

Termobarometría núcleo-borde en granates con zonado difusional: El ejemplo del Domo Gneísico del Tormes, NO de Salamanca

Core-Rim thermobarometry in diffusional zoned garnets: An example from the Tormes Gneissic Dome, NW Salamanca

J. Escuder Viruete (*), A. Indares (**) y R. Arenas (***)

(*) Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España.

(**) Dep. of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's, NF, Canada A1B 3X5.

(***) Depto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.

ABSTRACT

Metapelites and acid orthogneisses from the Lower Unit of the Tormes Gneissic Dome, NW Salamanca, contain high-grade mineral assemblages with characteristic diffusional zoned garnets. The P-T path deduced for this unit from combined studies based on TWEEQU thermobarometry in core-rim garnets, retrograde reaction analysis and mineral zoning, shows an important isothermal decompression of several kilobars. This decompression is the record of the tectonic exhumation of the unit, caused by a D2 extensional event related with the collapse of the previously thickened Variscan crust.

Key words: *diffusional zoned garnets, core-rim thermobarometry, P-T path, Tormes Gneissic Dome, Iberian Massif.*

Geogaceta, 20 (3) (1996), 617-620

ISSN: 0213683X

Introducción

En este trabajo se presentan los resultados termobarométricos núcleo-borde y trayectorias P-T obtenidas a partir de granates zonados difusionalmente pertenecientes a muestras de metapelitas y ortogneises ácidos, recolectadas a lo largo de los niveles estructurales altos y bajos de la Unidad Inferior del Domo Gneísico del Tormes (DGT), NO de Salamanca. Esta Unidad Inferior, definida en base a sus características litológicas y evolución tectonotermal hercínica (Escuder Viruete *et al.*, 1994; Escuder Viruete, 1995), constituye un complejo plutonometamórfico de alto grado situado en el sector NO de la Zona Centro Ibérica.

La evolución térmica de esta unidad está fuertemente condicionada por un importante evento deformativo extensional, D2, que origina su exhumación tectónica. El metamorfismo asociado con la extensión cortical conlleva un importante descenso en la presión, oblitera variablemente al metamorfismo barroviense anterior (relacionado con la compresión D1) y llega a alcanzar condiciones de las facies de las anfíbolitas de alta-T, transicionales a las granulitas

de media-P, desarrollándose procesos de fusión parcial contemporáneos con la elevación de la temperatura durante la descompresión (Escuder Viruete, 1995).

Termobarometría: metodología

En granates zonados difusionalmente es posible determinar mediante pares de análisis centro-borde dos puntos de la trayectoria retrógrada P-T, o vector P-T, relativos a las condiciones del pico del metamorfismo y a las de un punto de la retrogradación (Spear, 1989; Anovitz & Essene, 1990; Indares & Martignole, 1990). Esta información es, sin embargo, la única que utilizando el granate puede extraerse aplicando termobarometría a las rocas de la Unidad Inferior del DGT, ya que la homogeneización a altas temperaturas de este mineral ha borrado su historia progradada. El principal problema de esta metodología es la validez de la asunción de que todos los minerales implicados en la asociación termobarométrica mantuvieron el equilibrio durante el pico del metamorfismo y a lo largo de la evolución retrógrada. Esta última asunción puede ser improbable, dados los diferentes mecanismos cinéticos y, por lo tanto, variables temperaturas de

cierre entre los termómetros y barómetros basados en reacciones de intercambio y de transferencia, por ejemplo entre el equilibrio de intercambio Fe-Mg entre Grt y Bt y el equilibrio $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Pl} + \text{GASP}$ (Frost & Chacko, 1989; Spear & Florence, 1992).

Una forma de evaluar el equilibrio químico entre los minerales que forman una asociación, y por tanto la validez de los resultados termobarométricos, es utilizar el método internamente consistente de Berman (1991), conocida como TWEEQU. Esta técnica calcula la posición en el espacio P-T-X de todas las reacciones posibles que implican a los componentes de las fases que constituyen una determinada asociación mineral en equilibrio. Dentro de las incertidumbres analíticas y de calibración, la obtención de una intersección entre las curvas de reacción en una región limitada del espacio P-T, implica que todas las fases participantes tienen composiciones consistentes con el equilibrio a unas mismas condiciones P-T. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de este test a la asociación $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qtz}$ en el sistema químico modelizado TiCaKF-MASH.

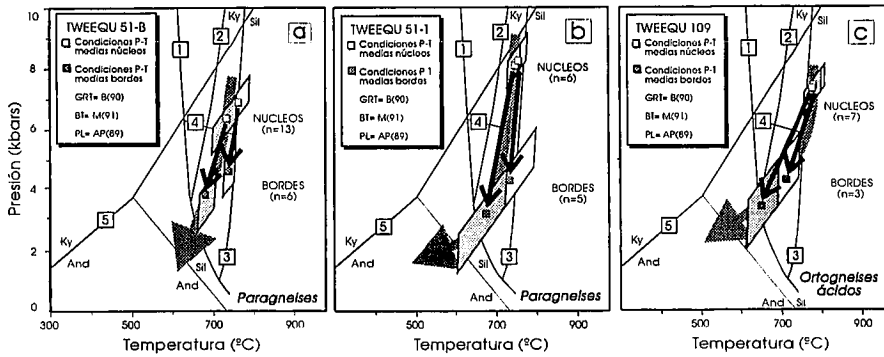


Fig. 1.- Resultados termobarométricos TWEEQU núcleo-borde en granates de metapelitas (a y b) y ortogneises ácidos (c) de la Unidad Inferior del DGT. Los sectores punteados y en blanco encierran, respectivamente, las intersecciones P-T obtenidas mediante TWEEQU y con la T corregida con el termómetro de Williams & Grambling (1990). Las líneas negras son los vectores P-T resultantes y las punteadas las trayectorias P-T. Reacciones: (1 y 2) moscovita (-) en presencia y ausencia de H₂O; (3) biotita (-); (4) Sil+Grt+Qtz+ H₂O=Cdr; y (5) fases polimorfas Al₂SiO₅.

Fig. 1.- Core-rim TWEEQU thermobarometric results in garnets of metapelites (a y b) and acid orthogneisses (c) from the Lower Unit of TGD. Stipple and white sectors enclose, respectively, P-T intersections obtained from TWEEQU method and using the corrected T calculated with the thermometer of Williams & Grambling (1990). Reactions: (1 y 2) muscovite (-) in H₂O-saturated and H₂O-absent conditions; (3) biotite (-); (4) Sil+Grt+Qtz+ H₂O=Cdr; and (5) Al₂SiO₅ polymorphs phase diagram.

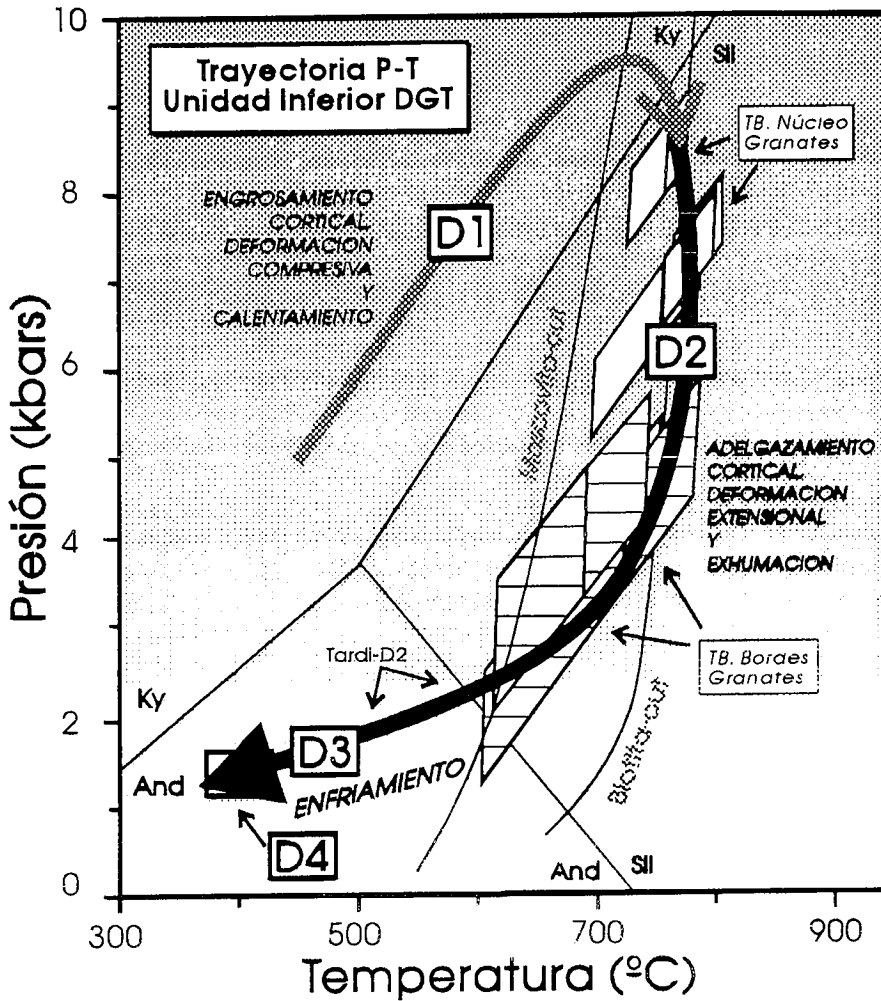


Fig. 2.- Trayectoria P-T para la Unidad Inferior del DGT. D1 y D2 son los eventos principales compresional y extensional; D3 y D4 representan los eventos deformativos tardíos.

Fig. 2.- P-T path for the Lower Unit of TGD. D1 and D2 are the main compressional and extensional tectonothermal events; D3 and D4 represents the late deformations events.

Las metapelitas y ortogneises ácidos de la Unidad Inferior del DGT contienen una asociación mineral relativa al pico del metamorfismo compuesta por Grt+Qtz+Kfs+Pl+Bt+ Sil±Rut. Los granates de estas rocas muestran composicionalmente una meseta central homogénea con frecuentes inclusiones de rutilo en su núcleo, y bordes zonados de forma concéntrica al límite del cristal como consecuencia de la difusión retrógrada. En los cálculos TWEEQU, la composición del núcleo homogéneo del granate fue combinada con la composición de las biotitas de la matriz no afectadas por las reacciones retrógradas, pertenecientes al reservorio infinito (Spear y Florence, 1992), y con el borde de plagioclasas con zonado normal, con lo que se obtuvo un primer punto P-T representativo de las condiciones de equilibrio durante el pico del metamorfismo. Para evitar los efectos composicionales de los intercambios Fe-Mg retrógrados finales, se eligió una composición del borde de los granates no en contacto con biotitas de la matriz; dicha composición fue utilizada para inferir un segundo punto P-T representativo de un momento de la historia retrógrada, junto con la composición de las biotitas del reservorio infinito y la composición del borde de las pequeñas plagioclasas recrystalizadas a expensas del granate. Los resultados P-T relativos al equilibrio de los núcleos y los bordes de los granates fueron comparados entre granates de una misma lámina y entre láminas distintas de un mismo afloramiento, con el fin de evaluar la consistencia interna de los resultados.

Una característica peculiar de algunos granates en las rocas estudiadas es la marcada diferencia que presentan en el contenido en Mn entre el centro y los bordes. Así, en los gneises metapelíticos y para contenidos bajos de la X_{grs} (X_{grs} < 0.10), la X_{sps} puede variar desde menos de 0.5 hasta casi 0.30 (Escuder Viruete, 1995). En algunos ortogneises ácidos, el contenido medio en X_{sps} en el núcleo puede ser de 0.12. En estos últimos casos, los altos contenidos en Mn deben estar relacionados con la composición original del protolito y su enriquecimiento general hacia los bordes es consecuencia de las reacciones retrógradas, ya que este elemento no es un componente esencial de ninguna fase de la matriz y su difusión es baja en el granate (Lasaga, 1983).

Williams y Grambling (1990) establecen una variación en el coeficiente de distribución de Fe-Mg entre el par Grt-Bt

como una función de la X_{sps} en el granate, a la vez que señalan la no idealidad de la mezcla Mn-Mg y Mg-Fe en este mineral. Las propiedades de la mezcla Fe-Mg-Mn-Ca en el granate han sido modelizadas por Berman (1990) y Berman & Koziol (1991), pero sus expresiones numéricas consideran interrelaciones ideales en las mezclas binarias Fe-Mn, Mg-Mn y Ca-Mn. Esta consideración parece ser adecuada en rocas pobres en Mn, ya que las temperaturas obtenidas mediante la utilización de estos modelos de mezcla no ideal para el granate son geológicamente razonables y consistentes (Berman, 1990). En el trabajo de Williams & Grambling (1990) se propone un geotermómetro Grt-Bt alternativo para rocas ricas en Mn, que considera una mezcla Mn-Mg-Fe no ideal en el granate y asume en la biotita una mezcla ideal para el Fe-Mg-Mn y no ideal para el Ti, Al y Fe^{3+} octaédricos. El geotermómetro no ideal de Williams & Grambling (GWG) fue aplicado en los cálculos de las temperaturas de equilibrio en el centro y en el borde de los granates ricos en Mn, con el fin de evaluar la influencia de la composición en las temperaturas obtenidas. A su vez, estas temperaturas fueron comparadas con las obtenidas por el método TWEEQU y el modelo no ideal para el granate de Berman (1990), para las mismas composiciones de granate y biotita.

Termobarometría: resultados e interpretación

En la Tabla 1 se muestran los resultados termobarométricos núcleo-borde obtenidos en los granates de los gneises metapelíticos pertenecientes a los niveles estructurales altos de la Unidad Inferior (51-B y 51-T), así como los obtenidos en los ortogneises ácidos pertenecientes a los bajos (109-1). En los diagramas P-T de la Fig. 1 están representados los puntos, intersecciones medias y vectores P-T obtenidos utilizando el método TWEEQU.

Con el propósito de comparar los resultados, las presiones y temperaturas fueron estimadas utilizando dos modelos diferentes de actividad para la plagioclasa: el de Fuhrman & Lindsley (1988) y el de Aranovich & Podlesskii (1989). En cada caso, los dos pares de valores P-T correspondientes son $P_{\text{FL}}-T_{\text{FL}}$ y $P_{\text{AP}}-T_{\text{AP}}$. Como se observa en la Tabla 1, las condiciones P-T obtenidas utilizando el modelo de actividad de la plagioclasa de Aranovich & Podlesskii son sistemáticamente menores. Según Berman (com. pers., 1994), la utilización del modelo de Fuhr-

Tabla 1.- Termobarometría núcleo-borde en granates con zonado difusional. PUNTO, número de muestra y análisis de granate; n, núcleo; b, borde; P_{FL} , presión obtenida mediante el modelo de actividad de la plagioclasa de Fuhrman & Lindsley (1988); T_{FL} , id. para la temperatura; P_{AP} , presión obtenida mediante el modelo de actividad de la plagioclasa de Aranovich & Podlesskii (1989); T_{AP} , id. para la temperatura; T_{WG} , temperatura obtenida con el geotermómetro de Williams & Grambling (1990); δ , desviación estandar.

Table 1.- Core-rim thermobarometry in diffusional zoned garnets. PUNTO; sample and analysis number; n, core; r, rim; P_{FL} obtained pressure from Fuhrman & Lindsley (1988) plagioclase activity model; T_{FL} , id. temperature; P_{AP} obtained pressure from Aranovich & Podlesskii (1989) plagioclase activity model; T_{AP} , id. temperature; T_{WG} obtained temperature from Williams & Grambling (1990) geothermometer; δ , standart deviation.

man & Lindsley da lugar a una sobreestimación de la presión, la cual es especialmente evidente en las muestras donde la plagioclasa presenta un contenido relativamente bajo en anortita ($X_{\text{an}} < 0.15$), que proporciona presiones irrealmente altas. Los resultados obtenidos utilizando el modelo de Aranovich & Podlesskii son concordantes con los equilibrios de fases (Escuder Viruete, 1995) y geológicamente más consistentes. Con la presión calculada utilizando el modelo de actividad de la plagioclasa de Aranovich y Podlesskii, o P_{AP} , se obtuvieron a su vez dos temperaturas: la temperatura de la intersección entre los equilibrios calculada mediante el método TWEEQU, o T_{AP} , y la temperatura resultante en cada caso de combinar gráficamente el equilibrio GASP calculado por TWEEQU con el GWG, o T_{WG} .

Los valores medios obtenidos para las temperaturas (T_{AP}) de equilibrio en el núcleo de los granates de gneises metapelíticos de los niveles estructurales más altos son de 733.6 ± 16.8 y 747.6 ± 9.70 °C, algo inferiores a los resultantes en los ortogneises ácidos de los niveles estructurales más bajos que son 773.9 ± 14.4 °C. Para la presión, los valores medios del núcleo son de 6.44 ± 0.43 y 8.09 ± 0.51 kbar para los niveles estructurales más altos, en general algo superiores aunque similares a los 7.19 ± 0.36 kbar obtenidos en los niveles más bajos. Las presiones medias de equilibrio registradas en los bordes de los granates resultan ser bastante similares en todos los niveles estructurales (aproximadamente, $3.91-3.32$ kbar para los altos y 3.41 para los bajos), al igual que las temperaturas (entre 644 y 682 °C), aunque se

| PUNTO 51-Bn | P_{FL} | T_{FL} | P_{AP} | T_{AP} | T_{WG} |
|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 12IAB | 6.78 | 724.9 | 5.69 | 718.8 | 743.9 |
| 14IAB | 7.86 | 737.0 | 6.69 | 730.4 | 779.3 |
| 14IABB | 7.34 | 734.1 | 6.25 | 727.9 | 777.3 |
| 15IAB | 7.65 | 725.6 | 6.52 | 723.8 | 776.8 |
| 15IABB | 7.14 | 722.8 | 6.06 | 716.7 | 776.5 |
| 71IAB | 7.02 | 737.1 | 7.05 | 751.2 | 780.9 |
| 02ICD | 6.75 | 702.9 | 5.63 | 696.6 | 694.2 |
| 10ICD | 7.90 | 749.2 | 6.88 | 749.8 | 780.2 |
| 10ICDB | 7.40 | 746.2 | 6.32 | 725.8 | 777.7 |
| 12ICD | 7.70 | 761.1 | 6.57 | 754.5 | 775.7 |
| 13ICD | 7.66 | 749.1 | 6.48 | 742.4 | 778.4 |
| 14ICD | 8.25 | 758.1 | 7.05 | 751.2 | 780.9 |
| 14ICDB | 7.72 | 755.0 | 6.61 | 748.4 | 778.9 |
| media | 7.45 | 738.5 | 6.44 | 733.6 | 768.6 |
| σ | ± 0.42 | ± 15.4 | ± 0.43 | ± 16.8 | ± 24.4 |
| 51-Bb | | | | | |
| 01ICD | 5.02 | 704.8 | 4.36 | 700.3 | 742.5 |
| 01ICDB | 4.89 | 685.3 | 4.13 | 681.5 | 741.6 |
| 01IAB | 4.34 | 669.2 | 3.70 | 665.6 | 739.7 |
| 77IAB | 4.05 | 703.5 | 3.46 | 700.3 | 738.7 |
| 15IEF | 4.42 | 669.6 | 3.76 | 665.9 | 718.4 |
| 15IEFB | 4.72 | 684.3 | 4.05 | 680.8 | 719.6 |
| media | 4.57 | 686.1 | 3.91 | 682.4 | 733.4 |
| σ | ± 0.33 | ± 14.2 | ± 0.29 | ± 11.1 | ± 10.3 |
| 51-Tn | | | | | |
| 20IAB | 9.26 | 739.1 | 7.96 | 750.2 | 766.9 |
| 37IAB | 8.64 | 736.3 | 7.37 | 729.1 | 732.1 |
| 37IABB | 9.75 | 751.5 | 8.39 | 744.6 | 736.3 |
| 40IAB | 9.92 | 759.1 | 8.55 | 751.3 | 769.4 |
| 40IABB | 10.12 | 768.7 | 8.75 | 761.8 | 770.5 |
| 43IAB | 8.82 | 756.5 | 7.52 | 749.1 | 764.9 |
| media | 9.41 | 751.8 | 8.09 | 747.6 | 756.6 |
| σ | ± 0.55 | ± 11.2 | ± 0.51 | ± 9.70 | ± 16.0 |
| 51-Th | | | | | |
| 01IAB | 3.18 | 614.5 | 2.50 | 610.2 | 667.4 |
| 02IAB | 4.50 | 730.2 | 3.72 | 725.6 | 782.7 |
| 02IABB | 4.28 | 738.2 | 3.46 | 724.4 | 723.2 |
| 55IABB | 4.08 | 677.8 | 3.43 | 661.4 | 723.0 |
| 56IABB | 4.12 | 665.5 | 3.49 | 660.8 | 723.2 |
| media | 4.03 | 685.2 | 3.32 | 676.7 | 723.9 |
| σ | ± 0.45 | ± 45.3 | ± 0.42 | ± 43.7 | ± 36.4 |
| 109-1n | | | | | |
| 34IAB | 8.23 | 786.7 | 7.02 | 779.5 | 776.9 |
| 40IAB | 8.88 | 781.9 | 7.51 | 774.2 | 809.8 |
| 40IABB | 9.22 | 800.2 | 7.81 | 792.2 | 811.2 |
| 07ICD | 8.63 | 799.1 | 7.37 | 791.8 | 790.2 |
| 27ICD | 8.08 | 757.6 | 6.76 | 750.2 | 769.3 |
| 30ICD | 8.44 | 767.8 | 7.10 | 760.2 | 770.8 |
| 40ICD | 7.91 | 776.3 | 6.76 | 769.7 | 806.3 |
| media | 8.48 | 781.3 | 7.19 | 773.9 | 790.6 |
| σ | ± 0.42 | ± 14.5 | ± 0.36 | ± 14.4 | ± 17.2 |
| 109-1b | | | | | |
| 01IAB | 4.27 | 645.8 | 3.35 | 640.6 | 710.4 |
| 50IAB | 5.80 | 690.1 | 4.82 | 684.5 | 742.3 |
| 01ICD | 3.71 | 613.7 | 2.08 | 608.8 | 683.7 |
| media | 4.59 | 649.8 | 3.41 | 644.6 | 712.1 |
| σ | ± 0.88 | ± 31.3 | ± 1.12 | ± 31.1 | ± 23.9 |

poseen pocos datos para los niveles inferiores.

La comparación de las temperaturas obtenidas con la utilización del GWG muestra que generalmente la T_{WG} es más alta que la T_{AP} obtenida en los núcleos (entre 5 y 40 °C) y en los bordes (entre 40 y 70 °C). El incremento de la temperatura ($T_{\text{WG}}-T_{\text{AP}}$) es de unos $35-50$ °C en los niveles estructurales más altos y llega a ser de 75 °C en los más bajos. Además de las diferencias en la temperatura, las presiones correspondientes a la T_{WG} son entre 0.2 y 1.4 kbar más altas que las calcula-

das utilizando la T_{AP} , dada la pendiente positiva de la curva del barómetro GASP en el espacio P-T (del orden de 1.58 kbar/100 °C). Considerando en cada muestra los dos pares de condiciones P-T relativas a los núcleos y a los bordes, se obtiene una trayectoria retrógrada consistente en una descompresión de varios kilobares en condiciones de altas temperaturas, superiores a los 700 °C si se considera la T_{WG} en los bordes.

Esta trayectoria de descompresión casi isoterma puede ser observada mejor en los diagramas P-T de la Fig. 1. En ellos se representan para cada muestra los sectores P-T donde se localizan las intersecciones TWEEQU o condiciones de equilibrio relativas a los núcleos y los bordes, los puntos P-T representativos de las condiciones medias de los núcleos y los bordes, y los vectores P-T resultantes de unir los dos datos anteriores. Utilizando las temperaturas corregidas con el GWG se obtienen también de forma análoga los pares de puntos P-T relativos a las condiciones medias y los vectores P-T resultantes de su unión. Como las temperaturas obtenidas en los bordes son superiores utilizando el GWG, los vectores resultantes están más verticalizados y la trayectoria que definen en este caso tiende a ser más isoterma.

Además del carácter ligeramente retrógrado que presentan todos los vectores P-T obtenidos en las tres muestras representativas, éstos son a grandes rasgos subparalelos entre sí y muestran, en función de la posición estructural de la muestra, diferencias en las condiciones de homogeneización del núcleo de los granates durante el pico del metamorfismo. En general, los granates de las metapelitas de los niveles estructurales más altos fueron homogeneizados a mayores presiones y menores temperaturas que los pertenecientes a ortogneises de los niveles estructurales más bajos, lo que concuerda con un calentamiento ligeramente mayor durante D2 de los niveles más bajos del núcleo del TGD, en los que las condiciones del pico del metamorfismo se alcanzan en un momento más avanzado de su exhumación. La utilización del GWG resulta especialmente válida en la determinación de las temperaturas de equilibrio de los bordes, que es donde se observa

un importante enriquecimiento en X_{sp} . Las condiciones obtenidas en los bordes son en todos los casos muy similares, con valores medios de 3.5 kbar y 723 °C; esto sugiere que ambos niveles corticales se equilibraron a profundidades similares después de haber sido aproximados tectónicamente durante la exhumación de la Unidad Inferior.

Por otra parte, la existencia de andalucitas tardi-S2 y de fábricas miloníticas sin-S2 generadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes y localizadas en zonas de detachment de bajo grado, sugieren la existencia de un enfriamiento posterior a bajas presiones para toda la Unidad Inferior. La evolución posterior de la unidad durante los episodios de deformación tardíos (D3 y D4) tuvo lugar bajo condiciones de metamorfismo retrógrado en la facies de los esquistos verdes, ya en un nivel cortical superficial (Escuder Viruete, 1995).

Implicaciones tectonometamórficas

La trayectoria completa sin-D2 resultante para la Unidad Inferior (Fig. 2) tiene, por lo tanto, las dos características fundamentales de una trayectoria producida por denudación tectónica: una fase inicial de descompresión isoterma seguida después por un enfriamiento isobárico, este último ocasionado por el reequilibrio térmico asociado a la nueva posición estructural recién adquirida (Ruppel et al., 1988). La existencia inmediatamente por encima de la unidad del límite mayor que representa el contacto tectónico con la Unidad Superior del DGT, favorece la interpretación de que su estructura termal y buena parte de la evolución metamórfica están controladas por el movimiento extensional de dicho contacto tectónico. Las rocas estudiadas fueron equilibradas inicialmente durante el pico térmico a profundidades del orden de los 25-30 Km, en condiciones de la facies anfibolítica superior transicional a la granulítica; posteriormente rocas de los mismos niveles estructurales desarrollaron fábricas miloníticas S2 en condiciones de bajo grado. Esto indica que el movimiento asociado al sistema zona de cizalla extensional-detachment de bajo grado originó la movilización de,

al menos, 10 Km de materiales situados estructuralmente por encima del límite superior actual de la Unidad Inferior.

Agradecimientos

El permiso para realizar el trabajo de laboratorio en la Universidad de Terranova a G. Quinlan, Jefe del *Dep. of Earth Sciences*, y la ayuda analítica prestada a M. Piranian, del *Electron Microprobe Laboratory*. Algunos aspectos de este trabajo han recibido ayuda financiera con cargo a los proyectos PB91-0192-CO2 y PB94-1396-CO2, donde se enmarcan parte de los resultados de la investigación.

Referencias

- Anovitz, L.M. & Essene, E.J. (1990). *Jour. of Petrology*, 31, 197-241.
- Aranovich, L. & Podlesskii, K.K. (1989). *Geol. Soc. Spe. Publ.* 43, 45-61.
- Berman, R.G. (1990). *Am. Mineralogist*, 75, 328-344.
- Berman, R.G. (1991). *Can. Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berman, R.G. & Koziol, A.M. (1991). *Am. Mineralogist*, 76, 1223-1231.
- Escuder Viruete, J.; Arenas, R. & Martínez Catalán, J.R. (1994). *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- Escuder Viruete, J. (1995). *Thesis Doc. Universidad de Zaragoza, Spain*. 341 pp.
- Frost, B.R. & Chacko, T. (1989). *Jour. of Geology*, 97, 435-450.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. (1988). *Am. Mineralogist*, 73, 201-216.
- Indares, A. P. & Martignole, J. (1990). *Can. Jour. Earth Sci.* 27, 357-370.
- Lasaga, C. (1983). *Advances in Physical Geochemistry*, 3, 57-90.
- Ruppel, C; Royden, L., & Hodges, V. (1988). *Tectonics*, 7, 947-957.
- Spear, F.S. (1989). *Short Course. Am. Geophysical Union*, 7, 1-56.
- Spear, F.S & Florence, F.P. (1992). *Pre-Cambrian Research*, 55, 209-241.
- Williams, M. L. & Grambling, J. A. (1990). *Am. Mineralogist*, 75, 886-908.