

Evidencias morfotectónicas de actividad reciente de la zona de falla de El Salvador en el segmento Ilopango-San Vicente.

Morphotectonic evidences of recent activity of the El Salvador Fault Zone in the Ilopango – San Vicente segment.

J.A. Álvarez-Gómez ⁽¹⁾, J.M. Insua ⁽¹⁾, R. Capote ⁽¹⁾, M. Bejar ⁽¹⁾, C. Canora-Catalán ⁽¹⁾ y W. Hernández ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais s/n, 28040 – Madrid, España.

⁽¹⁾ jaalvare@geo.ucm.es

⁽²⁾ Servicio Nacional de Estudios Territoriales, Avda. de las Mercedes, San Salvador, El Salvador.

ABSTRACT

El Salvador Fault Zone is one of the main strike-slip structures of the Central American volcanic arc. The February 2001 earthquake took place in the Ilopango – San Vicente segment of this fault zone. In this work we show new morphotectonical evidences, that support the hypothesis that this segment is highly active, and accommodates an important amount of deformation. The pattern of the fluvial network, and the features that the Jiboa river shows along its trace, allows us to estimate minimum accommodated dip-slip and strike-slip motions. The amounts estimated are 100 m and 1500 m respectively for dip-slip and strike-slip, which confirms that the characteristic event type for this fault is an strike-slip event with a little proportion of dip-slip. Precise datations are needed in order to obtain better seismic hazard assesses for this zone.

Keywords: active tectonics, morphotectonics, El Salvador, Central America.

*Geogaceta, 39 (2006), 3-6
ISSN: 0213683X*

Introducción

El Salvador ha sufrido más de 10 terremotos destructivos durante los últimos 100 años que han provocado más de 3000 víctimas (White y Harlow, 1993; Bommer *et al.*, 2002). El área sísmica de El Salvador se localiza en la zona de interacción entre las placas litosféricas de Cocos y Caribe, que constituye un segmento de la zona de subducción centroamericana (Fig. 1A). La convergencia entre las placas citadas se produce según una dirección NNE-SSO a una velocidad de 73–84 mm-año⁻¹ (DeMets, 2001) que induce la existencia de una tasa de actividad sísmica muy elevada. Los terremotos de mayor magnitud se producen a lo largo de dos fuentes sísmicas espacialmente separadas aunque genéticamente relacionadas. Por un lado la zona de subducción produce en el interior de la placa de Cocos, y en el contacto de esta con la de Caribe, los eventos de mayor magnitud ($M_w > 7.0$) con hipocentros de profundidad muy variable. Por otro lado las fallas situadas a lo largo del arco volcánico que atraviesa de Este a Oeste El Salvador generan sismicidad de magnitudes moderadas ($5.5 < M_w < 6.8$) pero con efectos destructivos debido a la escasa profundidad de las rupturas (White, 1991). Son

estos terremotos superficiales los que han inducido la mayor parte de la destrucción en los últimos años destacando entre ellos los eventos de 1986 y 2001.

Recientemente Martínez-Díaz *et al.* (2004) identificaron la existencia de una gran falla de desgarre diestro de dirección E-O que atraviesa El Salvador (Zona de Falla de El Salvador (ESFZ)) desde el lago Ilopango hasta la frontera con Nicaragua (Fig. 1B). El terremoto de febrero de 2001 (Mw 6.6) se generó a raíz de la reactivación de esta falla y parece que gran parte de los terremotos históricos destructivos del último siglo también están asociados a ella. Hasta la fecha se han realizado numerosos trabajos de carácter sismotectónico y geodinámico regionales que abarcan la zona de estudio, sin embargo son muy escasos los estudios locales que traten de las estructuras y morfologías asociadas a la deformación generada por la ESFZ. Este tipo de observaciones son esenciales a la hora de comprender el comportamiento sísmico de la falla a medio y largo plazo. En este trabajo se presentan evidencias morfotectónicas de actividad reciente en el segmento Ilopango-San Vicente de la ESFZ, obtenidas a partir de reconocimientos de campo y de la interpretación del modelo digital del terreno, fotografías

aéreas e imágenes de satélite. Con estas evidencias se pretende contribuir a la caracterización del comportamiento paleosísmico de la falla y con ello mejorar las estimaciones de peligrosidad sísmica en una zona de elevada vulnerabilidad como es la región de San Salvador-San Vicente.

Estructura del segmento Ilopango – San Vicente

La ESFZ constituye la estructura principal en desgarre diestro de El Salvador y una de las principales del corredor de deformación que constituye el arco volcánico centroamericano (Fig. 1A). Este arco volcánico se caracteriza por la variedad de estructuras asociadas al movimiento de desgarre provocado por el movimiento de la placa de Caribe con respecto a la de Cocos y Norteamérica (Burkart y Self, 1985; Guzmán-Speziale, 2001; Guzmán-Speziale *et al.*, 2005). Este movimiento, junto con la compresión asociada a la zona de subducción centroamericana, produce un estado de esfuerzos transtensivo en el arco. El valor del factor de forma y la orientación del eje de máximo esfuerzo horizontal varían desde el extremo NO del arco, en Guatemala, al extremo SE, en Nicaragua, según

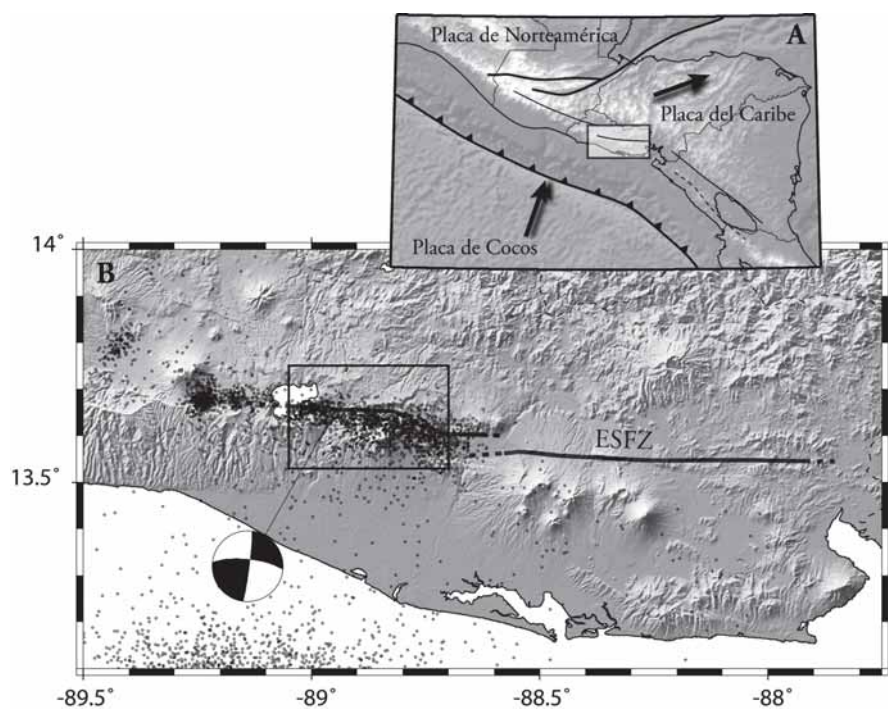


Fig. 1.- A) Esquema tectónico del norte de Centroamérica. La línea dentada representa la zona de subducción Centroamericana. Las líneas gruesas representan el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (zonas de falla de Chixoy-Polochic y Motagua en el continente y zona transformante de Swan en el mar Caribe). Las líneas finas representan las principales estructuras de la zona de deformación del arco volcánico centroamericano; en discontinuo el supuesto límite pacífico del Graben de Nicaragua. Las flechas indican la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Caribe respecto a la Norteamericana. B) Nube de réplicas de los terremotos de 2001 de El Salvador (círculos) sobre el modelo digital del terreno de la zona. El mecanismo focal corresponde al terremoto del 13 de Febrero de 2001, ha sido tomado del catálogo de Harvard-CMT. La línea gruesa representa esquemáticamente la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ).

Fig. 1.- A) Tectonic sketch of northern Central America. Line with triangles represents the Middle America subduction zone. Thick lines are the limits between the North American and Caribbean plates (Chixoy - Polochic and Motagua fault zones onshore and Swan transform zone at the Caribbean Sea). Thin lines are the main structures of the deformation zone of the Central American Volcanic Arc; dashed the supposed Pacific limit of the Nicaragua graben. Arrows indicate motion of the Cocos and Caribbean plates for a fixed North American plate. B) Aftershocks of the 2001 earthquakes (circles) over a digital elevation model of the area. 13 February 2001 focal mechanism is from Harvard-CMT catalogue. Thick line is the approximated trace of the El Salvador Fault Zone (ESFZ).

resultados preliminares de modelos numéricos de Álvarez-Gómez *et al.* (en preparación), coincidiendo con las observaciones de Guzmán-Speziale *et al.* (2005) y Cáceres *et al.* (2005). Esto se traduce en una variedad de estructuras tectónicas diversas, que comprenden desde sistemas de fallas en desgarre puro, en Guatemala (Burkart y Self, 1985), a amplios grábenes con estructuras asociadas que absorben la componente direccional en Nicaragua (Weinberg, 1992; La Femina *et al.*, 2002). Entre estos dos estilos diferenciados de deformación se encuentra la zona de El Salvador, donde se ha desarrollado una depresión central, pero no de tal magnitud como la de Nicaragua, y existe una serie de familias de fallas entre las cuales encontramos las de dirección E-O (las otras tienen direccio-

nes NO-SE, NNE-SSO) que absorben el movimiento paralelo al surco de subducción con desgarres muy puros. Como hemos mencionado anteriormente, la principal estructura de este tipo es la ESFZ, cuya longitud supera los 100 km y puede ser dividida en varios segmentos (Martínez-Díaz *et al.*, 2004). A lo largo de esta zona de falla se generan «releasing bends» y pequeñas cuencas de tipo «pull apart» (Fig. 1B).

El segmento Ilopango-San Vicente se extiende desde el lago Ilopango hasta las cercanías de la ciudad de San Vicente, afectando a materiales de edades que van desde el Plioceno al Holoceno (Bosse *et al.*, 1978). En su extremo occidental la falla queda oculta bajo las aguas del lago Ilopango (caldera de un complejo volcánico con actividad histórica), siendo su

continuidad hacia el oeste confusa tanto en su estructura como en su sismicidad. Unos enjambres sísmicos posteriores al terremoto de Febrero de 2001, que ocurrieron en esta zona, pueden asociarse a fallas de dirección NNE-SSO, en lugar de a la E-O, por la distribución espacial de los eventos. En el extremo oriental de este segmento la falla forma un «releasing bend» en «right stepover» de manera que las estructuras que encontramos son fallas normales de dirección NO-SE con una expresión topográfica evidente (Fig. 2). Los buzamientos a lo largo de la falla de desgarre van desde subverticales a tendidos con valores de unos 60°, aunque el reconocimiento en campo, debido a la densa vegetación y al rápido desarrollo de suelos, es complicado y suelen observarse con más frecuencia estructuras secundarias que la propia falla principal. Podemos estimar no obstante, gracias a los mecanismos focales de los últimos terremotos, que la falla principal buza en profundidad unos 70° hacia el sur y que tiene cierta componente normal, hecho que se ve reforzado con las observaciones morfotectónicas realizadas.

Evidencias Morfotectónicas

Observando el modelo digital del terreno podemos ver como el sector central y oriental del segmento tienen una clara expresión morfológica en un escarpe cuyo salto llega a ser de unos 150 m. en el sector central. Este escarpe, junto a las fallas normales del sector oriental del segmento, nos da una idea de la componente normal acumulada a lo largo del tiempo, que por otro lado, y como veremos a continuación, es tan solo una pequeña parte del salto total de la falla (estimamos que un 5-10%). En el sector occidental, sin embargo, el salto normal es menos visible, no existiendo ningún escarpe claro, aunque es donde la alteración de la red fluvial es más evidente y es donde hemos centrado las observaciones.

Si observamos el río Jiboa y sus afluentes, podemos dividir su curso en dos partes bien diferenciadas, una parte norte, donde el río y afluentes desarrollan una red de drenaje de tipo «Trellis», y una parte sur donde el patrón de la red de drenaje es más similar a un tipo paralelo y presenta una anchura de cauce mayor. Esto indica que la red de drenaje en la parte norte está claramente controlada por varios sistemas de fracturas, principalmente por las familias NO-SE y NNE-SSO, mientras que en la parte sur el control depende más de la familia E-O (Fig.

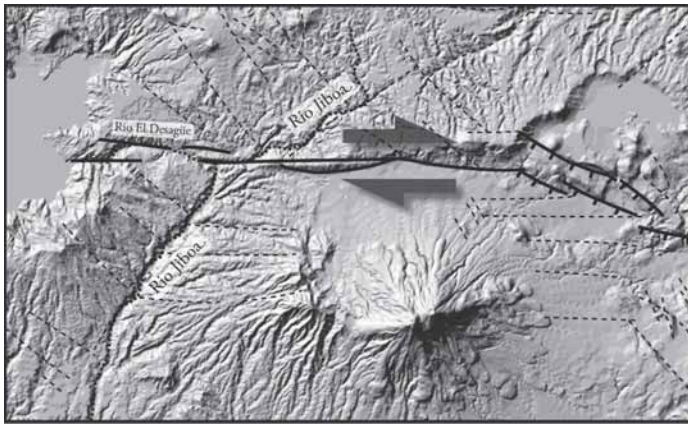


Fig. 2.- Esquema estructural del segmento Ilopango – San Vicente de la Zona de Falla de El Salvador. Las líneas gruesas representan las trazas de la zona de falla. Las líneas discontinuas son las fracturas tomadas de la cartografía geológica existente.

Fig. 2.- Structural sketch of the Ilopango – San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone. Thick lines are the traces of the fault zone. Dashed lines are fractures from the existing geological maps.

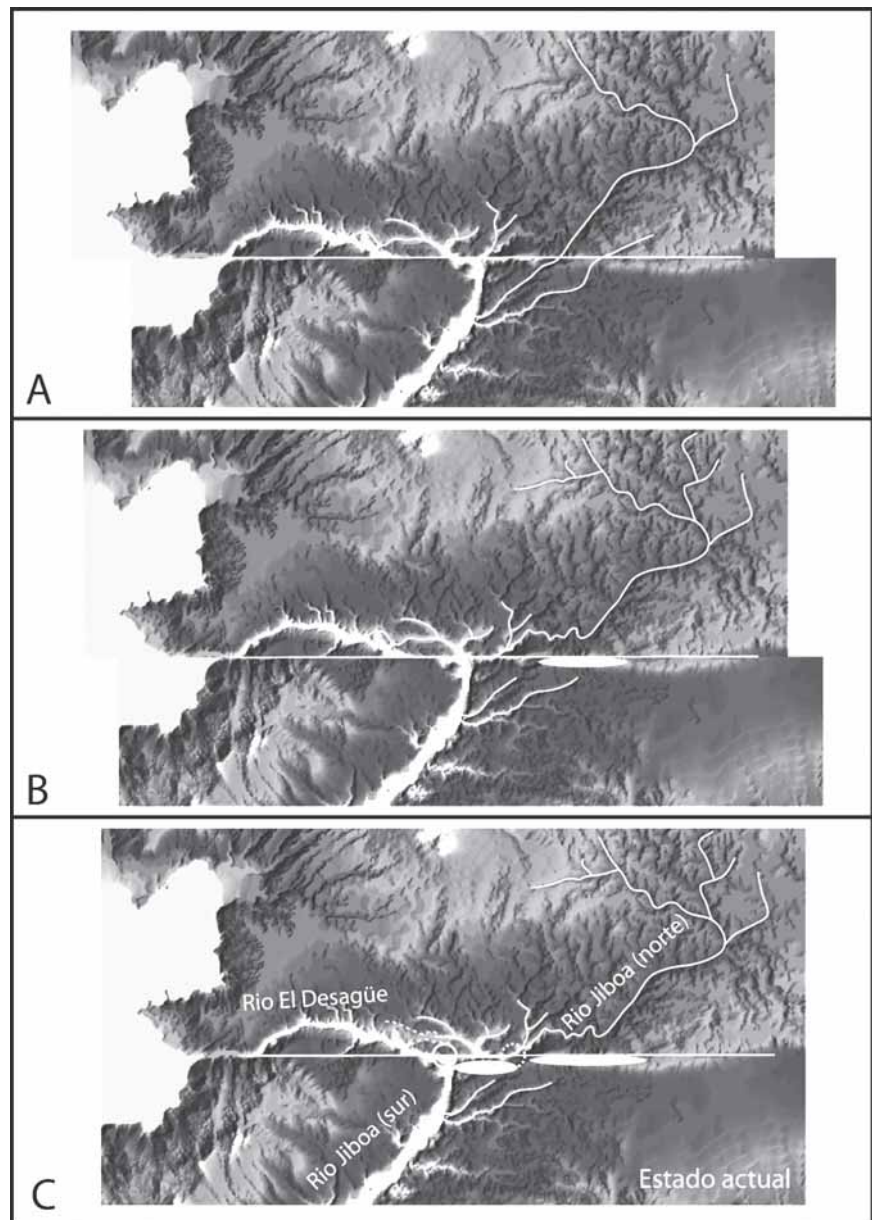
2) aunque el río se encaje probablemente en una fractura de orientación NE-SO, la misma familia sobre la que se desarrolla el Jiboa norte en su curso medio; en el alto se encaja a favor de la dirección NO-SE.

El curso del Jiboa se ve claramente alterado por la presencia de la falla E-O de la ESFZ, así podemos estimar un salto mínimo de la falla entre la intersección del curso norte del Jiboa y la falla, y la intersección del curso sur y la falla en torno a los 1500 m (marcas circulares en la Fig. 3C). Entre estos dos puntos el río Jiboa discurre encajado en la zona de falla debido a que el movimiento asociado a la falla desplaza una serie de bloques en labio sur que obturan la red de drenaje del labio norte.

Si reconstruimos la posición de ambos bloques, haciendo coincidir sendos puntos de intersección del Jiboa con la falla (Fig. 3A), obtenemos otros emparejamientos coincidentes en ambos lados de la falla. Podemos interpretar a partir de esta reconstrucción que el Jiboa norte, no discurría de la manera en que

Fig. 3.- Esquema interpretativo de la evolución de la red de drenaje de la zona. Las manchas claras elípticas representan los bloques de obturación. C - Las líneas punteadas representan el cauce abandonado del que se habla en el texto. Los círculos marcan las zonas de intersección del Jiboa norte y el Jiboa sur con la ESFZ.

Fig. 3.- Interpretative sketch of the evolution of the fluvial network of the zone. Light shadows show off obturation blocks. C - Dotted lines shows the abandoned river bed mentioned in the text. Circles mark the intersections between the north and south Jiboa with the ESFZ.



ahora lo hace, si no que encajado en una falla de dirección NE-SO alcanzaba al Jiboa sur en un punto más meridional que el actual a través de uno de los actuales afluentes, cuya cabecera parece haber sido cortada (Fig. 3A). Esto nos lleva a considerar que la mayor parte del caudal del Jiboa sur, en su antigua configuración, debía provenir del que ahora es el río Desagüe. El cauce de este no discurría por la falla como en la actualidad (Fig. 2), sino por un valle situado unos kilómetros más al norte, ahora parcialmente abandonado y descabezado (Fig. 3C) por la erosión del actual Desagüe. Si desplazamos los bloques hasta un punto intermedio (a un desplazamiento de unos 800 m) (Fig. 3B) se produce una obturación en el curso norte del antiguo Jiboa (elipse clara en la Fig. 3B) desconectando a este del cauce que lo



Fig. 4.- Fotografía tomada en el río Desagüe, en la ladera del Ilopango. El puente fue construido originariamente sobre un cauce más profundo ahora totalmente colmatado. Pueden verse al fondo los derrumbamientos producidos por el terremoto de 2001, erosionados y agrandados por las fuertes lluvias de la zona.

Fig. 4.- Photography taken at Desagüe river, on the Ilopango slope. The bridge was constructed originally over a deeper bed now totally filled. In the background can be seen the landslides triggered by the 2001 earthquake, eroded and enlarged by the strong rains of the zone.

llevaba hasta el curso sur del Jiboa. Este curso norte termina uniéndose a uno de los afluentes existentes en el labio norte de la falla, quedando su configuración semejante a la actual. En algún momento entre el punto intermedio y la situación actual, el curso bajo del Jiboa termina capturando, quizás por erosión remontante, el cauce del Desagüe, de manera que el antiguo cauce queda abandonado y su cabecera cortada (Fig. 3C). Esto probablemente produjo el aumento de la erosión en la parte alta del Desagüe generando acarcavamientos y derrumbamientos de los materiales poco consolidados de la unidad Tierra Blanca de la formación San Salvador (Holocena, Bosse *et al.*, 1978). La fácil erosionabilidad de estas piroclásticas, junto a la abundancia de lluvias y la ocurrencia de deslizamientos debidos a terremotos, provoca colmataciones temporales del cauce del Desagüe (Fig. 4). Debe ser esta la causa más probable de la abundancia de sedimentos fluviales cuaternarios en esta zona donde el río tiende a erosionar.

Conclusiones

Como se ha descrito, la actividad sísmica continuada y alta en época reciente en la ESFZ han dejado una clara impronta en el relieve actual. Los movimientos de la falla parecen haber sido a lo largo del tiempo de tipo desgarrador con cierta componente normal, similares al terremoto de febrero de 2001. Si hacemos una estimación conservadora, podemos decir que los saltos acumulados en desgarrador y en la vertical son respectivamente de unos 1500 m y 100 m (estimando este salto en la vertical como la media de todo el segmento). También parece probable que la magnitud máxima del terremoto que puede producir este segmento aislado no supere en mucho la del terremoto de febrero de 2001, dado que éste implicó la activación de gran parte o de todo el segmento (Fig. 1B). Son necesarios estudios paleosísmicos de detalle y dataciones precisas de los materiales de la zona para caracterizar el ciclo sísmico de la falla, lo que ayudará a me-

jorar las estimaciones de peligrosidad sísmica en El Salvador.

Agradecimientos

J.A.A.G. y M.B. son investigadores becados por la U.C.M. Agradecemos a Rosa Tejero las pertinentes correcciones y comentarios que han contribuido a mejorar el trabajo. Parte de las figuras han sido realizadas con el conjunto de programas GMT (Wessel y Smith, 1998).

Referencias

- Bommer, J.J., Benito, M.B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjivar, M.A., Madariaga, R., Mankelov, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C.E. y Rosa, H., (2002). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 389-418.
- Bosse, H.R., Schmidt-Thomé, M. y Merino, A., (1978). *Mapa Geológico de El Salvador*. Hoja de San Salvador. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Instituto Geográfico Nacional de El Salvador*.
- Burkart, B. y Self, S., (1985). *Geology*, 13, 22-26.
- Caceres, D., Monterroso, D. y Tavakoli, B., (2005). *Tectonophysics*, 404, 119-131.
- DeMets, C., (2001). *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.
- Guzmán-Speziale, M., (2001). *Tectonophysics*, 337, 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, C., Molina, E. y Martín Gómez, J., (2005). *Tectonophysics*, 400, 241-254.
- La Femina, P.C., Dixon, T.H. y Strauch, W., (2002). *Geology*, 30, 751-754.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B. y Hernández, D., (2004). *Geology*, 32, 65-68.
- Weinberg, R.F., (1992). *Tectonics*, 11, 1010-1017.
- Wessel, P. y Smith, W.H.F., (1998). *EOS Transactions of the A.G.U.*, 79, 579.
- White, R.A., (1991). En: *Neotectonics of North America* (D.B. Slemmons, E.R. Engdahl, M.D. Zoback y D.D. Blakwell, Eds.). Geological Society of America. Boulder, Colorado, 323-338.
- White, R.A. y Harlow, D.H., (1993). *Seismological Society of America Bulletin*, 83, 1115-1142.