

Mapa de esfuerzos de Europa a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico

Europe Stress map from the analysis of earthquake focal mechanisms calculated from the moment-tensor inversion

A.Olaiz , G. De Vicente, A. Muñoz Martín y R. Vegas

Grupo de Tectonofísica Aplicada. Dpto. Geodinámica. Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España.
ajolaizc@geo.ucm.es

ABSTRACT

This work shows a new stress map for Europe obtained from the inversion of earthquakes focal mechanisms calculated with the centroid tensor method (Dzieiowski et al., 1982). An amount of 1608 focal mechanisms have been selected with several quality criteria from different catalogues (CMT Harvard, ETH, Med-Net, I.G.N. and I.A.G.) from 1973 to present-day. Values for the maximum horizontal stress and the shape factor of the ellipsoid (horizontal/vertical stress) have been calculated following the Reches (1983) and De Vicente (1988) slip model. The local results have been interpolated to a $1^\circ \times 1^\circ$ regular grid in which the relation between tectonic horizontal stress and vertical load has been taken into account. The final map shows a good correlation with the primary tectonic forces generated in the plate boundaries and the local perturbations related with main crustal heterogeneities as suggested by Gölke and Coblenz (1996).

Key words: active stress, focal mechanism, centroid moment tensor, Europe.

Geogaceta, 40 (2006), 55-58
ISSN: 0213683X

Introducción

En los últimos años se han realizado numerosos trabajos para la determinación del campo de esfuerzos actual en el sector occidental de la Placa Euroasiática. Aunque esta región presenta una gran heterogeneidad tectónica, la realización del World Stress Map (Zoback, 1992) demostró que, al menos, las direcciones de máxima compresión horizontal permanecen constantes en la corteza superior a lo largo de miles de kilómetros. Estas direcciones resultan de considerar como origen del campo de esfuerzos la fuerza de empuje de la Dorsal Centroatlántica y la fuerza colisional generada en el límite convergente del sur de Europa (Zoback *et al.*, 1989; Grünthal y Stromeyer, 1992; Müller *et al.*, 1992). Posteriormente se han realizado modelos numéricos de esfuerzos intraplaca, como la variación lateral de densidad en la litosfera (Gölke y Coblenz, 1996; Andeweg *et al.*, 1999), obteniendo unos resultados mucho más congruentes con los datos tectónicos. Por otra parte existen numerosos trabajos sobre esfuerzos activos a escalas menores en los que existe un mayor control estructural (IPSN, 1993; CSN, 1998; Bergerat, 1987; Plenefisch y Bonjer, 1997).

El objetivo de este trabajo es la realización de un mapa a escala regional de orientaciones de los esfuerzos horizontales y del régimen actual de esfuerzos en Europa a partir de mecanismos focales calculados con el método del centroide (Dzieiowski *et al.*, 1982). Este método es mucho más restrictivo para calcular mecanismos focales que el de polaridades de ondas P, y actualmente se dispone de una cantidad de datos suficiente para abordar el análisis en toda Europa.

Fuentes de información y Metodología

Los estudios de esfuerzos activos se realizan con distintos indicadores: mecanismos focales de terremotos, roturas en sondeos y marcadores geológicos, siendo los más utilizados los primeros. En los últimos años las redes sísmicas han sido perfeccionadas, de tal manera que permiten calcular mecanismos focales de menor magnitud y con un menor error. En este trabajo hemos recopilado los meca-

K' (e_v/e_z)	Factor de Forma	Régimen de esfuerzos	Número de datos
(-0.5) a 0	0 a 10	Extensión uniaxial	496 (31%)
0 a 1	10 a 100	Normal direccional	244 (15%)
1 a 4	100 a 110	Direccional normal	218 (14%)
4 a $+\infty$ -4 a $-\infty$	110 a 190	Desgarres	178 (11%)
-4 a -2	190 a 200	Direccional-inverso	114 (7%)
-2 a -1	200 a 290	Inverso-direccional	133 (8%)
-1 a -0.5	290 a 300	Compresión uniax.	225(14%)

Tabla I.- Valores de K' , factor de forma recalculado para la interpolación y régimen de esfuerzos.

Table I.- Values of K' , re-calculated shape factor used in the interpolation and stress regime.

nismos focales calculados mediante el tensor de momento sísmico (Dziewonski *et al.*, 1981) de los siguientes catálogos: desde 1976 por el catálogo de Harvard ($m_b > 5$) a nivel global; desde 1994 el Servicio Sismológico Suizo (ETH) ($M_w > 2.9$) (Braunmiller *et al.*, 2002); el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia desde 1997 ($M_w > 4.0$) (Pondrelli *et al.*, 2002; Pondrelli *et al.*, 2004). En España, el Instituto Andaluz de Geofísica (I.A.G.) ha calculado mecanismos desde 1984 con magnitudes $m_b > 3.5$ (Stich *et al.*, 2003), y desde el año 2002 el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) calcula automáticamente mecanismos focales para terremotos de $M_w > 3.3$ (Rueda y Mezcuá, 2005).

En total se han recopilado 2341 mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico, incluidos los que han tenido lugar en la Península Ibérica y en el Golfo de Cádiz hasta el 31/01/2006. Debido a que algunos de estos terremotos aparecen en varios catálogos con distinta solución, se ha optado por elegir el mecanismo que presenta una menor desviación respecto al modelo de doble par de fuerzas, con el objetivo de seleccionar los de mayor calidad (Dziewonski *et al.*, 1981). La base de datos obtenida contiene 1680 mecanismos focales de los cuales hemos seleccionado los que tienen una profundidad focal menor o igual a 70 km con el fin de estudiar los esfuerzos en la corteza y no los ligados a otros procesos como la subducción. La base de datos filtrados con los criterios descritos consta de 1608 terremotos, que son los que se han utilizado para la realización de los mapas (Fig. 1).

Para el cálculo de la orientación y el factor de forma del elipsoide de esfuerzos se ha aplicado la metodología propuesta por Capote *et al.*, (1991), basada en el modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Este método asume un paralelismo entre los ejes de deformación frágil y de esfuerzos, y asume que uno de los ejes se sitúa cerca de la vertical. La principal ventaja es que proporciona un valor del factor de forma del elipsoide e_y y e_z (K') y de la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) para cada evento. Dado que el parámetro K' presenta unos valores entre $+\infty$ y $-\infty$, se reescalaron los valores mediante una escala logarítmica al intervalo entre 0 y 300 (Tabla I). Una vez calculados los valores de Dey y K' , se interpolaron los resultados a una malla regular de $1^\circ \times 1^\circ$ grado, obteniéndose una distribución regular de las orientaciones de máxima compresión

horizontal y del régimen de esfuerzos (Fig. 2).

Distribución de los regímenes de esfuerzos

La descripción del mapa se va a realizar en función de la distribución espacial de los diferentes regímenes de esfuerzos deducidos. Posteriormente se describirán las orientaciones haciendo referencia a las principales estructuras tectónicas (Figs. 1 y 2).

A) Compresión uniaxial. Este tipo de régimen se localiza principalmente en la zona de convergencia entre África y el S de Europa a lo largo del área Mediterránea (costa Argelina, Sicilia y el Mar Tirreno, además de la costa Adriática desde el golfo de Venecia hasta el Arco Helénico). Otros núcleos compresivos se localizan en el Cáucaso y en la costa Escandinava (Müller *et al.*, 1992). Es reseñable la existencia de este tipo de soluciones en la dorsal Atlántica y en el sector central de Islandia (zona de Vatnajökull), y que han sido relacionados con grandes erupciones volcánicas (Nettles y Elkström, 1998) (Fig. 1A). En el S de la Península Ibérica también aparece alguna solución de este tipo.

B) Inverso direccional. Este régimen se distribuye desde el SO de la Península Ibérica (Banco de Goringe) (Vázquez y Vegas, 2000) por la Cadena Bética y el Rif hasta la frontera argelino-marroquí. Más hacia el E estos mecanismos se distribuyen desde Sicilia por la Península Italiana rodeando el Mar Jónico hasta la Fosa de Creta. Por último, también aparecen en los sistemas de fallas N y E de Anatolia y en el Cáucaso de una forma más dispersa (Figs. 1B y 2). También aparecen en la zona de transición de dorsal oceánica a las zonas de falla transformante de Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Majen, así como en la Zona de Falla Azores-Gibraltar (Fig. 1B).

D) Desgarres. Las soluciones de este tipo son frecuentes en la dorsal Atlántica en las zonas de fractura anteriormente mencionadas, además de la de Hayes e Islandia. En el Mediterráneo hay una acumulación de estos mecanismos en el Rif (Alhucemas) y la costa Tunecina. También son mayoritarios estos mecanismos en la Península de Anatolia, con especial interés en la zona del Bósforo, y la falla del E de Anatolia. Distinguimos otro máximo en el sistema de fallas de Plinio y Estrabón, la zona de enlace entre el Arco Helénico y el Arco Chipriota. En zonas

intraplaca pertenecen a este régimen los mecanismos focales de la Península Ibérica (Extremadura y Zamora), del Macizo Central Francés, la falla de Borgoña y la costa Báltica (Fig. 1C).

D) Direccional normal. Estas soluciones delimitan las dorsales de Kolbeinsey, Reykjanes y Medio-Atlántica hasta el punto triple de Azores. En Iberia existen muchos mecanismos de este tipo en el Mar de Alborán y las Béticas, así como los de Cadena Ibérica, Pirineos y Galicia. Hacia el E este régimen es mayoritario en los Apeninos y en el sector central de los Alpes. También son numerosos a lo largo del perímetro del Mar Egeo, en la prolongación de la falla N de Anatolia, y en el sureste de Turquía (falla de Eceemis y falla del E de Anatolia). Destacan dentro de este grupo los sistemas de Rifts Cenozoicos que atraviesan Europa (Alto Rhin y Hesse) y los dos únicos mecanismos localizados en Gran Bretaña (Fig. 1D). Por último este tipo de mecanismos son los mayoritarios a lo largo del sistema de fallas del Mar Muerto (Fig. 1D).

E) Extensión uniaxial. Las zonas más extensionales coinciden con las zonas de dorsal oceánica, que se encuentran separadas por una amplia zona de desgarre que coincide con la Zona de Fractura de Charlie-Gibbs (De Vicente *et al.*, 2000). También aparecen cuatro máximos relativos alejados de las zonas de expansión oceánica: Pirineos Occidentales, Bajo Rhin, Apeninos y Mar Egeo. En Pirineos las soluciones muestran una extensión perpendicular a la cadena, lo que parece indicar que la actividad está asociada a compensación isostática de la topografía. Esta zona extensional se continúa, hacia el oeste, hasta Galicia, acompañada con una rotación de s_{HMAX} hacia el NO. La extensión obtenida en el Bajo Rhin coincide con el graben con actividad cenozoica ampliamente documentada (Ziegler, 1994). En los Apeninos, aunque existen muchos mecanismos focales extensionales, sólo hay un mínimo relativo en el factor de forma situado en la zona central, que se encuentra limitado por amplias zonas en compresión a lo largo del Mar Tirreno y del Adriático.

Orientaciones de la máxima compresión horizontal

El mapa de orientaciones de máximo esfuerzo horizontal (Fig. 2) resulta congruente con las principales estructuras geológicas y con las diferentes situaciones tectónicas en la zona estudiada, así

como con los publicados anteriormente a partir de distintas aproximaciones (Zoback, 1992). En general las orientaciones de s_{HMAX} pasan de ser N-S en el límite entre África y el S de Europa a E-O en las inmediaciones de la Dorsal Atlántica, si bien existen numerosas perturbaciones locales en las orientaciones de los esfuerzos horizontales.

En las zonas de dorsal el s_{HMAX} se dispone perpendicular al eje de expansión, con perturbaciones en las principales zonas de fallas transformantes de hasta 45°. En el Mar del Norte la orientación de s_{HMAX} se mantiene constante para posteriormente girar en sentido horario. Hacia el S este giro se produce más cerca del límite de placas. A nivel regional, observamos como en la Península Ibérica el acortamiento es N-S en su cuadrante NE, y esta dirección se continúa al norte de los Pirineos. En la zona de convergencia entre la placa Euroasiática y la placa Africana, también domina la dirección NO-SE, que sólo varía en la costa Dálmata, realizando un giro de casi 90° en sentido horario. Por último en Anatolia es donde se aprecian las mayores divergencias respecto al patrón general, ya que domina la dirección NE-SO.

Discusión

El mapa de esfuerzos activos obtenido a partir de mecanismos focales calculados con el método del centroide permite visualizar las variaciones en orientaciones y factor de forma asociadas a diferentes ambientes tectónicos y grandes heterogeneidades geológicas, y es un marco de referencia para situar estudios de esfuerzos y estructuras activas de menor escala. El mapa refleja un patrón general perpendicular a los límites primarios (Dorsal Medio-Atlántica y Zona de Convergencia entre Europa y África). Las principales perturbaciones en la orientación de los esfuerzos horizontales están asociadas a las zonas de falla transformante (Oceanographer, Charlie-Gibbs, Jan Majen, Azores-Gibraltar) y límites geológicos de primer orden (Falla del N de Anatolia, Mar Muerto, Sutura Pirenaica, Arco de Creta, etc).

Por lo que respecta al régimen de esfuerzos, éste presenta una mayor complejidad en su distribución que las orientaciones de los esfuerzos horizontales. Alejados de la dorsal y de la zona de convergencia África-Europa es dominante el régimen de desgarre (con una cierta componente extensional o compresiva), incluida buena parte de la

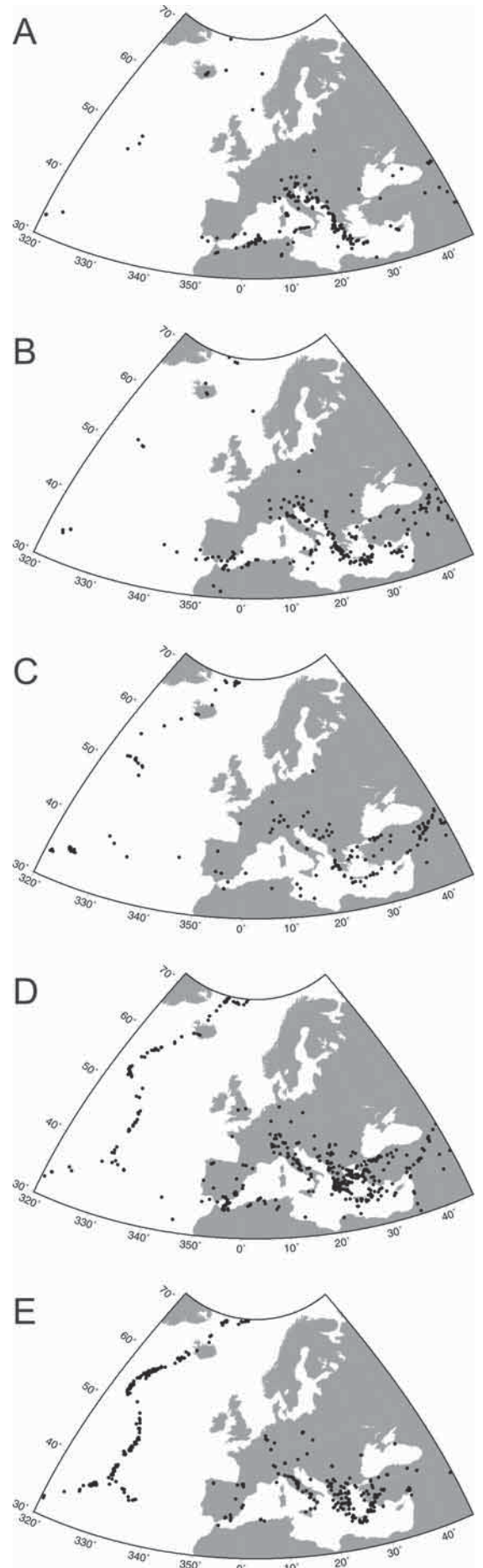


Fig. 1.- Distribución geográfica de los mecanismos focales utilizados para la realización del mapa de la figura 2. A) Inversos, B) direccional – inversos, C) desgarres, D) direccional-normales y E) normales.

Fig. 1.- Geographical distributions of the focal mechanisms used for the figure 2 map. A) reverse, B) reverse-strike-slip, C) strike-slip, D) normal-strike-slip and E) normal.

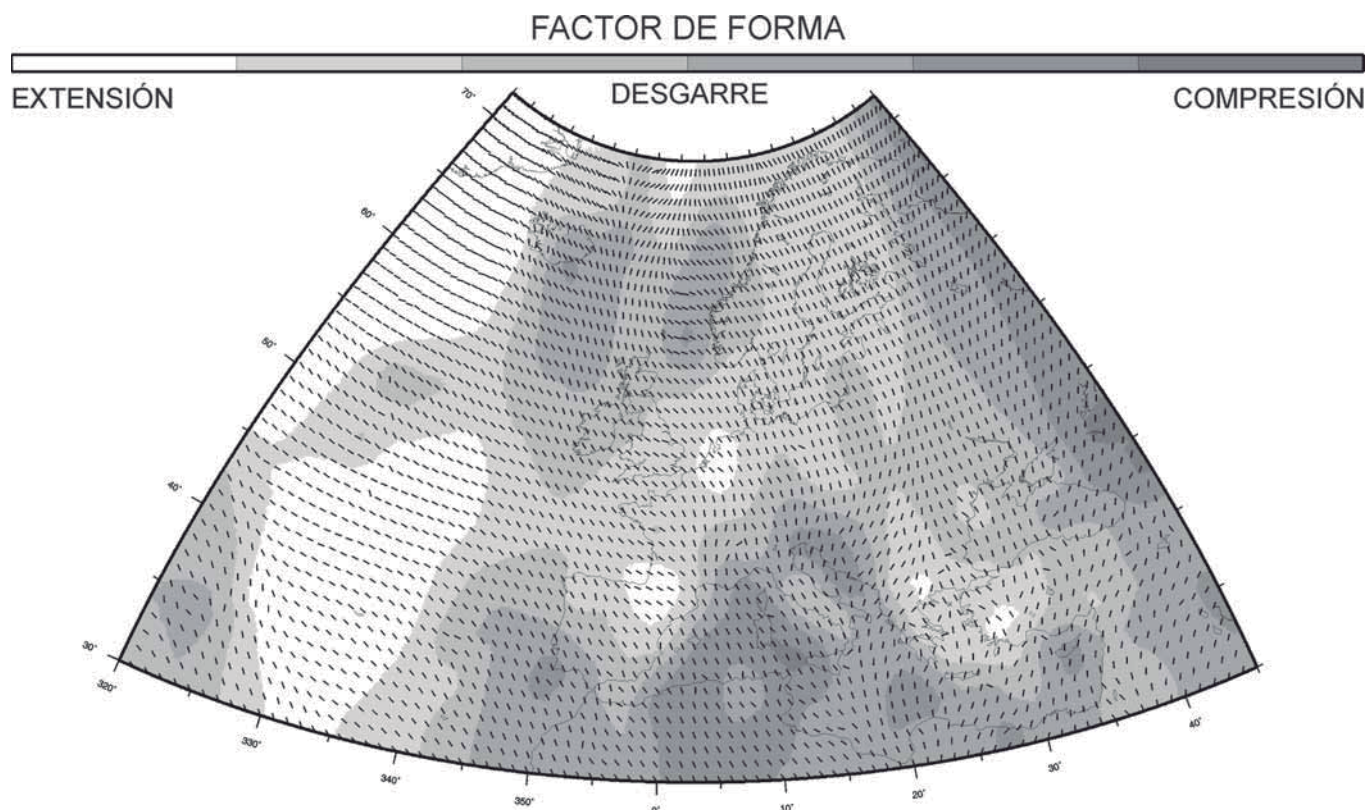


Fig. 2.- Mapa de esfuerzos activos de Europa. Las líneas indican la orientación del máximo esfuerzo horizontal (s_{HMAX}) interpolado a una malla regular de 1*1 grado. El régimen de esfuerzos se ha representado mediante contornos de grises reescalando los valores de K' (Tabla I). Ver texto para la explicación.

Fig. 2.- Map of active stresses of Europe. The lines indicate the orientation of the maximum horizontal stress (s_{HMAX}) interpolated to a regular mesh of 1*1 degree. The stress regime has been represented by means of grey contours from the K' values (Table I). To see text for the explanation.

corteza oceánica. No obstante este régimen aparece perturbado bien por procesos extensionales de tipo “rifting” paralelos a s_{HMAX} (Rhin) o bien a efectos de compensación isostática de la topografía (Pirineos). En cuanto a los límites de primer orden, el régimen es extensional en la Dorsal Atlántica, pero aparecen zonas transpresivas y compresivas en las Zonas de Falla Transformantes o asociadas a procesos volcánicos (SE de Islandia). La zona convergente del S de Europa es mayoritariamente transpresiva, si bien son claros los procesos extensionales tras-arco (Italia, Grecia).

Referencias

- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloething, S., Giner, J.L. y Muñoz-Martín, A., (1999). *Tectonophysics*, 305, 153-164
- Bergerat, F. (1987). *Tectonics*, 6, 99-132.
- Braunmiller, J., Kradolfer U., Baer M., Giardini D. (2002). *Tectonophysics*, 356, 5-22.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991). *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Chiarabba, C., Jovane, L. y DiStefano R. (2005). *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- CSN (1998). Consejo de Seguridad Nuclear. Colección: *Otros Documentos*, 10.1998, 239 p.
- De Vicente, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cadena Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 317 p.
- De Vicente, G., Martín-Velázquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Muñoz-Martín, A., Arcilla, M. y Andeweg, B. (2000). *Geotemas*, 1, 95-98.
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A. y Woodhouse, J. H. (1981). *Journal Geophysical Research*, 86, 2825-2852.
- Gölke, M. y Coblenz, D. (1996). *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Grüenthal, G. y Stromeyer, D. (1992). *Journal Geophysical Research*, B. 97, 11805-11820.
- IPSN, Institute de Protection et de la Sureté Nucleaire, (1993). *Memoires Société Géologique de France*, 1, 1-76.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L. G., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992). *Journal Geophysical Research*, B, 97, 11783-11803
- Nettles, M. y Ekström, G. (1998). *Journal Geophysical Research*, 103, 17, 973-983 .
- Plenefisch, T. y Bonjer, K.P. (1997). *Tectonophysics*, 275, 71-97.
- Pondrelli S., A. Morelli, y G. Ekström, (2004). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145, 127-147.
- Pondrelli, S., A. Morelli, G. Ekström, S. Mazza, E. Boschi, y A. M. Dziewonski, (2002). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 130, 71-101.
- Reches, Z. (1983). *Tectonophysics*, 47, 109-129.
- Rueda, J. y Mezcuca, J. (2005). *Seismological research letters*, 76, 455-465.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., (2003). *Journal Geophysical Research*, 108, 02JB002057.
- Vázquez, J.T. y Vegas, R. (2000). *Geogaceta*, 27, 171-174 pp.
- Ziegler, P.A. (1994). *Geology of Mijlbouw*, 73, 99-127 pp
- Zoback, M.L. (1992). *Journal Geophysical Research*, 97, 11.703-11.728.