permitir cuantificar las condiciones ambientales del proceso de deformación general de la roca. Además, el “conflicto” que se produce entre los efectos de la temperatura (recristalización, aumento de grano, desaparición de dislocaciones, etc.) y los efectos mecánicos (rotura de cristales, conminución, etc.) hace que se puedan definir unas temperaturas bajo las cuales pueden recrystalizar y que marcan el final de la deformación (PASSCHIER Y TROUW, 1996). El análisis de las relaciones recrystalización-deformación nos permite establecer distintos estadios en la deformación que se manifiestan por la aparición de los distintos tipos de roca definidos. Conviene, por lo tanto, delimitar los rangos de aparición de los procesos deformativos y los estilos de deformación para los minerales más significativos (Figura 5 y Figura 8).

Mecanismos y estilos de la deformación de los minerales más significativos

- *Feldespatos*: Tanto las plagioclasas como los feldespatos potásicos aparecen dentro de las bandas miloníticas siempre rotos y fracturados. Los mecanismos que dominan son los frágiles y no se observa ningún tipo de recrystalización.

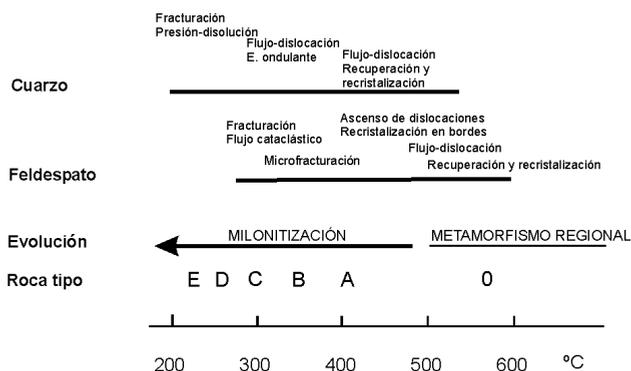


Figura 8.- Cuadro resumen de las condiciones de temperatura y mecanismos de deformación del feldespato potásico y el cuarzo en relación con los tipos de roca en milonitas de la ZCESMA descritos en este trabajo.

El tránsito de los feldespatos y plagioclasas de condiciones dúctiles a frágiles, se puede situar a más de 400°C, siendo alrededor de los 500°C cuando comienza la recrystalización y los efectos plásticos propiamente dichos. Con estos datos podemos restringir el proceso de milonitización en la estructura que se produjo a temperaturas menores de los 400°C.

Por el contrario, en los gneises glandulares cizallados anteriormente a las bandas miloníticas se puede observar como los feldespatos aparecen deformados plásticamente y recrystalizados. Los mecanismos son claramente dúctiles, formando largas cintas de mineral, este estilo de deformación necesita de unas temperaturas superiores a 500°C para la deformación de los gneises (Figura 8).

- *Cuarzo*: Aunque su comportamiento no está del todo entendido debido al complejo papel que juega el agua en su deformación, es uno de los minerales más comunes en las rocas de la corteza terrestre. Su rango de cristalización es muy amplio y aparece en prácticamente todas las rocas miloníticas de la ZCESMA y de los gneises, donde se observa desde recrystalizado y deformado plásticamente, hasta fracturado.

A partir del cuarzo puede establecerse una cronología relativa en la evolución de la deformación. En la zona de estudio se observa el tránsito de los mecanismos dúctiles a frágiles, que en el cuarzo se produce sobre los 300°C, con extinción ondulante y generándose dislocaciones para pasar definitivamente a los 400°C a una deformación plástica con recrystalización (PASSCHIER Y TROUW, 1996). Se observa también que la cizalla sigue actuando a temperaturas inferiores a 250°C, ya que durante la milonitización se produce la trituración del cuarzo que pasa por conminución a formar parte de la matriz.

Aunque el rango de temperatura del cuarzo es muy alto y tiene que usarse en combinación con otros minerales para calcular sus condiciones, sí ha servido por sí solo para determinar, por medio de sus bordes suturados y mediante la aplicación de la geometría frac-

tal, las condiciones de temperaturas (MARTÍN-GONZÁLEZ *et al.*, 2001).

El análisis de las suturas entre cuarzos en rocas gnéissicas y miloníticas asociadas a la Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda permitió, por medio del cálculo de su dimensión fractal, establecer unas condiciones de temperatura. Esta técnica se basa en que las suturas son tanto más interdigitadas y sus entrantes y salientes de mayor tamaño cuanto menor es la temperatura a la que se han formado. Por tanto, una medida de esta irregularidad es que la dimensión fractal tiende a ser mayor en las rocas deformadas a menor temperatura. Este estudio se apoya en la calibración, encontrada por KRUHL Y NEGA (1996), de la relación entre dimensión fractal y temperatura. Los rangos de temperatura encontrados por este procedimiento en cada tipo de roca milonítica han indicado un proceso iniciado a temperaturas relativamente altas, cercanas a los 490°C, y continuado a temperaturas progresivamente menores, dentro de un retrometamorfismo en condiciones de la facies Esquistos verdes. En las fases finales de la deformación la temperatura desciende incluso por debajo de los 325°C (límite inferior de resolución de esta técnica). Este método confirma los valores de temperatura calculados por medio de la observación de los mecanismos de deformación de los minerales, y presenta una buena correlación entre las temperaturas determinadas por ambos procedimientos.

- *La sillimanita*: Aparece como mineral del protolito y fracturado como tal, pero se dispone según los planos C de la nueva deformación, formando finas acículas orientadas, lo que indicaría una temperatura inferior a los 500°C para las bandas miloníticas, que es la temperatura necesaria para recrystalizar la sillimanita. Sin embargo, en algunos cuellos de budines aparece sillimanita recrystalizada, lo que indicaría que las temperaturas superaron los 500°C en algunos momentos.

- *Clorita*: La clorita aparece en las bandas miloníticas, en los tipos de roca D y E.

Comienza su aparición en grietas y como relleno de porfiroclastos. También sustituye a otras micas como alteración. Cuando se llega al tipo de roca E, la clorita no es capaz de recrystalizar y aparece rota y “kinkada” formando parte de la matriz.

Con estos datos, se puede establecer que la cizalla extensional comenzó a temperaturas que permitían la deformación dúctil de los feldespatos en los gneises y que empezó a formar las bandas miloníticas a temperaturas entorno a los 500°C, continuando su desarrollo por debajo de 350°C, e incluso por debajo de los 250°C en los últimos estadios.

Las condiciones de la deformación aquí descritos se corresponden a cada uno de los minerales, por lo que establecer los mecanismos de deformación para toda la milonita es impreciso. Para este caso se puede hablar de una milonita en el tránsito dúctil-frágil, ya que el paso de todos los minerales de las condiciones dúctiles a las frágiles se produce en un amplio rango de temperaturas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se ha estudiado un accidente de cizalla dúctil complejo, situado en la región de Santa María de la Alameda. Dicho accidente, en el sector que es actualmente visible, está constituido por dos cinturones que cortan las formaciones gneísicas de la región. La geometría de estas bandas miloníticas es anastomosada y va asociada a relictos de gran tamaño, donde se pueden llegar a observar las fábricas previas. Todas las estructuras asociadas a las bandas miloníticas, indican que el proceso generador fue una cizalla dúctil normal de dirección este-oeste y buzamiento hacia el sur entre 30° y 60°. Las lineaciones de transporte tectónico dan una dirección sur-suroeste y una inmersión de 40°. Los estudios de sentido de movimiento, tanto a nivel afloramiento como a escala microscópica, definen un régimen de tipo normal con situación del bloque hundido hacia el sur. Todo esto se interpreta como un accidente normal de tipo extensional, desarro-

llado en un régimen extensional con una dirección de estiramiento en la horizontal norte-sur.

Esta gran estructura extensional pone en contacto materiales de características y niveles estructurales diferentes. La estructura, separa al norte rocas migmatizadas y nebulitas con importantes afloramientos de metasedimentos, y al sur rocas que no aparecen migmatizadas ni parcialmente fundidas, y con un estilo tectónico muy diferente. Todos los datos indican un hundimiento del labio sur con respecto al norte.

Se han observado importantes variaciones en la dirección de la foliación que se deben a la acomodación de la milonita en torno a lentejones y zonas preservadas.

La Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda se generó bajo unas condiciones de temperatura, presión de fluidos, presión de confinamiento y esfuerzo, que determinaron materiales miloníticos de muy diferentes características. Con anterioridad a la formación de las bandas miloníticas hay datos que indican la existencia de un cizallamiento de gneises y metasedimentos a temperaturas más altas, con características muy distintas a los procesos de milonitización que causaron las dos bandas miloníticas.

El estilo y mecanismos generales de la deformación que originaron los gneises glandulares, se deben a las altas temperaturas bajo las que se deformaron dúctilmente la mayoría de los minerales. Todo esto nos indica que su deformación se produjo a temperaturas que superan los 500°C. En estas condiciones los feldespatos se deformarían dúctilmente. Por el contrario, las condiciones de deformación de las bandas miloníticas nunca sobrepasaron los 400-500°C. Durante el proceso se alcanzaron temperaturas inferiores a 250°C, que marcan el paso de condiciones de deformación dúctil a frágil del cuarzo. Así, todo parece indicar que la temperatura durante la deformación en este accidente va desde los 400-500°C hasta menos de los 250°C (Figura 8).

El análisis de los mecanismos de deformación de cada uno de los minerales que componen las rocas cizalladas ha servido para determinar las temperaturas de deformación. De esta forma, la observación de texturas ha servido para determinar el comportamiento frágil del granate, la sillimanita y los feldespatos en el material milonítico, mientras que en los gneises glandulares cizallados con anterioridad, el feldespato se deforma dúctilmente. Esto indica un límite superior de temperatura para la deformación de la milonita de 400-500°C (fácies de los esquistos verdes) y en los gneises glandulares que fueron cizallados por la estructura antes de los procesos de milonitización, un límite inferior de 600°C (parte inferior de las fácies de las anfibolitas; YARDLEY, 1993). Para el cálculo de las temperaturas más bajas, se ha recurrido al comportamiento mecánico del cuarzo, que se deforma frágilmente en algunas zonas de la milonita, lo que nos indica una temperatura menor a 250°C.

Se ha abordado también el establecimiento de las temperaturas de deformación por medio del estudio de las suturas del cuarzo y la determinación de su dimensión fractal (MARTÍN-GONZÁLEZ *et al.*, 2001). Este estudio ha corroborado los rangos de temperatura calculados para las bandas miloníticas mediante los mecanismos de deformación.

La evolución del proceso de cizalla es compleja, pero se puede resumir en los siguientes episodios. La cizalla dúctil generalizada se inició a temperaturas que permitían el comportamiento plástico de minerales tales como los feldespatos, cuarzos y las biotitas (más de 500°C). La deformación afectaba inicialmente a una ancha banda que, después, al descender la temperatura se concentró en las dos bandas más estrechas, comenzando de esta forma procesos miloníticos ya en facies de los esquistos verdes. El desarrollo de las bandas miloníticas comienza a una temperatura de unos 500-400°C. Sin embargo, a medida que la temperatura disminuía con el tiempo, la deformación fue concentrándose hacia el sur en una banda progresivamente más estrecha.

En un determinado momento, queda detenida la banda septentrional mientras que la meridional continúa moviéndose y deformando materiales. Es posible así encontrar los tipos de roca dúctil de las primeras etapas de deformación preservados en zonas muy al sur donde son sustituidos después por los tipos frágiles.

Esta zonación se ha observado también en la disminución en el tamaño de grano de los porfiroclastos (concretamente feldespatos del protolito) hacia el sur y el techo de la estructura, lo que coincide con lo observado en los mecanismos de deformación, en los que la deformación se concentra con el tiempo a techo de la estructura. Este proceso de concentración de la deformación es corroborado también mediante el análisis paleopiezométrico que indica que el incremento de esfuerzos que se observa en la cizalla se debe a la reducción del volumen de roca que se deforma con el tiempo (ROMEO *et al.*, 2004).

La última fase del proceso produce la alteración del cuarzo y los feldespatos en algunas zonas de la banda meridional, pero ya cuando su deformación había terminado.

No se ha datado con precisión el accidente de Santa María de la Alameda, aunque varios eventos ígneos y metamórficos de la región permiten acotar su edad. En primer lugar las condiciones de la deformación y las relaciones estructurales indican que las bandas miloníticas se iniciaron inmediatamente después del último pico metamórfico regional. Este proceso ha sido datado para algunas zonas del Sistema Central entre los 330±2 y los 326±3 Ma (VALVERDE VAQUERO *et al.*, 1996). Por otro lado, los granitos tardivariscos no son afectados por la estructura, cortando claramente a las bandas miloníticas en el lado Oeste. Esto nos permite establecer una edad mínima, ya que estos granitos han sido datados en 302± 4 Ma (CASILLAS *et al.*, 1991). Por tanto, la edad de este accidente dúctil queda situada entre el inicio del Namuriense y el comienzo del Estefaniense. Es de destacar que durante este periodo se está

produciendo compresión en las zonas externas del Orógeno (Zona Cantábrica). Por otro lado, la edad de este accidente es anterior al conjunto de las episenitas de la Sierra de Guadarrama de edad 277 Ma (Saxoniense) y por tanto, al régimen distensivo asociado (GONZÁLEZ CASADO *et al.* 1993; CABALLERO *et al.*, 1993).

Con estos datos, la Zona de Cizalla Extensional de Santa María de la Alameda entraría a formar parte de una sucesión de accidentes extensionales del Sistema Central y sus inmediaciones, originados durante el colapso del Orógeno varisco. La ZCESMA enlazaría los grandes accidentes extensionales de alta temperatura, involucrados en el pico metamórfico, con los accidentes de menor temperatura claramente posteriores a las fases principales compresivas. Esta secuencia empezaría con El Domo Gneísico del Tormes, el despegue de Salamanca y su prolongación en el Horst de Mirueña, con temperaturas en facies de las anfibolitas y con unas edades de 325-310 Ma (ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994; DÍEZ BALDA *et al.*, 1995; ARES YAÑEZ *et al.*, 1995). Continuaría la secuencia con la Zona de

Cizalla Extensional de Berzosa-Riaza desarrollada en facies de las anfibolitas pero con *detachements* finales en facies de esquistos verdes y con unas edades de 330-320 Ma (VALVERDE VAQUERO *et al.*, 1996). El siguiente accidente sería la ZCESMA que se encuentra principalmente en facies de los esquistos verdes y cuya edad se encuentra entre los 330 Ma y los 302 Ma. Y finalmente, dentro de estos grandes accidentes extensionales se encontraría la Zona Milonítica de Toledo desarrollada dentro de las facies de los Esquistos verdes en su zona de menor temperatura (HERNÁNDEZ ENRILE, 1991), la edad de este accidente sería menor a 280 Ma. Por tanto, la ZCESMA encaja en una secuencia de accidentes extensionales que son más antiguos y de mayor temperatura cuanto más al noroeste y más recientes y de menor temperatura cuanto más hacia el Sur.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a R. Capote sus comentarios y aportaciones para la realización de este trabajo. A J. Sánchez la realización de las láminas delgadas.

Recibido: 02 / 05 / 2007

Aceptado: 10 / 10 / 2007

BIBLIOGRAFÍA

- ARES YAÑEZ, M., GUTIÉRREZ ALONSO, G., DIEZ BALDA, M., (1995): La prolongación del Despegue de Salamanca en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica) *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 3: 175-191
- BAK, J., KORSTGARD, J., SORENSEN, K. (1975): A major shear zone within the Nagssugtoquidian of west Greenland. *Tectonophysics*, 27: 191-209
- BATES, R. L. y JACKSON, J.A. (1987): Glossary of geology. *American Geological Institute*.
- BELLIDO MULAS, F., CASILLAS, R., NAVIDAD, M., PABLO GARCÍA, J.G., PEINADO MORENO, M., VILLASECA, V. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie), hoja nº 532 (Las Navas del Marqués)*. I.T.G.E., Madrid
- BELLIDO, F., CAPOTE, C., CASQUET, C., FÚSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO; M. Y VILLASECA, C. (1981): Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 15-51
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. Y JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1: 31-42
- CABALLERO, J.M., CASQUET, C., GALINDO, C., GONZÁLEZ CASADO, J.M., PANKHURST, R. Y TORNOS, F. (1993): Geocronología por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra de Guadarrama, S.C.E., España. *Geogaceta*, 13: 16-18
- CAPOTE, R. Y FERNÁNDEZ CASALS, M^a.J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 86, 6 : 581-596
- CAPOTE, R., FERNÁNDEZ CASALS, M^a.J. (1982): Las grandes estructuras del Sistema Central: modelo de evolución tectono metamórfica. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 76, 2: 313-331
- CAPOTE, R., GONZÁLEZ CASADO, J.M., DE VICENTE, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico. *Cuaderno do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 11: 305-311
- CAPOTE, R., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., TSIGE, M. (2000): Tectónica extensional en el Sistema Central: La Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda. *Geogaceta*, 28: 27-29
- CASILLAS, R., VALETTE, I., PEINADO, M., DUTHOU, J.L., PIN, CH. (1991): Ages et caractéristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoides de la Sierra de Guadarrama occidentale (Espagne) *Société Géologique de France. Abstract*.
- CASQUET, C., FÚSTER, J.M., GONZÁLEZ CASADO, J.M., PEINADO, M. Y VILLASECA, C. (1988): *5th Workshop on the European Geotraverse*: 65-67
- DÍEZ BALDA, M.A., MARTÍNEZ CATALAN, J.R., AYARZA ARRIBAS, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 2: 163-182
- DOBLAS, M. (1988): SC Deformed Granitoids in the San Vicente Range (Central Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, (1-2) : 25-35
- DOBLAS, M. (1991): *Late Hercinian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia*. *Tectonophysics*, 191: 325-334
- ESCUDEY VIRUETE, J., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Spain) *Tectonophysics*, 238: 117-138
- FÚSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET C., GARCÍA CACHO, L., MORA A., PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásico del

- Sistema Central Español *Boletín Geológico y Minero.*, 85: 595-600
- GONZÁLEZ CASADO, J.M., CASQUET, C., CABALLERO, J.M., GALINDO, C., QUIJILEZ, E., TORNOS, F. (1993): Análisis de la fracturación asociada a las alteraciones hidrotermales de tipo Greisen y Episenita en la Sierra de Guadarrama. *Geogaceta*, 13: 53-56
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1981): Evolución microestructural de rocas cuarzo-feldespaticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 547-566
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991): Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif. *Tectonophysics*, 191: 311-324
- JULIVERT, M., FONTBOÉ, J.M^a, RIVEIRO, A., NAVAIS CONDE, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. 1:1.000.000 I.G.M E. Madrid.
- KRUHL, J.H., NEGA M. (1996): The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. *Geol Rundsch.*, 85 : 38-43
- LISTER, G.S. Y HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2: 355-371.
- LÓPEZ-PLAZA, M. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): Síntesis Estructural de los Granitoides Hercínicos del Macizo Hespérico. *En Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*:195-210
- LOTZE, F. (1945): Einige Probleme des Iberischen Meseta. *Geotekt*, 6: 1-12
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): Estudio preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central). *Boletín Geológico y Minero*, 88, 6: 3-25.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1981): Un proceso de milonitización con extensión cortical en el macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central) *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 577-590
- MARTÍN ESCORZA, C. (1988): Fase Robledo: Una etapa distensiva dúctil en la Cordillera Cordillera Central. *Geogaceta*, 5: 44-46
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F. (1999): Fenómenos de cizalla dúctil en estructuras extensionales de la Región de Santa María de la Alameda (Sistema Central). *Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid*. 113p.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F., CAPOTE, C. Y TSIGE (2001): La geometría fractal de los bordes de grano del cuarzo como geotermómetro: Aplicación a la Zona de Cizalla Dúctil Extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central). *Geogaceta*, 30: 80-83.
- PASSCHIER, C.W. Y SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicator. *Journal of Structural Geology.*, 8: 831-844
- PASSCHIER, C.W. Y TROUW, R.A.J (1996): *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 p.
- PEINADO, M. (1970): Carácter del metamorfismo en el Macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español) *Estudios Geológicos*, 26, 3: 323-326
- ROMEO, I., CAPOTE, R., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., TSIGE, M. Y GARCÍA IZQUIERDO, B. (2004): Análisis paleopiezométrico y Tasas de deformación de la zona de cizalla dúctil extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central). *Geotemas*, 6 (3):105-108.
- SAN MIGUEL M., GARCÍA DE FIGUEROLA L.C., PEDRO F. (1960): Las Navas del Marqués *Mapa Geológico de España* 1:50.000(1ª Serie)I.G.M.E., 532,
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault Mechanisms. *Journal Geology Society of London*, 133: 191-213
- SIMPSON, C. (1985): Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition *Journal of Structural Geology*, 7, 5: 503-511

- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350p.
- VALVERDE VAQUERO, P., RODRÍGUEZ, R., DUNNINIG, G., HERNÁINZ HUERTA P., ESCUDER, J., (1996): La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en Monacitas del Sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta.*, 20(4): 883-886
- VILLASECA, C., EUGERCIOS, L., SNELLING, N., HUERTAS, M. J., CASTELLÓN, T (1995): Nuevos datos Geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 3: 137-148
- YARDLEY, B.W.D. (1993): *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, London, 248p.