

# Velocidades de transmisión de ondas P y S en rocas máficas y ultramáficas. Datos obtenidos experimentalmente y calculados. Macizo de Sierra Alpujata. (Cordilleras Béticas)

*P- and S-waves transmission velocities in mafic and ultramafic rocks. Experimental and calculated- obtained data. Sierra Alpujata Massif. (Betic Cordillera)*

R.S. García-San Millán (\*), H. Kern (\*\*), J.M. Tubía (\*) y D. Mainprice (\*\*\*)

(\*) Dto. de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

(\*\*) Mineralogisch-Petrographisches Institut, Olshausenstrasse 40, 2300 Kiel, Germany

(\*\*\*) Laboratoire de Tectonophysique, U.S.T.L., 34060 Montpellier Cedex (France)

## ABSTRACT

The seismic properties of upper mantle representative samples from the Ronda ultramafic body (Betic Cordillera, Spain) have been determined using laboratory direct measurements and calculations based on the lattice preferred orientations (LPOs) of major minerals. Samples of selected mafic and ultramafic rocks collect the main petrological facies and microstructures present in the Sierra Alpujata Massif. This allows to analyse the lithological and microstructural influence in the P- and S-waves velocities and seismic anisotropy and the strong control produced by the serpentinization degree. Reflection coefficients between lithological interfaces have been calculated from laboratory measurements allowing the characterization of potential seismic reflectors in the subcontinental upper mantle.

**Key words:** LPO (lattice preferred orientation), reflectivity, seismic properties, serpentine, ultramafic rocks, upper mantle.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 988-991  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Desde que Hess (1964) mostrara la existencia de anisotropía sísmica en el manto superior por medio de velocidades Pn los perfiles de sísmica profunda han proporcionado muchos datos nuevos de las propiedades sísmicas del manto superior. Por otra parte, después de concluir que los macizos de peridotitas poseen una anisotropía sísmica similar a la existente en el manto superior, los estudios en fragmentos del manto superior aflorando en la superficie se han usado para deducir las propiedades sísmicas de la litosfera. Las estructuras en peridotitas orogénicas reflejan condiciones de flujo de alta temperatura que favorecen el desarrollo de fuertes orientaciones preferentes (OCP) en el olivino (Nicolas, 1976). Estas orientaciones preferentes de los minerales (principalmente del olivino) producidas por deformación plástica inducen la anisotropía sísmica observada en el manto superior (Nicolas y Christensen, 1987).

Actualmente la interpretación de los perfiles de reflexión profunda cuenta con dos fuentes valiosas para conocer las pro-

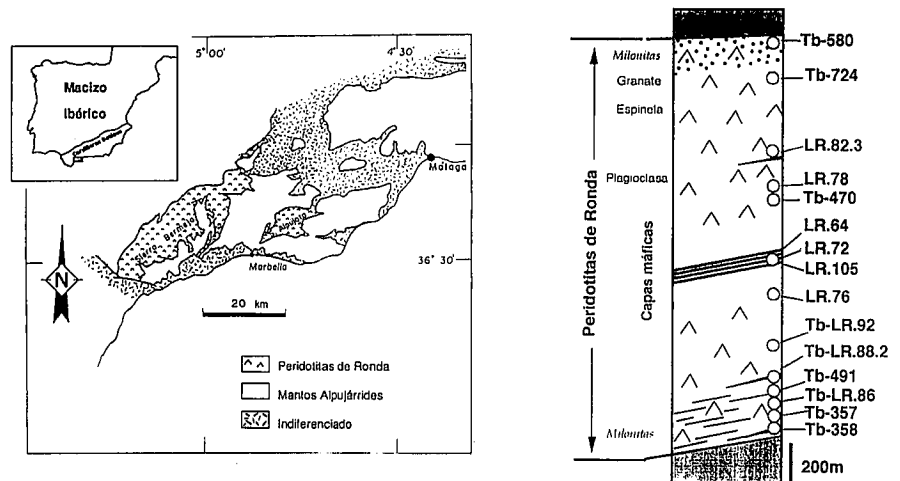


Fig. 1.- (a) Mapa geológico de la localización del Macizo de Sierra Alpujata y su posición en la Península Ibérica. (b) Columna litológica simplificada del Macizo de Sierra Alpujata y localización de las muestras en la misma. Las letras Tb hacen referencia a las muestras descritas por Kern y Tubía (1993).

Fig. 1.- (a) Geological map of the location of the Sierra Alpujata Massif and its position in the Iberian Peninsula. (b) Simplified lithological log through the Sierra Alpujata Massif. Sample localization in log are indicated. Tb letters refer to samples reported by Kern and Tubía (1993).

propiedades sísmicas: bien a partir de medidas directas de laboratorio de rocas típicas (Kern, 1982) o bien a partir de cálculos que requieren la determinación de las orientaciones cristalinias preferentes de los minerales que componen estas rocas (Mainprice y Humert, en prensa). Los datos de petrofábrica consumen mucho tiempo pero proporcionan información vital para la interpretación de las propiedades sísmicas.

El trabajo presentado da información sobre las propiedades sísmicas de la mayor masa de lherzolitas orogénicas del mundo (las peridotitas de Ronda). Las muestras seleccionadas recogen las facies petrológicas y las microestructuras principales presentes en el macizo de Sierra Alpujata con el fin de obtener un conocimiento real de las propiedades sísmicas del macizo. Las medidas directas de laboratorio y las propiedades sísmicas calculadas a partir rocas máficas y ultramáficas permiten analizar la influencia de la serpentina en las velocidades de las ondas P y S y en la anisotropía sísmica. A partir de los datos obtenidos experimentalmente se han calculado los coeficientes de reflexión entre interfases litológicas, lo cual ha permitido la caracterización de potenciales reflectores sísmicos en el manto superior subcontinental.

**Contexto geológico y descripción de las muestras.**

El Macizo de Sierra Alpujata forma la parte inferior del manto de los Reales, que constituye la unidad tectónica superior del Complejo Alpujárride en la parte occidental de la Zona Bética (Fig. 1a). La zonación petrológica de facies en peridotitas y capas máficas ha sido descrita por Obata (1980) en el Macizo de Sierra Bermeja. La variación microestructural en las peridotitas de Sierra Alpujata muestra una zonación desde el núcleo, donde predominan las peridotitas porfiroclásticas de grano grueso, hacia los contactos con las rocas metamórficas que le rodean, donde aparecen milonitas de grano fino (Tubía, 1994) (Fig. 1b). En este trabajo se presentan diez muestras nuevas y otras siete cuyos resultados experimentales han sido tomados de Kern y Tubía (1993). Se han analizado muestras máficas y ultramáficas. Las rocas ultramáficas incluyen lherzolitas y harzburgitas. Las rocas máficas son piroxenitas y gabros olivínicos intercalados en las peridotitas con plagioclasa y gabros situados en la parte inferior de la lámina ultramáfica. Todas ellas muestran diferentes grados de deformación y serpentinización.

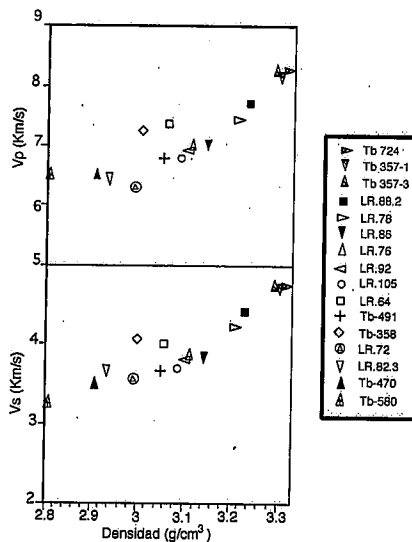


Fig. 2.- Velocidades medias de ondas P y S obtenidas a 600 MPa en relación a la densidad. Triángulos: harzburgitas y lherzolitas; cruces: dunitas; cuadrados: gabros; círculos: piroxenitas.

Fig. 2.- Average P- and S-wave velocities (a) and P-wave anisotropy (b) obtained at 600MPa with regard to density. Triangles: Harzburgites and lherzolites; crosses: dunitas; circles: pyroxenites; squares: gabbros.

En la figura 1b se presenta la situación de las muestras en una columna litológica. Las muestras de peridotitas son lherzolitas con microestructuras porfiroclásticas de tamaño de grano grueso (Tb-724 y Tb-470), medio (LR.76 y LR.82.3) y fino (LR.92 y LR.78). Las muestras Tb-357, LR.86 y Tb-580 son harzburgitas miloníticas. La muestra Tb-491 es una dunita milonítica de grano fino. Junto con las variaciones texturales citadas, estas muestras contienen proporciones de serpentina que varían entre un 1% en la Tb-357 y Tb-724 y un 75% en la muestra Tb-580. Esto permite analizar la incidencia del grado de serpentinización en las propiedades sísmicas de las rocas ultramáficas.

Las muestras procedentes de las capas máficas presentan mas variedad composicional. La muestra LR.105 es una clinopiroxenita con textura porfiroclástica de grano fino. El gabro olivínico LR.64 es una roca laminada y recrystalizada. Los gabros LR.88.2 y Tb-358 muestran una textura milonítica. La muestra LR.72 consta de un bandeado centimétrico compuesto por capas ricas en clinopiroxeno y capas ricas en olivino parcialmente serpentinizado.

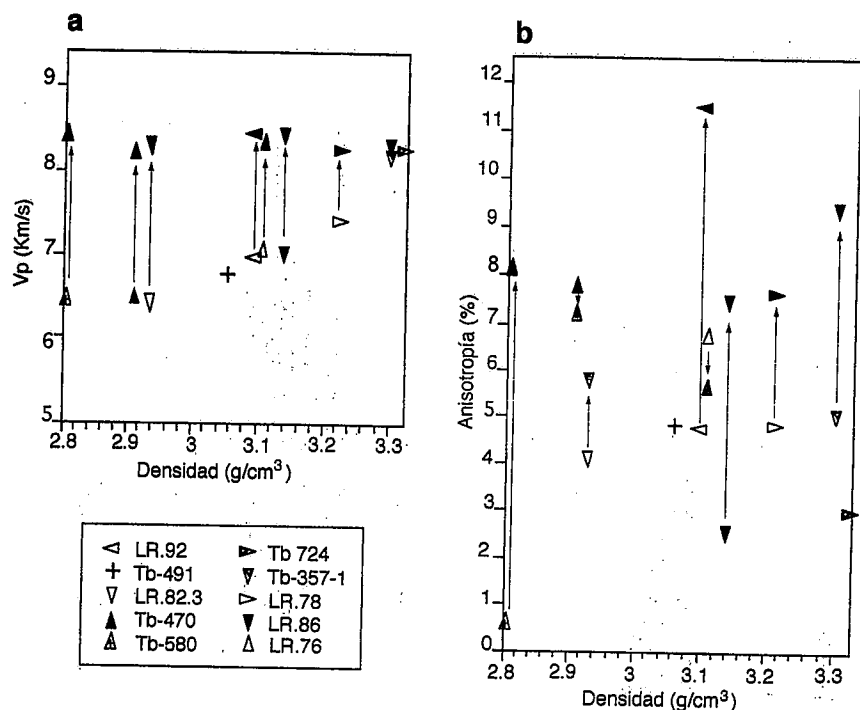


Fig. 3.- Velocidades medias de ondas P (a) and anisotropía de ondas P (b) en relación a la densidad para las peridotitas y la dunita. Los triángulos situados al final de las flechas representan valores obtenidos a 600MPa y los triángulos situados al principio datos calculados a partir de las orientaciones preferentes cristalinias del olivino y del ortopi-roxeno. Los símbolos y las letras son los mismos que los de la figura 2.

Fig. 3.- Average P-wave velocities (a) and P-wave anisotropy (b) with regard to density for peridotites and dunita. Triangles situated at the end of the arrows represent values obtained at 600MPa and triangles situated at the beginning calculated data from olivine and orthopyroxene LPO. Symbols and letters are the same as in figure 2.

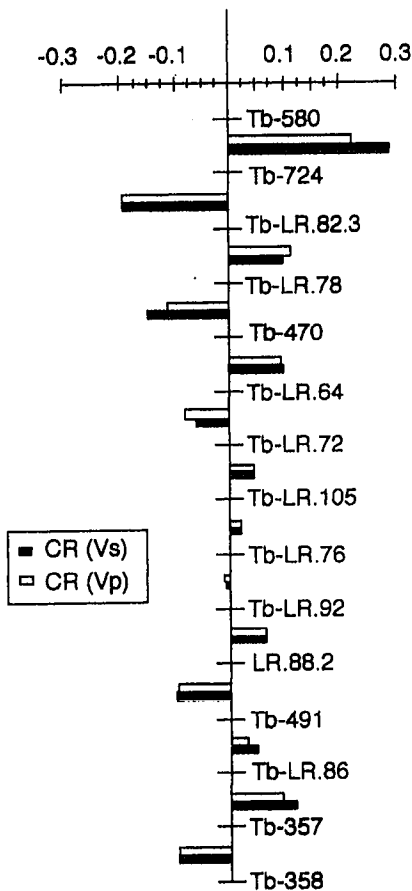


Fig. 4.- Coeficientes de reflexión (CR) calculados en posibles interfases entre las rocas representativas del manto superior. Los CR han sido calculados utilizando las velocidades isotrópicas de ondas P y S (RC(vp) y RC (Vs) respectivamente).

Fig. 4.- Reflection coefficients (RC) calculated at possible interfaces between the upper mantle representative rocks. The RCs were calculated using the isotropic P-waves and S-waves velocities (RC (Vp) and RC (Vs) respectively).

**Metodología**

En las peridotitas las propiedades sísmicas se han obtenido mediante dos métodos diferentes: (1) mediante medidas directas de laboratorio ( a presiones de confinamiento de hasta 600MPa) y (2) mediante cálculos basados en la composición modal de las rocas, las orientaciones cristalinas preferentes (OCP) de los minerales principales y las constantes elásticas del cristal único. Las piroxenitas y gabros han sido estudiados utilizando solamente el primer método. Los coeficientes de reflexión entre interfases litológicas han sido calculados a partir de medidas de laboratorio.

Las medidas directas de velocidades sísmicas se han realizados en una prensa cúbica que utiliza la técnica de transmisión de pulsaciones (Kern, 1982). Las

muestras de forma cúbica y con 43 mm de arista han sido cortadas paralelas a las direcciones estructurales principales X, Y, y Z. Las velocidades de ondas P y S son medidas simultáneamente a lo largo de estas tres direcciones, primero a presión de confinamiento creciente (hasta 600MPa) a temperatura de cierre y después a temperatura creciente (hasta 600°C) a presión de confinamiento de 600MPa. Cada conjunto de resultados está compuesto por nueve velocidades (tres velocidades de ondas P y seis de ondas S) junto con la de la densidad.

El cálculo de las propiedades sísmicas (velocidades de ondas P (Vp), velocidades de ondas S rápidas (Vs1), y lentas (Vs2), birrefringencia (Vs1 - Vs2), orientación de los planos de polarización de las ondas de cizalla y la anisotropía de ondas P y S) de un agregado compuesto por varias fases minerales está basada en la ecuación de Christoffel (Crosson y Lin, 1971). La OCP de los minerales mayores determinada con la ayuda de la platina universal permite el cálculo de los coeficientes elásticos de cada agregado mineralico. Las propiedades elásticas se calculan a través de esta ecuación a partir de los coeficientes elásticos, la densidad de cada fase mineral y su porcentaje volumétrico. Los detalles de los cálculos pueden ser consultados en Mainprice y Humbert (en prensa). Las constantes elásticas utilizadas para los cálculos son las de Kumazawa y Anderson (1969) para el olivino y las de Weidner, Wang e Ito (1978) para el ortopiroxeno. El programa de ordenador puesto a punto por D. Mainprice (1990) permite la representación espacial de la variación de las velocidades sísmicas.

Los cálculos de los coeficientes de reflexión permiten cuantificar las propiedades de las interfases litológicas y localizar zonas de alta reflectividad. Considerando horizontales dos capas litológicas diferentes, y la dirección de propagación de la onda P vertical el coeficiente de reflexión (CR) puede ser obtenido de la siguiente ecuación:  $CR = (r_2 V_2 - r_1 V_1) / (r_2 V_2 + r_1 V_1)$  (Aki y Richards, 1980), siendo r la densidad del medio considerado y V la velocidad de propagación a través del medio.

Los coeficientes de reflexión han sido calculados considerando el medio isotrópico, es decir, utilizando velocidades medias de ondas S y P.

**Resultados**

Los resultados experimentales se muestran en la figura 2 donde se representan la densidad obtenida experimen-

talmente y las velocidades medias de ondas P y S. La anisotropía de ondas P ha sido calculada como la diferencia entre la velocidad máxima y mínima con respecto a la media (Birch, 1961) y en la figura 3b aparecen los valores obtenidos para las peridotitas. En general las muestras que presentan velocidades medias y valores de densidad más altos corresponden a muestras con menor cantidad de serpentina y/o otros productos de alteración (serpentina principalmente) (Tb-724, Tb-357 o LR.88.2).

En las peridotitas se ve claramente cómo los valores de Vp y Vs decrecen al incrementarse el contenido en serpentina, lo cual se correlaciona perfectamente con la relación casi lineal existente entre el contenido en serpentina y la densidad. Se han obtenido valores de velocidad similares para muestras que presentan microestructuras diferentes y un contenido en serpentina similar. Por ejemplo las muestras miloníticas y porfiroclásticas LR.86 y LR.92 o Tb-357 y LR.724 respectivamente pueden ser un buen ejemplo.

La anisotropía de ondas P (Fig.3b) está en el rango 0.58-7.74%. Estas variaciones son debidas a las diferencias composicionales, orientaciones cristalinas preferentes y al efecto constructivo o destructivo de la serpentina. Los valores similares en las muestras LR.92 y LR.78 pueden ser explicados por el diferente contenido en ortopiroxeno y serpentina. El alto valor de la anisotropía en las muestras Tb-470 y LR.76 es debido a la orientación preferente de la serpentina en el primer caso (Kern y Tubía, 1993) y en el segundo a las fracturas rellenas de serpentina orientadas formando ángulos pequeños con la foliación. Los valores más bajos obtenidos corresponden a la muestra con mayor contenido en serpentina (Tb-580).

Las velocidades y densidades medidas en las piroxenitas (LR.105, LR.72), gabros olivínicos (LR.64 y LR.88.2) y gabros (Tb-358) también reflejan el grado de alteración y la composición (Fig 2). Los valores más altos de velocidad corresponden a las rocas más frescas (LR.88.2), mientras que los valores más bajos provienen de las más alteradas (LR.72). Valores intermedios en las muestras LR.64 y Tb-358 que apenas tienen serpentina pueden ser explicados por su alto contenido en plagioclasa, mineral con una velocidad de transmisión de ondas mucho menor que la correspondiente a los minerales constituyentes de rocas ultramáficas. (Birch, 1961).

Los valores bajos de anisotropía en las muestras LR.64, LR.88.2 y LR.72

pueden ser explicados en relación al número de fases minerales constituyentes y su efecto destructivo en relación a las orientaciones preferentes de sus minerales (Barruol, 1993). Los valores de anisotropía más altos en el gabro son coherentes con el efecto constructivo en las propiedades sísmicas de la plagioclasa y el clinopiroxeno. La muestra LR.105 tiene que reflejar las OCP del clinopiroxeno, su principal mineral constituyente.

Los resultados de velocidades sísmicas calculadas aparecen en la figura 3 donde se muestran las velocidades de ondas P medidas y calculadas en peridotitas. Las velocidades de ondas S que no aparecen representadas aquí muestran la misma tendencia. La mayor parte de los valores de  $V_p$  calculados están entre 8.26 y 8.48 km/s, típicos valores referidos de rocas procedentes del manto superior. Las diferencias entre los valores calculados y medidos aumentan con el aumento en el contenido en serpentina desde las muestras más frescas (Tb-357) a las muestras más serpentinizadas (Tb-580). Esto es debido a que la serpentina presenta velocidades sísmicas inferiores a las del olivino (Christensen, 1978). La buena correlación entre valores calculados y medidos en rocas frescas y esa diferencia aumentando de forma lineal con el aumento en el contenido en serpentina (no considerado en los datos teóricos) muestra claramente que las propiedades sísmicas están relacionadas con las orientaciones preferentes del olivino y del ortopiroxeno (Nicolas y Christensen, 1987).

La anisotropía de ondas P calculadas se muestra en la figura 3b. El intervalo de valores es mucho más amplio (5.6-11.4%) que en la figura anterior. Se observan grandes diferencias entre los valores medidos y calculados, incluso cuando el grado de serpentización es bajo (Tb-357). En general los valores calculados son más altos que los obtenidos excepto para las muestras Tb-470 y LR.76. Esto pone de nuevo en evidencia el efecto que la orientación preferente de la serpentina provoca en los valores de la anisotropía sísmica obtenidos experimentalmente.

La diferencias entre los valores medidos y calculados es debido en parte al contenido en serpentina, con menor anisotropía de ondas compresionales (Christensen y Mooney, 1995) y a que en los cálculos de  $V_p$  solamente se consideran las OCP y se omite el efecto de las microfisuras y los límites de grano que tienden a reducir las velocidades sísmicas (Siegesmund *et al.*, 1990).

Los coeficientes de reflexión calculados aparecen representados en la figura 4 como interfases en una columna litológica. Los valores más altos (0.1-0.2) aparecen entre peridotitas muy serpentinizadas (Tb-580, Tb-470 y Tb-82.3) y peridotitas frescas (Tb-724 y Tb-357). Los contactos entre gabros y peridotitas (Tb-358) y entre gabros olivínicos y dunitas dan valores alrededor de 0.1. Los contactos entre gabros olivínicos y peridotitas no proporcionan una reflectividad alta.

### Conclusiones

Las investigaciones de las propiedades sísmicas de las peridotitas del Macizo de Sierra Alpujata determinadas mediante dos métodos diferentes (medidas de laboratorio y cálculos sísmicos) y las medidas experimentales obtenidas para rocas máficas y ultramáficas procedentes de las capas máficas permiten establecer las siguientes observaciones:

- La buena correlación existente entre las velocidades sísmicas calculadas y las obtenidas experimentalmente en peridotitas frescas hace del estudio de la fábrica un método apropiado para la obtención de velocidades elásticas reales en estas rocas. Las medidas de laboratorio son más adecuadas en piroxenitas y gabros debido al bajo grado de alteración que presentan y a la mayor dificultad de obtención de OCP de sus minerales constituyentes. No obstante los estudios de petrofábrica son necesarios para la interpretación de los datos obtenidos experimentalmente.

- La serpentización ejerce un fuerte control sobre las propiedades sísmicas de las peridotitas. Las velocidades medias de ondas P y S obtenidas experimentalmente son inferiores cuando el porcentaje en serpentina es más elevado. La anisotropía de ondas P está también influenciada por la serpentización. La serpentina de alteración causa un descenso en los valores, mientras que la serpentina originada en condiciones sintectónicas conducentes a la fracturación preferente de las rocas produce un incremento en la anisotropía.

- Los valores de reflectividad más elevados han sido obtenidos en los contactos entre peridotitas serpentinizadas y peridotitas frescas. Las rocas que presentan diferencias microestructurales no dan reflexiones importantes. Por tanto los cambios mineralógicos en zonas de cizalla son necesarios para explicar los reflectores sísmicos en el manto superior que han sido interpretados como zonas de cizalla

(Reston, 1990). La alternancia de algunos gabros y dunitas o peridotitas tienen el potencial de generar reflectores relativamente importantes en el manto superior. Bandeados composicionales producidos por procesos mantélicos (de percolación, o magmáticos) pueden ser potenciales reflectores sísmicos.

### Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto DGICYT N°PB93-1149-C03.

### Referencias

- Aki, K. y Richards, P.G. (1980). *Freeman and Co., San Francisco*. Vol.1, 832 pp.
- Barruol, G. (1993). *Thèse Univ. Montpellier II*. 277pp.
- Birch, F. (1960). *Jour. Geophys. Res.*, 65, 1083-1102.
- Crosson, R.S. and Lin, J.W., (1971). *Jour. Geophys. Res.* 76, 570-578.
- Christensen, N. I. (1978). *Tectonophysics*, 47, 131-157.
- Christensen, N. I. y Mooney, W.D. (1995). *Jour. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788.
- Hess, H.H. (1964). *Nature*, 204, 629-631.
- Kern, H. y Tubía, J.M., (1993). *Earth Planet. Sci. Letters*, 119, 191-205.
- Kern, H., (1982). In: *High Pressure Research in Geoscience*, W. Schreyer, ed., pp. 15-45, *Schweizerbart, Stuttgart*.
- Kumazawa, M. y Anderson, O.L., (1969). *Jour. Geophys. Res.*, 74, 5961-5980.
- Mainprice, D. (1990). *Computer Geosci.*, 16, 385-393.
- Mainprice, D. y Humbert, M. en prensa en *Surveys in Geophysics*.
- Nicolas, A. (1976). *Tectonophysics*, 32, 93-106.
- Nicolas, A. y Christensen, N.I., (1987). In: *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System (edited by Fuch, K. & Froidevaux, C.) Am. geophys. Un. Geodyn. Ser.*, 16, 111-123).
- Obata, M. (1980). *Jour. Petrol.*, 21, 533-572.
- Reston, T. (1990). *Geology*, 18, 272-275.
- Seront, B., Mainprice, D. y Christensen, N.I. (1993). *Jour. of Geoph. Res.*, 98, 2209-2221.
- Siegesmund, S., Kern, H. y Vollbretch, A. (1991). *Earth Planet. Sci. Letters*, 186, 241-251.
- Weidner, J.P., Wang, H. e ITO, J. (1978) *Jour. Geophys. Res.*, 87, 9349-9353.