MODELIZACION TERMAL EN 2-D DEL METAMORFISMO DE BAJA-P/ ALTA-T ASOCIADO A LA ZONA DE CIZALLA EXTENSIONAL DE BERZOSA-RIAZA (ZONA CENTRO-IBERICA)

J. Escuder Viruete [1] y P. Valverde Vaquero [2]

[1] *Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, E-28040 Madrid. e-mail: escuder@eucmax.sim.ucm.es*
[2] *Institut fur Geowissenschaften. Justus Liebig Universitat, D-35390 Giessen.*
e-mail: Pablo.Valverde@geo.uni-giessen.de

Resumen: La Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR) es una gran estructura dúctil extensional cuya formación y evolución, en el intervalo de tiempo comprendido entre 337 y 321 Ma, controló la historia térmica y estructural del sector oriental del Somosierra, en el Sistema Central Español. La modelización termal en 2-D de dicha estructura, adoptando ángulos de buzamiento de 45°, tasas de extensión finita de 44 km, espesores delgados y mecanismos de extensión cortical mediante delaminación, explica satisfactoriamente los hechos metamórficos observados. La modelización también explica que la base del Dominio Oriental alcance el pico térmico en momentos sin- a tardi-D2, lo cual es consistente con los modelos termales de extensión y las edades U-Pb obtenidas para el metamorfismo en ambos dominios. Los resultados reproducen la yuxtaposición de las rocas frías del Dominio Oriental sobre las rocas calientes del Occidental y la transferencia de calor hacia arriba en la ZCBR, que origina el calentamiento suficiente para el crecimiento mineral M2 (isogradas de Andalucita y Sillimanita) y fundidos peralumínicos con granate estable en las metapelitas durante su descompresión. Por lo tanto, las isogradas del metamorfismo hercínico de baja-P/alta-T en el sector oriental del Somosierra son consecuencia de la extensión cortical durante el Viseense Superior-Namuriense.

Palabras clave: metamorfismo, baja-P/alta-T, modelos termales, deformación extensional, Macizo Ibérico

Abstract: The Berzosa Riaza Shear Zone (BRSZ; Somosierra, Spanish Central System) is a regional D2 extensional shear zone developed in the 337-321 Ma time interval. This structure controlled the Variscan thermal and structural evolution of the contact between the Eastern and Western domains of the Sierra de Guadarrama. Two dimensional modeling of the thermal effects of this structure has been done assuming a dip angle of 45°, 44 Km of finite extension, a thin thickness and a delamination induced mechanism for crustal extension. The resultant thermal model is consistent with the achievement of peak thermal conditions at the base of the Eastern Domain during the syn-/late-D2 stages of regional deformation and the U-Pb geochronology on the age of metamorphism in the area. The growth of the M2 mineral assemblages (Andalusite and Sillimanite isograds) and the formation of garnet-bearing peraluminous anatectic melts in metapelites during decompression are reproduced as a result of juxtaposition of the hot rocks of the Western Domain and the colder rocks of the Eastern Domain and upward heat transfer across the BRSZ. This justifies the presence of Upper Visean-Namurian low-P/high-T Variscan metamorphic isograds in the eastern sector of Somosierra.

Key words: metamorphism, low-P/high-T, thermal modelling, extensional deformation, Iberian Massif

Escuder Viruete, J. y Valverde Vaquero, P. (1999): Modelización termal en 2-D del metamorfismo de baja-P/alta-T asociado a la Zona de Cizalla Extensional de Berzosa-Riaza (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 215-228

El proponer un origen para el metamorfismo de baja-P/alta-T observado en un determinado entorno geológico lleva implícito buscar una explicación a la anomalía térmica que se deduce al calcular los gradientes geotérmicos de campo (entre 60 y 150 °C/km; De Yoreo *et al.*, 1991). Las soluciones propuestas para explicar la formación del metamorfismo regional de baja-P/alta-T (ver, por ejemplo, la revisión de Platt, 1993) tienden, en general, a sobreestimar el papel de la transferencia adventiva de calor magmático y a subestimar el transporte tectónico de calor en la corteza como la causa de un cambio temporal en el gradiente térmico. Sin embargo, para tasas de deformación geológicamente razonables, el transporte tectónico de calor resulta ser un proceso eficiente debido principalmente a la baja conductividad térmica de las rocas (Peacock, 1991). Probablemente, el que no se haya propuesto una causa común para este tipo de metamorfismo regional se debe

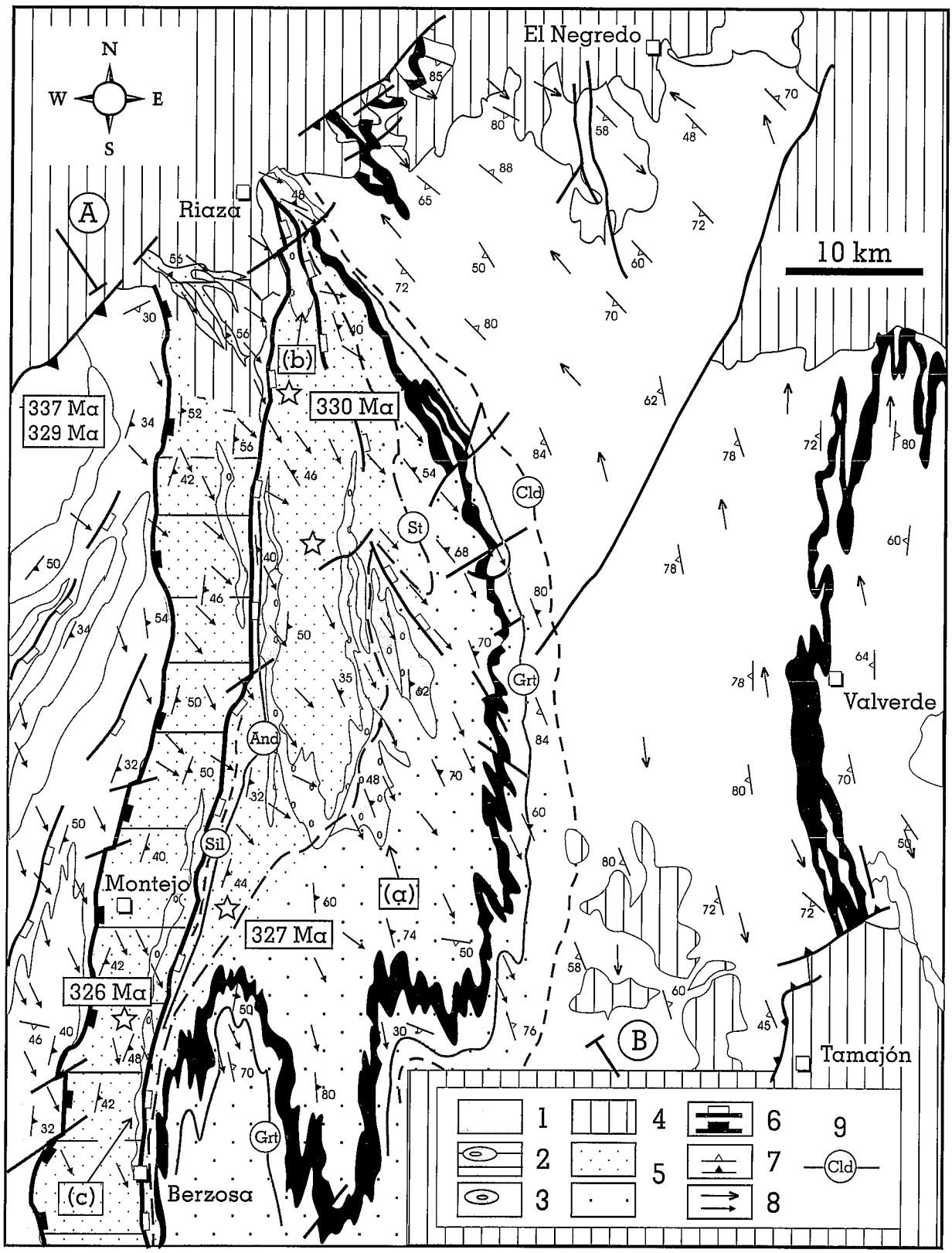

Figura 1.- Mapa estructural y metamórfico del sector oriental de Somosierra, en el Sistema Central Español. Dominio Occidental: 1 = Gneises de alto grado y migmatitas. Dominio Oriental: 2 = micaesquistos de grado medio con Sil+St±Ky (zona distena M1) e intercalaciones de gneises de Berzosa (c); 3 = pizarras y esquistos cuarcíticos de grado bajo a medio (zonas clorita-biotita, cloritoide, granate y estaurolita) con intercalaciones de gneises de El Cardoso y Riaza (a y b). 4 = Rocas mesozoicas y cenozoicas. 5 = Zonas de deformación en la ZCBR: zona de crenulación superior (punteado) y fábricas miloníticas S-C inferiores (punteado denso); 6 = *Detachments* de bajo grado, con zonas (ultra)miloníticas y filoníticas, del Cernuval (símbolo superior) y de Montejo (símbolo inferior con relleno); 7 = Dirección y buzamiento de la esquistosidad contractiva S1 (relleno blanco) y de la foliación extensional S2 (relleno negro); 8 = Lineación de intersección L1 (flecha superior) y de estiramiento y/o mineral L2 (flecha inferior negra); 9 = Isogradas minerales: Cld = cloritoide (+), Grt = granate (+), St = estaurolita (+); Sil = sillimanita (+), And = andalucita (+). (a) = Gneis de El Cardoso; (b) = Gneis de Riaza; (c) = Gneis de Berzosa. Las edades U/Pb proceden de Escuder Viruete et al. (1998). A-B = corte estructural de la figura 2. Las abreviaciones minerales son de Kretz (1983).

a que procesos tectónicos esencialmente diferentes pueden dar lugar a (re)equilibrios en las rocas a similares condiciones P-T.

Según Brown (1993), existen tres procesos extremos que originan un metamorfismo regional de baja-P/alta-T: (i) el metamorfismo de contacto a escala regional, que ocasiona un calentamiento isobárico y un enfriamiento posterior (De Yoreo *et al.*, 1991); (ii) la advección de calor magmático durante el engrosamiento cortical, que da lugar a una trayectoria P-T prograda antihoraria y a un enfriamiento isobárico, a partir de un pico térmico en condiciones de baja-P/alta-T, o incluso un incremento de presión durante el enfriamiento (Collins y Vernon, 1991); y (iii) la deformación compresiva acompañada por un engrosamiento cortical, por ejemplo durante la inversión estructural de una cuenca sedimentaria desarrollada sobre una litosfera adelgazada, seguida por su exhumación tectónica, que produce una trayectoria P-T prograda horaria y un metamorfismo de baja-P/alta-T, como consecuencia de la descompresión a alta-T (Thompson, 1989; Jones y Brown, 1990; Brown y Dallmeyer, 1996). Este último tipo de metamorfismo de baja-P/alta-T, asociado con extensión cortical, ha sido reconocido tanto en *metamorphic core complexes* como en áreas de colisión continental (Platt, 1993). En general, consiste en la superposición de un evento metamórfico de baja-P/alta-T sobre un evento anterior de mayor presión, como consecuencia del colapso extensional de la corteza orogénica fuertemente engrosada (Peacock, 1991). Este parece ser el caso de la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza, donde la superposición de diferentes tipos báricos de metamorfismo en un sector del Macizo Ibérico Hercínico, es ya conocida desde los trabajos clásicos (Fuster *et al.*, 1974).

Por otra parte, los métodos numéricos permiten modelizar los procesos de transferencia de calor a gran escala en un entorno tectónico particular y predecir la trayectoria P-T-t de cualquier nivel de referencia cortical (Nisbet y Fowler, 1988; Peacock, 1989; Ruppel y Hodges, 1994). Estas técnicas directas de modelización termal pueden ser utilizadas en combinación con las técnicas petrológicas inversas, en las que, a partir de las asociaciones minerales presentes en las rocas, se determina la P, la T y el t, y, desde estos datos, se infiere una historia tectónica (Spear, 1993). En el presente trabajo, ambas técnicas son utilizadas de forma complementaria para analizar los cambios de temperatura originados en la corteza hercínica engrosada, como consecuencia del funcionamiento de la Zona de Cizalla extensional de Berzosa-Riaza. En particular, se intenta explicar la elevada anomalía térmica causante de un metamorfismo de baja-P/alta-T, en un sector donde la ausencia de intrusiones graníticas obliga a tener en cuenta el papel de la extensión cortical. La modelización termal en dos dimensiones (2-D) resulta posible debido a que se conoce en detalle la geometría de la estructura y se poseen abundantes determinaciones P-T, junto con datos geocronológicos precisos, que, en conjunto, proporcionan las restricciones necesarias para construir los modelos térmicos.

Contexto geológico

Encuadre Regional

La Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR) está localizada en el sector oriental de Somosierra de la Sierra de Guadarrama, en el Sistema Central Español. El Sistema Central es un gran bloque de basamento levantado en el Mioceno Inferior, constituido por rocas metamórficas deformadas durante la Orogenia Hercínica (Azor *et al.*, 1992). Estas rocas pertenecen a los sectores internos del orógeno, dentro de la denominada Zona Centro-Ibérica (ZCI; Julivert *et al.*, 1972), caracterizados por un extenso magmatismo granítico y la presencia de complejos metamórficos de alto grado (Martínez *et al.*, 1988). El inicio de la evolución tectónica de la ZCI está localizado en el tiempo entre los materiales más jóvenes de la secuencia pre-orogénica de edad Devónico Inferior y la formación de flysch sin-orogénicos más antiguos de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Azor *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 1996). La edad de las deformaciones compresivas más antiguas en la ZCI ha sido recientemente establecida en 359 Ma por Dallmeyer *et al.* (1997). El basamento Hercínico de la Sierra de Guadarrama se caracteriza por una deformación polifásica (Macaya *et al.*, 1991), metamorfismo de bajo a alto grado (Arenas *et al.*, 1981; Casquet y Navidad, 1985), incluyendo complejos migmatíticos, y un extenso plutonismo granítico (344-285 Ma, Serrano Pinto *et al.*, 1987; 323-284 Ma, Villaseca *et al.*, 1995).

La Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza

La Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (Capote *et al.*, 1977; Fernández Casals, 1979; González Lodeiro, 1980; Arenas *et al.*, 1981; González Casado, 1987), constituye una estructura de gran escala definida por una banda de rocas intensamente deformadas (Fig. 1), que separa la clásica secuencia metamórfica Barroviense del Guadarrama Oriental de las rocas de baja-P/alta-T y alto grado del Guadarrama Occidental (Macaya *et al.*, 1991). El Dominio Oriental comprende una secuencia inferior de micaesquistos, cuarzo-esquistos y cuarcitas, con varios niveles de ortogneises intercalados, que probablemente yace discordante bajo una potente secuencia superior de sedimentos fosilíferos epizonales y anquimetamórficos, de edad Arenigiense a Devónico Inferior (González Lodeiro, 1980). El Gneis del Cardoso es una roca metavolcánica ácida intercalada en la secuencia inferior, milonitizada por la ZCBR, que ha proporcionado una edad de extrusión de 480 Ma (U-Pb en zircones, Valverde Vaquero, 1997). Los Gneises de Riaza (468 Ma; Valverde Vaquero, 1997) y Berzosa constituyen láminas de metagranitos porfídicos posiblemente relacionados con el mismo evento magmático (Navidad *et al.* 1990).

El Dominio Occidental constituye un complejo metamórfico de alto grado, principalmente compuesto por augen-gneises, leucogneises migmatizados y una secuencia metasedimentaria de paragneises pelíticos y

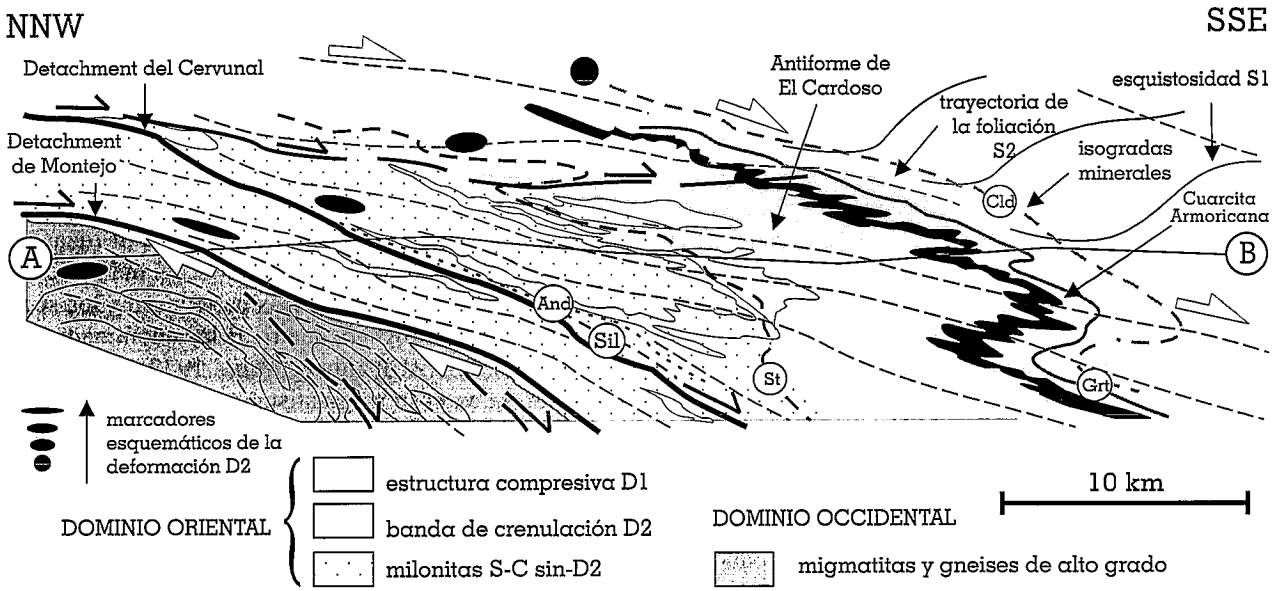

Figura 2.- Corte estructural interpretativo de la zona estudiada (modificado de Escuder Viruete *et al.*, 1998).

semipelíticos, migmatitas estromáticas, gneises bandeados, gneises cuarcíticos de grano fino y lentejones de mármoles y gneises calco-silicatados (Bischoff *et al.*, 1973; Fernández Casals, 1979). La edad de intrusión de los protolitos de algunos macizos de ortogneises ha sido igualmente establecida como Ordovícico Inferior (Rb-Sr, Vialette *et al.*, 1986; U-Pb, Valverde Vaquero, 1997). Este dominio fue intruido durante el ciclo hercínico por pequeños volúmenes de leucogranitos sincinemáticos con granate, biotíticos, de dos micas y turmaliníferos, así como por un enjambre de diques aplíticos y pegmatíticos, algunos de los cuales contienen sillimanita (Hernáiz Huerta *et al.*, 1996).

Tanto el Dominio Oriental como el Occidental fueron afectados por dos eventos tectonometamórficos principales, D1 y D2 (Escuder Viruete *et al.*, 1996, 1998). El D1 fue compresional, dando lugar a la formación de pliegues vergentes al E y NE, cabalgamientos dúctiles y la formación de asociaciones minerales Barrovienses, o metamorfismo M1, bien representadas hacia la base del Dominio Oriental (Arenas *et al.*, 1981; Casquet, 1986). El D2 fue extensional y produjo principalmente una zona de cizalla dúctil de escala cortical, la ZCBR (Hernáiz Huerta *et al.*, 1996), asociadamente a la cual se produce la superposición de un metamorfismo M2 de baja-P/alta-T sobre las asociaciones Barrovienses previas, especialmente en el Dominio de alto grado Occidental y justo en la base del Oriental (Casquet y Navidad, 1985; Escuder Viruete *et al.*, 1996, 1998).

En el sector oriental de la zona estudiada, la deformación compresiva D1 produjo pliegues isoclinales asimétricos, de dirección NO-SE a N-S y gran escala, bien definidos por el nivel guía de la Cuarcita Armoricana (Fig. 1). La esquistosidad asociada, S1, es plano axial de estos pliegues y buza ángulos de medios a altos hacia el O y SO. Las fábricas S2 miloníticas presentan una dirección N-S y buzamientos medios al E, a lo largo de una banda de 2-3 km de potencia aproximada. En ellas se observa una gran variedad de indicadores cinemáticos (Gonzalez Casado, 1987), tales como: estructuras S-C, *shear bands*, granates con inclusiones de diseño helicítico y sigmoidal, *ribbons* de cuarzo con fábricas internas de granos oblícuas a la S2 y porfiroclastos con sombras de presión y colas asimétricas. El sentido de cizalla paralelo a la lineación de estiramiento L2 es regionalmente consistente (Fig. 1), e indica que los niveles estructurales altos se movieron al SE-SSE durante D2, siguiendo un movimiento en desgarre normal (Hernáiz Huerta *et al.*, 1996). Con el progresivo descenso de la temperatura, la deformación retrógrada D2 más tardía se concentró fundamentalmente en una serie de *detachments* oblícuos normales de bajo grado, como el de Montejo (DM) y el del Cervunal (DC), que producendo pequeñas discontinuidades metamórficas (Fig. 2). La macroestructura actual, con excepción de la fracturación frágil Tardihercínica y Alpina, es resultado del levantamiento relativo del Dominio Occidental respecto al Oriental y la superposición de un conjunto de estructuras D3 tardías que verticalizan y pliegan suavemente la ZCBR en una serie de antiformes y sinformes de dirección NNO-SSE y escala kilométrica.

Restricciones impuestas en los modelos termales por los datos P-T-t y estructurales

En este apartado se presentan los datos estructurales, termobarométricos y geocronológicos que proporcionan restricciones en la modelización termal de la ZCBR. En la figura 3 se muestran las trayectorias P-T-t-d obtenidas recientemente por Escuder Viruete *et al.* (1998) para los Dominios Oriental y Occidental del

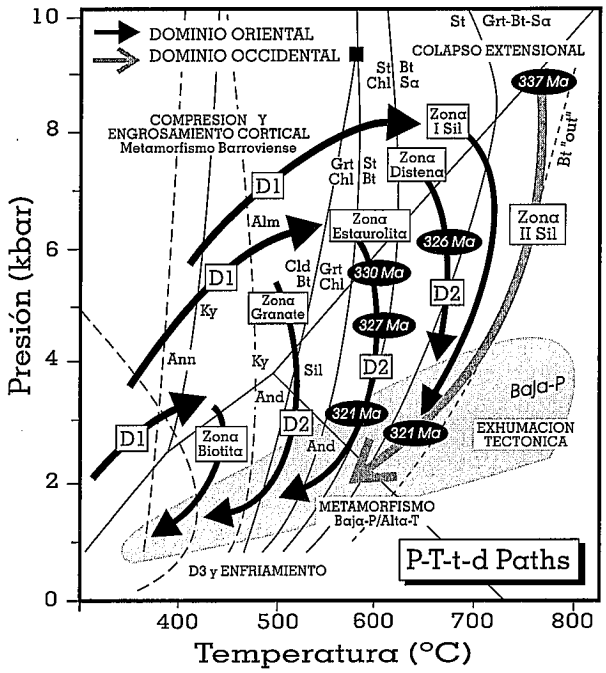

Figura 3.- Trayectorias P-T-t-d derivadas para diferentes niveles corticales del Dominio Oriental y Occidental del Guadarrama (Escuder Viruete *et al.*, 1996, 1998). D1 y D2 son los dos eventos tectonotermales principales. Las líneas continuas y discontinuas representan equilibrios en el sistema composicional modelo KFMASH (Spear, 1993). El punto negro representa un punto invariante. El área sombreada representa las condiciones metamórficas de formación de asociaciones minerales de baja-P/alta-T. La reacción Bt "out" (Bt+Sil+Qtz = Grt+Kfs+Liq, Vielzeuf y Holloway, 1988) se interpreta fue la causante de los fundidos peralumínicos con granate estable en las metapelitas del Dominio Occidental. Las abreviaciones minerales son de Kretz (1983), con excepción de Sa = silicato de aluminio.

Guadarrama, mediante la integración de las condiciones de estabilidad de asociaciones minerales (Arenas *et al.*, 1981), trayectorias de reacción inferidas texturalmente (Escuder Viruete *et al.*, 1996), termobarometría (Casquet y Navidad, 1985; Valverde Vaquero, 1997; y datos inéditos), inclusiones fluidas (Casquet, 1986), restricciones estructurales (Hernáiz Huerta *et al.*, 1996) y determinaciones de edades metamórficas por el método de datación U-Pb en monacita, xenotima y titanita (Valverde Vaquero *et al.*, 1995, 1996; Valverde Vaquero, 1997). Las trayectorias P-T-t-d muestran los elementos de la tectónica a escala cortical que caracterizó la evolución del Macizo Ibérico Hercínico. En la figura 4 se recoge esquemáticamente un modelo interpretativo para la formación de la ZCBR y la evolución Hercínica del sector de Somosierra (mod. de Escuder Viruete *et al.*, 1998).

El evento tectonometamórfico progrado D1 originó un fuerte engrosamiento cortical, e indujo el crecimiento de las asociaciones minerales M1, en momentos sin-D1 y principalmente en la interfase D1-D2, dando lugar a una secuencia metamórfica Barroviense. La presencia de minerales índice en metapelitas de los diferentes niveles estructurales del Dominio Oriental permite definir la sucesión zonal de M1 compuesta por clorita, biotita, cloritoide, granate, estaurolita y distena, siguiendo un gradiente de temperatura normal (García Cacho, 1973; Arenas *et al.*, 1981). Las condiciones del pico bárico son lógicamente distintas en cada zona (Fig. 3, Tabla I): P>8,5 kbar/T=700 °C, en los niveles altos del Dominio Occidental (Escuder Viruete *et al.*, 1998); P>6,2 kbar/T=620-680 °C, en la zona de la distena (Valverde Vaquero, 1997); y P>5,4 kbar/T=570 °C, en la zona de la estaurolita. De acuerdo con los datos U-Pb presentados por Valverde Vaquero (1997), el evento D1 es pre-337 Ma (Tabla II).

Sin embargo, las edades U-Pb en monacitas para el pico térmico en cada zona son distintas, e indican que la secuencia Barroviense no se desarrolló sincrónicamente en todos los niveles estructurales (Escuder Viruete *et al.*, 1998). El pico térmico en la base del Dominio Oriental coincide con la deformación extensional D2 y tuvo lugar en un intervalo de tiempo comprendido entre 330-321 Ma, a T 690 °C en la zona de la distena y a T=595-616°C en la de la estaurolita (Fig. 3). El Dominio Occidental, sin embargo, experimentó durante D2 una descompresión casi isoterma producida por la ZCBR y el DM, que progresivamante eliminaron la carga litostática (Fig. 3).

La descompresión isoterma fue probablemente seguida por un enfriamiento isobárico, como proponen Ruppel *et al.* (1988) en su modelo de exhumación. La edad U-Pb de 337 Ma obtenida en monacitas de gneisses del Dominio Occidental proporciona una edad mí-

Evento	base zona St	zona Ky	techo D. Occidental	Metamorfismo
D1	>5,4-570	>6,2-620/680	>8,5-700	M1 Barroviense. $P_{máx}$-$T_{Pmáx}$
D2	595/616	5±1,0-630/690	4/7-725/750	Descompresión. Pico térmico
	<3-575/600	3,5-650/700	4-700/725	M2 de baja-P/alta-T
Tardi-D2	1/2-<450		1,5/2,5-<500	*Detachments* bajo-grado

Tabla I.- Condiciones P-T (°C-kbar) de niveles corticales clave en la ZCBR (según Casquet y Navidad, 1985; Escuder Viruete *et al.*, 1996, 1998; Valverde Vaquero, 1997).

t (Ma)	Descripción	Evento Tectonotermal
	Secuencia pre-orogénica	Devónico Inferior-Medio
370-354	Secuencia sin-orogenica	Inicio deformación en la ZCI
359-342	$^{40}Ar/^{39}Ar$ roca total	Colisión y engrosamiento cortical Deformación contractiva D1. M1
337-326*	U-Pb monacita	Inicio del colapso. Deformation extensional D2. Pico térmico.
322 (*)	U-Pb monacita, xenotima	Crecimiento de asociaciones de BP-AT en el Dominio Occidental
321 (*)	U-Pb titanita	Enfriamiento en facies anfibolítica Post-D2.
319-313 (•)	U-Pb circon, monacita	Granitos sin-D3. Ligera compresion D3
311(*)	K-Ar biotita	Enfriamiento T<350°C
311-306 (•)	U-Pb circon, monacita	Granitos tardi-D3
296-290 (*, •)	U-Pb circon, monacita	Granitos post-D3 (incluyendo el granito de La Cabrera*) Deformacion fragil (D4)

Tabla II.- Modelo tectónico de evolución P-T-t de la ZCBR (compilación de edades de Bischoff et al., 1973; Dallmeyer *et al.*, 1997; Dias et al., 1998; Valverde Vaquero *et al.*, 1995; Valverde Vaquero, 1997; Villaseca *et al.*, 1995). (*) Datos obtenidos en la zona del Somosierra (Sierra de Guadarrama). ( ) Edades U-Pb de granitos sin-, tardi- y post-D3 de Dias et al. (1998).

nima de enfriamiento para las rocas de alto grado que lo componen, aunque también puede representar la edad del pico térmico (Valverde Vaquero, 1997). La edad de 329 Ma, obtenida en una fracción de monacitas de pequeño tamaño en la misma roca, se interpreta como una edad de enfriamiento a T≈700 °C y sugiere que al mismo tiempo que el Dominio Occidental se enfriaba ligeramente, la base del Oriental estaba todavía sometida a un metamorfismo progrado. El que los niveles corticales inferiores se enfrien simultáneamente a que los superiores se calienten se puede explicar si ambos están yuxtapuestos por un accidente tectónico extensional (Fig. 3). La edad U-Pb de 321 Ma obtenida en titanitas por Valverde Vaquero (1997), registran el posterior enfriamiento del Dominio Occidental a temparaturas por debajo de los 600 °C (Heaman y Parrish, 1991). Estos datos U-Pb son consistentes con una edad K-Ar de 311 Ma en biotitas del Dominio Occidental (Bischoff et al., 1973) que indica enfriamiento por debajo de 300±50°C (Hanes, 1991). Por lo tanto, en el sector oriental del Somosierra el evento extensional D2 es de edad Carbonífero Inferior (Viseense Superior a Namuriense).

El evento D2 estuvo también asociado con procesos de fusión parcial en el Dominio Occidental, como indica la presencia de leucosomas paralelos a la S2, algunos de ellos con granate, y de leucogranitos con granate formando diques concordantes con dicha fábrica. Estos fundidos peralumínicos con granate estable fueron probablemente generados por deshidratación de la biotita, durante la descompresión isoterma a T>725-750 °C y P 4-6 kbar (Vielzeuf y Holloway, 1988). Según las edades U-Pb en monacitas anteriormente presentadas, la edad de cristalización de estos leucosomas estará comprendida entre 337 y 321 Ma (Valverde Vaquero, 1997).

Por otra parte, la zonación Barroviense M1 aparece condensada e incompleta en los niveles inferiores del Dominio Oriental como consecuencia de la deformación D2, produciéndose una rápida transición de las condiciones $P_{máx}$-$T_{Pmáx}$ alcanzadas durante D1 y pequeños saltos de presión metamórfica localizados en los *detachments* (Escuder Viruete *et al.*, 1988). Este adelgazamiento de la secuencia metamórfica es consistente con una componente de acortamiento subvertical durante la deformación extensional D2. Las rocas con estaurolita suprayacentes al *detachment* del Cervunal muestran porfiroblastos de este mineral tardi-D2 y en este nivel estructural existe una banda con andalucitas formando poiquiloblastos groseramente elongados según L2 y formando venas de cuarzo, definiendo una isograda de *And-"in"* (Arenas *et al.*, 1981; Casquet, 1986). Justo encima del *detachment* y a lo largo de un sector muy limitado (Fig. 1), estas andalucitas tardi-D2 crecen con fibrolita y biotita a expensas de la estaurolita y clorita, bajo condiciones P-T próximas al límite And-Sil (P<3kbar y T=575-600°C) durante el pico térmico, por lo que su generación estuvo probablemente asociada con un calentamiento acompañado por descompresión (Fig. 3). Como se observa en la figura 1, las isogradas de And y Sil del M2 son subparalelas a la foliación S2 regional y a la traza del DC, sugiriendo que los procesos tectónicos extensionales fueron la causa del calentamiento sin- y tardi-D2 de la base del Dominio Oriental y de la superposición del metamorfismo de baja-P/alta-T, sobre las asociaciones M1 Barrovienses previas. Los modelos 2-D que se presentan a continuación de la evolución termal de la ZCBR fueron construidos para evaluar esta posibilidad.

Modelización numérica de la evolución sin- y post-D2

Descripción del modelo térmico

La modelización termal requiere una descripción matemática de los procesos de transferencia de calor y una geometría simplificada como aproximación a las situaciones naturales más complejas. La ecuación par-

Parámetro	Descripción	Constante/unidades
T	Temperatura	K
T_s	Temperatura en superficie	273 K
Δt	Salto de tiempo finito	10000 años
κ	Difusividad térmica	$0{,}750 \cdot 10^{-6}$ m^2/sg
A	Producción volumétrica calor	$20 \cdot 10^{-6}$ W/m^3
C	Calor específico	1000 J/kg K
ρ	Densidad	3000 kg/m^3
k	Conductividad	2,250 W/m°K
q_m	Flujo de calor mantélico	0,030 W/m^2
l	Escala de longitud de A	10000 m
ϕ	Angulo de buzamiento	20, 45 y 60°
x	Dirección horizontal	50 km
z	Profundidad máxima	70 km
u	Tasa de erosión máxima	-2,0 km/Ma
X	Extensión finita	(variable) km

Tabla III.- Parámetros térmicos y geométricos utilizados en los modelos 2-D de diferencias-finitas.

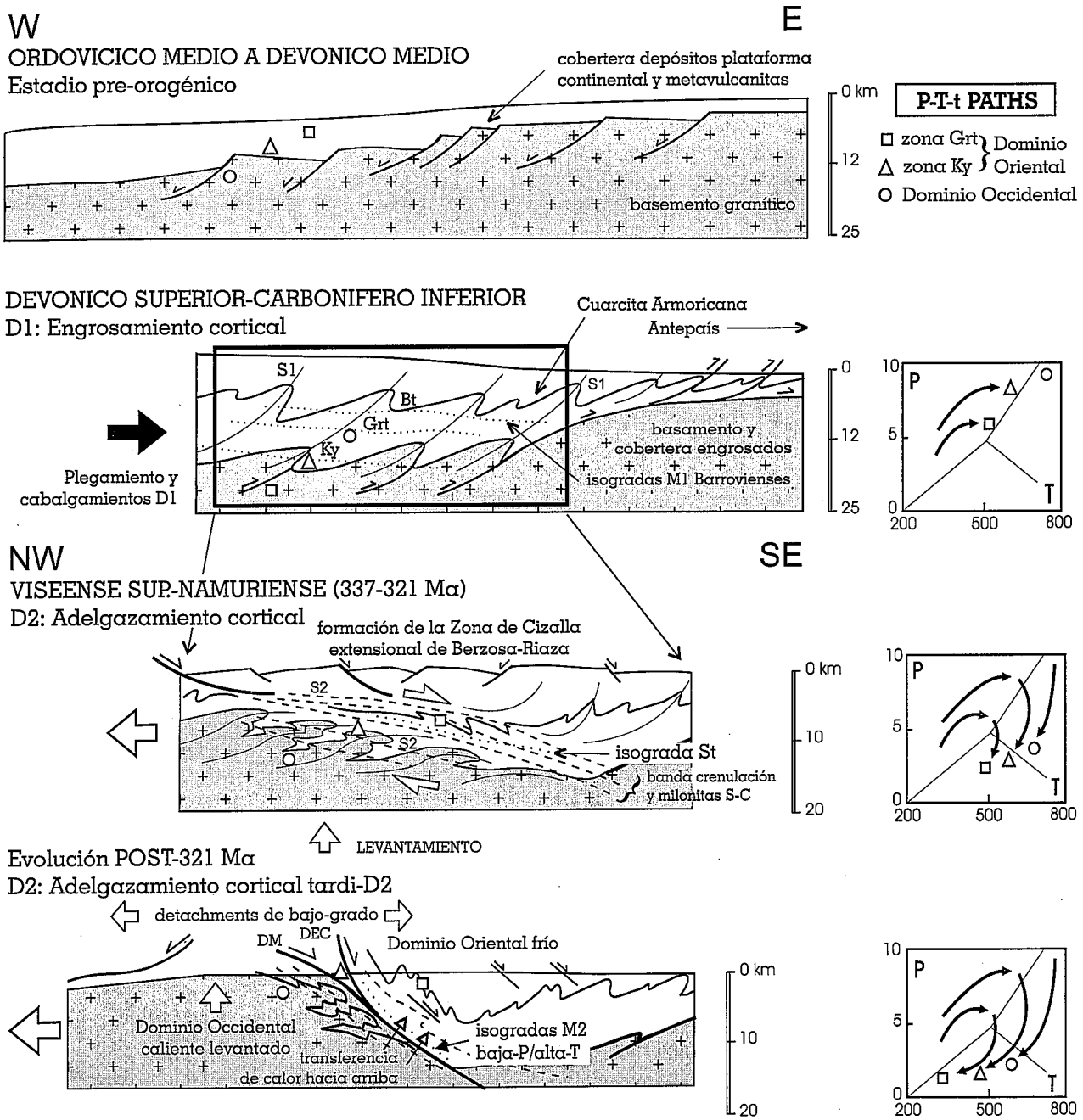

Figura 4.- Modelo interpretativo de la formación de la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza y de la evolución Hercínica del sector oriental de Somosierra de la Sierra de Guadarrama (mod. de Escuder Viruete *et al.*, 1998). D1 constituye el evento progrado tectonometamórfico inicial, responsable del engrosamiento cortical mediante procesos de plegamiento y cabalgamiento a gran escala. D1 fue interrumpido por el evento D2, relacionado con extensión y adelgazamiento cortical, siendo la ZCBR la principal estructura desarrollada en el Sector de Somosierra. Durante su movimiento, el Dominio Occidental experimenta primero una exhumación como consecuencia de eliminarse la carga del Dominio Oriental (trayectorias de descompresión isoterma) y, posteriormente, un enfriamiento acompañado por suave descompresión en su nueva posición estructural. Los *detachments* normales de bajo grado del Cervunal (DC) y Montejo (DM) localizan la deformación D2 en condiciones ya de baja temperatura, produciendo locales discontinuidades metamórficas. La formación de las isogradas del metamorfismo de baja-P/alta-T en la base del Dominio Oriental son consecuencia de la yuxtaposición de rocas a distinta temperatura durante la extensión D2 y el transporte de calor hacia arriba.

cial diferencial dependiente del tiempo que proporciona una descripción matemática de los procesos de transferencia de calor durante una deformación a escala cortical, es (Carslaw y Jaeger, 1959):

$$\partial T/\partial t = -v\nabla T + \kappa\nabla^2 T + A/\rho C \quad [1]$$

donde T es la temperatura [K], t es el tiempo [s], ê es la difusividad térmica [m^2/s], v es la velocidad del medio [m/s], A es la producción volumétrica de calor [W/m^3], C es el calor específico [J/kgK], y ρ es la densidad [kg/m^3]. El primer término del lado derecho de la ec. 1 representa la advección de calor, el segundo la conducción y el último su producción interna. Los modelos 2-D construidos investigan los efectos termales de diferentes tipos geométricos de extensión cortical. La Tabla III recoje una lista de las variables utilizadas y los valores utilizados en los cálculos.

En todos los casos, las condiciones límite fueron un flujo de calor mantélico en la base de la corteza y una temperatura en su superficie constantes. A los dos lados del modelo en 2-D se impuso como condición un flujo horizontal de calor nulo. Las condiciones iniciales vienen dadas por la ec. 2 , que define la distribución de temperaturas para una geoterma estacionaria (ligeramente modificada a partir de Turcotte y Schubert, 1982):

$$T=T_s + q_m \; z/k + Al/k \; (1\text{-}e^{-z/l}) \qquad [2]$$

donde T_s es la temperatura en superficie [K], q_m es el flujo de calor mantélico [W/m^2]), z es la profundidad [m], k es la conductividad térmica [W/mK], y l es una escala de longitud para la distribución de elementos radioactivos [m]. En este trabajo, se utilizó el método de diferencias finitas implícito de Crank-Nicolson (adaptado de Press *et al.* 1994) para aproximar la solucción de la ec. 1 en una malla en 2-D. La principal ventaja del método implícito es que resulta incondicionalmente estable cualquier incremento de tiempo (Peacock, 1989).

Antes y después de los procesos tectónicos, sólo la conducción de calor y el calentamiento interno (radioactividad) afectan la estructura térmica cortical (Ruppel y Hodges, 1994). Sin embargo, durante un evento deformativo a escala cortical, el movimiento relativo de volúmenes de rocas origina la advección de calor a través de la corteza (Issler *et al.,* 1989; Peacock, 1989; Kusznir y Zieger, 1992). La deformación compresiva (engrosamiento cortical D1) y la deformación extensional (adelgazamiento cortical D2) producen movimientos verticales del límite corteza-manto y una transferencia global de calor adventiva. En la formulación del modelo 2-D empleada, se asume una deformación extensional instantánea con transporte adventivo de calor (Kusznir *et al.* 1987), seguida por una transferencia de calor principalmente controlada por conducción, durante el intervalo de tiempo impuesto por las restricciones geocronológicas. Un simple cálculo con el número de Peclet:

$$\text{Pe}= v_{ext}\, h/k \qquad [3]$$

donde la elección de una escala de longitud h "típica" igual al espesor cortical, 30 km, y de una difusividad térmica k de 10^{-6} m^2/s, indica que la advección sigue el ritmo de la conducción si la tasa de extensión, v_{ext}, es menor de 1 mm/año (Pe<1). En las rocas del Dominio Occidental, la exhumación tectónica relacionada con el movimiento del sistema extensional zona de cizalla-*detachments* tuvo lugar a tasas de, al menos, 1,2-1,5 mm/año (4-5 kbar en el intervalo 337-321 Ma). Por lo tanto, la asunción de una deformación "instantánea" es válida en la modelización. La erosión post-D2 es modelizada con el movimiento de la base de la corteza hacia arriba a una tasa dada por la velocidad de levantamiento, u, pero satisfaciendo la condición límite T_s=0 °C.

La figura 5 muestra la geometría simplificada adoptada para modelizar la deformación extensional D2 y la

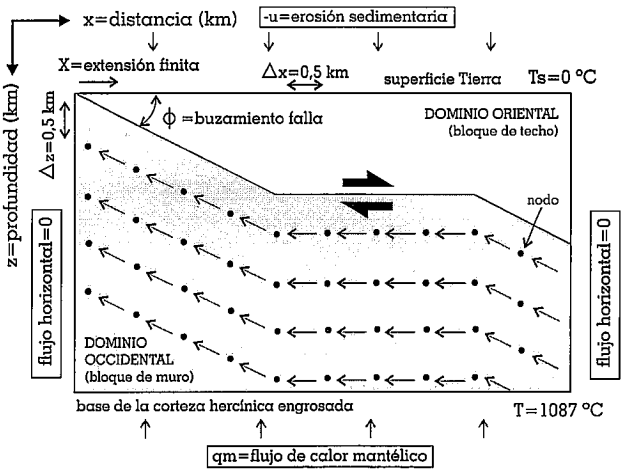

Figura 5.- Geometría y condiciones iniciales del modelo termal en 2-D utilizado en este estudio. La malla está formada por nodos separados una distancia constante de 0,5 km a lo largo de 50 km en la dirección horizontal y 70 km en la vertical. El campo de velocidades de nodos durante la deformación está expresado por flechas, asumiendo un modelo de deformación extensional simplificado con una cinemática de cizalla simple (Lister y Davis, 1989).

erosión posterior (Peacock, 1989). La distribución de temperatura en la corteza engrosada está descrita en los nodos de la malla, situados a un espaciado de 0,5 km, a lo largo de 60 km en la dirección horizontal y 70 km en la vertical. La cinemática de cizalla simple fue simulada por dos bloques separados por una falla normal (Fig. 5), en donde la posición del bloque de techo (Dominio Oriental) relativa a la malla es constante durante la simulación. El bloque de muro (Dominio Occidental) se mueve hacia la superficie y todos los valores de parámetros, específicos de cada nodo y distribuidos heterogéneamente (por ejemplo, k, A y C), se mueven respecto a la malla. La dirección de movimiento de los nodos es paralela a la zona de falla, cuyo ángulo de buzamiento ϕ, geometría y extensión finita, X, fueron variables en cada modelo ensayado. Para cada Δt iterado, el salto adventivo es seguido por un salto conductivo en el que las temperaturas son recalculadas en cada punto de la malla, durante todo el tiempo modelizado de evolución térmica. Para una v_{ext}>1,5 mm/año y los valores de los parámetros termales de la Tabla III, el calentamiento por fricción en la zona de cizalla puede ser ignorado (England y Molnar, 1993), al igual que los efectos térmicos de la cristalización (calor latente) de magmas, ya que los granitos sin-D2 son volumétricamente poco importantes (el Granito de la Cabrera es post-D3) y constituyen más bien el efecto que la causa del metamorfismo de alto grado en el sector estudiado del Dominio Occidental.

Configuración termal pre-D2 inicial

Al inicio de la evolución tectónica (pre-D1; 370 Ma), la situación termal está representada por la solucción estacionaria dada por la ec. 2 , adoptando los parámetros termales de la Tabla III. Estas asunciones im-

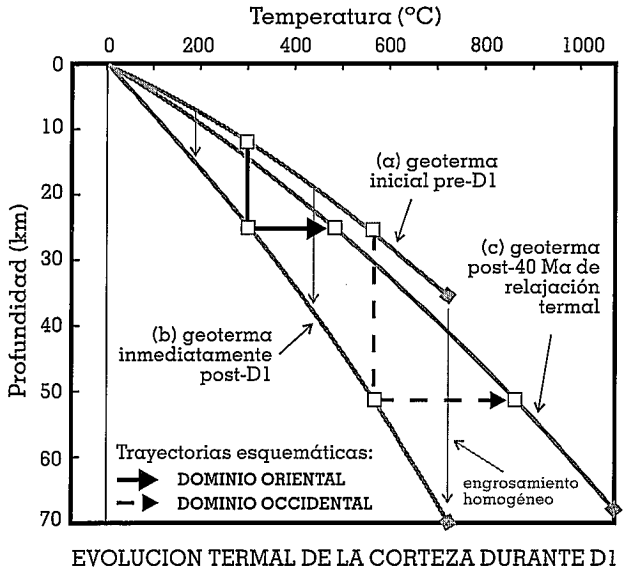

Figura 6.- Resultados de la modelización 1-D para la evolución pre-D2. (a) geoterma inicial pre-D1; (b) geoterma inmediatamente post-D1, resultado de un engrosamiento homogéneo con duplicado del espesor cortical; (c) geoterma post-40 Ma de relajación termal, controlada por el flujo de calor mantélico y la producción interna de calor (ver texto).

plican una geoterma (Fig. 6, geoterma a) con un flujo de calor superficial de 60 mW/m^2, comparable con los valores actualmente medibles en cuencas sedimentarias (Patiño Douce *et al.*, 1990), y un gradiente geotérmico medio de 20 °C/km. La configuración termal posterior al engrosamiento cortical (post-D1), se obtuvo considerando un modelo de engrosamiento cortical instantáneo de tipo homogéneo (Thompson y England, 1984), similar a una duplicación de la corteza mediante el apilamiento de varias láminas cabalgantes de relativo poco espesor, como es el caso del Dominio Occidental (Macaya *et al.*, 1991). Esto se consigue estirando la geoterma paralelamente a z (Fig. 6, curva b), hasta que al duplicarse el espesor de la corteza su base se sitúa ahora a 70 km de profundidad (Peacock, 1989). La mayor concentración de elementos productores de calor es ahora de 20 km y el gradiente geotérmico en la base de la corteza es 17,8 °C/km.

La configuración termal pre-D2 de la corteza engrosada se obtuvo a partir de un modelo 1-D conductivo (término advectivo nulo en la ec. 1), a lo largo de los 40 Ma con deformación compresiva D1, hasta que es interrumpida por D2 (330-327 Ma). Este tiempo de relajación entre el engrosamiento cortical y el inicio del levantamiento es necesario para alcanzar las temperaturas de alto grado metamórfico (Peacock, 1989). Teniendo en cuenta la geoterma alcanzada a los 40 Ma, los 700 °C se alcanzan aproximadamente a 38 km de profundidad. Esta profundidad se corresponde con los 8,5-9,5 kbar experimentados por los niveles estructurales más altos del Dominio Occidental al final de D1, en el pico bárico. Villaseca y Barbero (1994) describen relictos de alta-P en sectores más profundos de este dominio, más al O del área estudiada, que confirman el fuerte engrosamiento cortical alcanzado y un gradiente de aumento de presión. Además, T>350 °C y 550 °C, necesarias para la formación de biotita y estaurolita sin-D1 e inter D1-D2 en el Dominio Oriental, se alcanzan P=3,5-4 y 6-6,5 kbar respectivamente, correspondientes a 17 y 26 km de profundidad. Por lo tanto, la geoterma obtenida reproduce la secuencia termal barroviense pre-D2.

Tipos de extensión cortical en 2-D

Los datos estructurales permiten adoptar dos posibles mecanismos de extensión cortical a gran escala en 2-D, para explicar el calentamiento basal del Dominio Oriental: (1) cizalla simple (Wernicke, 1981), consistente en una falla que atraviesa la corteza a buzamiento constante, y (2) delaminación cortical (Lister y Davis, 1989), en el que la falla presenta una geometría que refleja las propiedades reológicas contrastadas en la corteza engrosada. El modelo de cizalla simple adoptado para la ZCBR consiste en dos fallas paralelas, análogas al DC y DM, donde se acomodó buena parte de la deformación, separadas una distancia horizontal variable equivalente al espesor de la zona con fábricas S2 miloníticas (Fig. 7). En el modelo de delaminación, el DM presenta en su parte superior un ángulo de buzamiento, ϕ, se vuelve horizontal a la profundidad del techo aproximado del Dominio Occidental antes de la extensión, inclinándose de nuevo en la corteza dúctil inferior. En este caso, el DC es una rama que conecta con el *detachment* plano principal (Fig. 7).

Inicialmente, el Dominio Oriental es yuxtapuesto instantáneamente sobre el Occidental y, para satisfacer las restricciones metamórficas y geocronológicas, en todos los modelos la base del Dominio Oriental ha de situarse a unos 11 km y el techo del Occidental a unos 14 km, transcurridos unos 6-8 Ma. Ambas restricciones se consiguen combinando la velocidad v constante del Dominio Occidental y la tasa de erosión $-u$ a la que son sometidos superficialmente ambos dominios. El adelgazamiento dúctil del sector de la ZCBR situado entre los *detachments*, así como los pequeños saltos metamórficos que producen, fueron modelizados contrayendo proporcionalmente parte de la geoterma en cada salto de tiempo para alcanzar finalmente el espesor vertical actual. El final de la modelización coincide con el inicio de la deformación D3, marcada por edad la Rb-Sr de los granitoides sin-D3 (Tabla III).

Resultados de la modelización 2-D de la ZCBR

En las ventanas seleccionadas de los modelos 2-D mostradas en las figuras 7 y 8, se muestran los efectos térmicos asociados a la ZCBR, considerando diferentes valores de ϕ, X, anchura de la zona de cizalla y tipo de deformación extensional. Para que un modelo sea válido debe explicar tres hechos metamórficos básicos característicos de la ZCBR: (i) el calentamiento de la base del Dominio Oriental a 550 °C y 600 °C, para formar respectivamente las isogradas de And y Sil de M2, a

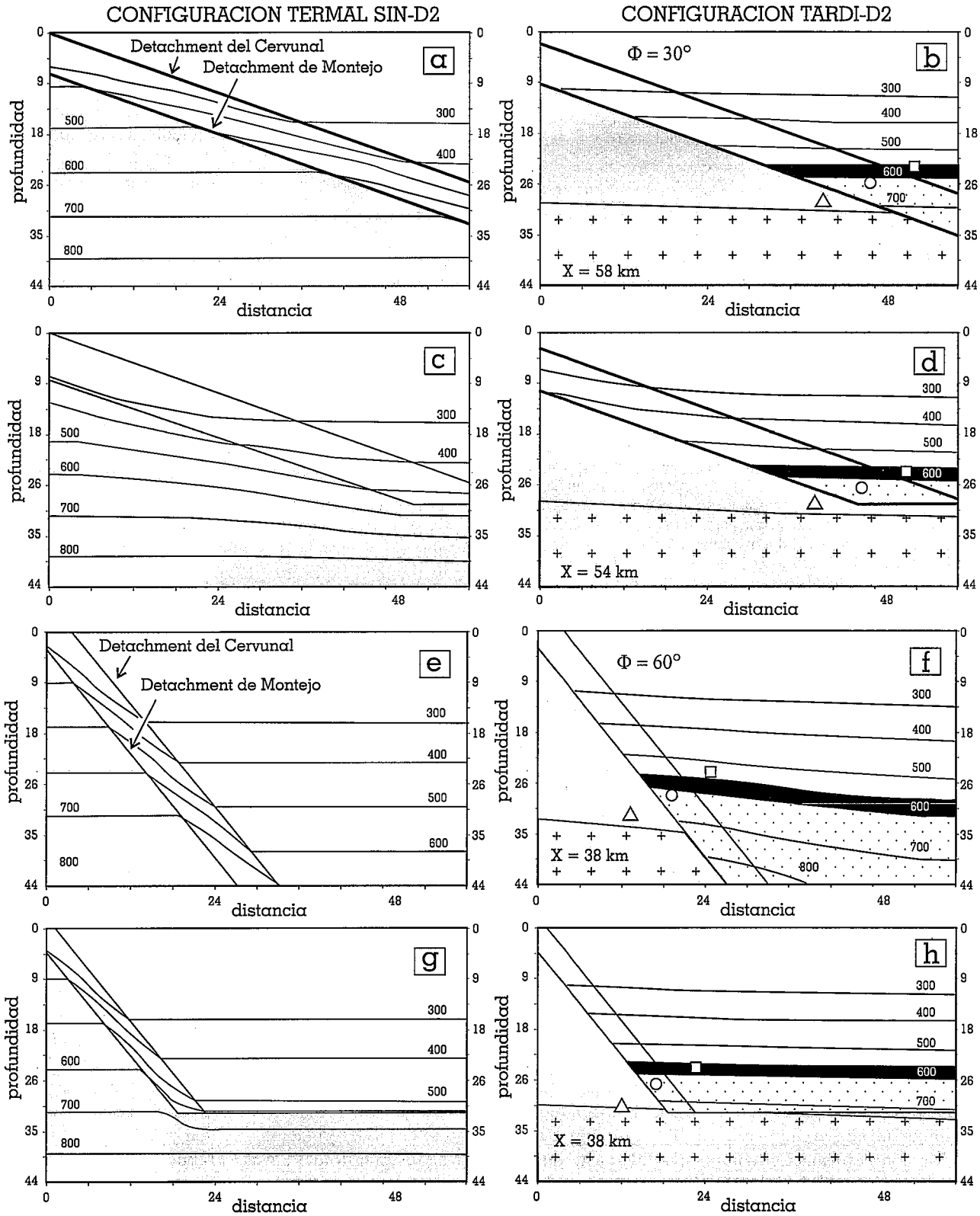

Figura 7.- Resultados de la modelización 2-D para la evolución sin- y tardi-D2. La extensión por cizalla simple produce un variable calentamiento de la base del Dominio Oriental, tanto en el modelo de Wernicke (a, b, e y f), como en el de delaminación cortical (c, d, g y h). Las líneas muestran las isotermas resultantes de la modelización para diferentes ángulos de buzamiento (ϕ=20° ; a, b, c, y d, ϕ=60°; e, f, g y h) y tasas de extensión finita (*X*). Las áreas con o sin sombreado indican respectivamente el Dominio Occidental y Oriental. En b, d, f y h, las áreas con cruces indican la parte del Dominio Occidental calentada a T>725°C, suficientes para la generación de fundidos peralumínicos con granate estable a partir de la fusión parcial de metapelitas. Las áreas de color negro y punteadas indican los sectores con T>550 °C y T>600 °C, necesarias para la formación de andalucita y sillimanita de M2. Los símbolos se refieren a la posición de ciertos niveles corticales de referencia: cuadrado = base del Dominio Oriental (11 km); círculo = zona entre *detachments* con sillimanita (12 km); y triángulo = techo del Dominio Occidental (14 km) (ver explicación adicional en el texto).

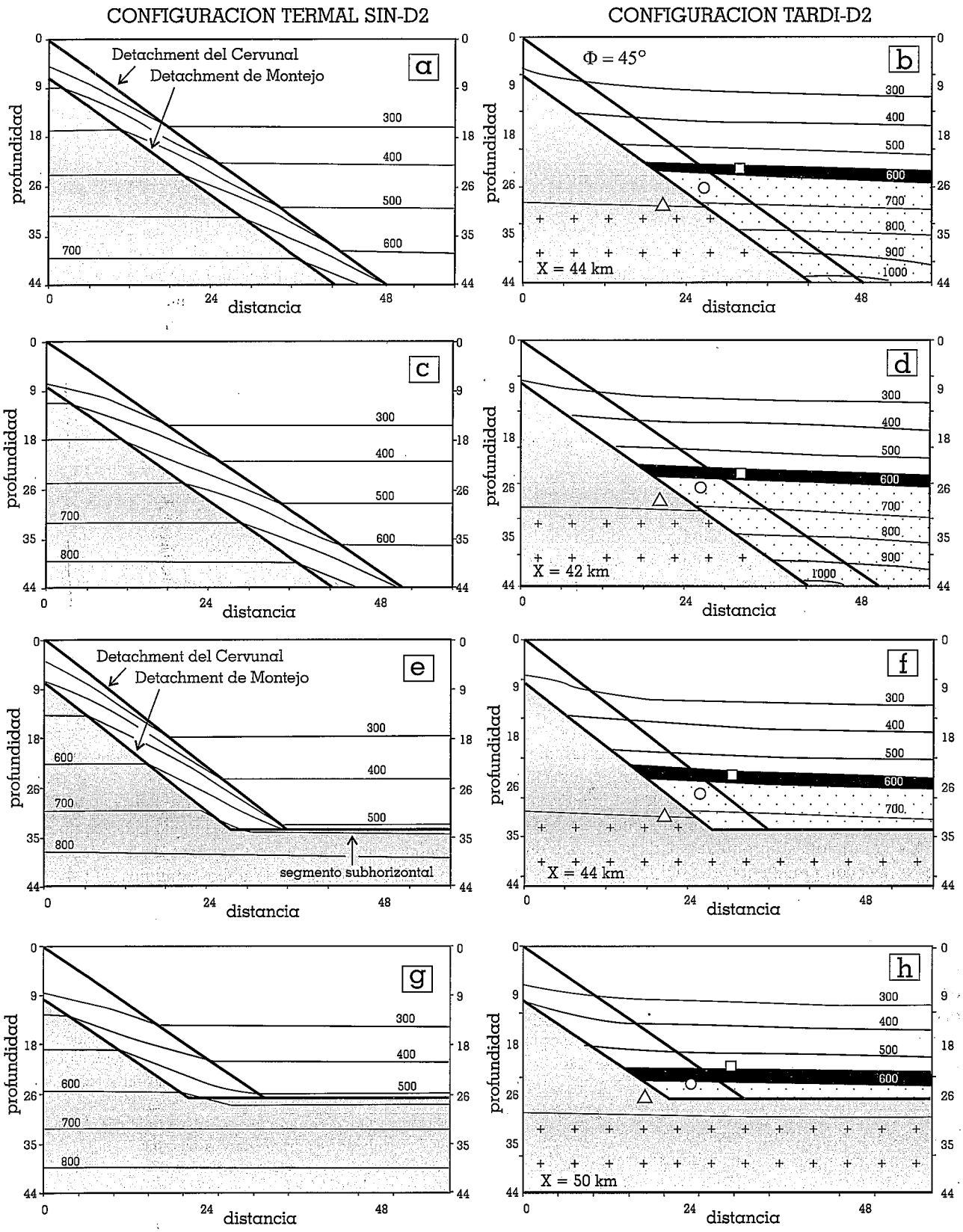

Figura 8.- Resultados de la modelización 2-D para la evolución sin- y tardi-D2. Las líneas muestran las isotermas resultantes de la modelización utilizando ϕ=45° en todos los modelos y un modelo de extensión por delaminación (a, b, c y d) o el de Wernicke (e, f, g y h), considerando zonas de cizalla estrechas, de 5 km de espesor horizontal (a, b, e y f), y anchas, de 10 km (c, d, g y h). Los símbolos y tramas tienen el mismo significado que en la figura 7 (ver explicación adicional en el texto).

condiciones de baja-P (3-3,5 kbar); (ii) temperaturas pico de 630±10 °C en la zona de Ky de M1, a presiones entre 3,5 y 4 kbar; y (iii) 725-750 °C suficientes para producir durante la descompresión leucosomas y fundidos peralumínicos con granate, a partir de la fusión parcial a expensas de la biotita, en las metapelitas de los niveles altos del Dominio Occidental.

El modelo de Wernicke de cizalla pura explica el calentamiento de la base del Dominio Oriental, en el estrecho rango de profundidades especificado, en fallas con un ángulo de buzamiento bajo (Fig. 7b) y medio (Fig. 8b y d), aunque en este último caso sólo para zonas de cizalla estrechas. El modelo falla, sin embargo, al intentar explicar las T>725 °C a techo del Dominio Occidental, necesarias para la formación *in situ* de fundidos con granate, excepto cuando ϕ=45°, X= 44 km y la zona de cizalla es delgada. En este último modelo, la isoterma de 600 °C se sitúa a 11-12 km entre el DC y el DM, explicando también la formación de sillimanita en un pequeño sector de unos 6 km de extensión horizontal adosado al DC.

El modelo de delaminación explica temperaturas superiores a 550 °C en la parte basal del Dominio Oriental, para todo el rango de ángulos de buzamiento modelizados (Figs. 7 y 8). También la formación de sillimanita en el estrecho rango de profundidades requerido. La isograda de Sil tiene una mayor amplitud vertical y extensión horizontal, justo cuando el sistema extensivo se torna subhorizontal, formando una cuña que se adelgaza tanto hacia el NO como al SE. Por lo tanto, el limitado desarrollo lateral que presenta la zona de la sillimanita en la base del Dominio Oriental (Fig. 1) se podría explicar con una geometría lístrica original para el DC. La extensión de la zona calentada es mayor cuando se trata de una zona de cizalla estrecha y ϕ=45° y 60° (Figs. 7-h y 8-f). Precisamente, cuando ϕ=45°, se dan las condiciones apropiadas para la formación de leucosomas con granate a techo del Dominio Occidental y temperaturas superiores a 630 °C para formar sillimanita en la zona de Ky de M1.

En resumen, los ángulos de buzamiento medios son los que mejor explican el espesor estructural de la zona de And, su acuñamiento lateral hacia el NO y SE, la disposición de la isograda de Sil subparalela al DC en el Dominio Oriental y la formación de leucosomas y fundidos peralumínicos con granate estable a techo del Occidental. Ambos tipos de extensión dan resultados coherentes utilizando zonas de cizalla estrechas y ángulos de buzamiento medios, que son los que generalmente presentan las fábricas miloníticas en la ZCBR. A diferencia del modelo de delaminación, el de Wernicke produce un fuerte acercamiento de las isotermas que dan lugar a T>1000 °C en la mitad inferior de la corteza del Dominio Oriental (Fig. 8b). Estas altas temperaturas probablemente hubieran producido migmatización a profundidades relativamente someras y grandes volúmenes de fundidos, de los que no hay evidencias ahora en superficie. Por lo tanto, es probable que la ZCBR conecte en profundidad con un nivel regional subhorizontal que resuelve la extensión dúctil D2.

Conclusiones

La ZCBR cumple los tres criterios (estructurales, metamórficos y geocronológicos) de Wheeler y Butler (1994), que identifican en los orógenos estructuras relacionadas con verdadera extensión cortical: se intersecta la superficie de la Tierra siguiendo en la zona de cizalla una dirección opuesta a la de transporte del bloque de techo, o Dominio Oriental; las rocas del Dominio Occidental experimentan un descenso más rápido de presión que las del Oriental; y las rocas del Dominio Occidental presentan edades de enfriamiento más antiguas que las del Oriental, ya que la conducción de calor origina el enfriamiento del primero paralelamente al calentamiento del segundo. Por lo tanto, la ZCBR es una gran estructura dúctil extensional, cuya formación y evolución, en el intervalo de tiempo comprendido entre 337 y 322 Ma, controló la historia térmica y estructural del sector oriental de Somosierra, en el Sistema Central Español. La modelización termal en 2-D de esta estructura, adoptando ángulos de buzamiento intermedios, tasas de extensión finita de 44 km, espesores delgados y mecanismos de extensión cortical mediante delaminación, explica satisfactoriamente los hechos petrológicos observados. La modelización también explica el que los niveles más bajos del Dominio Oriental alcancen el pico térmico en momentos sin- a tardi-D2, contemporáneamente al enfriamiento del Occidental durante su exhumación, lo cual es termalmente consistente con una zona de cizalla extensional (Ridley, 1989).

Los resultados reproducen la yuxtaposición de las rocas frías del Dominio Oriental sobre las rocas calientes del Occidental y la transferencia de calor hacia arriba en la ZCBR, que explica el crecimiento mineral de M2 (isogradas de And y Sil) y la aparición de fundidos peralumínicos con granate en las metapelitas durante la descompresión, teniendo en cuenta las restricciones de las edades U-Pb obtenidas en monacitas de ambos dominios (Fig. 4). Por lo tanto, las isogradas del metamorfismo hercínico de baja-P/alta-T en el sector de Somosierra son consecuencia de la extensión cortical durante el Viseense Superior-Namuriense.

Este trabajo de modelización de la evolución térmica extiende los resultados de un Proyecto del ITGE de cartografía geológica del sector oriental del Somosierra (Hojas de Riaza y Tamajón), en colaboración con *Memorial University* (Terranova, Canada). En este sentido, agradecemos el intercambio de ideas y comentarios con P.P. Hernáiz Huerta (INYPSA), R. Arenas (Universidad Complutense) y R. Rodríguez Fernández (ITGE), realizados durante la realización de la Cartografía MAGNA. En particular, el segundo autor agradece el soporte material ofrecido por el *Memorial University* y el apoyo de Greg Dunning. Agradecemos igualmente la crítica constructiva realizada por M. A. Díez Balda y L. Eguiluz durante la revisión del manuscrito, así como el trabajo editorial de J.P. Calvo.

Bibliografía

Arenas, R., Casquet, C. y Peinado, M. (1981): El metamorfismo en el sector de Riaza (Somosierra, Sistema

Central Español). Implicaciones Geoquímicas y Petrológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 117-146.

Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R. y Pérez Estaún, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo. En: *El Paleozoico Inferior de Ibero-Armorica*. (J. Gutierrez Marco, J. Saavedra e I. Rabano, Eds.), Universidad de Extremadura, 469-483.

Bischoff, L., Schäfer, G., Schmidt, K. y Walter, R. (1973): Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama. *Münster Forsch Geologie und Palaeontologie*, 27: 1-27.

Brown, M. (1993): P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 227-241.

Brown, M. y Dalmeller, R.D. (1996): Rapid Variscan exhumation and role of magma in core complex formation, southern Brittany metamorphic belt, France. *Jour. metamorphic Geol.*, 3: 366-398.

Capote, R., Fernández Casals, M.J., González Lodeiro, F. e Iglesias, M. (1977): El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galáico-Castelllana en el Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* 88: 517-520.

Carslaw, H.S. y Jaeger J.C. (1959): *Conduction of heat in solids*. Clarendon Press, Oxford, 510 p.

Casquet, C. (1986): C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: the Berzosa fault, Spanish Central System. *Jour. metamorphic Geol.*, 4: 117-130.

Casquet, C. y Navidad, M. (1985): El metamorfismo en el Sistema Central español. Comparación entre el sector central y el oriental en base al zonado del granate. *Rev. Real Acad. Cienc. Exac. Fís. Natur.*, 79 (4): 523-548.

Collins, W.J. y Vernon, R.H. (1991): Orogeny associated with anticlockwise P-T-t paths: Evidence from low-P, high-T metamorphic terranes in the Arunta inlier, central Australia. *Geology*, 19: 835-838.

Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutierrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997): Diachronous tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337

De Yoreo, J.J., Lux, D.R. y Guidotti, C.V. (1991): Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188: 209-238.

Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P.P., Bertrand, J.M. (1998): U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: 349-369.

England, P. y Molnar, P. (1993): The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics*, 12: 145-157.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G, (1996): Evolución microestructural y metamórfica de la zona extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de baja-P/alta-T sobre una secuencia barroviense. *Geogaceta*, 23:123-126.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G, (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 242: 56-82.

Fernández Casals, M.J. (1979): Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central). *Estudios geo*, 35: 169-191.

Fuster, J.M., Navidad, M., Casquet, C., García Cacho, L., Mora, A. y Peinado, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.

García Cacho, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 319 p.

González Lodeiro, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 334 p.

González Casado, J.M. (1987): *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 309 p.

Hanes, J.A. (1991): K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology: methods and applications. En: *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology* (L.Heaman y J.N. Ludden, Eds). *Mineralogical Association of Canada. Short course*, 19: 27-57.

Heaman, L. y Parrish, R. (1991): U-Pb geochronology of accesory minerals. En: *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology* (L.Heaman y J.N. Ludden, Eds). *Mineralogical Association of Canada. Short course*, 19: 27-57.

Hernáiz Huerta, P.P., Escuder Viruete, J., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1996): La evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 23: 119-122.

Issler, D., Mc.Queen, H. y Beumont, C. (1989): Thermal and isostatic consequences of simple shear extension of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91: 341-358

Jones, K.A. y Brown, M. (1990): High temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: An example from Southern Brittany, France. *Jour. metamorphic Geol.*, 8: 551-578.

Julivert, M., Fontbote, J.M. y Ribeiro, A., Conde, L. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E 1:1000000. IGME, Madrid.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68: 277-279.

Kusznir, N.J., Karner, G.D. y Egan, S. (1987): Geometric thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation. En: *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms* (C. Beaumont y A.J. Tankard, Eds). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 12: 185-203.

Kusznir, N.J. y Zieger, P.A. (1992): The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple/pure-shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215: 117-31.

Lister, G.S. y Davis, G.A. (1989): Models for the formation of metamorphic core complexes and mylonitic detachment terranes. *J. Struct. Geol.*, 11: 65-94.

Macaya, J., González-Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Alvarez, F., (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191: 291-309.

Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L. y Gil Ibarguchi, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. Jour. Sci.*, 28: 969-996.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15 (1): 106-121.

Nisbet, E.G. y Fowler, C.M.R. (1988): Heat, Metamorphism and Tectonics. *Min. Assoc. Can. Short Course Notes* 14: 1-319 p.

Patiño Douce, A.E., Humphreys, E.D. y Johnston, D. (1990): Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland western North America. *Earth Planet. Sci. Letters*, 97: 290-315.

Peacock, S.M. (1989): Thermal modeling of metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths: a forward approach. En: *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths* (F.S. Spear y S.M. Peacock, Eds). Short Course in Geology. *Am. Geoph. Union*, 7: 57-102.

Peacock, S.M. (1991): Metamorphic geology. *Reviews of Geophysics, Supplement*, 486-499.

Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of Northwest Spain. *Tectonophysics,* 191: 243-253.

Platt, J.P. (1993): Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova,* 5: 119-133.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. y Vetterling, W.T. (1994): *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing.* Cambridge University Press, New York 1-818.

Ridley, J. (1989): Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. En: *Evolution of Metamorphic Belts* (J.S. Daly, R.A. Cliff y W.D. Yardley, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Public.*, 43: 103-115.

Ruppel, C., Royden, L., y Hodges, V. (1988): Thermal modeling of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7: 947-957.

Ruppel, C. y Hodges, V. (1994): Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: Prograde retrograde and inverted metamorphism. *Tectonics,* 13: 17-44

Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. y Portugal Ferreira, M. (1987): Sintese geocronologica dos granitoides do Maciço Hesperico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodriguez Alonso, Eds). Ed. Rueda, Madrid, 69-86 pp.

Spear, F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. America Monograph.* Washington, D.C., 799 p.

Thompson, P. (1989): Moderate over-thickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P/high-T terranes. *Geology,* 17: 520-523.

Thompson, A.B. y England, P.C. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism of thickened continental crust – II. Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrol.,* 25: 929-955

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982): *Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems.* Wiley & Sons, New York, 450 p.

Valverde Vaquero, P. (1997): *An integrated field, geochemical and U-Pb geochronological study of the southwest Hermitage Flexure (Newfoundland Appalachians, Canada) and the Sierra de Guadarrama (Iberian Massif, Central Spain): a contribution to the understanding of the geological evolution of circum-Atlantic peri-Gondwana.* Ph. D thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Canada. Vol. I y II: 312 p.

Valverde Vaquero, P., Hernáiz, P., Escuder Viruete, J., y Dunning, G. (1995): Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwanan Margin, Newfoundland Appalachians (GMNA). *Terra Abstract*, 7, p. 278.

Valverde Vaquero, P., Hernáiz Huerta, P.P., Escuder Viruete, J., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1996): La extensión sin-colisional hercínica en la zona centro ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta,* 23: 127-130.

Vernon, R.H., Clarke, G.L. y Collins W.J. (1990): Local, mid-crustal granulite facies metamorphism and melting: An example in the Mt. Stafford area, central Australia. En: *High-temperature metamorphism and crustal anatexis* (J.R. Ashworth y M. Brown Eds). Unwin Hyman, London, 272-319.

Vialette, Y., Casquet, C., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1986): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrburg Mineral Monatsh,* 10: 465-479.

Vielzeuf, D. y Holloway, J.R. (1988): Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Min. Petrol.*, 98: 257-276.

Vialette, Y., Bellido, F., Fúster, J.M. e Ibarrola, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 327-335.

Villaseca, C. y Barbero, L. (1994): Estimación de las condiciones del metamorfismo hercínico de alta-presión de la Sierra de Guadarrama. *Geogaceta*, 16: 27-30.

Villaseca, C., Eugercios, L., Snelling, N., Huertas, M.J. y Castellón, T. (1995): Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 137-148.

Wernicke, B. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province-nappe tectonics in an extending orogen. *Nature,* 291: 645-648.

Wheeler, J. y Butler, R.W.H. (1994): Criteria for identifying structures related to true crustal extension in orogens. *Jour.Structural Geol.*, 16: 1023-1027.

Manuscrito recibido el 14 de Noviembre de 1998
Aceptado el manuscrito revisado el 28 de Febrero de 1999