

DISTRIBUCIÓN DE DAÑOS MATERIALES EN EL VALLE DE MEXICALI, B.C., OCASIONADOS POR LOS SISMOS DE 1 DE JUNIO Y 10 DE SEPTIEMBRE, DE 1999, MW = 4.8

Francisco Suárez Vidal, Mario González, Luis Munguía Orozco, Víctor Wong Ortega, Antonio Vidal y Javier
González García

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Depto de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México
E-mail: fsuarez@cicese.mx

RESUMEN

El 1 de junio y el 10 de septiembre de 1999, en la región del Valle y Ciudad de Mexicali Baja California ocurrieron dos sismos de magnitud momento $M_w = 4.8$. El primero se localizó a 6.5 km del volcán Cerro Prieto y el segundo a 3 km, en las inmediaciones del campo Geotérmico de Cerro Prieto. No se reportaron pérdidas humanas ni heridos y no hubo daños materiales en el valle de Mexicali. En la zona cercana a los epicentros se reportaron daños menores en estructuras civiles, siendo las mayores las debidas al temblor del 1 de junio.

Los mecanismos focales de ambos sismos, elaborados a partir de los primeros arribos de la onda P, corresponden a una falla de tipo normal. Los planos de falla seleccionados están orientados N55°E para el primer sismo y N05°E para el segundo, ambos con echado hacia el SE. Tanto en las estaciones de RESNOM, como en la red sismológica local de CFE, no se observó actividad precursora; la red de CFE, registró 11 réplicas para el sismo de junio y siete para el de septiembre. Los valores máximos de la aceleración en la componente vertical fueron de 0.274 g y 0.452 g respectivamente, con un rápido decaimiento proporcional a la distancia. Se infiere que ambos sismos se asocian al régimen tectónico dominante en la región, aunque pudieron haber sido inducidos por el proceso de extracción-inyección de fluido geotérmico. Este proceso provoca cambios en las propiedades petrofísicas, termodinámicas, hidrostáticas, en la porosidad primaria, secundaria y en la temperatura del yacimiento, dando como resultado la inducción o el disparo de sismos.

INTRODUCCIÓN

El Valle de Mexicali presenta un alto nivel de actividad sísmica, flujo de calor y continua deformación debido al movimiento de las placas Norteamérica y Pacífico; esta actividad es del orden de 3 a 4 cm/año (Rockwell y Suárez, 1995). Este ambiente tectónico es similar al de los centros de dispersión en el Golfo de California (Lomnitz *et al.*, 1970; Elders *et al.*, 1972). Al igual que en el Golfo, los centros de dispersión del Valle de Mexicali-Imperial, como el de Cerro Prieto y el de Brawley (Figura 1) están conectados a través de las fallas transformes activas, conocidas como Brawley, Imperial y Cerro Prieto, las cuales son generadoras de la mayor parte de la actividad sísmica que caracteriza a esta región y que es mayormente microsísmica, pero que también se manifiesta con secuencias de sismos precursores, evento principal y réplicas, o bien en forma de enjambre (González-García, 1986; Frez y Frías Camacho, 1998).

Durante los últimos 60 años, la Falla Imperial y la Falla Cerro Prieto han generado tres temblores importantes: los del 18 de mayo del 1940 y del 15 de octubre de 1979, tuvieron magnitudes $M_L = 7.1$ y 6.6 , respectivamente y se encuentran asociados a la Falla Imperial (Chávez *et al.*, 1982); el de 8 de Junio de 1980 ($M_L = 6.1$) fue generado por la Falla Cerro

Prieto (Frez y González 1989; Wong *et al.*, 1997) (Figura 1). Durante ese periodo, estas mismas estructuras, así como otras conjugadas han producido sismos de $M \leq 5$.

Hasta antes de la década de los 70 el origen de la actividad sísmica en el Valle de Mexicali se consideraba netamente tectónico. Esta actividad, se suponía que era producida por las fallas Imperial, Cerro Prieto, Cucapá, Laguna Salada y por las demás estructuras activas dentro de la provincia del Salton Sea (Figura 1). A partir de 1972-73 se inicia la explotación con fines industriales, de la zona geotérmica de Cerro Prieto. Esta explotación continua hasta el presente. En 1989 se inició el proceso de inyección en el subsuelo de salmuera residual producto de la separación del vapor geotérmico y almacenada en la laguna de evaporación, contigua a la zona conocida como Cerro Prieto I (CPI) (Figura 2). Lo anterior, con el objeto de mantener la presión e incrementar la extracción energética del yacimiento. El proceso de inyección de salmuera se hace a través de pozos no productores localizados dentro de la zona CP I y a profundidades que varían entre 1000 y 2000 m (Gutiérrez Puente y Ríbo Muñoz, 1994). El agua inyectada fluye hacia la zona productora a través del sistema de fallas y fracturas que cortan la secuencia sedimentaria e ígnea dentro del campo Cerro Prieto (Pelayo *et al.*, 1991; Lippmann *et al.*, 1997). Se sabe que la inyección puede producir efectos térmicos negativos, tales como

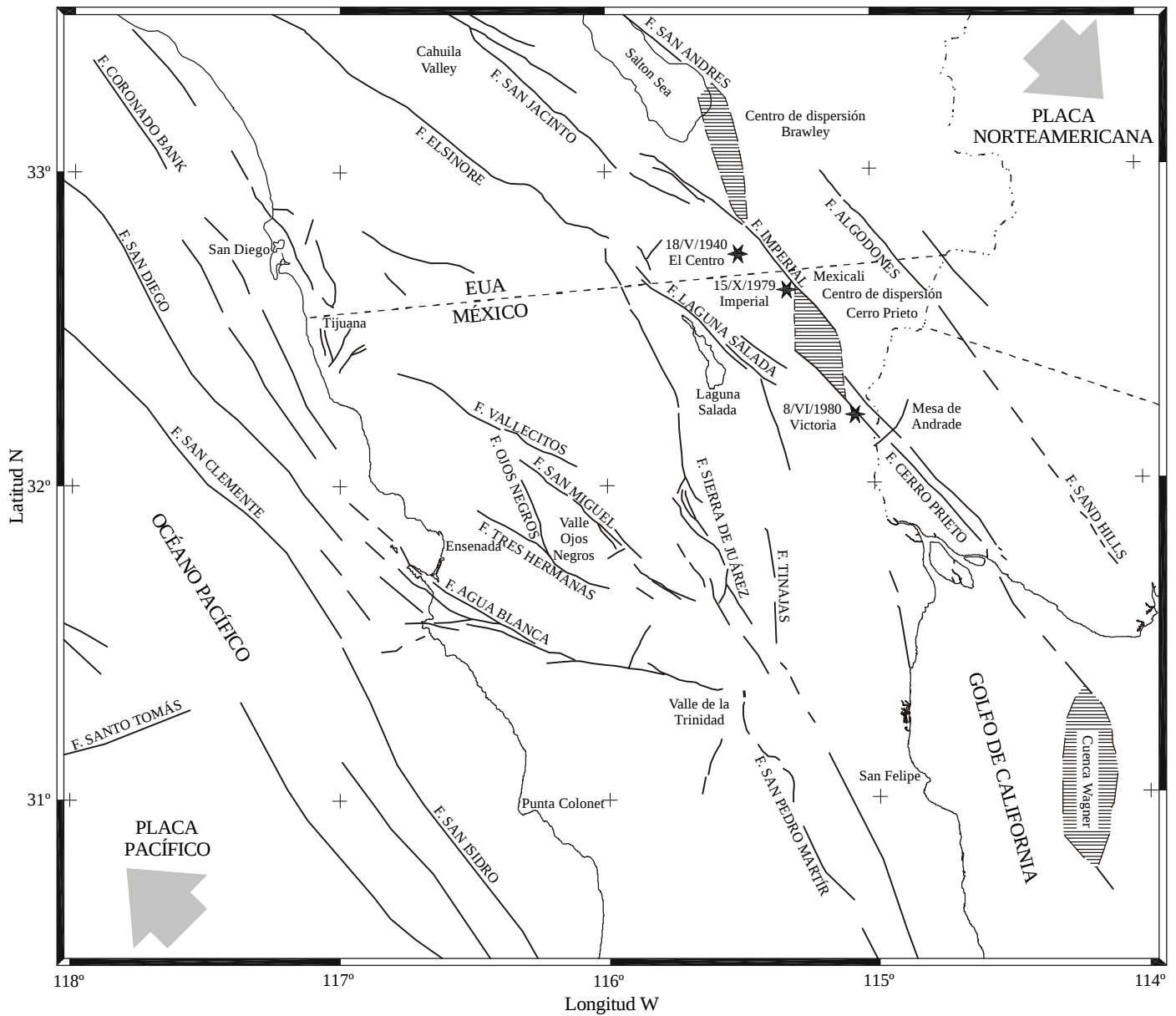


Figura 1. Marco tectónico en la región de la Provincia de Salton, distribución de las principales fallas activas en Baja California y Sur de California asociadas al sistema San Andrés-Golfo de California. Ubicación de los epicentros de los temblores de 18 de mayo 1940, 19 de octubre de 1979 y 8 de junio de 1980. (tomado y modificado de Frez y Frías-Camacho, 1998).

la disminución de la temperatura del fluido geotérmico o la cementación acelerada en las formaciones productoras, reduciendo su porosidad y permeabilidad (Gutiérrez Puente y Ribó Muñoz, 1994). Se reporta que el proceso de extracción y de inyección de fluido geotérmico en volúmenes extremadamente altos (inyección del orden de 20 millones de toneladas de salmuera por año), ha generado cambios en la porosidad y permeabilidad, en la circulación de fluidos y en la temperatura del yacimiento (Pelayo *et al.*, 1991; Gutiérrez Puente, y Ribó Muñoz, 1994). Estos cambios han propiciado movimientos de subsidencia del terreno dentro y en la periferia del campo geotérmico (Glowacka y Nava, 1996; Glowacka *et al.*, 1997; Glowacka *et al.*, 1999). Se interpreta que, como en regiones similares, como los Geysers en California (Allis 1982; Denliger

y Bufo, 1982; Gomberg y Davis, 1986), Larderello, Italia (Batíni *et al.*, 1985) y Sao Paulo, Brazil (Yambe y Hamza, 1996) se ha registrado sismicidad inducida o disparada por el proceso de extracción de vapor y inyección de salmuera.

Con base en los datos sismológicos, observaciones de campo y reportes en la literatura sobre los efectos que produce la variación en las condiciones petrofísicas y termodinámicas en un yacimiento geotérmico, se infiere que los temblores ocurridos el 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 en el Valle de Mexicali pudieron haber sido producidos por la continua extracción de fluido geotérmico e inyección de salmueras frías al subsuelo, sin descartarse la posibilidad de la influencia del campo de esfuerzos de origen tectónico.

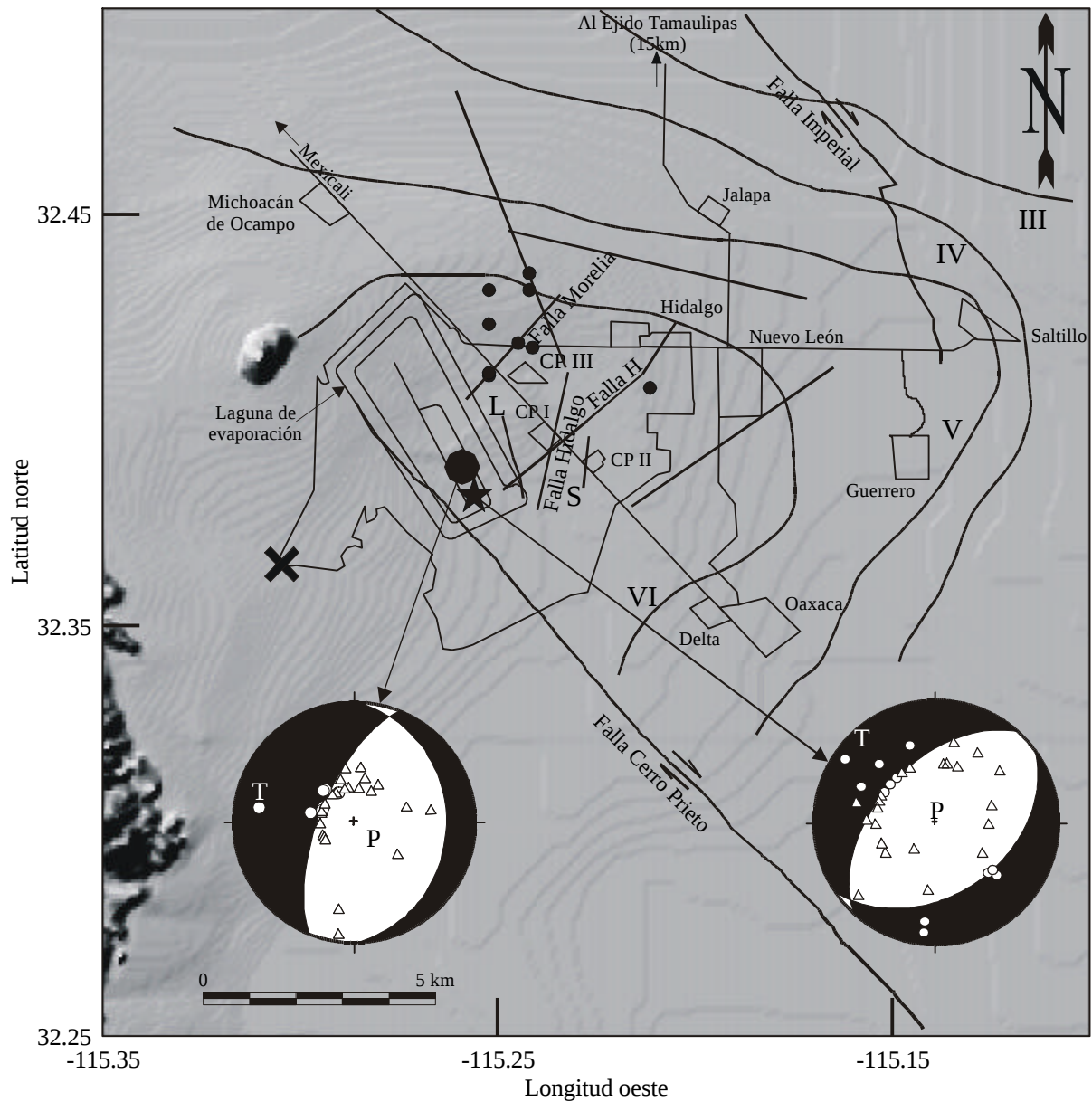


Figura 2. Localización epicentral de los sismos del 1 de Junio (estrella) y 10 de septiembre (octágono) de 1999 y 7 de febrero de 1987 (cruz). Mecanismos de falla de los dos sismos y ubicación de las fallas normales dentro del Campo Geotérmico Cerro Prieto, Fallas Morelia, H y Hidalgo. Los Círculos sólidos corresponden a las réplicas del sismo del 1 de junio. Las curvas son isosistas y los números romanos representan intensidades de acuerdo a la escala modificada de Mercalli.

PARAMETROS EPICENTRALES

El temblor de Cerro Prieto del 1 de junio de 1999 ocurrió a las 15:18:2.2 (GMT) con una magnitud momento $M_w = 4.8$ y fue percibido por la población de toda la región del Valle de Mexicali-Imperial. El epicentro se localizó a $32^\circ 22' .98$ latitud norte y $115^\circ 15' .32$ longitud oeste, a 6.5 km al SE del volcán Cerro Prieto. El hipocentro se localizó 8.4 km de profundidad, ubicado en la margen occidental de la zona geotérmica de Cerro Prieto, bajo la laguna de evaporación (Figura 2). El sismo del 10 de Septiembre de 1999 se localizó en la misma región que el anterior, con coordenadas epicentrales N $32^\circ 26.76'$ N y

$115^\circ 12.93'$ W, con un tiempo de origen a las 13:40:4.16 (GMT); su hipocentro se localizó a 3 km de profundidad y su magnitud momento $M_w = 4.8$. Ambos sismos fueron localizados utilizando las lecturas de los primeros arribos de las ondas P y S registradas en las estaciones sísmológicas de la Red Sísmológica del Noroeste de México (RESNOM), las de la red sísmica del Sur de California, las de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México y la Red de Cerro Prieto I (operada por la Comisión Federal de Electricidad). Los valores máximos de aceleración registrados fueron: para el sismo del 1 de Junio, 0.274 g ($g = 981 \text{ cm/seg}^2$) en la componente vertical del acelerómetro ubicado en la planta geotérmica de Cerro Prieto (GEO), mientras que el evento del 10 de septiembre, en el mismo acelerómetro, tuvo

una aceleración de 0.452 g. Estos valores de aceleración son bajos al compararlos con los del sismo del 7 de febrero de 1987 (ML= 5.4) que generó aceleraciones de 1.4 g en la componente transversal (N 05° E) (Figura 3) y de 0.906 g y 0.673 g en las componentes E-W y en la vertical, respectivamente, de acuerdo con los registros del acelerómetro instalado en el volcán Cerro Prieto (VCP), a 4 km al norte del epicentro. Este mismo evento se localizó a 4 km al SW de los sismos del 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 (Figura 2). A su vez, las aceleraciones generadas por los sismos de 1999, son bajas comparadas con las que generó el sismo de 1987. Las aceleraciones verticales registradas en la estación GEO, tanto para el evento de junio como para el de septiembre de 1999, exceden a los valores horizontales de g por un factor de dos, lo que indica la proximidad de los epicentros al acelerómetro ubicado en la planta geotérmica Cerro Prieto I. No obstante que las magnitudes de ambos temblores son bajas, las aceleraciones pico observadas en la zona circundante al campo geotérmico son altas a distancias cortas (~ 2 km), disminuyendo rápidamente al aumentar la distancia. De acuerdo con Munguía *et al.* (1988), éste es un patrón característico de la región de Cerro Prieto en la que, para sismos con magnitudes bajas a moderadas, los sedimentos que rellenan a la cuenca atenuan rápidamente la intensidad del movimiento del terreno.

Un aspecto igualmente importante es que, tanto para el sismo de junio como para el de septiembre de 1999, no se detectó un incremento en la actividad sísmica premonitora y hubo 11 réplicas para el sismo de junio y 2 para el de septiembre. Esta actividad es baja considerando las características sismotectónicas de la región descritas por Frez y González (1989).

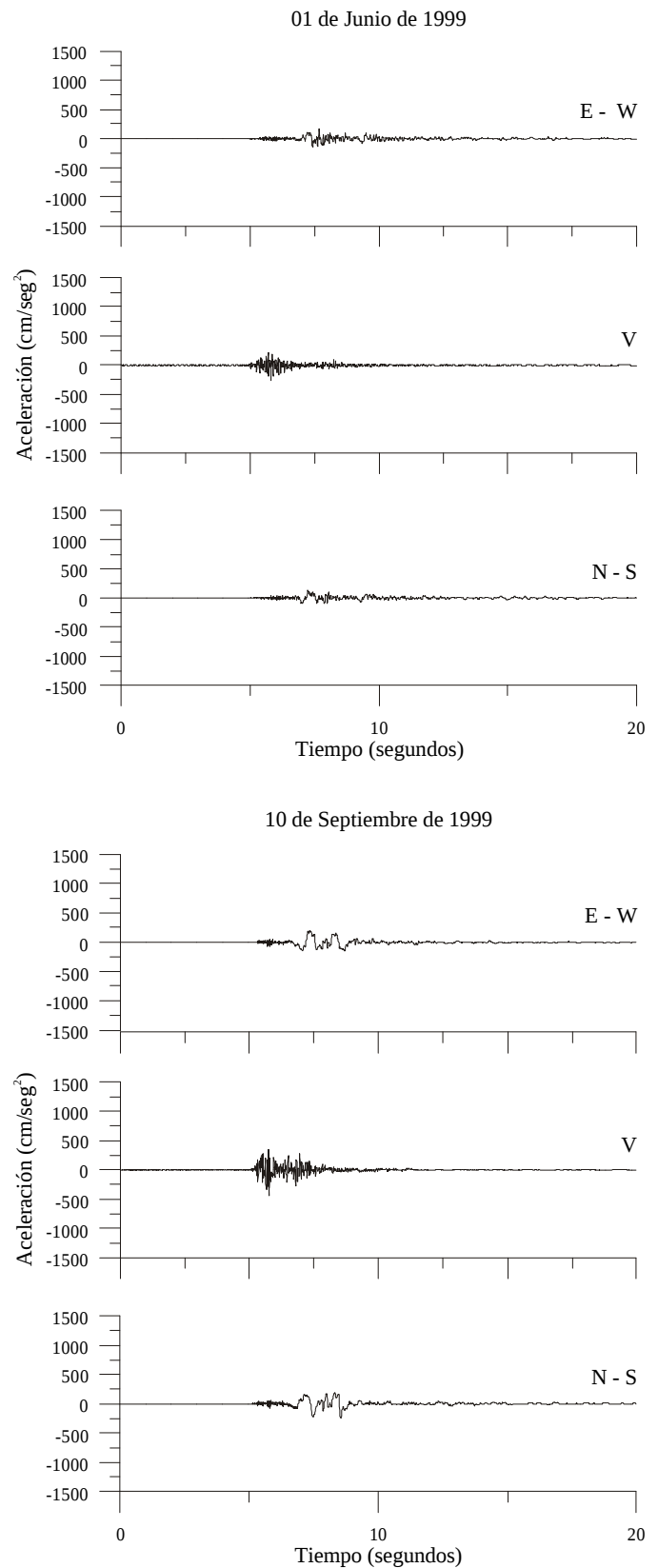
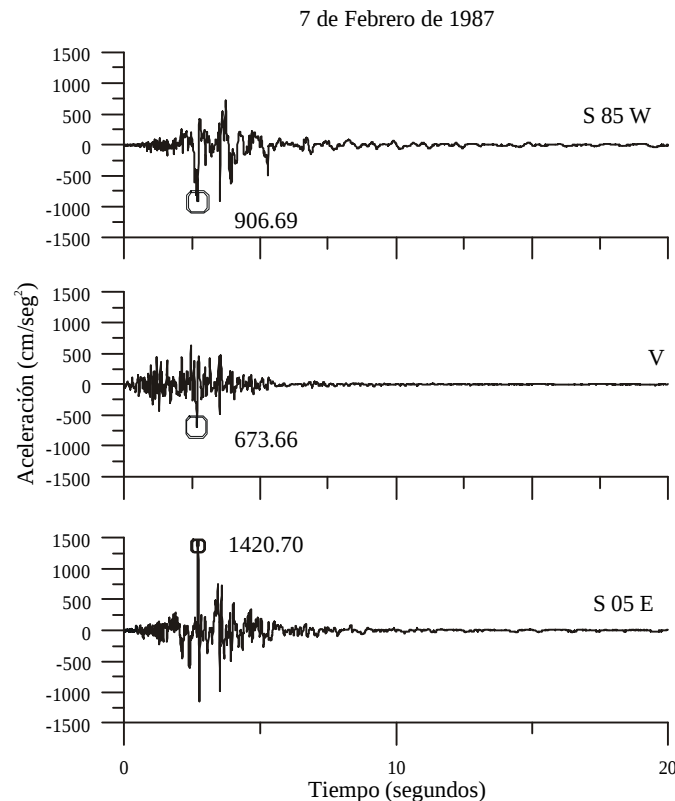


Figura 3. Registro de aceleraciones (cm/sec²) de los eventos del 7 de febrero de 1987, 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 registrados en los acelerómetros ubicados en el Volcán Cerro Prieto (VCP, febrero de 1987) y Planta Geotérmica (GEO, junio y septiembre de 1999).

RECONOCIMIENTO DE CAMPO

Dada la magnitud de los eventos a partir de las primeras noticias recibidas sobre los daños en diferentes lugares del Valle de Mexicali, horas después de haber ocurrido los sismos se inició un reconocimiento geológico en la región. Después del temblor del 1 de junio se visitaron diversos sitios a lo largo de la traza de la Falla Imperial, en donde sismos anteriores de magnitud mayor produjeron deformación en el suelo y subsuelo y cuantiosos daños materiales a estructuras civiles. El reconocimiento se inició en el Ejido Tamaulipas, en donde aún existen evidencias del temblor El Centro del 18 de Mayo de 1940. El área inspeccionada abarca los Ejidos Tamaulipas, Saltillo y Guerrero, en una franja de aproximadamente 10 km de ancho a lo largo de la traza de la Falla Imperial (Figura 2). En ninguno de los sitios visitados se encontraron evidencias de licuefacción del subsuelo en las áreas cultivadas o daños materiales a edificaciones provocadas por el temblor del 1 de junio.

Los únicos daños a estructuras civiles se observaron en los Ejidos Nuevo León e Hidalgo; en el primero, se cayó una barda de aproximadamente 10 m de largo del Salón Social Echeverría, y parte de la mampostería de la sección superior del techo. Las paredes en el interior del Colegio de Bachilleres sufrieron cuarteaduras (ninguna de las paredes afectadas actuaba como muro de carga). El daño mayor observado en este ejido fue el desprendimiento de una pared en una casa construida con adobe (Figura 4). En el Ejido Hidalgo, que es el núcleo de población más cercano al epicentro, una de las bardas del campo de baseball de 30 m de largo se cayó (Figura 5a), y las tres restantes sufrieron severas cuarteaduras. En este mismo lugar, se observó la separación del techo de la vieja iglesia del poblado, por efecto de giro, además de cuarteaduras en las paredes del inmueble (Figura 6a).



Figura 4. Casa en el Ejido Nuevo León, a la cual se le desprendió una pared como efecto del sismo del 1 de junio de 1999. La pared corresponde a un anexo construido con ladrillo de adobe.

Luego del temblor del 10 de septiembre, el recorrido se inició en el Ejido Michoacán de Ocampo, ubicado 8 km al NW del campo geotérmico de Cerro Prieto. De acuerdo a los informes de un agente de guardia de la policía municipal del ejido,



Figura 5a y 5b. Segmentos de bardas caídas en el campo de beisbol del Ejido Hidalgo. La fotografía 5a corresponde a los daños causados por el temblor del 1 de junio. La fotografía 5b fue tomada después del temblor del 10 de septiembre. Las palmeras que se observan en el extremo izquierdo son las mismas que están de frente en la fotografía 5a. Nótese que el segundo temblor derribó el resto de las bardas que quedaron paradas después del primer sismo.

no hubo personas heridas ni se reportaron daños materiales, a pesar que las aceleraciones generadas fueron casi el doble que las del sismo del 1 de junio. En ambos eventos se reportó la caída de objetos, estantería y anaqueles en casas y comercios. Se visitaron sitios a lo largo del canal alimentador central hasta salir al Ejido Jalapa (Figura 2), no se encontraron estructuras en el terreno que pudieran asociarse al sismo, ni daños a las escasas edificaciones. Los vecinos del lugar comentan haber sentido más fuerte este sismo que el del 1 de junio y que el sonido asociado a los pozos productores de vapor fue más intenso el 10 de septiembre. Hay coincidencia en la opinión de los entrevistados, quienes comentan que segundos antes de la ocurrencia del sismo, el ruido producido por los pozos geotérmicos aumentó considerablemente y se mantuvo durante el tiempo que el temblor fue sentido. Sin embargo en los ejidos Nuevo León y Saltillo (Figura 2) hubo gente que dijo haber sentido más fuerte el sismo del 1 de junio y que el sonido asociado a los pozos también fue mayor durante ese sismo.

El informe de los bomberos en el Ejido Nuevo León, reporta que no hubo daños materiales. Sin embargo, se volvieron a inspeccionar las escasas edificaciones afectadas por el sismo

del 1 de Junio. En la iglesia del Ejido Hidalgo se incrementó el tamaño y número de cuarteaduras y el empuje de la parte superior de la fachada se cayó totalmente (Figura 6b). En el campo de baseball del mismo ejido, se observó que tres de las bardas que no fueron dañadas por el primer sismo, sufrieron derrumbamientos parciales durante el de septiembre (Figura 5b). El Colegio de Bachilleres del Ejido Nuevo León, así como el salón de actos Luis Echeverría del mismo ejido no sufrieron daños adicionales a los generados por el sismo de junio.



Figura 6a y 6b. Vieja iglesia católica en el Ejido Hidalgo. El sismo del 1 de junio cuarteó las paredes y mediante un pequeño giro separó el techo del resto de la estructura. En la fotografía 6b se muestra la misma iglesia después del temblor del 10 de septiembre. Se observa que únicamente se cayó un emplaste de la fachada de techo, en el frente del inmueble.

DISCUSIÓN

Los mecanismos de falla que se obtuvieron para los dos sismos se muestran en la Figura 2. Ambos corresponden a fallas normales con una pequeña componente horizontal. Para el sismo del 1 de junio el plano de falla orientado N 55° E con echado hacia el SE es el más probable, mientras que para el del 10 de septiembre el plano de falla orientado N 05° E con echado al ESE es consistente con la tendencia de las estructuras regionales del centro de dispersión Cerro Prieto (Pelayo *et al.*, 1991).

Son varias las fallas normales identificadas en esta región y dentro de la zona geotérmica de Cerro Prieto. Por lo menos tres de ellas, las identificadas como Falla Morelia orientada N 47° E, Falla H con rumbo N 43° E (Pelayo *et al.*, 1991) y la Falla Hidalgo con un rumbo N17°E (Halfman *et al.*, 1984), tienen su traza paralela a la obtenida en los mecanismos focales para ambos sismos; sin embargo, la localización epicentral no coincide con el trazo de estas estructuras. De las tres, las Fallas H y Morelia son las que mejor se ajustan al mecanismo de falla y epicentro del sismo del 1 de junio, mientras que la Falla Hidalgo pudo ser el origen del sismo del 10 de septiembre.

En el Valle de Mexicali han ocurrido con cierta frecuencia eventos de $M \geq 5.0$ con altas aceleraciones. Estos eventos se asocian con las Fallas Cerro Prieto e Imperial, como el sismo del 7 de febrero de 1987 ($M_L = 5.4$), localizado a 5 km al SW de los de junio y septiembre de 1999 (Figura 2), fuera de la zona de producción de la geotérmica. Este último produjo una aceleración pico de 1.4 g en la componente vertical en el mismo acelerómetro instalado en la Planta Geotérmica Cerro Prieto I, el cual registró los sismos de junio y septiembre de 1999. Los sismos de junio y septiembre produjeron aceleraciones pico verticales, equivalentes al 20% y 30% del máximo del sismo del 7 de febrero de 1987 respectivamente. Comparadas con el evento de 1987, las aceleraciones de los sismos de 1999 decayeron rápidamente. Además, se observó que los sismos de 1999 tuvieron una rápida disminución en la aceleración con respecto a la distancia (Figura 3). Estas diferencias son evidencias para postular que el mecanismo que generó los eventos del 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 es el mismo y está controlado por las condiciones petrofísicas de los sedimentos dentro de la cuenca de Cerro Prieto que producen una rápida atenuación (González, *et al.*, en prensa), a diferencia con el sismo de febrero de 1987 que, aunque se localiza cercano a los del 99, queda fuera o en los límites de la cuenca en donde la influencia de los sedimentos es mínima.

Un posible mecanismo generador de la actividad sísmica del 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 es de carácter tectónico, asociado al movimiento de las Fallas Cerro Prieto e Imperial. La geometría de estas fallas es *en echelon*, limitando los flancos de la cuenca transtensiva Cerro Prieto. Las fallas producen un campo de esfuerzos tensional orientado en dirección NW-SE y, como resultado, se producen fallas normales igualmente activas orientadas oblicuamente al trazo de las fallas Cerro Prieto e Imperial, con echados hacia el centro de la cuenca, igual que las fallas Hidalgo, Morelia y H, que tienen una inclinación en dirección SE, similar al echado obtenido a través de los mecanismos de falla para los dos sismos de 1999 (Figura 2). Aún considerando el error en la localización (2 km), los dos epicentros se ubican sobre la traza de las fallas mencionadas.

Otro posible origen de los dos sismos de 1999, es el de la inducción que resulta del proceso combinado de extracción de fluido geotérmico y re-inyección de salmuera para recargar el yacimiento geotérmico en explotación.

La circulación del agua inyectada provoca que, a profundidad, se produzca un cambio en las propiedades petrofísicas y termodinámicas en la columna estratigráfica y, en el yacimiento. La estratigrafía definida para la cuenca de Cerro Prieto por geólogos de CFE (Pelayo *et al.*, 1991) está integrada por cuatro unidades litoestratigráficas. En la figura 7 se muestra en forma esquemática la columna estratigráfica del subsuelo en la cuenca de Cerro Prieto. Los espesores de la diferentes unidades varían dentro de la cuenca de un lugar a otro; tal es el caso de la unidad "C" que, de acuerdo con Pelayo *et al.*, (1991), tiene un espesor de 3500 a 5000 m, siendo la unidad más alterada desde el punto de vista geoquímico e hidrotermal. Dentro de esta misma unidad y específicamente en los estratos de arenas porosas y permeables, se ubica el acuífero productor de vapor (entre los 2500 y 3000 m; Pelayo *et al.*, 1991; Gutiérrez Puente y Ribó Muñoz, 1994; Lippmann *et al.*, 1997). La unidad "B" se encuentra sobreyaciendo a la "C", y es la que en gran parte de la cuenca actúa como unidad sello. De las otras dos unidades, una constituye el basamento granítico (unidad D) y la más superficial (A) está formada por una alternancia de arenas, arcillas y

escasas gravas, mezcladas con los flujos de andesitas y riolitas, cortadas por diques diabásicos.

Debajo del contacto entre la unidades A y B, Lippmann *et al.* (1997) reportan que las arcillas muestran una rápida disminución en la porosidad y un incremento en su densidad mientras que, por otro lado, las arenas incrementan su porosidad, lo que implica el desarrollo de porosidad secundaria, manifestada a través de fracturamiento generado por la disolución de minerales inestables y del cementante. Las fracturas y su interconexión desarrollan una permeabilidad secundaria que, al aumentar la temperatura y la profundidad, así como la interacción progresiva agua-roca, se observa una transición entre un medio permeable poroso a otro permeable por fracturamiento (Elders *et al.*, 1984). Los cambios en las propiedades petrofísicas de los materiales localizados por debajo del contacto de las unidades estratigráficas A y B en Cerro Prieto, pueden influir en la sismicidad del campo geotérmico, de manera similar a lo reportado en Fenton Hill, Nuevo México, EUA (House, 1987).

En la cuenca de Cerro Prieto, existe una zona de transición en la que las propiedades elásticas de los materiales cambian de frágiles a dúctiles, lo que da como resultado que por debajo de esta zona se reduzca el número de sismos (Lippmann *et al.*, 1997). La profundidad de esta zona en el campo geotérmico no es constante, está determinada por la temperatura en el subsuelo; la variación es función de la libre circulación de fluidos (geotérmico y salmuera inyectada), de las propiedades elásticas de las rocas, de la orientación del campo de esfuerzo y de la cantidad de deformación de los materiales (Sibson, 1982). Los cambios en la temperatura del subsuelo hacen variar la profundidad de la zona de transición frágil-dúctil y pueden modificar la presión de poro y la solubilidad de sílice contenido en el fluido, lo que puede reflejarse en una variación en la intensidad del campo de esfuerzos, provocando que un sistema que es regido por un deslizamiento constante de tipo creep tectónico, cambie a uno inestable (stick slip), como sucede en Geysers California (Denlinger y Bufe, 1982). La situación descrita puede favorecer la generación de sismos inducidos en forma súbita, sin una actividad precursora y de réplicas. Los mecanismos de falla para estos casos en ocasiones son coincidentes con el campo de deformación de la región (Allis, 1982; Batini *et al.*, 1985; House, 1987).

Con base en lo descrito por Glowacka y Nava,(1996), Glowacka *et al.* (1997) y Glowacka *et al.* (1999), la combinación de extracción de fluido geotérmico y la inyección de salmuera fría pueden producir sismos como los del 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 en Cerro Prieto. Las localizaciones epicentrales para ambos sismos están en la zona de la laguna de evaporación (Figura 2), 1 km al este de la cual se está inyectando agua al subsuelo. La proximidad de la inyección con la zona de producción de vapor ha provocado un decremento en la temperatura en algunos de los pozos productores cercanos a los de inyección (Gutiérrez Puente y Ribó Muñoz, 1994). Este decremento puede influir en la modificación de la profundidad a la zona de transición de materiales frágiles a dúctiles, hacién-

Era	Periodo	Época	Litología	Espesor (m)	Descripción litológica	Unidad litológica
Cenozoico	Cuaternario	Pleistoceno		500 a 2,300	Andesitas, arcillas, arena, escasas gravas, diques diabásicos y flujos de riolita	A
				0 a 800	Lodos cafés con intercalaciones de arenas café claro y arenisca	B
				~100	Lutita café y lodolitas con intercalaciones de arena café claro	C
Mesozoico	Cretácico	Tardío		2,500 a 3,000	Alternancia de limos y lutitas gris - negro con arenas blancas y gris claro	
				?	Granito de biotita	D

Figura 7. Columna estratigráfica generalizada del subsuelo en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, tomada y modificada de Pelayo *et al.*, (1991).

dola más profunda, lo que a su vez modifica la porosidad primaria, propicia el desarrollo de fracturamiento y el aumento en la permeabilidad (Elders *et al.*, 1984; Lippmann *et al.*, 1997). Por otro lado, se debe tomar en cuenta que el agua que se inyecta tiene altas concentraciones de cloruros y sílice (Gutiérrez Puente y Ribó Muñoz, 1994)). La solubilidad de este último puede variar con cambios en la temperatura (Elders *et al.*, 1984; Lippmann *et al.*, 1997) y, como resultado, se puede precipitar sílice dentro de las fracturas, reduciendo tanto la porosidad como la permeabilidad de la formación (Lippmann *et al.*, 1997) y como consecuencia, se genera un cambio en las propiedades elásticas de los materiales haciéndolos más frágiles, lo que motiva que la profundidad de la interfase dúctil- frágil cambie, así como la zona sismogénica. Fabriol y Glowacka (1977) reportan que esta zona se ubica cerca o por debajo de la zona de producción/reinyección a lo largo de las fallas activas en la región y que los sismos se disparan principalmente por la reinyección de salmuera fría. Podemos afirmar que, la acción combinada de variaciones en temperatura en el yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, el cambio de las concentraciones de componentes químicos en el fluido geotérmico, —especialmente sílice y cloruros— (Pelayo *et al.*, 1991; Gutiérrez Puente y Ribó Muñoz, 1994), produce cambios que afectan principalmente a la porosidad y permeabilidad (Lippmann *et al.*, 1997) este proceso disparó los sismos del 1 de junio y 10 de septiembre de 1999 en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto.

CONCLUSIONES

Como resultado del reconocimiento de campo y con base en la información sismológica generada por los sismos del 1 de Junio y 10 de septiembre de 1999 ($M_w=4.8$), se concluye que ambos eventos están asociados a fallas de tipo normal, con una pequeña componente de rumbo de orientación oblicua al trazo de las fallas Cerro Prieto e Imperial, pudiendo ser estas las Fallas Morelia, H y la Falla Hidalgo. En los dos eventos las máximas aceleraciones pico se registraron en la componente vertical en el acelerógrafo instalado en la planta Cerro Prieto I; éstas pueden considerarse elevadas para la región del Valle de Mexicali, pero son mucho menores que las aceleraciones máximas del sismo del 7 de febrero de 1987 ($M_l=5.4$) que produjo 1.4 g en la estación ubicada en el volcán de Cerro Prieto.

Dadas las características focales, localizaciones hipocentrales y el ambiente petrofísico de la región, pueden postularse dos posibles orígenes de los sismos de 1 de junio y 10 de septiembre de 1999: tectónico o sismicidad o inducida. El primero estaría asociado al esfuerzo extensivo dominante en el centro de dispersión de Cerro Prieto ligado, a su vez, al régimen tectónico regional cuya expresión se debe a la geometría y movimiento relativo de las fallas Imperial y Cerro Prieto. El campo de esfuerzos local debido a la extracción e inyección en Cerro Prieto puede disparar el movimiento de las fallas normales, como las fallas Morelia, H e Hidalgo, cuyos parámetros geométricos y dinámicos coinciden con las interpretaciones de

los mecanismos focales de los sismos de 1 de junio y 10 de septiembre de 1999, sobre todo los de la Falla Morelia.

El segundo posible origen es la inducción o disparo de sismicidad como resultado de las modificaciones de las condiciones térmicas y petrofísicas en el volumen asociado al yacimiento geotérmico de Cerro Prieto; las modificaciones podrían estar asociadas a la extracción de vapor y/o inyección de salmuera fría.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a José Guadalupe Acosta Chang, Ewa Glowacka, Marcelo Lippmann, Juan García Abdeslem y Luis Delgado Argote por su tiempo, comentarios y sugerencias para el mejoramiento de este manuscrito. A Ignacio Méndez, Francisco Farfán, Tito Valdez y Miguel Navarro por su colaboración en la colección y procesamiento de la información sismológica. De igual forma se agradece a Víctor M. Frías Camacho por su apoyo y ayuda en la elaboración del material gráfico y a Luis Gradilla y José de Jesús Mojarro por su ayuda en la preparación del material fotográfico.

REFERENCIAS

- Allis, R.G., 1982, Mechanism of induced seismicity at the Geysers geothermal reservoir, California, Geophysical Research Letters Vol. 9, No. 6, 629-632
- Batini, F., Console, R., y Luongo, G., 1985, Seismological study of Larderello- Travale geothermal area, Geothermics, Vol. 14, No. 2/3, 255-272
- Chávez, D., González, J., Reyes, A., Medina, M., Duarte, C., Brune, J.L., Simons, R., Hutton, L.K., German, P.T., y Johnson, C.L., 1982, Main shock location and magnitude determination using combined U. S. and Mexican data: The Imperial Valley California Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1254, 51-55
- Denlinger, R. y Bufe, C., 1982, Reservoir conditions related to induced seismicity at the Geysers steam reservoir, Northern California, Bulletin Seismological Society of America, Vol. 72, No. 4, 1317-1327
- Elders, W.A., Rex, W., Meidav, T., Robinson, P.T., y Biehler, S., 1972, Crustal spreading in Southern California, Science, 178, 15-24
- Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E. and Schiffman, P., 1984, Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto Geothermal system, Baja California, México, Geothermics, 13, 27-47
- Fabriol, H y Glowacka, E., 1997, Seismicity and fluid reinjection at Cerro Prieto Geothermal Field: Preliminary results, Proceedings, twenty second workshop of Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford California, 11-17
- Frez, J. y Frías-Camacho, V.M., 1998, Mapas anuales de sismicidad

- para la región fronteriza de ambas Californias, GEOS, Vol. 18, No. 2 112-130.
- Frez, J. y Gonzalez, J.J., 1989, Sismicidad y mecanismos focales en el Valle de Mexicali-Imperial, Geofísica Internacional, vol. 28, 643-691
- Glowacka, E. and Nava, F.A., 1996, Major earthquakes in Mexicali Valley, México, and fluid extraction at Cerro Prieto geothermal field, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 1A, 93-105
- Glowacka, E., Fabriol, H., Munguia, L. and González, J., 1997, Seismicity and surface deformation around the Cerro Prieto Geothermal Field, México: en *Proceedings of the 4th international symposium on rockbursts and seismicity in mines*, (S. J. Gibowicz and S. lasocki, editors) A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, Kraków Poland 11-14 August 1997, 397-401
- Glowacka, E., González, J. and Fabriol, H., 1999, Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto geothermal field, México, Pure and Applied Geophysics, No. 156, 591-614
- Gomber, J. and Davis, S., 1996, Stress/strain changes and triggered seismicity at the Geysers, California, Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. B1, 733-749
- González, García, J.J., 1986, Sismotectónica del Valle de Mexicali 1977-1980, tesis de maestría en ciencias Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 164p
- González, M., Munguia, L., Vidal, A., Wong, V., González, M., and Suárez, F., The Mw= 4.8 Cerro Prieto, Baja California earthquakes of June 1 and September 10, 1999, en prensa, Seismological Society of America Bulletin
- Gutiérrez Puente, H. and Ribó Muñoz, M.O., 1994, Reinjection experience in the Cerro Geothermal field, Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 18, 261-267
- Halfman, S. E., Lippmann, M.J., Zelwer, R., y Howard, J. H., 1984, A geological interpretation of geothermal fluid movement in Cerro Prieto field, Baja California, México, American Association of Petroleum Geologists, Bull. Vol. 68, 18-30
- House, L., 1987, Locating microearthquakes induced by hydraulic fracturing in crystalline rock, Geophysical Research Letters, Vol. 14, No. 9, 919-921
- Lippmann, M.J., Truesdell, A.H. and Gutiérrez Puente, H., 1997, What will a 6 km deep well at Cerro Prieto find?, Proceedings, Twenty-first Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford California, January 27-29, SGP-TR-155, 19-28
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C.R., Brune, J.N. and Thatcher, W., 1970, Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California region, México, Preliminary results, Geofísica Internacional, 10, 37-48
- Munguia, L., Anderson, J.G. and Brune, J.N. 1988, The Cerro Prieto earthquake of February 6, 1987. *En the Cerro Prieto, Baja California, earthquake of February 6, 1987 and processed strong-motion data*. Report OSMS 87-04, California Department of Conservation, Division of Mines and Geology
- Pelayo, A., Razo, M., Gutiérrez, L.C.A., Arellano G, F., Espinoza, J.M. and Quijano, L., 1991, Main geothermal fields of México; Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, The Geology of North America, Geological Society of America, Vol. P-3, Economic Geology, México, 23-58
- Rockwell, T.K. and Suárez, F., 1995, Holocene slip rates and timing of past earthquakes for Northern Baja California faults based on trenching studies, Tercera Reunión internacional sobre geología de la Península de Baja California, abril 17-21 de 1995, libro de resúmenes La Paz Baja California Sur, 174-175
- Sibson, R.H., 1982, Fault zone models, heat flow and depth distribution of earthquakes in continental crust of the United States, Bulletin Seismological Society of America, 72, 151-163
- Wong, V., Frez, J. and Suárez, F., 1997, The Victoria, México, Earthquake of June 9, 1980, Geofísica Internacional, 36, 139-159
- Yambe, T.H. and Hamza, V.M., 1996, Geothermal investigations in area of induced seismic activity, northern Sao Paulo State Brazil, Tectonophysics, 253, 209-225.