

Un modelo Gravimétrico 3-D para la corteza del NE de la península Ibérica

A 3-D gravity model for the crust of the NE of the Iberian Peninsula

E. Suriñach (*) R. Chávez (**)

(*)Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08028 Barcelona. e-mail: emma@natura.geo.ub.es

(**)Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, Circuito Exterior, 04510 México D.F., México.

ABSTRACT

Attention is focused on a three-dimensional model for the crustal structure of Catalonia (NE of the Iberian Peninsula). We combine different methodologies normally used separately in exploration geophysics to obtain the topographies of the Moho discontinuity and a crustal interface by separating their effects in the Bouguer anomaly map. The separation and isolation of the different components included in the Bouguer anomaly map were performed in the wavenumber domain by using the Spectral Factorization Method (SFM) (Spector and Grant, 1970). The three-dimensional model producing the different components of the gravity anomaly map was estimated by separately inverting the corresponding domains of the power spectrum. The inversion method applied permitted us to obtain the three-dimensional Moho discontinuity and the three-dimensional top of the lower crust, which are consistent with the two-dimensional models for the area. The SFM seems to be a good tool for differentiating the different parts of the crust. There is a good correlation between the SFM depths and the upper and lower boundaries of the reflective area (layered lower crust) observed along the reflection seismic lines in the area.

Key Words: Bouguer anomaly, Spectral Factorization Method, Crustal structure, NE Iberian Peninsula, Catalonia

Geogaceta, 20 (4) (1996), 943-946
ISSN: 0213683X

Introducción

Actualmente se dispone de un volumen aceptable de información geofísica válida para la obtención de la estructura litosférica en la zona NE de la Península Ibérica (básicamente perfiles sísmicos profundos y datos gravimétricos (Casas *et al.*, 1987; Explosion Seismology Group Pyrenees, 1980; ECORS Pyrenees Team, 1988; ESCI-Valencia Trough Working Group, 1992). Esta información se ha utilizado para la obtención de la estructura profunda, si bien el énfasis se ha puesto en la interpretación de líneas individuales para la obtención de modelos bi-dimensionales. Las zonas estudiadas son los Pirineos (Gallart *et al.*, 1981; Daignières *et al.*, 1989; Torné *et al.*, 1989), la zona costero catalana y el surco Balear (Torné y Watts, 1992; Dañoibeitia *et al.*, 1992; Gallart *et al.*, 1994) (Fig.1).

A continuación presentamos un modelo tridimensional de la estructura litosférica de Cataluña, obtenido mediante inversión numérica de datos gravimétricos

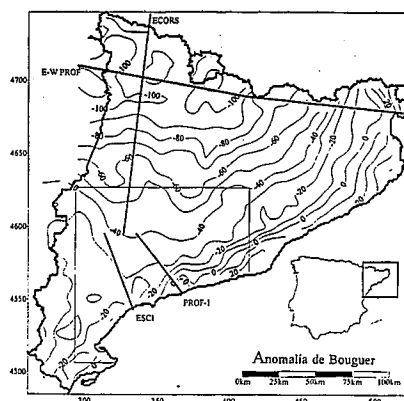


Fig.1 Mapa de anomalías de Bouguer. Los principales perfiles sísmicos profundos están representados en líneas gruesas. El rectángulo indica la sub-área analizada.

Fig.1. Total Bouguer anomaly map. Heavy lines indicate the main seismic profiles carried out in the region. Rectangle shows the sub-area analyzed.

en el dominio del número de onda. El método utilizado es una combinación de diversos métodos que se utilizan en exploración geofísica para la determinación de estructuras geológicas superficiales y que separadamente dan resultados positivos (Spector y Grant, 1970; Gupta y Raman, 1980; Oldenburg, 1974).

Datos gravimétricos

Los datos utilizados son las anomalías de Bouguer correspondientes a las 2374 estaciones gravimétricas observadas y corregidas por el Servei Geològic de Catalunya (SGC) en una área de 31,900 km². El mapa de anomalías de Bouguer fue publicado por el SGC a escala 1:500.000 (Casas *et al.*, 1987). Para este estudio se han incorporado, además, 1477 estaciones marinas en la zona próxima a la costa catalana.

La Fig.1 muestra el mapa de anomalías de Bouguer. Para representarlas se procedió a construir una matriz de 32x32 puntos, con un intervalo regular de 4 km

utilizando un algoritmo de interpolación basado en el método de Krigging. El mapa obtenido presenta una distribución suave de las isoclinas, destacándose un gradiente negativo en dirección SE-NW que concluye en un bajo gravimétrico de -110 mGal en la zona de Pirineos mientras que hacia la costa las anomalías de Bouguer son positivas. En la parte central se delinea la Cuenca del Ebro. El mapa obtenido es similar al publicado por el SGC (Casas *et al*, 1987).

Filtrado de los datos gravimétricos

El proceso de separación de las componentes correspondientes a la fuente profunda (regional) y a la somera (residual) en los datos gravimétricos se ha realizado en el espacio de número de onda radial utilizando el método seguido por Gupta y Ramani (1980) que se basa en el de factorización espectral (Spector y Grant, 1970). La profundidad promedio de la fuente o fuentes causativas de la anomalía se estima a partir de las pendientes asociadas a los diferentes intervalos del espectro de amplitudes del mapa de anomalías de Bouguer cuando se representa el logaritmo neperiano de la amplitud del espectro en función de k, número de onda radial, una vez promediado en anillos concéntricos éste para su representación en una dimensión (Mishra y Naidu, 1974).

La Fig.2 muestra la gráfica del espectro de las anomalías de Bouguer en función del número de onda radial k, una vez transformado a una representación en una dimensión. Pueden observarse tres dominios o intervalos de números de onda, el (1) con $0 < k \leq 0.0156 \text{ km}^{-1}$ con una profundidad promedio estimada para la fuente de $57 \pm 4 \text{ km}$; el (2) de $0.0156 \text{ km}^{-1} < k \leq 0.0352 \text{ km}^{-1}$ que presenta una profundidad asociada de $16 \pm 1 \text{ km}$ y finalmente, el (3) que se encuentra en la 'cola' del espectro con $k \geq 0.0352 \text{ km}^{-1}$, que corresponde a una profundidad de $5.6 \pm 0.7 \text{ km}$. Hemos asociado la fuente más profunda a la discontinuidad corteza-manto y la intermedia a una discontinuidad intracortical. No consideramos los resultados correspondientes a la parte más superficial debido a que esta región del espectro podría estar contaminada por ruido. Los resultados obtenidos para la parte más profunda superan los valores correspondientes a una corteza normal. No obstante, son acordes con los resultados obtenidos en estudios de sismica y gravimetría ya que, en el norte del área estudiada, a partir de la interpretación del perfil ECORS- Pirineos, se obtiene un valor para la profun-

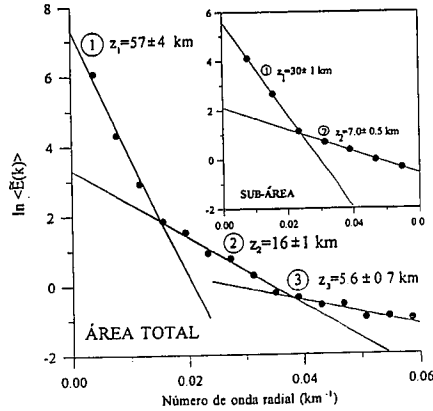


Fig.2 Espectro de amplitudes promediado de las anomalías de Bouguer en función del número de onda radial k. Las pendientes (1), (2) y (3) definen los diferentes intervalos del espectro asociados a diferentes estructuras en profundidad (indicadas en diagrama). El espectro de amplitudes promediado de la sub-área se indica en el recuadro.

Fig.2. Averaged power spectrum of the Bouguer anomaly map as a function of the radial wavenumber k. Slopes (1), (2), and (3) define breaks in the spectrum bounding low-, intermediate, and high-wavenumber content. Wavenumber intervals define structural domains, whose average depths can be estimated (shown in diagram). The averaged power spectrum of gravity data from a sub-area is shown in the inset.

didad de la Moho que supera los 55 km. Para confirmar la influencia de esta fuente profunda en nuestros resultados se decidió estudiar el contenido de frecuencia de una sub-área (rectángulo en Fig.1) alejada de los Pirineos. El espectro de amplitudes para la mencionada sub-área se presenta en la parte superior derecha de la Fig.2. En este caso se ha encontrado una profundidad de $30 \pm 1 \text{ km}$ para la fuente más profunda (discontinuidad corteza-manto), más acorde con una corteza normal.

En la Fig.3 están representados el mapa de anomalía regional y residual intermedia correspondientes a las zonas 1 y 2 del área total, una vez separadas aplicando un filtro tipo Wiener en el dominio del número de onda. El mapa regional, asociado a la discontinuidad corteza inferior-manto, posee una tendencia suave hacia el NW, con un gradiente negativo en la mencionada dirección y definiendo suavemente la flexión de la corteza debajo de los Pirineos (Fig. 3a). El mapa residual asociado a la discontinuidad corteza superior-inferior presenta anomalías oscilando entre 10 mGal en las cercanías de la costa y -20 mGal en la región Pirenai-

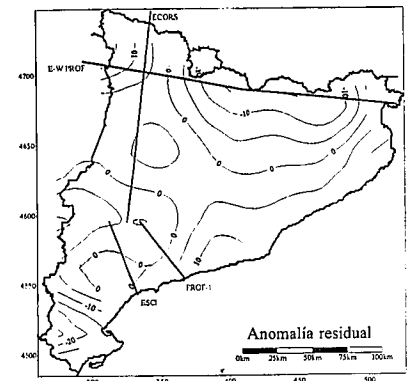
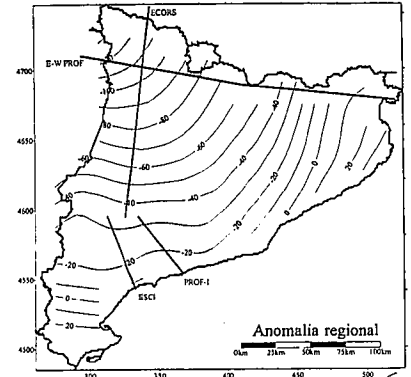


Fig.3.a) Mapa de anomalías regional. **b)** Mapa de anomalías residual intermedio.

Fig.3. a) Regional anomaly map, b) Residual anomaly map. Tail has also been removed.

ca, así como también hacia el S, en dirección del Delta del Ebro (Fig. 3b). En ambos mapas y debido a efectos de borde no deben ser considerados los valores próximos a la frontera franco- española.

Inversión de las anomalías gravimétricas

Para obtener un modelo tridimensional de las estructuras anómalas responsables de las componentes regional y residual intermedia se aplicó un método de inversión en el dominio de Fourier. El esquema matemático está basado en un proceso desarrollado por Parker (1973) para calcular el efecto gravimétrico de una placa bi-dimensional deformada alrededor de una profundidad de referencia, h_0 , y con contraste de densidad constante, AP. Las variaciones topográficas $h(x,y)$ alrededor de esa profundidad de referencia deben cumplir que $h(x,y) < h_0$. En este trabajo hemos utilizado la información del espectro de amplitudes para acotar la profundidad de referencia y definir las frecuencias de corte que aseguren una solución que converga. El contraste de densidad fue determinado en función de las velocidades

des sísmicas encontradas a partir de los perfiles de sísmica profunda de la zona (Daignières *et al*, 1982; Suriñach *et al*, 1993 y Gallart *et al*, 1994). Estos valores son 0.4 g/cm^3 y 0.25 g/cm^3 para las discontinuidades corteza inferior-manto y corteza superior-inferior respectivamente y están de acuerdo con anteriores estudios gravimétricos (Torné *et al*, 1989).

Los modelos gravimétricos obtenidos se muestran en las figuras 4a y 4b para la discontinuidad corteza inferior-manto y para el límite corteza superior-inferior respectivamente. Para su obtención se ha utilizado como profundidad de referencia la profundidad media estimada del análisis espectral para cada caso. La topografía para la Moho es suave y buza hacia el NW alcanzando éste los 40 km de profundidad. La corteza se adelgaza desde los Pirineos hacia la costa con un valor para la base de la corteza entre 27 y 30 km. La discontinuidad intracortical presenta una estructura en "silla de caballo" con un mínimo semi-circular en la zona pirenaica que alcanza una profundidad máxima de 20 km. Hacia el este y el oeste esta discontinuidad se hace más superficial

Discusión de los resultados

La inversión de los datos gravimétricos ha permitido obtener la topografía para la base de la corteza y la frontera entre la corteza superior e inferior. Para verificar los resultados obtenidos se procedió a compararlos con los resultados de las líneas de sísmica de reflexión profunda (ver Fig.1 para su localización). Los perfiles corticales obtenidos de este estudio se han superpuesto a las mencionadas líneas sísmicas convertidas a profundidades (Vidal, 1995; Gallart *et al*, 1994). Además, se ha calculado el efecto gravimétrico de los modelos obtenidos y éste se ha comparado con la anomalía de Bouguer observada sobre cada perfil sísmico. Es importante observar que el ajuste es razonablemente bueno, en particular el obtenido sobre la línea ESCI (Fig. 5). En general, se puede ver que las discontinuidades obtenidas mediante inversión delimitan las zonas de la corteza con mayor número de eventos sísmicos.

Otro de los resultados a destacar es el hecho que los valores para la profundidad media de las fuentes de anomalía obtenidos de la factorización espectral concuerdan con las de los límites de la corteza de la corteza inferior laminada obtenidas de los perfiles de sísmica de reflexión. Este hecho podría indicar que el método de factorización espectral es bueno para diferenciar la corteza inferior laminada lo

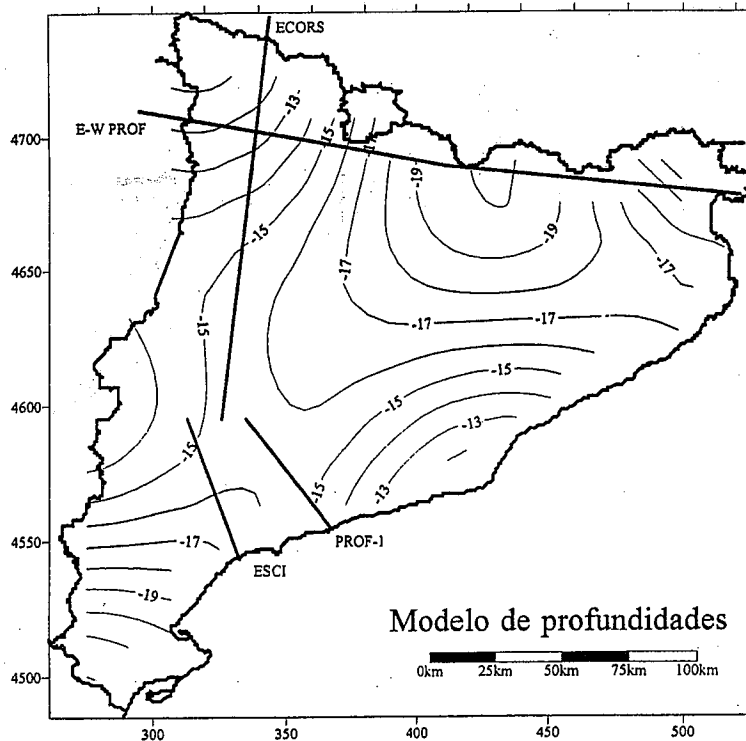
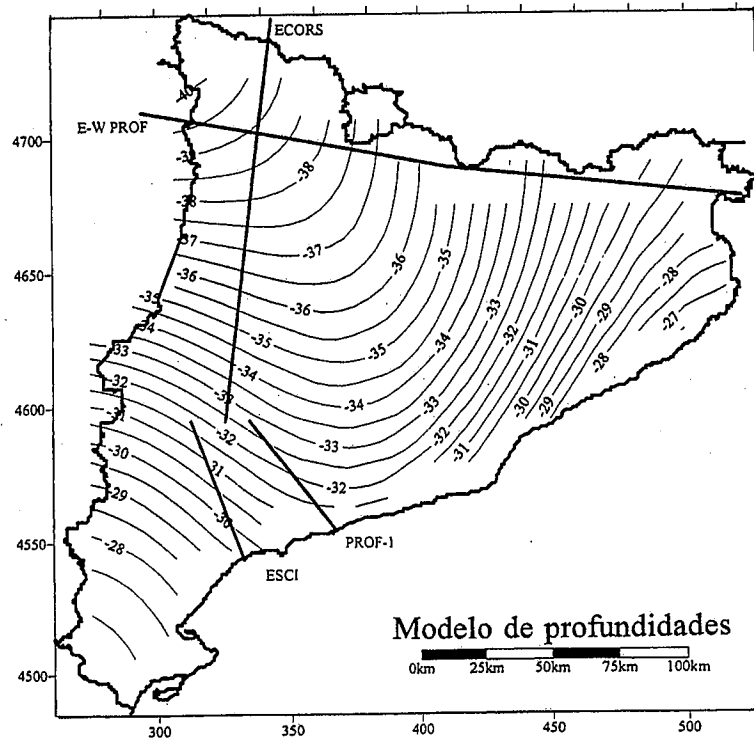


Fig. 4.- Discontinuidad corteza inferior-manto. Se ha utilizado una profundidad de referencia de 30 Km. para invertir los datos de la Fig. 3a y 3b. Discontinuidad corteza superior-inferior. Para invertir los datos de la fig. 3b se ha utilizado una profundidad de referencia de 16 Km.

Fig. 4.- Lower crust-upper mantle interface. A reference depth of 30 Km. was used to invert the data from Fig.3 a y 3b. Upper-lower crust boundary. A reference depth of 16 Km. was applied to invert data from Fig. 3b.

cual implicaría un carácter distinto, desde el punto de vista gravimétrico, de ésta.

Agradecimientos

Los autores queremos expresar nuestro agradecimiento a M. Torné por sus comentarios y sugerencias. Este trabajo se ha realizado durante la estancia de R. Chávez en año sabático en el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona, financiado por el proyecto del M.E.C., nº SAB94-0232. Este estudio ha sido parcialmente financiado por el proyecto de DGICYT nº PB93-0743-C02-01.

Referencias

Casas, A., Torné, M, y Banda, E., 1987. Servei Geològic de Catalunya, Dept. de Política Territorial i Obres Públiques, Generalitat de Catalunya, Barcelona, Spain, 135 p. and 1 map.
 Daignières, M., Gallart, J., Banda, E., y Hirn, A., 1982. Indications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-100.
 Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Suriñach, E., Torné, M. y ECORS Pyrenees Team, 1989. *Tectonics*, 8, 1051 - 1058.
 Dañoibeitia, J.J., Arguedas, M., Gallart, J., Banda, E., y Makris, J., 1992. *Tectonophysics*, 203, 37-55.
 ESCI- Valencia Trough Working Group, 1992. Sociedad Geológica de España.
 ECORS Pyrenees Team, 1988. *Nature*, 331, 508 - 511.
 Explosion Seismology Group Pyrenees, 1980. *Ann. Géophys.*, 36, 2, 135 - 140.
 Gallart, J., Daignières, M., Banda, E., Suriñach, E., y Hirn, A. 1981. *Ann. Géophys.*, 36, 2, 141-158.
 Gallart, J., Vidal, N., y Dañoibeitia, J. J., 1994. *Tectonophysics*, 232, 59 -75.
 Gupta, V. K., y Ramani, N., 1980. *Geophysics*, 45, 1412 - 1426.
 Mishra, D. C., y Naidu, P. S., 1974. *Geophysical Prospecting*, 22, 345 - 353.
 Oldenburg, D. W., 1974. *Geophysics*, 39, 526- 536.
 Parker, R. L., 1973. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
 Spector, A. y Grant, F. S., 1970. *Geophys.*

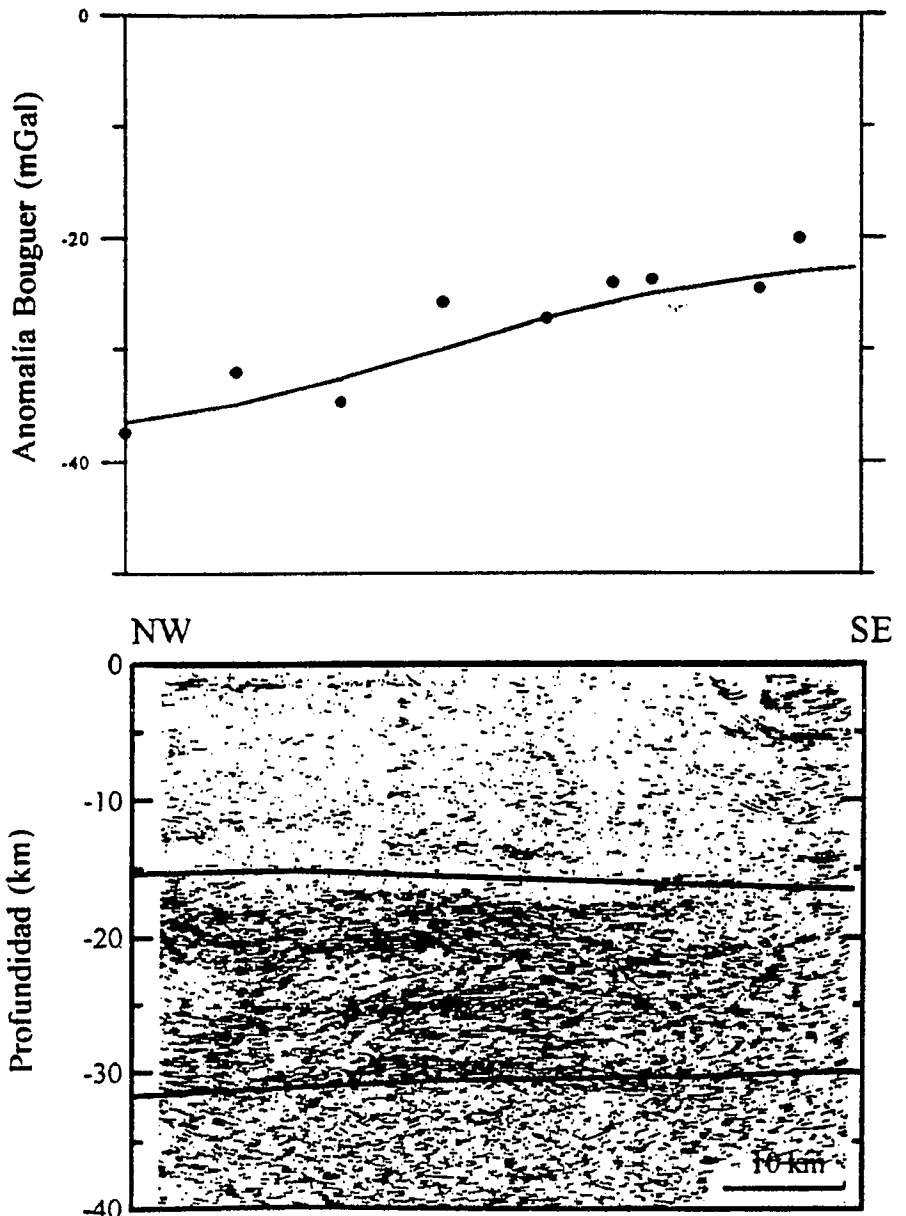


Fig. 5. Sección del modelo sobre la sección sísmica ESCI migrada en profundidad según Gallart et al (1994) y modelo gravimétrico de dos capas. Parte superior: anomalía de Bouguer observada (puntos) y anomalía calculada (línea discontinua).

Fig. 5. Cross-section model on migrated depth section from ESCI seismic profile (from Gallart et al, 1994), and gravity inverted two-layer model. Top: Observed Bouguer anomaly (dots) and computed data (continuous line) are shown.

sics, 35, 293 - 302.
 Suriñach, E., Daignières, M., Gallart, J., Hirn, A., y Torné, M., 1992. Proyecto Hispano-Francés ECORS-Pirineos. *CYCIT*, 8, 91 - 137.
 Suriñach, E., Marthelot, J.M., Gallart, J., Daignières, M., y Hirn, A., 1993. *Tectonophysics*, 221, 67 - 80.

Torné M., Pascal, G., Buhl, P., Watts, A.B. and Mauffret, A., 1992. *Tectonophysics*, 203, 1-20.
 Torné, M., de Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., y Rivero, A., 1989. *Tectonophysics*, 165, 105-116.
 Vidal, N., 1995. *Tesis Doctoral*. Universitat de Barcelona. 287 p.