

# Evolución tectonotermal del Macizo Hercínico de Rehamna en la región de Skhour - Ouled Hassine - Lalla Tittaf (Meseta Occidental, Marruecos)

*Tectonothermal evolution of the Hercynian Rehamna Massif in the Skhour - Ouled Hassine - Lalla Tittaf region (Western Meseta, Morocco)*

A. M. Aghzer y R. Arenas

Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Univ. Complutense. 28040 - Madrid. España.

## ABSTRACT

*In the Rehamna Massif, in the Moroccan Hercynian Belt, metamorphic peak conditions in the  $L1 - T$  part of the amphibolite facies were reached during the development of a intermediate  $P/T$  - barrovian like - metamorphism, which it is related to a first compressive tectonic regime. The regional baric peak is essentially coincident with the thermal peak and shows moderate variations in the different domains of the massif, which can be considered as strictly related to their relative structural positions. The  $syn - late - D2$  extensional regime was caused by the gravitational collapse of the thickened crust, which was thence affected by a pronounced and probably fast uplift. This extension caused a general post - peak decompressive and slightly retrogressive  $P - T$  path, coeval with the approach between Eastern Rehamna and Central Rehamna.*

**Key words:** *barrovian metamorphism, mineral chemistry, thermobarometry, Rehamna massif.*

*Geogaceta, 18 (1995), 195-198*

*ISSN: 0213683X*

## Introducción

El Macizo de Rehamna registra un metamorfismo de afinidad barroviense, cuyas características fundamentales han sido analizadas por Aghzer y Arenas (In press.; incluido en este mismo volumen). El dominio oriental ocupa la posición estructural culminante, estando separado del dominio central subyacente (Manto de Skhour) por medio del límite tectónico oriental de la ZCOZ, cuya interpretación como una zona de cizalla dúctil aditiva ha sido discutida también previamente en este mismo volumen. Ambos dominios registran por tanto una evolución metamórfica parcialmente común, pero algo diferencial en función de sus distintas posiciones estructurales. De este modo, la Formación de Skhour (Rehamna Central) y las formaciones culminantes de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf (Rehamna Oriental), alcanzan picos térmicos de condiciones  $P - T$  máximas y mínimas, respectivamente. El objetivo principal de este trabajo consiste en la cuantificación termobarométrica de la historia  $P - T$ , lo que unido al conjunto de datos estructurales permitirá precisar las líneas fundamentales de la evolución tectonotermal de este fragmento de la Cadena Hercínica Europea - Africana.

## Características metamórficas y mineralógicas

La evolución metamórfica del Macizo de Rehamna está relacionada con el desarrollo de un régimen tectónico inicialmente compresivo, al que sucede en el tiempo un colapso extensional que restaura el equilibrio en la corteza engrosada; el primer régimen está acompañado por el desarrollo de metamorfismo progrado de media  $P/T$  o barroviense, mientras que el régimen extensional tiene lugar bajo condiciones metamórficas esencialmente retrógradas. En el Manto de Skhour, la asociación mineral característica de la zona de la clorita durante  $D_1$  y  $D_2$  está constituida por clorita + mica blanca + cuarzo + estilpnomelana  $\pm$  plagioclasa + ilmenita  $\pm$  rutilo. La zona de la biotita está caracterizada por la aparición de este mineral y la desaparición de la estilpnomelana en los niveles más profundos; el granate y la estauroлита aparecen al comienzo de sus zonas metamórficas respectivas, paralelamente a una disminución progresiva de los contenidos modales en moscovita y clorita. Asociaciones comparables se encuentran también en las formaciones culminantes de Rehamna Oriental; con la excepción de las asociaciones de la zona de la clorita, que fueron desarrolladas durante  $D_1$ ,

las asociaciones minerales encontradas en este dominio resultan exclusivamente contemporáneas de la segunda fase de deformación. Por último, la asociación mineral presente en las metabasitas intercaladas en la zona de la estauroлита de Rehamna Oriental está constituida por hornblenda + plagioclasa + cuarzo + calcita + clinzoisita  $\pm$  granate + ilmenita  $\pm$  rutilo  $\pm$  esfena.

Los granates sin -  $D_1$  de las metapelitas y semipelitas de la Formación de Skhour son ricos en almandino, espesartita y grossularia, y pobres en piropo. Las composiciones medias de sus núcleos (Alm 61.81 Sps 21.98 Prp 4.84 Grs 11.37) y de sus bordes (Alm 67.22 Sps 17.10 Prp 5.69 Grs 9.99), definen un gradiente de composición indicativo de que su crecimiento tuvo lugar bajo condiciones metamórficas progradas (Tracy, 1982). Los granates sin -  $D_2$  de la misma formación son igualmente ricos en almandino, espesartita y grossularia, y pobres en piropo; la composición media de sus núcleos (Alm 72.57 Sps 14.34 Prp 5.63 Grs 7.46) es más rica que la de los bordes (Alm 79.05 Sps 7.01 Prp 7.56 Grs 6.38) en espesartita y grossularia, y más pobre en piropo y almandino. Estas diferencias de composición sugieren que la zonación es de crecimiento progrado, mostrando también un carácter

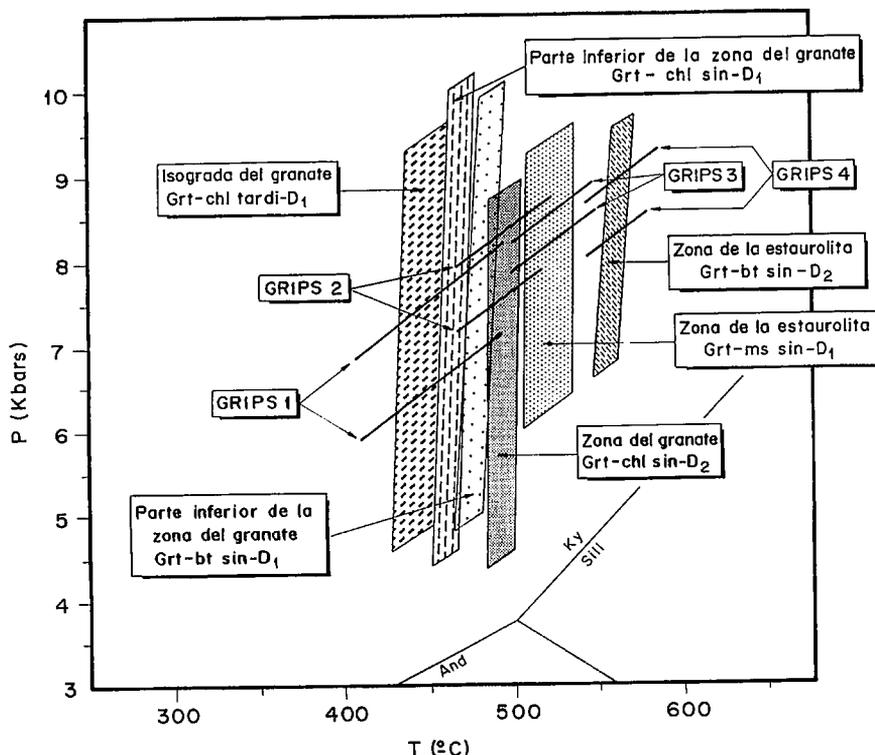


Fig. 1.- Diagrama P - T mostrando los resultados termobarométricos obtenidos para las asociaciones metamórficas sin - D<sub>1</sub> y sin - D<sub>2</sub> de las zonas del granate y de la estaurólita de la Formación de Skhour. Termómetros: grt - chl (Ghent *et al.*, 1987); grt - bt (Ferry y Spear, 1978; Hodges y Spear, 1982; Hoinkes, 1986); grt - ms (Hynes y Forest, 1988). Barómetro GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986): 1 y 2, asociaciones sin - D<sub>1</sub> y sin - D<sub>2</sub>, respectivamente, de la zona del granate; 3 y 4, asociaciones sin - D<sub>1</sub> y sin - D<sub>2</sub>, respectivamente, de la zona de la estaurólita. Límites de estabilidad de los polimorfos de silicato aluminico, según Holdaway (1971). Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

Fig. 1.- P - T diagram showing the thermobarometric results obtained in the syn - D<sub>1</sub> and syn - D<sub>2</sub> mineral assemblages of the garnet and staurolite zones of the Skhour Formation. Thermometers: grt - chl (Ghent *et al.*, 1987); grt - bt (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982; Hoinkes, 1986); grt - ms (Hynes & Forest, 1988). Barometer GRIPS (Bohlen & Liotta, 1986): 1 and 2, syn - D<sub>1</sub> and syn - D<sub>2</sub> garnet zone assemblages, respectively; 3 and 4, syn - D<sub>1</sub> and syn - D<sub>2</sub> staurolite zone assemblages, respectively. Stability fields of the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> according to Holdaway (1971). Mineral abbreviations according to Kretz (1983).

esencialmente continuo. Los mismos gradientes de composición, aunque más acusados, se desarrollan también entre los núcleos (Alm 59.80 Sps 21.72 Prp 3.25 Grs 15.23) y los bordes (Alm 74.65 Sps 9.75 Prp 5.04 Grs 10.56) de los granates sin - D<sub>2</sub> de las formaciones de Rehamna Oriental.

Las micas blancas sin - D<sub>1</sub> y sin - D<sub>2</sub> de las zonas de la clorita y de la biotita son fengitas (Si > 3.1; Guidotti, 1984); las de las zonas del granate y de la estaurólita, menos ricas en sílice (Si < 3.1), son moscovitas. Las cloritas orientadas en la S<sub>1</sub> o en la S<sub>2</sub> son ripidolitas (Hey, 1954) con una relación Mg/Fe que aumenta de manera sistemática desde la zona de la clorita hasta la del granate, lo que puede interpretarse como relacionado con la progresión termal (Miyashiro, 1973). El quimismo de las biotitas que definen las fábricas planares S<sub>1</sub> o S<sub>2</sub> tiende hacia los términos flogopita - an-

nita en la zona de la biotita, muestra una composición intermedia en la zona del granate, y presenta una tendencia neta hacia los términos eastonita - siderofilita en la zona de la estaurólita.

La composición de las plagioclasas sin - D<sub>1</sub> evoluciona paralelamente al incremento de la temperatura: son albitas (An 0.87-1.55) en la zona de la biotita, mientras que consisten en oligoclasas en las zonas del granate (An 12) y de la estaurólita (An 19). Las plagioclasas sin - D<sub>2</sub> analizadas pertenecen a las zonas del granate y de la estaurólita; son oligoclasas (An 14-15) que no muestran una variación significativa en el contenido en anortita. Las soluciones sólidas de los óxidos de Fe - Ti están constituidas sobre todo por rutilo en las zonas de la clorita y de la biotita, y por ilmenita en las zonas del granate y de la estaurólita; están desprovistas de hematites, y presentan unos

contenidos en pirofanita netamente superiores a los de geikialita.

Las composiciones medias de los núcleos de los granates de las metabasitas de Rehamna Oriental (Alm 47.47 Sps 22.31 Prp 6.34 Grs 24.06) y las de los bordes (Alm 51.05 Sps 19.88 Prp 7.26 Grs 21.88), definen un gradiente de composición que revela una zonación de tipo progrado. Los anfíboles orientados en los planos de foliación S<sub>2</sub> son, de acuerdo con la clasificación de Leake (1978), Mg - hornblendas, hornblendas tschermakíticas y tschermakitas. Las plagioclasas blásticas son de tres tipos: (a) labradoritas (An 53.55 - 61.90); (b) andesinas (An 37.63-48.49); (c) oligoclasas (An 26.65-29.51). Teniendo en cuenta que estas plagioclasas no coexisten nunca a escala del mismo afloramiento, sus diferentes contenidos en Ca pueden reflejar una influencia de la composición química del protolito.

### Termobarometría

Para cuantificar las condiciones P - T del pico térmico regional a ambos lados de la ZCOZ, se han seleccionado exclusivamente minerales pertenecientes a asociaciones en equilibrio textural. Las condiciones P - T del plegamiento P<sub>1</sub> serán igualmente cuantificadas en la Formación de Skhour. En las zonas del granate y de la estaurólita, la composición de los granates utilizados en termobarometría corresponde a la de los bordes, que se encuentran en contacto y en equilibrio textural con las otras fases de la matriz. Las tentativas de estimación de las condiciones P - T en la zona de la clorita de la Formación de Skhour, mediante la utilización conjunta de la termometría de exolución paragonita - moscovita (Eugster *et al.*, 1972) y de la barometría basada en el contenido en celadonita de las micas blancas potásicas (Massone y Schreyer, 1987), han proporcionado resultados poco consistentes para ser tenidos en cuenta. En la zona de la biotita, los únicos resultados significativos se han obtenido en la asociación sin - D<sub>2</sub> de la Formación de El Broumi - Ouled Hassine (Fig. 2). La termometría de exolución paragonita - moscovita (Eugster *et al.*, 1972) ha permitido calcular la temperatura mínima, mientras que la presión ha sido estimada mediante el barómetro de Massone y Schreyer (1987); teniendo en cuenta la ausencia de feldespato potásico en la asociación de las metapelitas y semipelitas de Rehamna, las presiones obtenidas con el barómetro anterior deben considerarse mínimas.

En la zona del granate, el cálculo de la temperatura ha sido realizado por medio de las reacciones de intercambio Fe - Mg entre

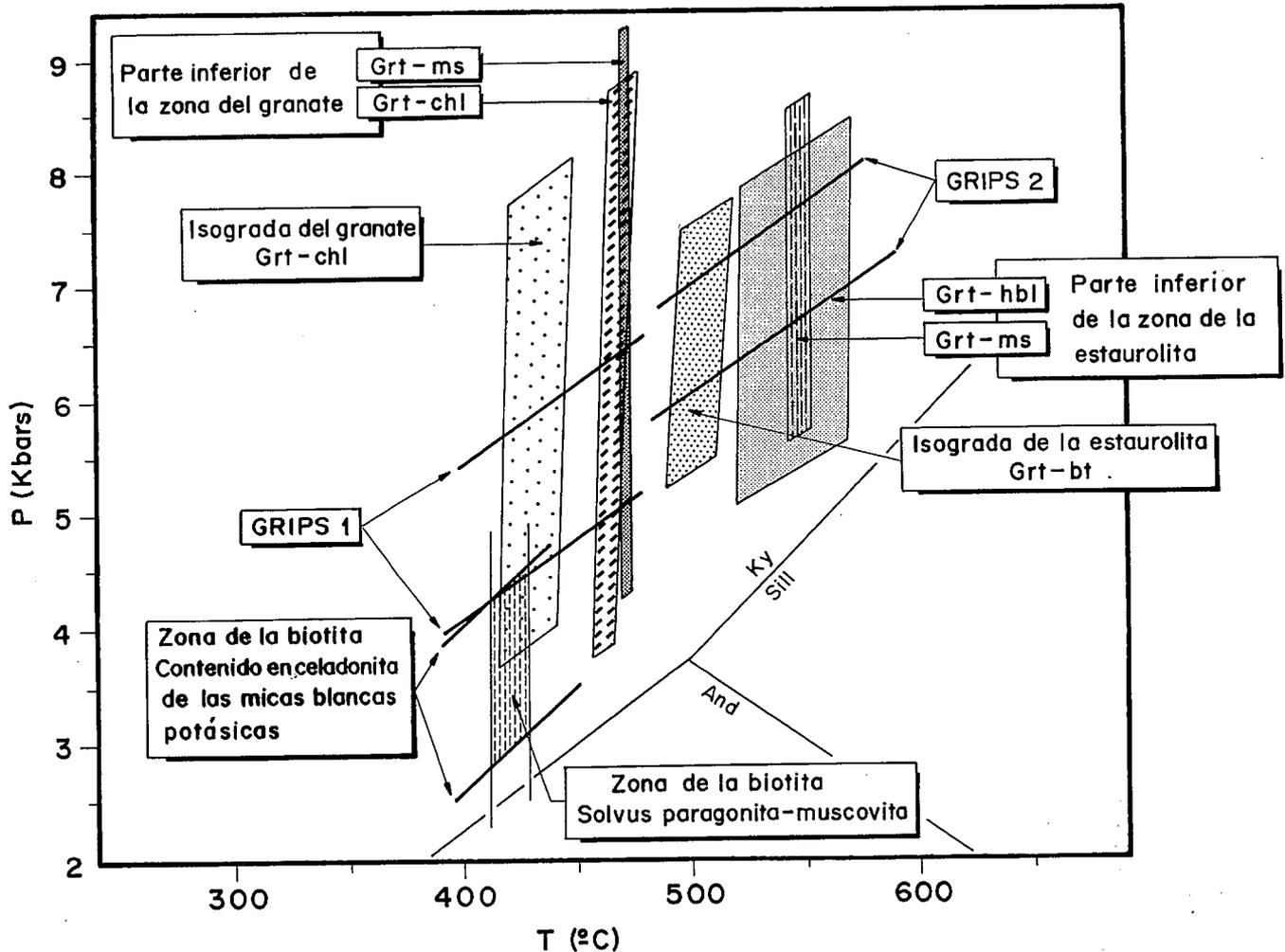


Fig. 2.- Diagrama P-T mostrando los resultados termobarométricos obtenidos para las asociaciones metamórficas sin -  $D_2$  de las zonas de la biotita, granate y estaurrolita de las formaciones de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf. Las estimaciones P-T en la zona de la biotita han sido realizadas con termometría de exolución paragonita - muscovita (Eugster *et al.*, 1972) y con barometría basada en el contenido en celadonita de las micas blancas potásicas (Massone y Schreyer, 1987). En las metabasitas, la temperatura ha sido calculada mediante el termómetro grt - hbl (Graham y Powell, 1984). El barómetro GRIPS ha sido aplicado en la zona del granate (1) y en la de estaurrolita (2). El resto de las abreviaturas son como en la Fig. 1.

Fig. 2.- P-T diagram showing the thermobarometric results obtained in the syn -  $D_2$  mineral assemblages of the biotite, garnet and staurolite zones of the El Broumi - Ouled Hassine and Lalla Tittaf formations. P-T determinations in the biotite zone were obtained using the paragonite - muscovite solvus (Eugster *et al.*, 1972) and barometry based in the celadonite content of the white micas (Massone & Schreyer, 1987). In the metabasites, the temperature was calculated with the grt - hbl thermometer of Graham & Powell (1984). The GRIPS barometer was used in the garnet zone (1) and in the staurolite zone (2). Other abbreviations as in Fig. 1.

biotita y granate (Ferry y Spear, 1978; Hodges y Spear, 1982; Hoinkes, 1986), entre clorita y granate (Ghent *et al.*, 1987) y entre muscovita y granate (Hynes y Forest, 1988). La calibración utilizada en este último termómetro corresponde a la ecuación 9 de Hynes y Forest (1988), en razón de su dependencia nula de la presión. En cuanto a la presión, ha sido estimada mediante el barómetro GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986) (Figs. 1 y 2). En la zona de la estaurrolita, la temperatura ha sido estimada en las litologías pelíticas mediante el termómetro granate - biotita (Ferry y Spear, 1978; Hodges y Spear, 1982) y granate - muscovita (Hynes y Forest, 1988). En las metabasitas de Lalla Tittaf, las estimaciones de la tempera-

tura han sido realizadas mediante el termómetro granate - anfíbol (Graham y Powell, 1984). El cálculo de la presión se ha realizado con el barómetro GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986), aplicado tanto a las metapelitas como a las metabasitas (Figs. 1 y 2).

Los resultados termobarométricos obtenidos en las zonas metamórficas anteriores están incluidos en la Tabla 1 y representados en las figuras 1 y 2.

#### Evolución tectonotermal y conclusiones

La integración de las características metamórficas y estructurales del Macizo de Rehamna, permite proponer para el mismo una evolución tectonotermal caracterizada

por el desarrollo de dos episodios consecutivos (Fig. 3): un episodio  $M_1$  progrado, de afinidad barroviense, desarrollado en relación con el plegamiento  $P_1$  y los cabalgamientos tardi -  $D_1$  a sin -  $D_2$ , y otro episodio posterior  $M_2$  retrógrado, relacionado con la tectónica extensional sin - tardi -  $D_2$  y con el plegamiento y los desgarres de la tercera fase de deformación.

El episodio  $M_1$  corresponde a un engrosamiento cortical que se inicia con la fase de plegamiento  $P_1$ , cuyas condiciones P-T máximas estimadas en la zona de la estaurrolita son de 520 °C y 8.3 Kb. Los estadios últimos del régimen tectónico compresivo culminan el engrosamiento cortical con el cabalgamiento hacia el W a NW de la For-

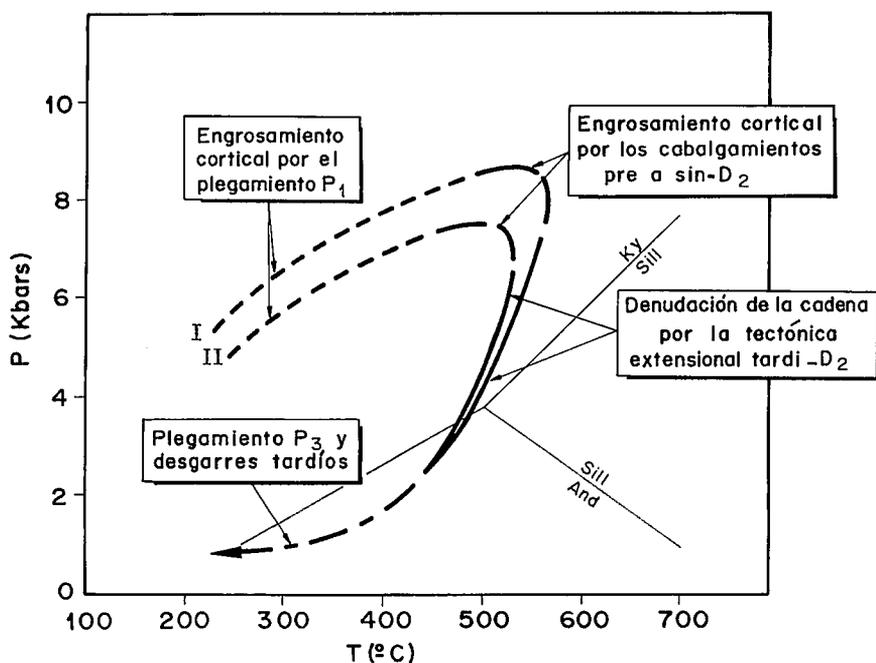


Fig. 3.- Trayectorias P - T estimadas para las litologías de la zona de la estauroлита de la Formación de Skhour (I) y de las formaciones de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf (II). En el caso de las formaciones de Rehamna Oriental (II), el recorrido sin - D<sub>1</sub> de la trayectoria ha sido supuesto.

Fig. 3.- P - T paths deduced for the lithologies of the staurolite zone in the Skhour Formation (I) and in the El Broumi - Ouled Hassine and Lalla Tittaf formations (II). In the formations of Eastern Rehamna (II), the syn - D<sub>1</sub> part of the path has been supposed.

Formación de Skhour			
Fases de deformación	Zonas Metamórficas	T (°C)	P (Kb)
D1	Granate	460 ± 30	7
	Estauroлита	520 ± 10	8,3
Estadios tardi-D1 a sin D2	Granate	495 ± 10	8 ± 0,5
	Estauroлита	560 ± 10	8,7
Formaciones de El Brouni-Ouled Hassine y de Lalla Tittaf			
Estadios tardi-D1 a sin-D2	Biotita	420 ± 10	4 ± 1
	Granate	448 ± 10	5,5
	Estauroлита	532 ± 30	7

Tabla 1.- Resultados termobarométricos obtenidos en la Formación de Skhour (Rehamna Central) y en las formaciones culminantes de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf (Reamna Oriental).

Table 1.- Thermobarometric results obtained in the Skhour Formation (Central Rehamna) and in the uppermost formations of El Broumi - Ouled Hassine and Lalla Tittaf (Eastern Rehamna).

mación de Skhour y de Rehamna Oriental, siendo coetáneos con el establecimiento del pico térmico regional (Fig. 3). Si se excluye la evolución metamórfica de los materiales devónicos basales que afloran en la Ventana de Kef El Mouneb, cuyas condiciones P - T no se han abordado en el presente trabajo, las condiciones termobáricas más extremas se alcanzaron en la parte inferior de la Formación de Skhour; estas condiciones pico se han estimado en 495°C y 8 ± 0.5 Kb para la zona del granate, y 560°C y 8.7 Kb

para la zona de la estauroлита. Las condiciones P - T mínimas durante el régimen compresivo se establecieron en las formaciones culminantes de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf; corresponden a 420°C y 4 ± 1 Kb en la zona de la biotita, 448°C y 5.5 Kb en la zona del granate, y 532°C y 7 Kb en la zona de la estauroлита. Teniendo en cuenta que las asociaciones metamórficas y las inclusiones minerales no muestran evidencias de una evolución bajo presiones mayores que las estimadas numéricamente,

puede concluirse que las condiciones calculadas corresponden también a las de los picos báricos de cada zona. Por lo tanto, las diferencias báricas obtenidas entre los dominios central y oriental deben interpretarse como estrictamente relacionadas con sus diferentes posiciones estructurales.

El régimen extensional sin - tardi - D<sub>2</sub> puede interpretarse como motivado por el colapso gravitacional de la corteza engrosada, que de este modo se ve sometida a una exhumación probablemente rápida. Este régimen es responsable de una fuerte descompresión en todos los niveles del macizo, así como de la aproximación entre Rehamna Oriental y Rehamna Central, que experimentan finalmente una evolución retrógrada común (Fig. 3). El resto de la evolución metamórfica retrógrada del Macizo de Rehamna está relacionada con el desarrollo del plegamiento P<sub>3</sub> y de desgarres tardíos; tiene lugar a bajas presiones y alcanza condiciones propias de la facies de los esquistos verdes, donde se originaron asociaciones epizonales con clorita y/o biotita (Fig. 3).

Referencias

Aghzer, A. M. y Arenas, R. (In press.): *Geogaceta*.  
 Bohlen, S. R. y Liotta, J. L. (1986): *Jour. Petrol.*, 27, 1025 - 1034.  
 Eugster, H. P.; Albee, A. L.; Bence, A.E.; Thompson, J. B. y Waldbaum, D.R. (1972): *Jour. Petrol.*, 13, 147 - 179.  
 Ferry, J. M. y Spear, F.S. (1978): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113 - 117.  
 Ghent, E. D.; Stout, M.Z.; Black, P.M. y Brothers, R.N. (1987): *Jour. Metamorphic Geology*, 5, 239 - 254.  
 Graham, C. M. y Powell, R. (1984): *Jour. Metamorphic Geology*, 2, 13 - 21.  
 Guidotti, C. V. (1984): *Mineral. Soc. Amer.*, 13, 357 - 467.  
 Hey, M. H. (1954): *Mineral Mag.*, 30, 277 - 292.  
 Hodges, K. V. y Spear, F. S. (1982): *Amer. Miner.*, 67, 1118 - 1134.  
 Hoinkes, G. (1986): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 393 - 399.  
 Holdaway, M. J. (1971): *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97 - 131.  
 Hynes, A. y Forest, R.C. (1988): *Jour. Metamorphic Geology*, 6, 297 - 309.  
 Kretz, R. (1983): *Amer. Miner.*, 68, 277 - 279.  
 Leake, B. E. (1978): *Amer. Miner.*, 63, 1023 - 1052.  
 Massone, H. J. y Schreyer, W. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212 - 224.  
 Miyashiro, A. (1973): *George Allen & Unwin Ltd, London*. 492<sup>s</sup>p.  
 Tracy, R. J. (1982): *Mineral. Soc. Amer. Spec. Publ.*, 10, 355 - 397.