

# LA BANDA SISMOGENICA DE LA TRINCHERA MESOAMERICANA EN MEXICO

Luis González Ruiz y Francisco Nava

Los hiatos o vacancias (*gaps*) sísmicos han sido utilizados para la identificación de zonas con alto potencial sísmico en la Trinchera Mesoamericana (v.g.[161]), y hay estudios que sugieren que la quietud sísmica es un fenómeno premonitor común en la parte mexicana de la Trinchera Mesoamericana [8]. Desde 1965, cinco de los seis terremotos más grandes ( $M_s > 7.0$ ), incluyendo los cuatro mayores ( $M_s > 7.5$ ), han sido precedidos por 19 a 46.5 meses de quietud sísmica para eventos con  $m_b > 4.0$  [19]. La identificación de una zona de quietud para  $m_b 4$  que comenzó alrededor de 1977 en la región epicentral del gran ( $M_s = 7.5$ ) sismo de Acapulco de 1957 ( $16.0^\circ - 17.2^\circ N$ ,  $98.5^\circ - 99.7^\circ W$ ) [8], motivó un estudio de campo, llevado a cabo cooperativamente por México y EUA, que corroboró la existencia de coda  $M_c \geq 3.0$  [13].

Han sido documentados seis grandes ( $M_s > 7.0$ ) sismos ocurridos en la región costera entre Acapulco y Ometepe; sus áreas de ruptura [15], se muestran en la figura 1. El último gran terremoto ( $M_s = 7.5$ ) ocurrió en la zona de quietud en 1957 y, si el tiempo medio de recurrencia para sismos con  $M_s \geq 7.5$  para esta sección de la Trinchera Mesoamericana es de  $33 \pm 8$  años [9], o de unos 50 años para la región de Acapulco-San Marcos y unos 30 años para la de Ometepe [15,17], entonces puede ya esperarse allí un gran terremoto en cualquier momento. De hecho una alta probabilidad ha sido asignada a la ocurrencia de un gran sismo ( $M_s \geq 7.5$ ) en la región de Acapulco San Marcos antes de 1993 [18]. Además, es necesario considerar la posibilidad de que un sismo tal disparará un evento mucho más grande, como el de 1907 con  $M_s = 8.0$  [2.15], o tal vez uno aún mayor.

Por estas razones se decidió llevar a cabo un estudio de campo de microsismicidad, dentro del marco del proyecto internacional *Estudio de la zona de quietud de Acapulco* [11], con la doble finalidad de remonitorear la zona de quietud y obtener datos acerca de la Zona de Benioff en la región Acapulco-San Marcos, para complementar los aspectos de perfiles

sísmicos profundos del proyecto, los cuales serán presentados en otro artículo.

Una red local de 18 sismógrafos portátiles de papel ahumado, mostrada en la figura 1, fue operada de marzo 25 a abril 30 de 1985. Las estaciones operaron en lugares con niveles de ruido muy bajos y buen control de tiempo, y proporcionaron datos de muy alta calidad.

Para localizar los sismos se utilizó el programa BERQLY, desarrollado por L. Johnson del CIT; este programa utiliza un modelo de velocidades que consiste en una capa con un gradiente lineal de velocidad la cual sobreyace a un semiespacio inclinado de velocidad constante, y es más apropiado para representar a una zona de subducción que otros programas que utilizan modelos de velocidades de capas planas y paralelas.

De los cientos de sismos registrados, fueron localizados 81 para los cuales fue posible leer al menos tres claros arribos P y uno S. De los 81 eventos localizados, con magnitudes de coda en el intervalo de  $2.1 \leq M_c \leq 3.5$  y cuyos epicentros están localizados dentro de la red, fueron seleccionados 71 para analizarse.

La distribución espacial de epicentros, mostrada en la figura 2, sugiere la existencia de dos grupos con diferentes características de localización, situados uno a cada lado de la línea AA'. Ambos grupos tienen alta densidad de población entre los 60 y los 120km (medidos a partir de la trinchera), pero el grupo 1, localizado al NW de la línea AA', presenta epicentros localizados muy tierra adentro, mientras que el grupo 2 tiene más epicentros localizados mar adentro. Los sismos registrados rellenan parcialmente (al NE) la zona de quietud que ocupaba el área  $16.0^\circ - 17.2^\circ N$  y  $98.5^\circ - 99.7^\circ W$ . Por lo tanto, un resultado de este estudio es que el área epicentral del terremoto de Acapulco de 1957, ya no presenta quietud para sismos con  $M_c \geq 2.1$ .

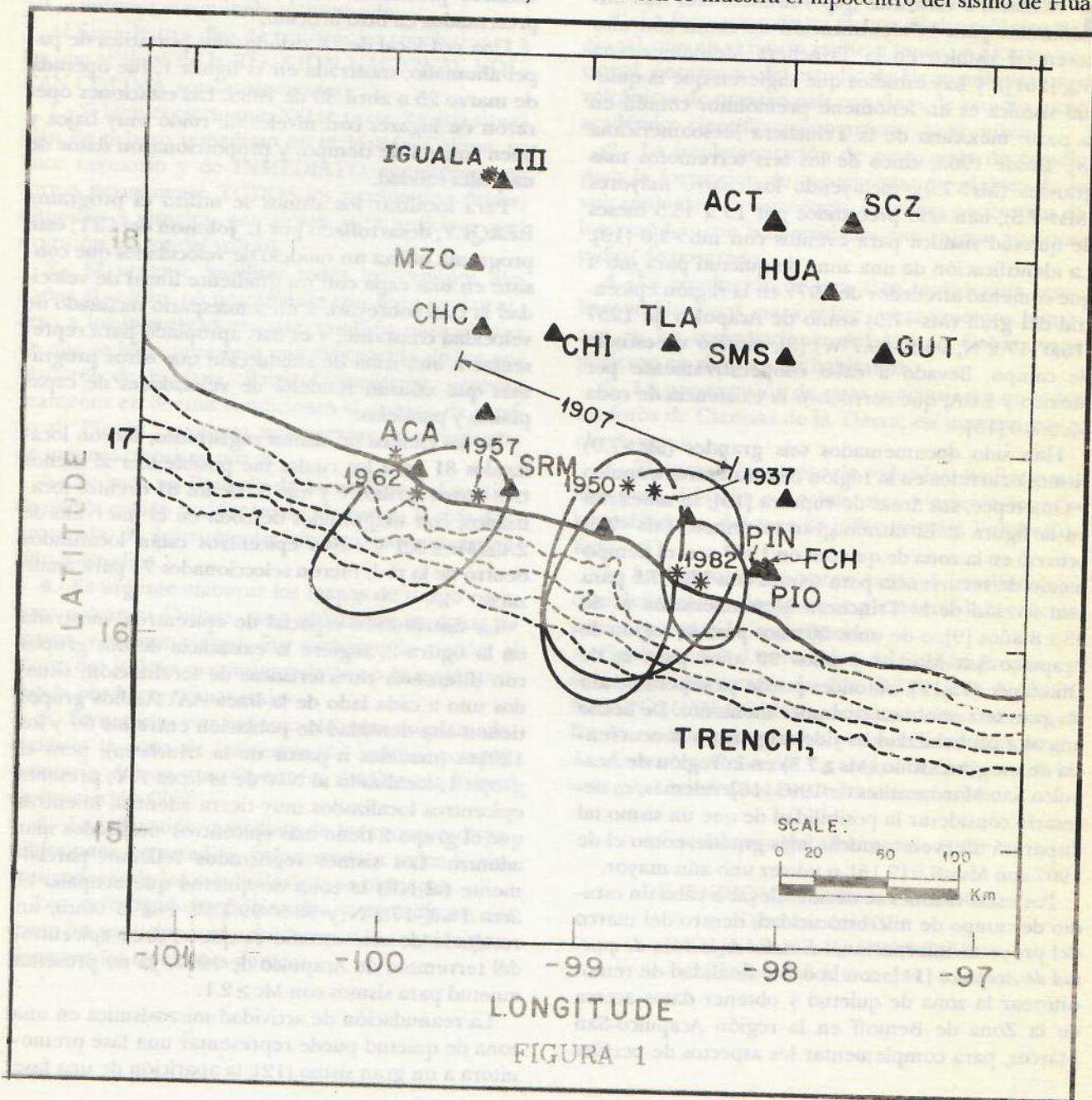
La reanudación de actividad microsísmica en una zona de quietud puede representar una fase premonitora a un gran sismo [12], la aparición de una fase

tal es común en regiones con estructura no uniforme [16]. Este patrón ha sido observado en la región antes del sismo de 1968 [19].

La buena cobertura azimutal permitió la determinación, sin ambigüedad, del mecanismo reverso o normal (ver fig.4), para cada uno de los 36 eventos. La figura 3 muestra las proyecciones de los hipocentros sobre una sección vertical a través de la línea AA', por separado para los grupos 1 y 2 en (a) y (b), respectivamente, y codificados según su mecanismo como círculos llenos para mecanismo normal y

vacíos para reverso; los eventos cuyo mecanismo no fue determinado se presentan por puntos. Puede verse en la figura 3 que, para ambas regiones, a lo largo de la Zona de Benioff hay bandas, o segmentos, bien determinados en los cuales ocurren sismos con mecanismos solamente reversos o solamente normales.

Los hipocentros de los grandes sismos mostrados en la figura 2 han sido incorporados indicados por una X, en la figura 3a o 3b según sea apropiado, también se muestra el hipocentro del sismo de Hua-

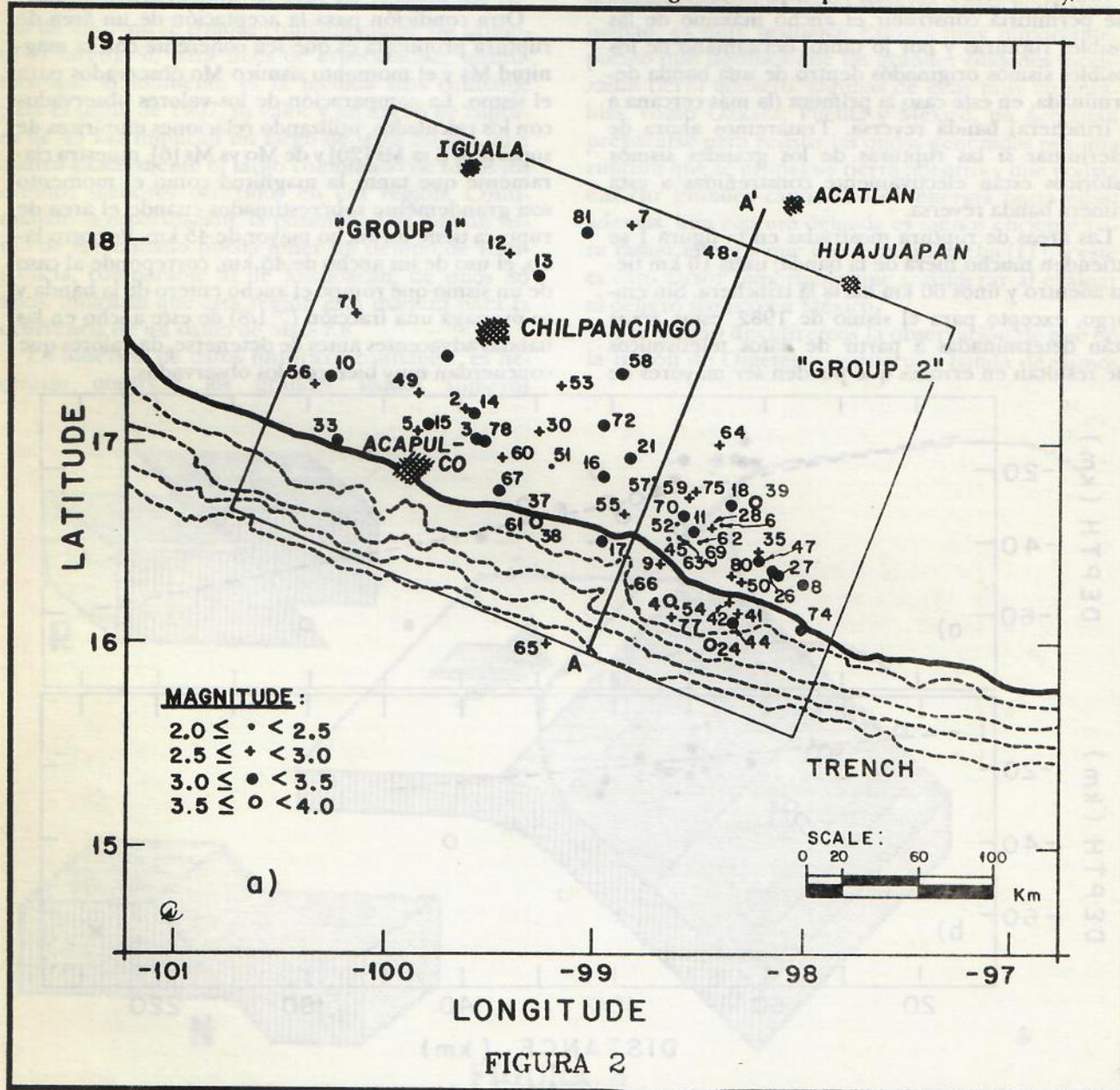


juapan de León de 1980. Todos estos eventos tienen mecanismos reversos y sus posiciones concuerdan perfectamente con los mecanismos de las bandas, por lo que algunas de las X están tapadas por círculos rellenos.

La actividad sísmica que se observa muy tierra adentro para la región de Acapulco (grupo 1) podría corresponder a la actividad premonitora que se observa comúnmente trinchera abajo como parte del patrón de *dona* [7, 12]. Se ha observado que la actividad sísmica migra trinchera arriba antes de algunos grandes sismos [3, 5, 11].

El resultado de la existencia de una banda de mecanismos reversos, donde ocurren todos los grandes sismos someros de la costa continental mexicana del Pacífico, rodeada de bandas con mecanismos normales, es muy importante por las razones siguientes.

Aunque el proceso de ruptura sísmica todavía no se conoce completamente, es ampliamente aceptado que una ruptura dejará de propagarse al alcanzar una región donde los esfuerzos, aunque tengan la misma orientación que los que causaron el inicio y la propagación de la ruptura, no son lo suficientemente grandes como para crear nueva falla y/o so-



breponerse a otros esfuerzos que se oponen a la propagación, como el debido a la fricción estática.

Por lo tanto, la detención será mucho más rápida si una ruptura se propaga entrando a una región donde los esfuerzos son contrarios a aquellos que aceleran la falla, de manera que rupturas originadas en una región donde los esfuerzos son de un determinado tipo, tal como una de las bandas descritas arriba (como lo indica la consistencia de las soluciones de plano de falla observadas), no podrán posiblemente propagarse a través de las bandas adyacentes.

Esta posibilidad es de gran importancia, puesto que permitiría constreñir el ancho máximo de las posibles rupturas y por lo tanto, del tamaño de los posibles sismos originados dentro de una banda determinada, en este caso la primera (la más cercana a la trinchera) banda reversa. Trataremos ahora de determinar si las rupturas de los grandes sismos históricos están efectivamente constreñidas a esta primera banda reversa.

Las áreas de ruptura mostradas en la figura 1 se extienden mucho fuera de la banda, unos 10 km tierra adentro y unos 60 km hacia la trinchera. Sin embargo, excepto para el sismo de 1982, estas áreas están determinadas a partir de datos tele sísmicos que resultan en errores que pueden ser mayores de

45 km [15]. Además, y también exageradas por la incertidumbre en la localización, las áreas de ruptura están probablemente sobreextendidas hacia la trinchera debido a la inclusión de pseudorélicas (discutidas más adelante) en las bases de datos de réplicas. Finalmente, cabe hacer notar que hacia el continente, las áreas de ruptura no se extienden mucho más allá de la primera banda reversa, y para los eventos más antiguos, basta considerar un pequeño margen por la incertidumbre en la localización de las réplicas para que las fronteras de la ruptura queden dentro de la banda.

Otra condición para la aceptación de un área de ruptura propuesta es que sea coherente con la magnitud  $M_s$  y el momento sísmico  $M_o$  observados para el sismo. La comparación de los valores observados con los calculados, utilizando relaciones empíricas de superficie  $S$  vs  $M_s$  [20] y de  $M_o$  vs  $M_s$  [6], muestra claramente que tanto la magnitud como el momento son grandemente sobreestimados cuando el área de ruptura tiene un ancho mayor de 45 km. Por otro lado, el uso de un ancho de 45 km, corresponde al caso de un sismo que rompe el ancho entero de la banda y se propaga una fracción ( $\sim 1/8$ ) de este ancho en las bandas adyacentes antes de detenerse, da valores que concuerdan muy bien con los observados.

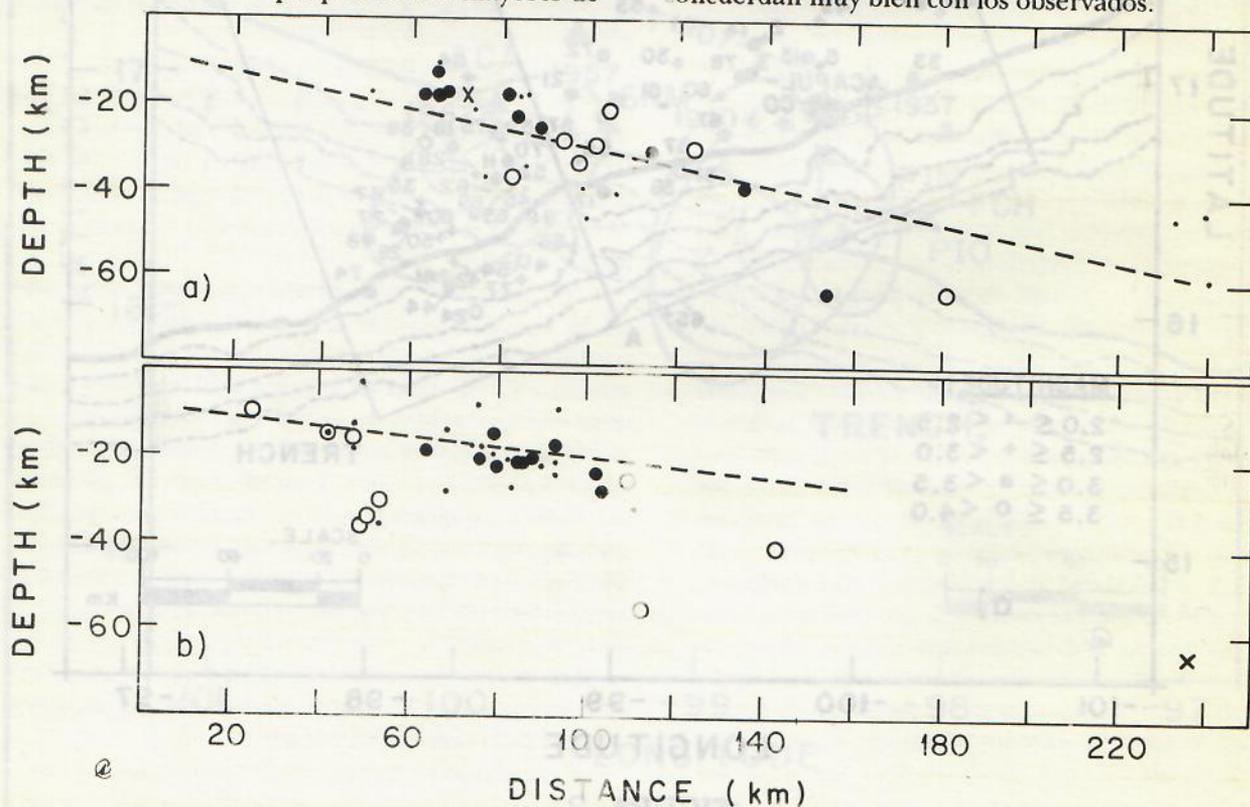


FIGURA 3

Otros grandes sismos en el intervalo de magnitud  $M_s \leq 7.5$  ocurridos en regiones cercanas de la trinchera, tienen áreas de ruptura angostas, inferidas a partir de la observación de actividad en réplicas tempranas.

Por lo arriba expuesto es de esperarse que las áreas de ruptura de sismos con magnitudes de hasta  $M_s \leq 7.5$  tengan anchos acotados por el ancho de la primera banda reversa. Queda por discutir si las áreas de ruptura para sismos más grandes, con  $M_s \geq 7.6$ , estarán también constreñidas a esta banda.

Desafortunadamente, el área de ruptura del sismo de 1907 no se conoce confiablemente (ni siquiera el largo). Si, para fines de especulación, asumimos que el momento es la medida más confiable para el sismo de 1907, su valor y un ancho de ruptura de 45 km implican un largo de unos 20 km, que abarca exactamente el largo combinado de todos los eventos menores ocurridos en esa región. Continuando la especulación, la posibilidad de que un sismo de ese tamaño pueda tener un tiempo de recurrencia, comparable al de Michoacán, de unos 86 años, indicaría que esta región está madura para la ocurrencia de un sismo de  $M_s \geq 7.8$ .

En ausencia de datos históricos confiables, es necesario observar los grandes sismos someros

( $m_s > 7.5$ ) localizados en regiones vecinas a lo largo de la trinchera, para buscar ejemplos de rupturas sísmicas más anchas que los 40+ km de la primera banda reversa, la cual podemos suponer que se extiende a lo largo de la trinchera en regiones vecinas. Los sismos mejor documentados tienen anchos de ruptura del orden de 40 km.

Con base en lo arriba expuesto concluimos que la posibilidad de que una ruptura se extienda desde cerca de la costa, más allá del ancho de la primera banda reversa, quizá hasta alcanzar otra región sísmogénica localizada tierra adentro, como la de Huajuapán, es muy pequeña. Esto es muy importante, puesto que significa que las grandes ciudades localizadas tierra adentro, algunas de ellas muy vulnerables, como Oaxaca, Puebla y México, no necesitan prepararse para resistir las ondas generadas por una ruptura que se propague tierra adentro y que podría enfocar grandes cantidades de energía hacia ellas; además, una ruptura delgada es menos eficiente para radiar energía que una ruptura ancha [11], y este es otro factor importante que considerar al evaluar el peligro sísmico en México.

Por último discutiremos la observación de que en la región de Ometepec existe una banda de sismos

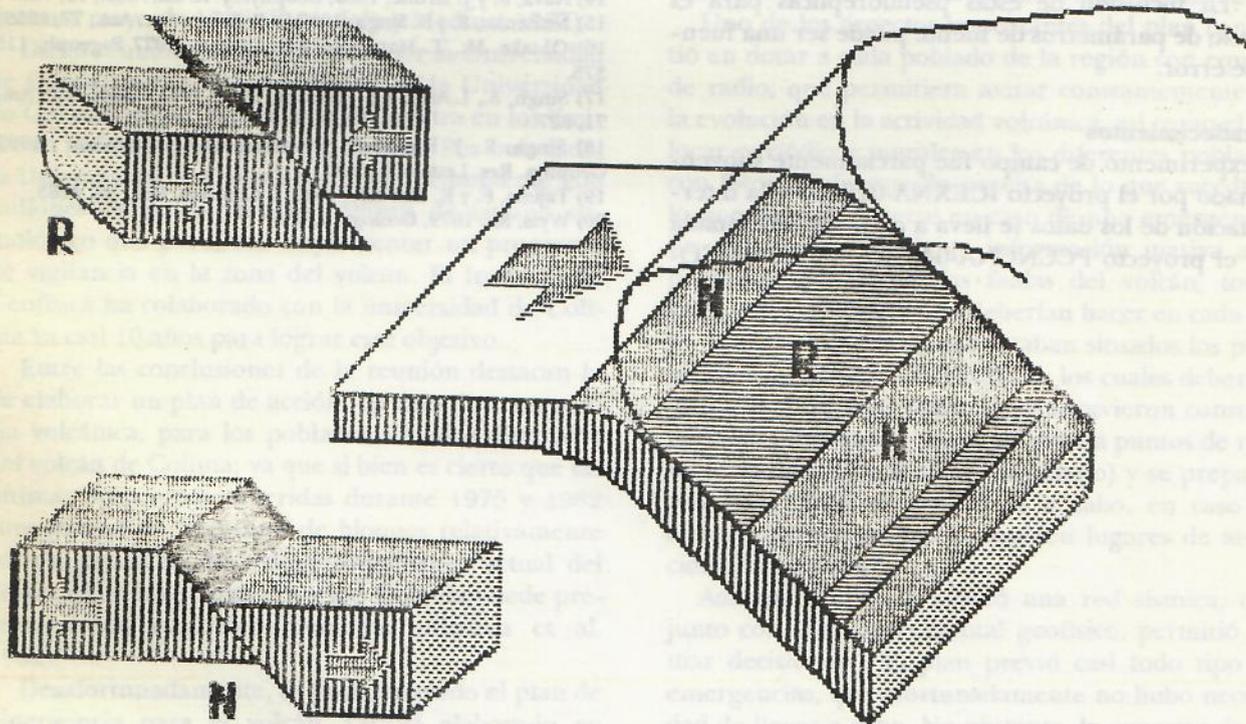


FIGURA 4

normales entre la primera banda de sismos reversos y la trinchera.

Se ha observado que la mayor parte de las réplicas tienen esencialmente el mismo mecanismo que el evento principal (e.g. [14]), aún cuando las orientaciones de los mecanismos varían ligeramente de una manera aleatoria debido a las heterogeneidades locales del suelo o cambian de dirección cerca de las orillas de la ruptura [4]; de hecho, es de esperarse que las réplicas tengan el mismo mecanismo del evento principal si las réplicas son debidas primariamente a efectos de reología viscosa.

Así, un área donde todos los sismos tengan un mecanismo opuesto a aquel de todas las réplicas localizadas alrededor del hipocentro del evento principal, no puede ser considerada como un área de verdaderas réplicas. Los eventos que ocurren en la banda de mecanismos normales cercana a la trinchera pueden ser explicados como sismos producidos por tensión en la placa oceánica que, debido al corrimiento entre la placa subducida y el continente al tiempo del evento principal, ha avanzado al punto donde debe comenzar a doblarse hacia abajo. De esta manera, aún cuando estos sismos son causados por la ocurrencia del evento principal, no son verdaderas réplicas de él, y la región donde ocurren no forma parte del área de ruptura del evento principal. La inclusión de estas pseudoréplicas para el cálculo de parámetros de fuente puede ser una fuente de error.

#### Agradecimientos

El experimento de campo fue parcialmente subvencionado por el proyecto ICENNA-022123 y la interpretación de los datos se lleva a cabo subvencionada por el proyecto PCCNCNA-040127, ambos de CO-

NACYT. Estamos agradecidos al IGF por contribuir con operadores y a nuestros colegas del IGF, IIMAS, UCSC y CICESE y a E. Pérez y L. Avila por su ayuda en el trabajo de campo. Muchas gracias al gobierno del Estado de Guerrero, SCT Guerrero, CFE Chiapas y a la Armada Mexicana por su ayuda para resolver problemas logísticos y por el préstamo de vehículos. S. Campos e I. Nava dibujaron las figuras.

#### Referencias

- 1) Aki, K. 1972, *Tectonophysics*, 14, 227.
- 2) Astiz, L., H. Kanamori y H. Eissler 1987, *Bull Seism. Soc. A.*, 77, 1326.
- 3) Dmowska, R. y J. Rice, 1987 U.S.G.S. Open File Report, preprint.
- 4) González J., F. Nava y C. Reyes, 1984, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 223.
- 5) González, J., K. McNally, E. Brown y K. Bataille, 1984, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 65, 998.
- 6) Hanks, T. y H. Kanamori, 1979, *J. Geophys. Res.* 84, 2348.
- 7) Kanamori, H. 1981 *In Earthquake prediction*, Simpson, D. y P. Richards (Eds.) American Geophysical Union, 1.
- 8) McNally, K., 1981 *In Earthquake prediction*, Simpson, D. y P. Richards (Eds.) American Geophysical Union, 63.
- 9) McNally, K. y J. Minster, 1981, *J. Geophys. Res.*, 86, 4949.
- 10) McNally, K., A. Nava, G. Simila, J. González-Ruiz, J. González-García y the Interinstitutional Working Group for Deep Seismic Profiling in Guerrero, 1985, *EOS*, 66, 1071.
- 11) McNally, K., J. González-Ruiz y C. Stolte, 1986 *Gephys. Res. Letters*, 13, 581.
- 12) Mogi, K., 1985 *Earthquake prediction*. Acad. Press Inc., EUA.
- 13) Nava, F., G. Beroza y K McNally, 1982, *EOS*, 63, 1040.
- 14) Nava, F. y J. Brune, 1983, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 73, 739.
- 15) Nishenko, S. y S. Singh, 1987 *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1359.
- 16) Ohtake, M., T. Matumoto y G. Latham, 1977 *Pageoph*, 115, 375.
- 17) Singh, S., L. Astiz y J. Havskov, 1981, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 827.
- 18) Singh, S., J. Espíndola, J. Yamamoto y J. Havskov, 1982, *Geophys. Res. Letters*, 9, 633.
- 19) Tajima, F. y K. McNally, 1983, *J. Geophys. Res.*, 88, 4263.
- 20) Wyss, M., 1979, *Geology*, 7, 336.