

# Transición dúctil-frágil en la corteza de la zona central de la Península Ibérica

## *Brittle-ductile transition in Central Iberian Peninsula Crust.*

R. Tejero y J. Ruiz.

Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040. Madrid.

### ABSTRACT

*Brittle-ductile transition is estimated on the basis of pore-pressure dependent frictional failure in the brittle regime, and power-law steady-state creep in the ductile regime. Structure and lithological composition of the Central Iberian Peninsula Crust combined with geotherm are used to generate rheological profiles. Two brittle-ductile transitions are shown in the crust. The shallower one is located at  $\approx 7$  km under compressional stresses, and at  $\approx 9$  km under tensional stresses. The deepest is located at the top of the middle crust, at  $\approx 14$  km in compression and  $\approx 17$  km in tension regime. Below it, the material is ductile throughout, with a jump in strength at the Moho, which is a main rheological discontinuity. Upper part of lithospheric mantle behaviour is dominated by brittle mechanisms when the crust thickness is 30 km, but ductile mechanisms prevail in 34 km crust thickness.*

**Key words:** brittle-ductile transition, rheology, continental crust.

Geogaceta, 27 (1999), 163-166  
ISSN: 0213683X

### Introducción

La integración de las investigaciones geológicas y geofísicas con los resultados de los experimentos de laboratorio constituyen la base de los estudios de la reología de la litosfera. En la corteza continental, la deformación no-elástica es una función compleja dependiente de un gran número de mecanismos que se pueden agrupar bajo la denominación de mecanismos dúctiles y frágiles. La deformación está controlada por mecanismos frágiles en los niveles superficiales, mientras que en los niveles más profundos, los dúctiles predominan. La profundidad a la que se produce el cambio de unos mecanismos a otros se denomina transición dúctil-frágil. En esta zona se produce la coexistencia de ambos tipos de mecanismos. Utilizando este concepto podemos aproximarnos a la reología de la corteza, comparando la resistencia de las rocas corticales a la rotura o al deslizamiento friccional, y al flujo dúctil para una profundidad dada (p.e. Meissner y Strehlau, 1982; Kirby y Kronenberg, 1987; Ranalli, 1987 y 1997).

El presente trabajo pretende analizar la reología de la corteza del centro de la Península Ibérica, a partir de los datos de composición, estructura y estado térmico disponibles en la región.

### Leyes reológicas

Asumiendo que la corteza contiene superficies de fractura y discontinuidades orientadas en todas las direcciones del espacio, el comportamiento frágil de las rocas está regido por la resistencia al deslizamiento friccional a lo largo de planos preexistentes (p.e. Meissner y Strehlau, 1982; Kirby y Kronenberg, 1987; Ranalli, 1997). La relación entre el esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) y el esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) sobre cualquiera de estos planos viene dada por la ley de Amontons, siendo  $\mu$  el coeficiente de fricción. El esfuerzo de cizalla es relativamente independiente de la temperatura y tipo de roca, dependiendo de la presión (p.e. Byerlee, 1978). Considerando que uno de los ejes principales del esfuerzo está situado en la vertical y que los planos en los cuales se produce el deslizamiento no tienen cohesión, la magnitud del esfuerzo diferencial ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) puede calcularse mediante la expresión (Sibson, 1974; Ranalli, 1997):  $(\sigma_1 - \sigma_3) = \alpha P (1 - \lambda)$ , donde  $P$  es la presión litostática;  $\lambda$  es el factor de presión de fluidos en los poros de la roca ( $\lambda = \text{Presión de fluidos} / \text{Presión litostática}$ );  $\alpha$  es un factor que depende del tipo de falla, función de la orientación de los ejes principales de esfuerzos y del coeficiente de fricción estático. Esta ecuación permite calcular la resistencia al deslizamiento friccional bajo distintos campos de esfuerzos.

Si el comportamiento frágil es relativamente independiente de la temperatura, el flujo dúctil es fuertemente dependiente de este parámetro. A temperaturas elevadas, y bajo esfuerzos moderados ( $\leq 200$ MPa) aplicados durante un largo período de tiempo, las rocas se deforman bajo un régimen de "creep" o fluencia lenta en estado estacionario (p.e. Twiss y Moores, 1992). La relación tasa de deformación y esfuerzo diferencial está regido por una ley de flujo empírica de la forma (Brace y Koldster, 1980; Carter y Tsenn, 1987; Kirby y Kronenberg, 1987, entre otros):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp\left( \frac{E}{nRT} \right)$$

donde:  $\dot{\epsilon}$  es la tasa de deformación,  $A$  es una constante empírica propia de cada material,  $n$  es una constante que depende del mecanismo de deformación asociado al "creep",  $E$  es la energía de activación por mol del mecanismo de "creep",  $R$  es la constante de los gases y  $T$  es la temperatura absoluta. En general, se considera que esta ley de flujo controla la resistencia al flujo dúctil de las rocas en la litosfera (p.e. Kusznir y Park, 1987; Ranalli y Murphy, 1987; Ranalli, 1997). En las condiciones de presión y temperatura que caracterizan la corteza media e inferior el mecanismo de defor-

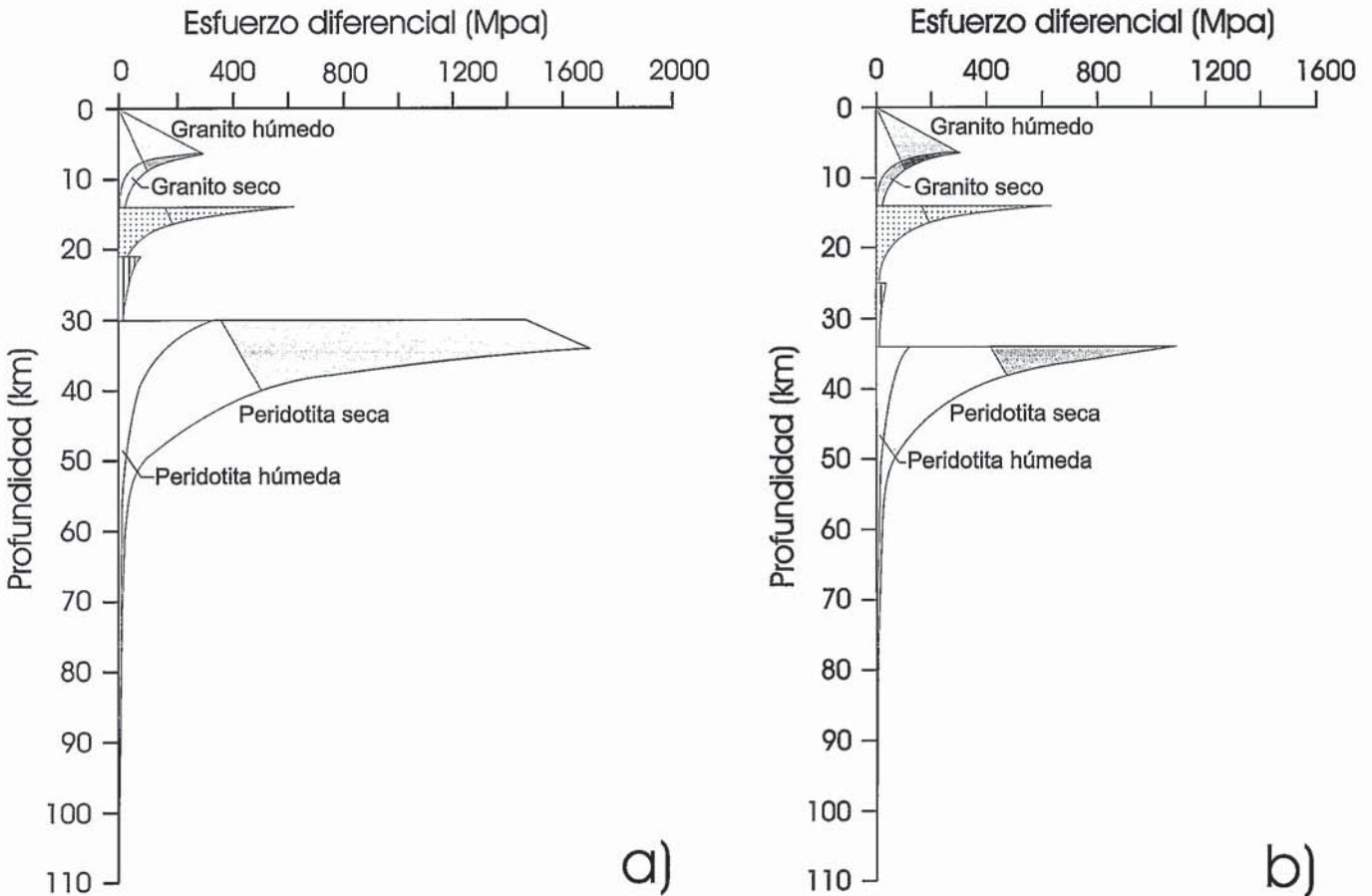


Figura 1. Perfiles reológicos de la corteza del centro de la Península Ibérica. a) Espesor de la corteza 30 km. b) Espesor de la corteza 34 km.

Figure 1. Rheological profiles for Central Iberian Peninsula Crust. a) Crustal thickness 30 km. b) Crustal thickness 34 km.

mación más importante es el desplazamiento de las dislocaciones (Twiss y Moores, 1992).

El cálculo de la magnitud de los esfuerzos diferenciales críticos para la re-

sistencia a la fricción y al flujo dúctil permite conocer la profundidad a la que ambos valores se igualan, profundidad a la que se encontrará la transición dúctil-frágil.

**La transición dúctil-frágil en la corteza del centro peninsular**

Durante las etapas de deformación alpinas se forman en el centro de la Península Ibérica una cadena intraplaca, el Sistema Central y dos cuencas rellenas de sedimentos terciarios: Cuenca del Duero y Cuenca del Tajo. El espesor medio de la corteza es de 30 km., salvo bajo el Sistema Central, donde el Moho desciende hasta los 34 km. (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993).

Las magnitudes de los esfuerzos diferenciales, calculados a partir de las ecuaciones anteriores, se han proyectado en función de la profundidad, construyéndose dos perfiles reológicos, para una corteza de 34 km. y de 30 km. (Fig. 1). Los parámetros utilizados están resumidos en la Tabla 1.

La geoterma se ha establecido asumiendo decaimiento del calor radiogénico exponencial en la corteza y constante en el manto (Turcotte y Schubert, 1982) y un espesor de la litosfera de 110 km., que coincide con la isoterma de 1350° (Fig. 2).

Corteza	Composición	Espesor	Densidad	Fuentes
Corteza superior	Granito	14 km	2,67 Kg/m <sup>3</sup>	Banda <i>et al.</i> , 1981
Corteza media	Granodiorita	7-11km	2,80 Kg/m <sup>3</sup>	Suriñach y Vegas, 1988
Corteza inferior	Granulita	9 km	2,90 Kg/m <sup>3</sup>	ILIHA DSS Group, 1993
Manto litosférico	Peridotita	80-76 km	3,30 Kg/m <sup>3</sup>	Tejero <i>et al.</i> , 1996

*Parámetros del comportamiento frágil*

Tensión	Compresión		Fuente: Ranalli, 1997
$\alpha = 0,75$	$\alpha = 3$	$\lambda = 0,4$	

*Parámetros de "creep"*

	A (MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> )	E (kJ mol <sup>-1</sup> )	n	Fuentes
Granito seco	1,8x10 <sup>-9</sup>	123	3,2	Ranalli, 1997
Granito húmedo	2,0x10 <sup>-4</sup>	137	1,9	
Granodiorita	1,3x10 <sup>-3</sup>	219	2,4	
Plagioclasa (An75)	3,3x10 <sup>-4</sup>	238	3,2	
Peridotita seca	2,5x10 <sup>4</sup>	532	3,5	
Peridotita húmeda	2,0x10 <sup>3</sup>	471	4,0	
Tasa de deformación	10 <sup>-12</sup> s <sup>-1</sup>			Cloetingh y Burov, 1996

Tabla 1. Parámetros utilizados en el cálculo de los perfiles reológicos de la corteza.

Tabla 1. Parameters used in Crust Rheological Profiles estimation.

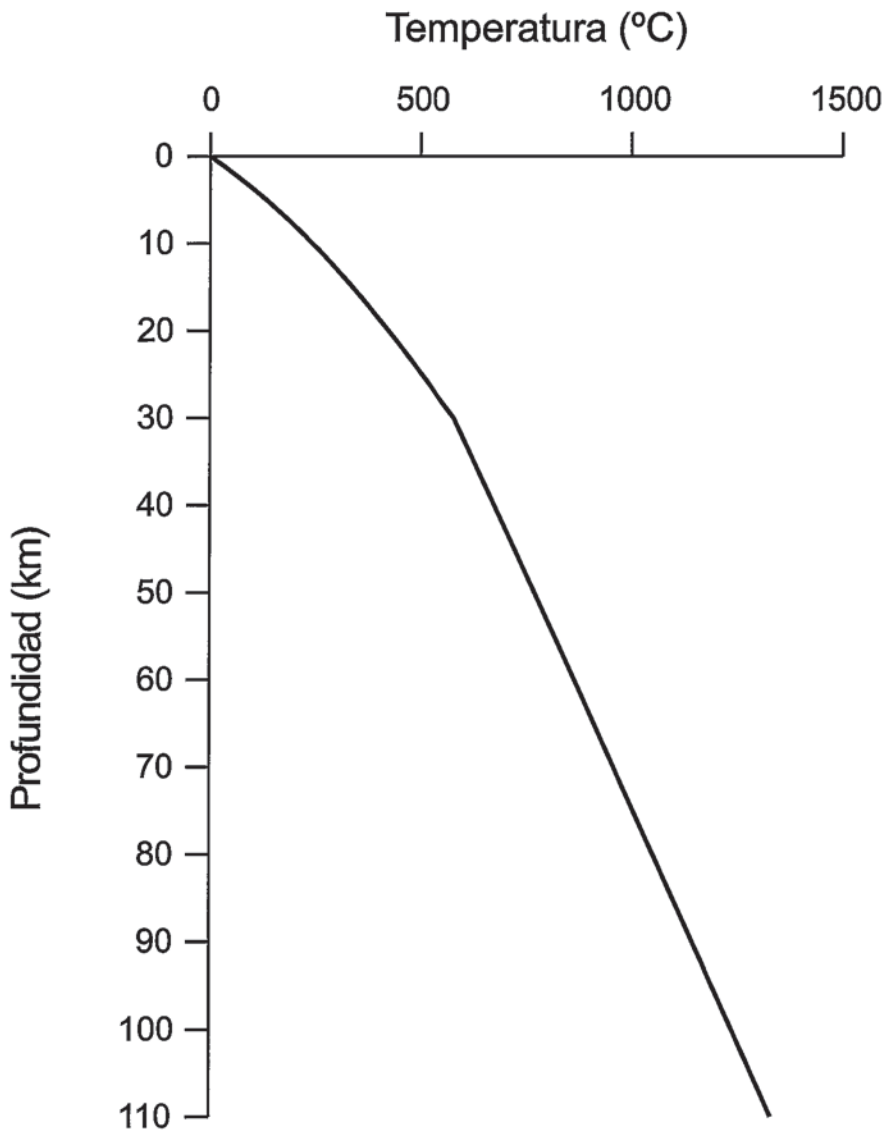


Figura 2. Geoterma (espesor de la corteza 30 km). Flujo térmico: 70 mW/m<sup>2</sup>. Producción radiogénica en la corteza y en el manto: 3,3 y 0,02  $\mu$ Wm<sup>-3</sup>. Conductividad térmica en la corteza y en el manto: 2,5 y 3,5 W/mK. Fuentes: Fernández et al (1998) y Turcotte y Schubert (1982).

Figura 2. Geotherm (Crustal thickness 30 km). Heat flow: 70 mW/m<sup>2</sup>. Crust and mantle heat production: 3,3 and 0,02  $\mu$ Wm<sup>-3</sup>. Crust and mantle thermal conductivity: 2,5 and 3,5 W/mK. Sources: Fernández et al (1998) y Turcotte y Schubert (1982).

En los perfiles reológicos se ha resaltado el área limitada por las curvas de resistencia de esfuerzos tensionales y compresivos. Los perfiles reológicos muestran la existencia de dos zonas de transición dúctil-frágil dentro de la corteza. Una en la corteza superior, situada por debajo de 7 km. cuando los esfuerzos son compresivos y de 9 km. si son tensionales. Esta corresponde al inicio del dominio del flujo dúctil de las rocas graníticas de la corteza superior. No se observa una diferencia apreciable entre el granito húmedo y el granito seco. El límite de la corteza media marca otra zona

de transición dúctil-frágil bajo esfuerzos compresivos, descendiendo a unos 17 km bajo esfuerzos tensionales. La corteza inferior constituye una capa dúctil. En los perfiles, se le ha asignado a la corteza inferior una composición dominada por las plagioclasas, por ser el mineral más abundante encontrado en xenolitos procedentes de la corteza inferior (Villaseca y Nuez, 1986). Estos minerales representan la fase con un comportamiento dúctil más acentuado en las tectonitas de carácter gabroide, deformadas en facies metamórficas de esquistos verdes y granulitas (Handy, 1994). Por lo tanto, es

posible que la resistencia en esta capa pueda ser mayor. La diferencia de espesor de la corteza tiene una gran influencia en el comportamiento del manto litosférico, en el que se diferencia una parte superior frágil cuando la corteza tiene 30 km. de espesor, mientras que predomina el flujo dúctil en la corteza engrosada. Variaciones del espesor en la corteza inducen diferencias en el comportamiento reológico de la misma. No obstante, en ambos casos el Moho constituye la discontinuidad reológica principal. La existencia de un fuerte contraste reológico entre la corteza inferior y el manto litosférico es un fenómeno observado en la corteza continental de zonas intraplaca (p.e. Cloetingh y Burov, 1996) y ha sido relacionado con la escasez de focos sísmicos en la corteza inferior (Chen y Molnar, 1983). El límite de profundidad de los terremotos en el centro peninsular es de 21 km., con un máximo entre 5 y 6 km. (CSN, 1998). Estos datos están concuerdan con la estratificación reológica establecida en los perfiles.

#### Referencias

- Banda, E., Surifach, E., Aparicio, A, Sierra, J y Ruiz de la Parte. (1981): *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 779-789.
- Brace, W. y Kohlstedt, D.L. (1980): *J. Geophys. Res.* 85, 6248-6252.
- Byerlee, J.D. (1978): *Pure. Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
- Carter, N.L. y Tsenn, M.C. (1987): *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- Cloetingh, S y Burov, E. (1996): *Geophys. J. Int.*, 124, 695-723.
- Consejo Seguridad Nuclear. (1998): *Proyecto SIGMA*. Col. Otros Documentos 10.998. 239 págs.
- Chen, W.P. y Molnar, P. (1983): *J. Geophys. Res.*, (772): 3639-3648.
- Fernández, M, Marzán, I, Correia, y Ramalho, E. (1998): *Tectonophysics*, 291: 29-53.
- Handy, M.R. (1994): *J. Struct. Geol.*, 16: 287-301.
- ILIHA DSS Group. (1993): *Tectonophysics*, 221: 35-51.
- Kirby, S.H. y Kronenberg, A.K. (1987): *Rev. Geophys.*, 25: 1219-1244.
- Kusznir, N.J. y Park, R.G. (1987): En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 28: 35-52.
- Meissner, R. y Strehlau, J. (1982): *Tectonics*, 1: 73-89.
- Ranalli, G. (1987): *Rheology of the Earth*. Allen and Unwin. Boston. 363 págs.

- Ranalli, G. (1997): En: Burg, J.P. y Ford, M (eds). *Orogeny Through Time*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 121, 19-37.
- Ranalli, G y Murphy, D.C. (1987): *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- Sibson, R.H. (1974): *Nature*, 249, 542-544.
- Suriñach, E y Vegas, R. (1988): *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 226-234.
- Tejero, R; Perucha, M.A.; Rivas, A y Bergamín, J.F. (1996): *Geogaceta*, 20(4), 947-951.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982): *Geodynamics- Applications of continuum physics to geological problems*. Wiley. Nueva York.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. (1992): *Structural Geology*. W.H. Freeman. Nueva York. 532 págs.
- Villaseca, C y Nuez, J. de la. (1986): *Estudios geol.*, 42, 69-77.