

**SISMICIDAD Y TECTONICA DE LA MARGEN CONTINENTAL DEL
SUR DE CALIFORNIA (USA) Y BAJA CALIFORNIA NORTE (MEXICO)**

V. WONG O.*

M. LEGG**

F. SUAREZ V.*

(Recibido: 25 de septiembre, 1985)

(Aceptado: 22 de abril, 1986)

RESUMEN

La región interior de la margen continental del sur de California y Baja California Norte es una región deformada y tectónicamente activa. Su rasgo geológico principal lo constituyen sistemas de fallas activas caracterizadas por su continua actividad sísmica y su predominante movimiento de rumbo, impuesto por el régimen tectónico del sistema San Andrés - Golfo de California. Las características estructurales de esta porción de la margen continental son típicas de una región sujeta a esfuerzos tensionales. La principal característica de la distribución espacial de la sismicidad para esta región es su alineamiento con los principales rasgos estructurales. La distribución temporal de la sismicidad es indicativa de dos patrones sísmicos: el primero es el de sismo principal y el segundo el de enjambre sísmico. El valor b (0.86) obtenido no difiere mucho de los valores regionales encontrados en estudios anteriores. Dadas las características sismotectónicas y estructurales de la región interior de la margen continental, se puede concluir que esta región es capaz de generar sismos de magnitud considerable que podrían causar serios daños a las ciudades costeras de ambas Californias.

ABSTRACT

The inner continental borderland of southern California and northern Baja California is extensively deformed and tectonically active. The main geological feature of this region is a continuous seismic activity and predominantly strike-slip faulting, corresponding to the San Andreas - Gulf of California tectonic regime. The geological structures of this region are typical of tensional stress. The spatial seismic distribution shows alignment with the major fault systems. The seismic distribution in time suggests two distinct patterns: the first pattern is of main shock-aftershock type and the second is of swarm-like sequences. The b -value (0.86) obtained is not much different from values obtained in previous regional studies. Due to the seismic-tectonic and structural features of the inner continental borderland, we conclude that this region appears to be capable of generating major earthquakes that might cause extensive damage to cities in both Californias.

* *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. Cal.*

** *Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, CA. USA.*

INTRODUCCION

La margen continental del sur de California (USA) y Baja California Norte (México) es tectónicamente activa y ha sido ampliamente estudiada tanto en sus aspectos batimétricos como sedimentológicos (Emery, 1941; Shepard y Emery, 1941; Emery y Shepard, 1945 y Emery *et al.*, 1952). Estos estudios han permitido conocer con ciertos detalles las características topográficas del fondo marino, y proporcionaron la base para iniciar los estudios estructurales de la región que se intensificaron en la década de los 70's (Atwater, 1970; Moore, 1972; Moore y Kennedy, 1975; Kennedy *et al.*, 1978; Legg y Ortega, 1978; Legg y Wong, 1979; Legg y Kennedy, 1979).

Las características estructurales y morfológicas de la margen continental de Baja California Norte son el producto de una combinación de procesos tectónicos que se inician desde el Mesozoico con el movimiento de subducción de la placa Farallón y se continúan hasta el presente, bajo el régimen tectónico impuesto por el Sistema de San Andrés - Golfo de California (Atwater, 1970). La configuración estructural de la margen continental está constituida básicamente por un conjunto de sistemas de fallas de rumbo, generado por la interacción de dos grandes placas: la de Norteamérica y la del Pacífico.

Estructuralmente, la región del borde continental del sur de California y Baja California Norte es una zona compleja, donde cada sistema de falla se caracteriza por una falla principal y una serie de fallas menores (fallas normales) asociadas a ésta, lo cual sugiere un régimen tectónico tensional.

El área afectada por el sistema San Andrés abarca una zona extensa, tanto continental como oceánica (Fig. 1). Se estima que aproximadamente el 20% del movimiento relativo de las placas de Norteamérica y Pacífico en esta región ha ocurrido en el mar (Anderson, 1979).

En este trabajo se analizan las características sismotectónicas de la porción interior de la margen continental del sur de California (USA) y Baja California Norte (México). Nuestro objetivo fundamental es el de caracterizar los sistemas de fallas cuyo alto potencial sísmico representa un peligro para los asentamientos humanos de ambas Californias.

AREA DE ESTUDIO

El análisis y resultado que se presentan en este trabajo están basados fundamentalmente en los estudios batimétricos y sísmicos de reflexión efectuados en la región, así como en el catálogo de sismos de la red del sur de California (CALTECH) para el

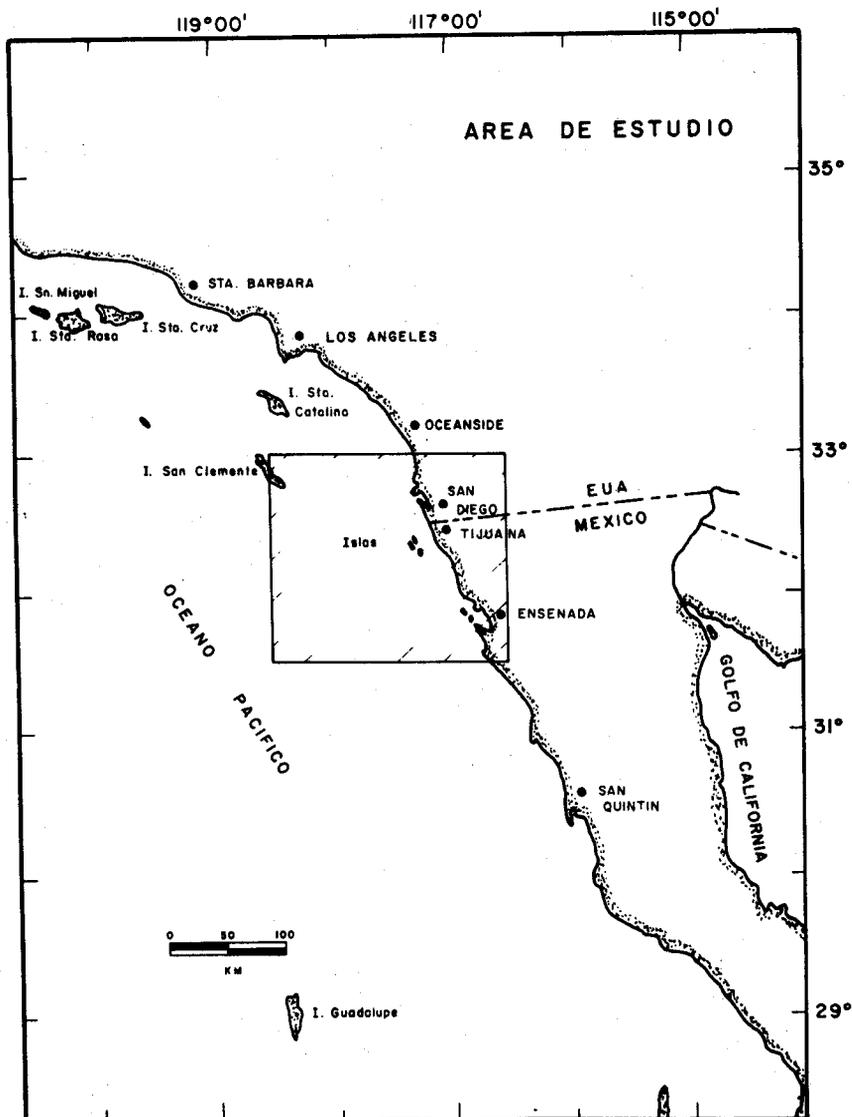


Fig. 2. Area de estudio con las principales zonas geográficas.

período 1934-1980. La región comprendida en el análisis forma un rectángulo delimitado al Norte por la Bahía de San Diego, CA. (USA), al Sur por Punta Santo Tomás (sur de Ensenada, B.C. Norte), al Este por la línea de costa y al Oeste por la falla San Clemente (Fig. 2).

DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

La distribución espacial de la sismicidad en la región se encuentra principalmente agrupada en tendencias más o menos definidas, sin embargo, en menor número existen epicentros que se encuentran un tanto dispersos. La principal característica de esta distribución es su alineamiento con los principales rasgos estructurales (Fig. 3). Legg y Kennedy (1979) observaron también estas tendencias, y las asocian a los principales sistemas de fallas regionales, sistemas que ya habían sido mencionados por Junger (1976). La sismicidad difusa, que aparentemente no está asociada a ninguna falla en particular, puede haber sido generada por otras fallas que no están incluidas en las zonas principales de fractura. Otra posible explicación puede ser su deficiente localización epicentral, debida a la inadecuada distribución azimutal de las estaciones.

Los sismos de la figura 3 fueron extraídos del catálogo de la Red Sismológica del sur de California (CALTECH) para el período 1934-1980 con magnitud local mínima de 3.0, y del trabajo de Simons (1977). La precisión de las localizaciones epicentrales varía entre ± 5 km hasta ± 15 km para la red de CALTECH, y de ± 2.0 a ± 4.0 km para el trabajo de Simons.

Desafortunadamente, debido a la deficiente distribución azimutal de las estaciones sismológicas con que se hizo el catálogo, la mayoría (85%) de los sismos en la margen continental tienen localización deficiente o mala. Brune y otros (1979) estudiaron la sismicidad de la porción norte de Baja California y precisaron que la dispersión de la sismicidad se debe a la falta de una red sismológica en dicha región.

CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES

Con base en la distribución espacial de la sismicidad, se postula la existencia de cuatro sistemas de fallas de rumbo activos y continuos, mismos que ya habían sido sugeridos por Junger (1976) y descritos por Legg y Kennedy (1979) para la región situada al norte de la que nos ocupa en el presente trabajo. Estos sistemas de fallas son: 1) Sistema Rose Canyon-Vallecitos-San Miguel, 2) Sistema Coronado Bank-

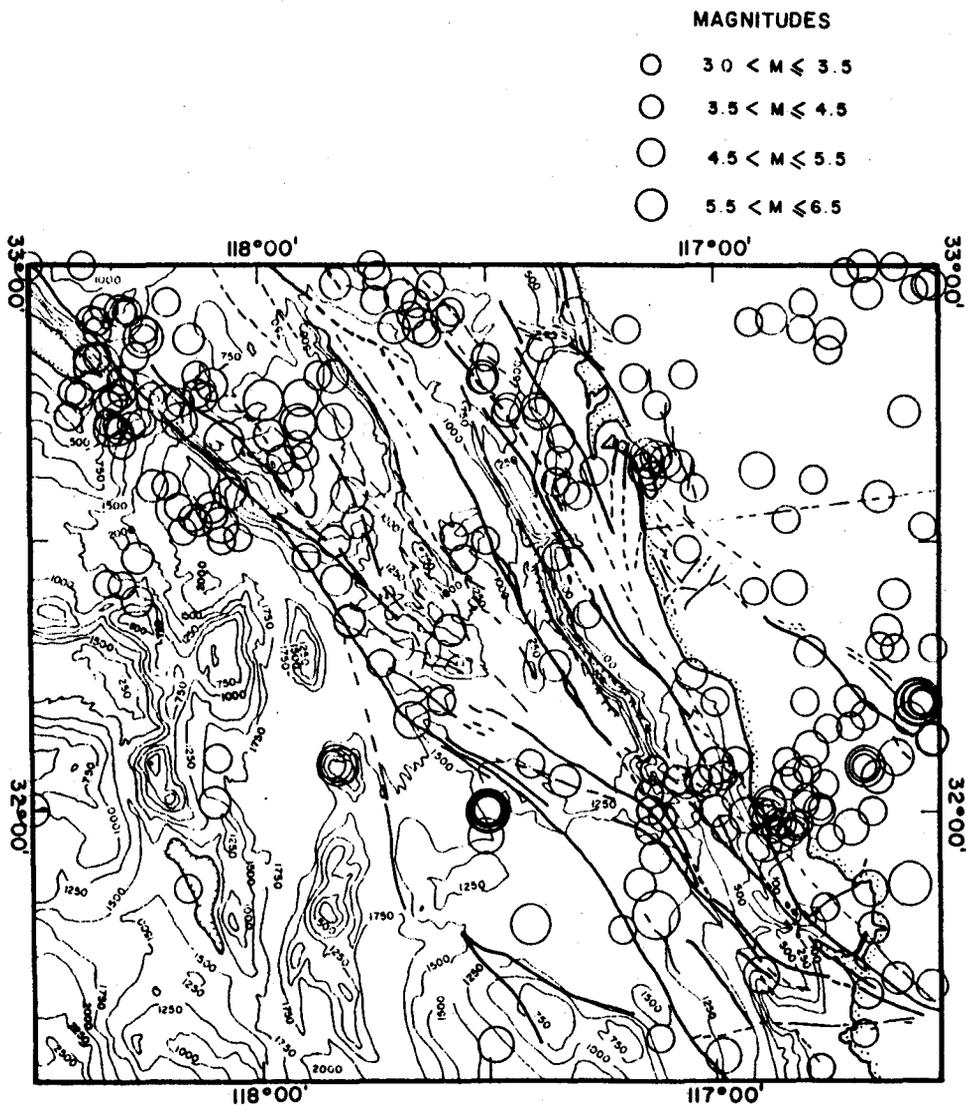


Fig. 3. Batimetría y principales rasgos estructurales del área de estudio. Los círculos abiertos representan la sismicidad, las líneas gruesas los principales sistemas de fallas y las líneas delgadas la batimetría.

Agua Blanca, 3) Sistema Depresión de San Diego-Maximinos y 4) Sistema San Clemente-San Isidro.

El análisis que presentamos no es del todo completo debido a la incertidumbre en la determinación del movimiento relativo de las fallas para cada uno de los sistemas. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, estos sistemas tienen un movimiento predominante de rumbo impuesto por la tectónica del Sistema San Andrés-Golfo de California (Legg y Kennedy, 1979).

SISTEMA ROSE CANYON-VALLECITOS-SAN MIGUEL

Este sistema tiene una importancia especial, ya que afecta directamente a las ciudades de San Diego, CA., Tijuana, y Ensenada, B. C.

Moore (1972), Moore y Kennedy (1975) y Kennedy y otros (1978), encontraron que la Falla de Rose Canyon no presenta un trazo bien definido en la cercanía de San Diego. Por lo contrario, esta falla ha dado origen, tanto en el mar como cerca de San Diego, a una zona estructuralmente compleja caracterizada por una serie de cuencas y cimas, como consecuencia de zonas locales de tensión y compresión. La morfología actual del área de San Diego y Mission Bay está caracterizada por una serie de fallas normales dispuestas en escalón con caída hacia el Oeste. Legg y Kennedy (1979) indican que esta falla origina una cuenca estructural localizada al norte de San Diego y en la vecindad del Cañón de La Jolla. Lo anterior se debe a que la región se encuentra en una zona local de tensión. Hacia el norte de San Diego y fuera de la costa, la Falla de Rose Canyon se manifiesta claramente como una falla de rumbo que interactúa con el Sistema Newport-Inglewood.

Al sur de San Diego, el trazo de la Falla de Rose Canyon es difuso y errático, existiendo dos posibilidades. La primera sería que la falla tiende hacia el Oeste, adentrándose en el mar cerca de Mission Bay. Esta posibilidad se apoya en la interpretación de los perfiles de reflexión sísmica obtenidos al sur de Point Loma (Legg y Ortega, 1978). Por su parte, Kennedy y Welday (1979) observan que el anticlinal de Point Loma está afectado por una serie de fallas normales y de rumbo. Krause (1961, 1965) presenta datos magnéticos que indican una falla al sur de Point Loma, que se continúa hacia el Sur muy cerca de Punta Descanso (Fig. 4). La segunda posibilidad es que la Falla de Rose Canyon continúe hacia el Sur siguiendo un trazo que pasa por la región urbana del sur de San Diego y se une con la Falla Vallecitos al sureste de Tijuana. A su vez, la Falla de Vallecitos continúa al Sur hasta la región conocida como Valle de las Palmas, en donde se une con la Falla de San Miguel (Fig. 4).

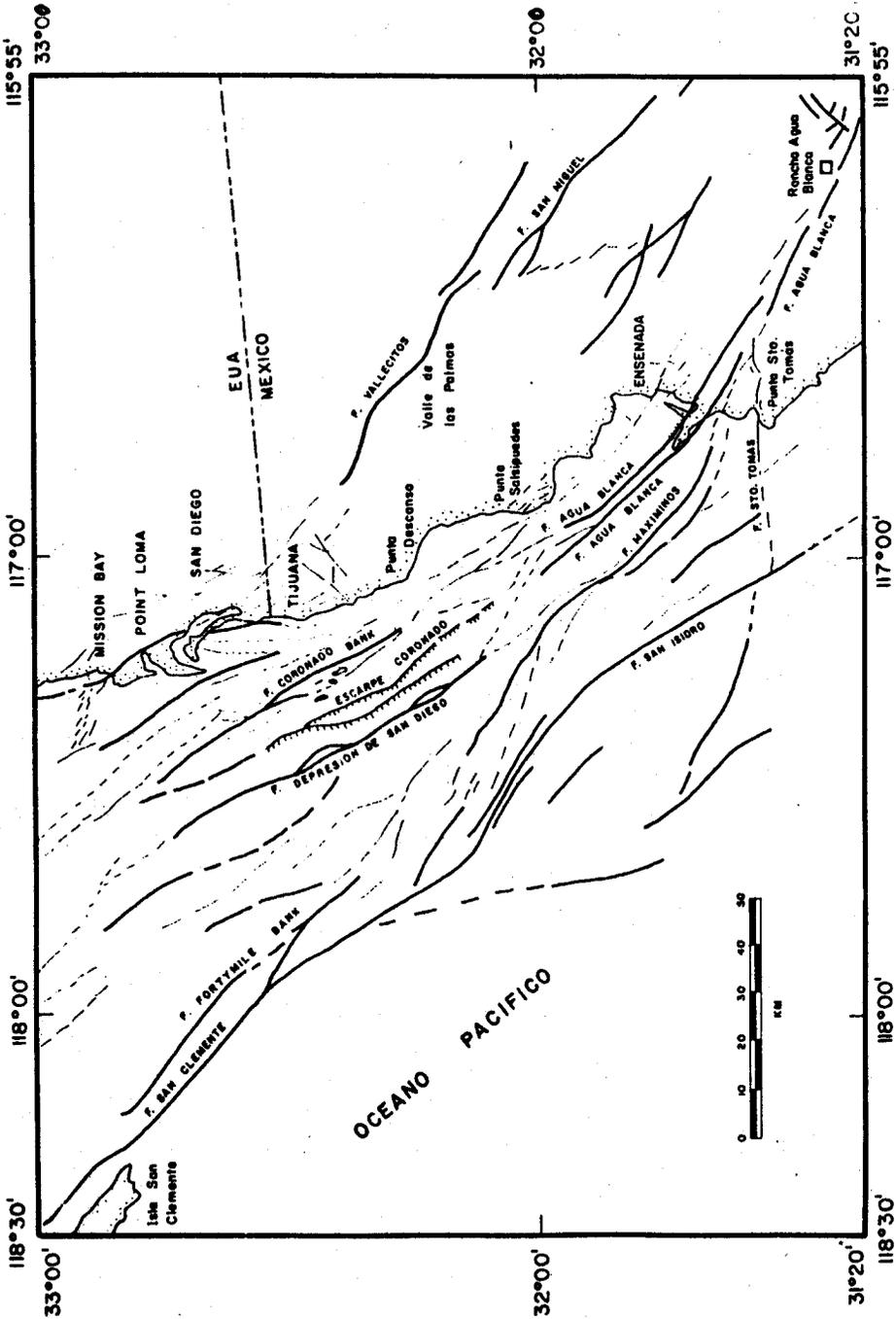


Fig. 4. Relación estructural de los sistemas de fallas de la margen continental y de la porción continental de Baja California.

Esta segunda posibilidad es aceptada hasta la fecha como la más probable. Sin embargo, no hay evidencias más concluyentes a su favor que la orientación misma de las Fallas de Rose Canyon y de Vallecitos, puesto que la de Vallecitos apunta hacia el norte de Tijuana y sugiere una confluencia en el mapa. Esto no es concluyente porque no hay suficiente evidencia a favor de esta hipotética conexión entre ambas fallas. La historia sísmica de la región tampoco lo indica, si usamos el Catálogo Sísmico del sur de California. Pero esto puede deberse a la inhomogeneidad del catálogo sísmico, y precisaríamos un estudio microsísmico de la región para ayudar a dilucidar este problema.

En cambio, la historia sísmica de los sectores al sur de Vallecitos y San Miguel es diferente. En las últimas cuatro décadas estas fallas generaron cinco sismos con magnitudes apreciables: el sismo de Guadalupe de 1944, $ML = 5.7$; el sismo de El Alamo de 1954, $ML = 6.3$; el sismo de San Miguel de 1956, $ML = 6.8$, con dos réplicas mayores, $ML = 6.3$ y $ML = 6.4$; el sismo de Pino Solo de 1975, $ML = 5.1$ y el sismo del Cañón de La Presa de 1978, $ML = 3.5$. El primero fue localizado en el sector sur de la falla de Vallecitos y los otros cuatro en el sector sur de la falla de San Miguel (Brune y otros, 1979; Gutenberg y Richter, 1949). Los sismos fueron sentidos tanto en la región norte de Baja California, como en el sur de California. Estos sismos no se incluyen en el presente trabajo por estar fuera del área de estudio. Un estudio reciente en la porción sur del sector San Miguel (Soares, 1981), mostró considerable actividad microsísmica en esta región.

SISTEMA CORONADO BANK-AGUA BLANCA

Con base en una interpretación de los perfiles de reflexión de Legg y Ortega (1978) se observa que, desde Punta Banda hasta la región noroeste de San Diego (Fig. 4), existe una zona de fallas caracterizadas por su trazo continuo. Reciben diferentes nombres según su localización geográfica. En su extremo sur el sistema es conocido como la falla de Agua Blanca. Después de afectar zonas continentales, esta falla continúa en el mar, en dirección hacia el Norte. Su continuación se denomina falla de Coronado Bank.

Los rasgos y características geológicas de la falla de Agua Blanca indican que esta estructura ha sido activa durante el cuaternario. Allen y otros (1960) concluyen que la falla de Agua Blanca acumuló un desplazamiento lateral derecho mínimo de 20 km durante el Pleistoceno-cuaternario. Sin embargo, únicamente podemos constatar un movimiento de 5 km en el cuaternario, en el desplazamiento de los abanicos aluviales recientes cerca del Rancho Agua Blanca (Fig. 4). Además de su movimiento ca-

racterístico de rumbo, la falla de Agua Blanca presenta características de falla normal con fuerte desplazamiento vertical, formando valles como el de Santo Tomás y de Maneadero (Allen y otros, 1960). La estructura de la falla de Agua Blanca en la región de la Bahía de Todos Santos es compleja, y ha sido descrita por Wong (1980).

En la región norte de la Bahía de Todos Santos, la falla Agua Blanca parece aproximarse a la Punta Salsipuedes mediante un sistema complejo de fallas que tienden a unir y/o continuar a la falla de Agua Blanca con la de Coronado Bank.

La falla de Coronado Bank se encuentra al oeste de Punta Salsipuedes. Hacia el Norte, esta falla se bifurca entre las tres Islas de Coronado, específicamente entre la isla central y la del sur. Krause (1961, 1965), utilizando datos magnéticos, infiere la continuación de la falla Agua Blanca hacia el Norte, hasta pasar por el lado este de las Islas de Coronado (Fig. 4).

Con base en la distribución espacial de epicentros, Legg y Kennedy (1979) sugieren que la falla de Coronado Bank se extiende hacia el Norte con un rumbo 45° Oeste.

Los sismos localizados a lo largo del Sistema Coronado Bank-Agua Blanca indican que efectivamente existe una marcada continuidad de una falla a la otra. Estas localizaciones también indican que el sistema es activo, pudiendo tener un impacto directo en los densos asentamientos humanos de la región.

Al sur de Coronado Bank, la actividad sísmica del Sistema Coronado Bank-Agua Blanca es reducida, desde la latitud de la Bahía de San Diego hasta la zona de Punta Salsipuedes. Sin embargo, Hileman y otros (1973) reportan un enjambre sísmico en estas latitudes.

En resumen, los datos sismotectónicos para el Sistema Coronado Bank-Agua Blanca nos permiten caracterizar a este sistema como un sistema activo, capaz de producir sismos de magnitud moderada ($ML = 5.0 - 6.0$). Su cercanía a zonas densamente pobladas como son las ciudades de San Diego, Tijuana y Ensenada hace necesario un cuidadoso control de su actividad.

SISTEMA DEPRESION DE SAN DIEGO-MAXIMINOS

La falla de la Depresión de San Diego forma la componente más importante de este sistema; se extiende desde la latitud de San Diego hasta aproximadamente 20 km al suroeste de Punta Salsipuedes (Fig. 4). En su extremo sur, el trazo de esta falla es difuso y el marco estructural de la región se torna complejo, lo que no permite esta-

blecer la continuidad de la falla de la Depresión de San Diego hacia el sur de Salsipuedes ni observar su relación estructural con la falla de Maximinos y de Agua Blanca. Sin embargo, es posible suponer que la interacción entre estas dos fallas se efectúa a través de un sistema complejo de fallas subparalelas y en escalón en el área de Salsipuedes.

La falla de Maximinos se inicia a partir de una bifurcación de la rama sur de la falla de Agua Blanca cerca del Valle de Santo Tomás (al sur de Ensenada). Pasa por la Cañada Maximinos y alcanza el mar cerca de Punta Maximinos (Fig. 4). En este punto, la falla probablemente se une a la falla de la Depresión de San Diego y/o la falla de Fortymile Bank, que se encuentran un poco más al Noroeste.

El sistema Depresión de San Diego-Maximinos parece tener escasa actividad sísmica. A este propósito debe recordarse que el muestreo de epicentros no es completo y que los mapas de sismicidad disponibles deben suponerse como preliminares y que pueden sufrir cambios importantes.

SISTEMA SAN CLEMENTE-SAN ISIDRO

Este sistema es más largo y continuo que los anteriormente descritos.

La falla de San Clemente es considerada comúnmente como una falla activa de rumbo, pero presenta además evidencias de comportarse como una falla normal. Junger (1976) observó que en su extremo norte manifiesta una fuerte componente vertical que ha dado origen a un escarpe localizado al este de la Isla San Clemente.

Al sur de la Isla San Clemente, la falla presenta una bifurcación hacia el sureste. Sin embargo, la traza principal tiene rumbo noroeste, con deslizamiento lateral derecho, plegamientos y una significativa componente normal (Shepard y Emery, 1941).

Dos estudios recientes sobre el Sistema San Clemente (Moore, 1972; Legg y Ortega, 1978) postulan que la falla de San Clemente se extiende hacia el sur de la frontera internacional entre México y Estados Unidos, interactuando con la falla de San Isidro en un punto a 30 km al suroeste de Punta Banda. Esto cambia el concepto tectónico que se tenía de la región, ya que se pensaba que esta falla mantenía una relación estructural con la Falla de Agua Blanca y que ambas delimitaban un bloque con características tectogénicas similares (Allen *et al.*, 1960; Gastil, 1975).

Legg y Keneddy (1979) sugieren que la magnitud máxima esperada de un sismo sobre el sistema San Clemente - San Isidro podría llegar a 7.5 (ML). Sin embargo, el sismo máximo registrado en esta zona desde 1934 fue de magnitud 5.9 (ML). Este sismo fue localizado en el extremo sur de la Isla San Clemente y ocurrió el 25 de diciembre de 1951. Desde esta fecha se han registrado algunos sismos en el rango de magnitudes de 4.0 a 5.0 y puede decirse que este sistema tiene menos actividad sísmica que el sistema San Andrés.

A este propósito, consideramos que el período de observaciones sismológicas para este sistema es insuficiente; por lo tanto, resulta difícil hacer una comparación más cuantitativa. Sin embargo, la falta de actividad sísmica en un sector particular de una falla activa y continua podría significar una mayor probabilidad de que ocurra un sismo, debido a la acumulación de esfuerzos en la zona de quietud.

DISTRIBUCION TEMPORAL DE LA SISMICIDAD

La distribución temporal de la sismicidad observada en la margen continental de ambas Californias se muestra en la figura 5. Los datos se tomaron de la figura 3, e incluyen toda la sismicidad registrada, tanto de enjambres sísmicos, precursores y réplicas, como de sismos principales. Es poca la sismicidad reportada para los años 1934-1967 en las latitudes 31.5° - 33° N. A partir de 1968, con el uso de mejores técnicas de localización y la instalación de más estaciones sísmicas en las proximidades de San Diego, se incrementa notablemente la capacidad de registro en estas latitudes (Simons, 1977).

Dos patrones sísmicos emergen con base en las características de ocurrencia sísmica. El primero es el patrón de sismos principales (ML = 4.0 - 6.0). Estos sismos están asociados principalmente con el sistema San Clemente-San Isidro y Rose Canyon-Vallecitos-San Miguel. El número de réplicas para el primer sistema es reducido, debido principalmente a la falta de instrumentación y a la caída rápida de su sismicidad en el tiempo. Algunos sismos típicos son el del 25 de diciembre de 1951 (ML = 5.9) y el del 4 de noviembre de 1949 (ML = 5.7); el primero en la punta de la Isla San Clemente y el segundo en el sector de San Miguel.

El segundo es el patrón sísmico de enjambre, o sea, es una secuencia sísmica sin ningún sismo principal que se pueda identificar. Este patrón parece ser el predominante para la región de Salsipuedes. Algunos enjambres típicos localizados en la región de Salsipuedes son los de mayo-junio de 1939 (ML = 5.0 - 3.0); se registraron

dos enjambres en un lapso de 55 días. Otro enjambre fue el de abril-mayo de 1968, localizado muy cerca de Salsipuedes. En este enjambre se registraron dos sismos moderados ($ML = 4.5, 4.3$) en un lapso de 12 minutos. La microsismicidad ($ML < 3.0$) se registró durante 45 días.

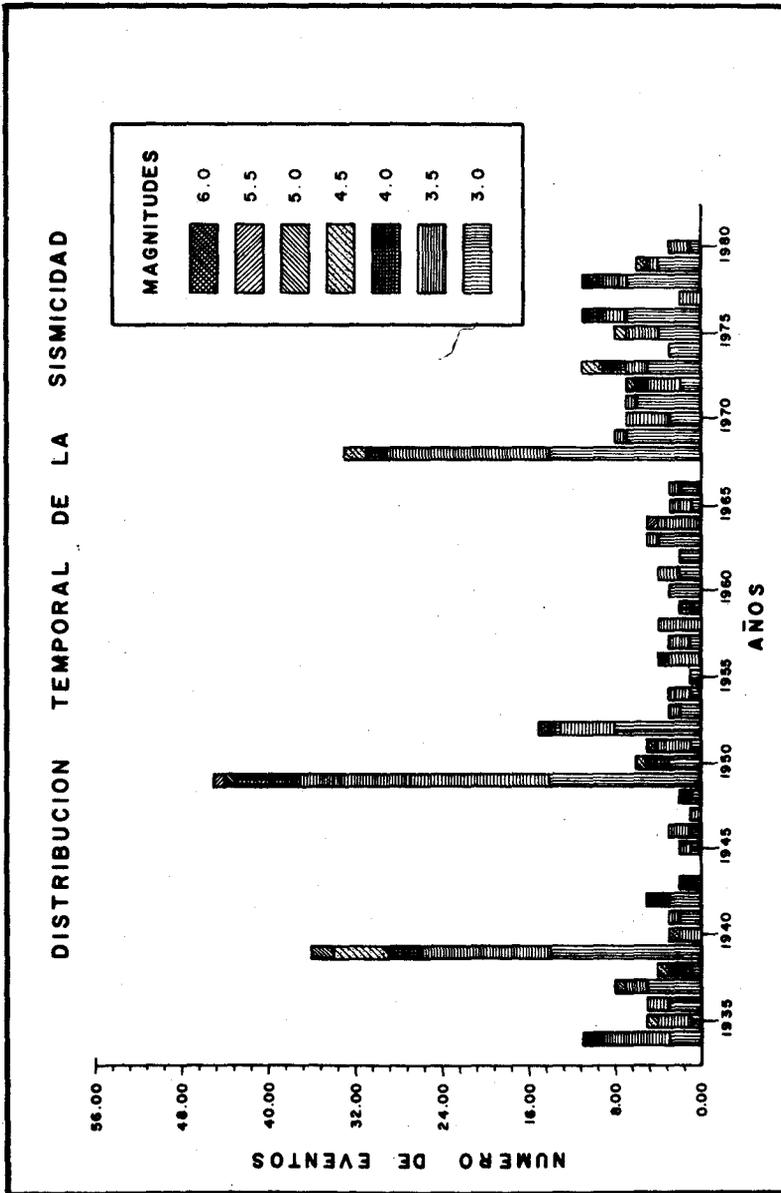


Fig. 5. Distribución temporal de la sismicidad registrada en el área de estudio.

En la figura 5, las vacancias sísmicas que se observan posiblemente no sean reales, debido básicamente a tres razones. La primera es que el catálogo sísmico tiene una magnitud local mínima de 3.0, y no se reportan magnitudes menores. La segunda es la escasa sensibilidad de las estaciones del sur de California (CALTECH) para sismos con estas magnitudes a distancias epicentrales mayores de 100 km. La tercera es básicamente la técnica de localización utilizada; para el período de 1934 a 1961 se usaron localizaciones gráficas con (S-P); de 1961 a 1973 se emplearon localizaciones por mínimos cuadrados en una computadora Bendix G-15D, y a partir de 1974, localizaciones con el programa HYPO-71 (Simons, 1977). Esta última razón influye determinantemente si notamos que los sismos de Guadalupe (1944), de magnitud local 5.7, y de San Miguel (1956), de magnitud local 6.8, no se incluyen en el catálogo sísmico de CALTECH para la región.

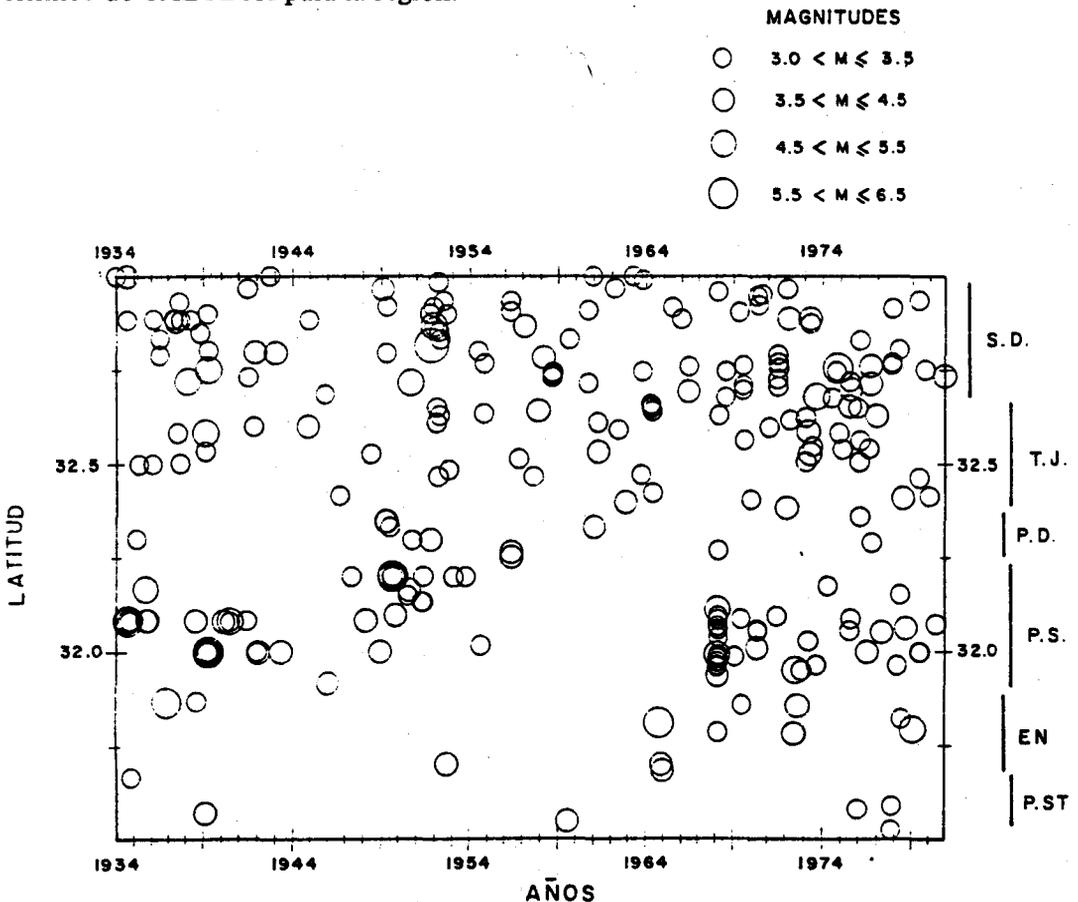


Fig. 6. Distribución tiempo-latitud de la sismicidad registrada en el área de estudio. SD (San Diego), TJ (Tijuana), PD (Punta Descanso), PS (Punta Salsipuedes), EN (Ensenada), PST (Punta Santo Tomás).

Otra característica de la sismicidad es su distribución temporal-espacial. Como se puede observar en la figura 6, la mayor concentración de eventos se encuentra en la región norte ($>32.5^\circ$), debido principalmente a la densidad de estaciones de la red de CALTECH. Más al sur ($<32.5^\circ$) la sismicidad es escasa, con lagunas en su distribución. De 1952 a 1964, la estación más cercana al área de San Diego fue la de Barrett (BAR), 40 km al este de San Diego. A partir de 1964 se tuvo una estación en el área de San Diego, aproximadamente a 110 km de Ensenada, y a partir de esta fecha, hubo un mejor control local de la sismicidad.

La distribución temporal-espacial de la sismicidad durante el período 1964-1980, demuestra claramente que las regiones costeras son sísmicamente activas; sobre todo la región de Salsipuedes, donde posiblemente pasa la extensión submarina de la falla de Agua Blanca. Las ciudades de Tijuana y San Diego han experimentado considerable actividad sísmica, sobre todo en los últimos ocho años.

VALOR b Y RECURRENCIA SISMICA

El cálculo del parámetro b en la relación de frecuencia-magnitud ($\log N(M) = a - bM$) de Gutenberg y Richter (1949), ha recibido mucha atención en los últimos años. Esto se debe a la relación entre b y el tipo de esfuerzos tectónicos (Mogi, 1963; Scholz, 1968). En esta relación, N es el número acumulado de eventos, a y b son constantes y M es la magnitud local.

El valor b se calculó en este estudio por regresión lineal por mínimos cuadrados (Fig. 7). Se obtuvo un valor de 0.86 para el intervalo de 47 años (1934-1980). Dada la inhomogeneidad del catálogo sísmico para este período, se escogió además un intervalo de 17 años (1964-1980), debido a que de 1964 al presente se ha tenido un mejor control local de la sismicidad (Simons, 1977). Para este período la base de datos fue normalizada a 47 años, para comparar los valores en los dos períodos. Con esta base de datos se obtuvo un valor b igual al obtenido anteriormente ($b = 0.86$), lo que podría indicar que el patrón sísmico se mantuvo y que la sismicidad de los últimos 17 años podría ser considerada como representativa del período total de 47 años.

El valor b obtenido para esta región es similar al valor b encontrado en la porción norte del borde continental (Legg, 1979), y al del valor de b para el Valle Imperial (Evernden, 1970). Si el valor b se supone inversamente proporcional al nivel de esfuerzo tectónico regional (Wyss, 1973), se infiere un nivel moderado de esfuerzos tectónicos para esta región.

La recurrencia sísmica en la magnitud observada ($M_L < 5.0$) está adecuadamente definida. De la figura 7 se observa que para eventos de magnitud 4 se tiene al menos uno cada año, para eventos de magnitud 5 se tiene uno cada 6 años, y para eventos de magnitud 6 se tiene uno cada 44 años. La recurrencia de sismos de magnitud ma-

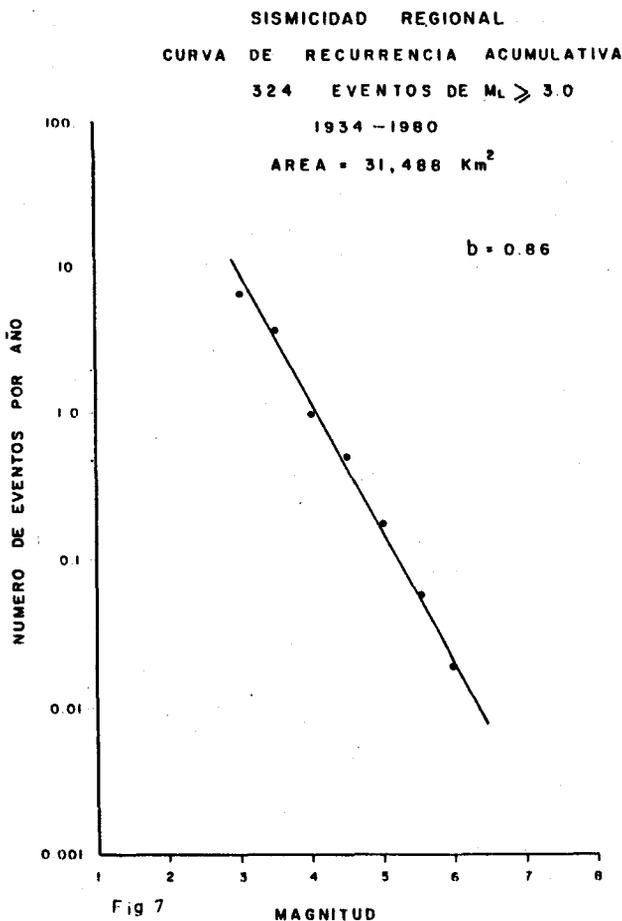


Fig. 7. Curva de recurrencia acumulada para la sismicidad del área de estudio. El eje de las ordenadas está normalizado a un período de 47 años.

yor es subestimada. Esto puede deberse a que el catálogo sísmico no está completo para las altas magnitudes, ya que, como se observó anteriormente, ningún sismo de magnitud mayor de 5.9 se ha registrado en esta región durante un período de 47 años.

CONCLUSIONES

La región interior del borde continental del sur de California y norte de Baja California es una región deformada y tectónicamente activa. Dos características principales pueden observarse en sus sistemas de fallas; la primera es su continua actividad sísmica y la segunda su predominante movimiento de rumbo, este último impuesto por el régimen tectónico del sistema San Andrés-Golfo de California. Este ha generado un campo de esfuerzos tensionales que se refleja en las estructuras geológicas de la porción interior del borde continental. El comportamiento y evolución tectónica de los sistemas estructurales descritos se asemejan a los modelos que Tchalenco (1970) y Wilcox y otros (1973) obtuvieron en estudios de laboratorio.

La principal característica de la distribución espacial de la sismicidad en el borde continental es su alineamiento con los principales rasgos estructurales de la región. La sismicidad difusa que además se observa, puede deberse a características estructurales que no están incluidas en las zonas principales de fractura. Otra explicación para la sismicidad difusa puede ser la inadecuada localización epicentral. La precisión de las localizaciones epicentrales varía desde las buenas (± 5 km) a deficientes (± 15 km) para el catálogo de CALTECH y de ± 2.0 a ± 4.0 km para las relocalizadas por Simons (1977). La mayoría de los sismos están deficientemente localizados.

La distribución temporal de la sismicidad define dos diferentes patrones sísmicos. El primero es el patrón de sismos principales; el segundo es de enjambres sísmicos. De acuerdo con el criterio de Mogi (1963), el primero ocurre en regiones estructuralmente homogéneas, con una distribución de esfuerzos uniformes; este patrón sísmico se asocia principalmente al sistema San Clemente-San Isidro y al sistema Rose Canyon-Vallecitos-San Miguel. El segundo ocurre en regiones estructuralmente inhomogéneas con una distribución concentrada de esfuerzos; se asocia principalmente al sistema Coronado Bank-Agua Blanca y al sistema Depresión de San Diego-Maximinos.

La distribución temporal-espacial nos muestra la actividad sísmica que ha ocurrido en las regiones próximas a las ciudades más importantes. Esta actividad sísmica es particularmente importante para el período de 1964 a 1980, y parece haber ido en aumento. Sea que el aumento de la sismicidad en estas latitudes se deba a un mejor control local de la sismicidad o a un mayor nivel de esfuerzos, ello demuestra que estas regiones son sísmicamente activas, lo que hace necesario su estudio.

El valor b obtenido para esta región, tanto para el período de 47 años como para el período normalizado de 17 años, fue idéntico. Esto indica que la sismicidad re-

gistrada en el período de 17 años podría ser representativa de los últimos 47 años. Sin embargo, dada la inhomogeneidad del catálogo sísmico, no es posible predecir los períodos de recurrencia para magnitudes moderadas o mayores ($M > 6.0$). La recurrencia para sismos en la magnitud ($ML < 5.0$) observada es confiable. El valor b obtenido ($b = 0.86$) no difiere de los valores obtenidos en estudios anteriores de la región. Si el valor b es proporcional al valor recíproco del nivel de esfuerzos regionales, entonces se tiene un valor moderado de esfuerzos tectónicos para la región.

En conclusión, dadas las características sismotectónicas y estructurales de la región interior del borde continental, esta región es capaz de generar sismos de magnitud considerable ($ML > 6.0$) que podrían causar serios daños a las ciudades costeras de ambas Californias.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a los investigadores del Instituto de Oceanografía de Scripps, La Jolla, California (USA), por sus sugerencias y comentarios; a los investigadores del CICESE por sus críticas y sugerencias; a Yolanda Inowe y Laura Martínez por su colaboración en la preparación del manuscrito, y a Tito Valdez por su colaboración en el dibujo de las figuras; al CONACYT por el apoyo económico a esta investigación y a los revisores de la editorial por sus valiosos comentarios y sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, C. R., L. T. SILVER y F. G. STENLY, 1960. The Agua Blanca fault - A major transverse structure of northern Baja California, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 357-482.
- ANDERSON, J. G., 1979. Estimating the seismicity from geologic structure for seismic risk studies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 753-797.
- ATWATER, J., 1970. Implications of plate tectonics for the anozoic tectonic evolution of western North America. *Bull. Seism. Soc. Am. Bull.*, 81, 3515-3536.
- BRUNE, J., R. SIMONS, C. REBOLLAR y A. REYES, 1979. Seismicity and faulting in northern Baja California, Earthquakes and other perils - San Diego region, Geological Society of America. Annual Meeting Guidebook, 83-100.
- EMERY, K. O., W. S. BUTCHER, H. R. GOULD y F. P. SHEPARD, 1952. Submarine geology of San Diego, California. *Geol. Jour.*, 60, 511-548.
- EVERNDEN, J. F., 1970. Study of regional seismicity and associate problems. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 393-446.

- GASTIL, R. G., R. P. PHILLIPS y E. C. ALLISON, 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am., Memoir 140*, 170.
- GONZALEZ, S. A., 1977. Anomalías gravimétricas y magnéticas de la Bahía de Todos Santos. Tesis profesional UABC, Ciencias Marinas, 52.
- GUTENBERG, B. y C. F. RICHTER, 1949. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton University Press.
- HILEMAN, J. A., C. R. ALLEN y J. M. NORDQUEST, 1973. Seismicity of the Southern California region, January 1st., 1932 to December, 1972. California Institute of Technology, Division Geology and Planetary Sciences, Contribución 2385, 64.
- JUNGER, A., 1976. Tectonics of Southern California borderland. D. G. Howell (editor) Aspects of the geologic history of the California continental borderland, *Am. Assoc. Petr. Geolog.*, Publicación especial, 24, 486-498.
- KENNEDY, M. P., K. A. BAILEY, H. G. GREEN y S. H. CLARKE, 1978. Recency and character of faulting offshore from metropolitan San Diego, California. Reporte Técnico final-Fly 1977-1978, U. S. Geological Surv., 47.
- KRAUSE, D. C., 1961. Geology of the southern continental borderland west of Baja California, Mexico. Scripps Institution of Oceanography, Tesis doctoral, 205.
- KRAUSE, D. C., 1965. Tectonics, bathymetric and geomagnetism of the southern continental borderland west of Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 617-650.
- LEGG, M. R. y V. W. ORTEGA, 1978. New evidence for major faulting in the inner borderland of northern Baja California, Mexico. Abstract en *EOS*, 59, 1134.
- LEGG, M. R., 1979. Faulting and earthquake in the inner borderland offshore southern California and northern Baja California. Scripps Institution of Oceanography, M. C. Thesis, 75.
- LEGG, M. R. and V. WONG, 1979. Faulting in the inner continental borderland offshore northern Baja California, Mexico. Abstract en *Geol. Soc. Am.*, 11, 464.
- LEGG, M. R. y M. P. KENNEDY, 1979. Faulting offshore San Diego and northern Baja California. Earthquake and other perils - San Diego region. Geological Society of America. Annual Meeting Guide Book, 29-46.
- MOGI, K., 1963. Some discussions of aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Int., Tokyo University*, 41, 615-658.
- MOORE, G. W., 1972. Offshore extension of the Rose Canyon fault, San Diego, California. *U. S. Geol. Surv.*, Publicación especial, 113-116.

- MOORE, G. W. y M. P. KENNEDY, 1975. Quaternary faults of San Diego Bay, California. *U. S. Geol. Surv. J. of Res.*, 3, 5889-59 5.
- REBOLLAR, C. J., A. REYES y M. REICHLE, 1982. Estudio del enjambre de San Quintín, Baja California, México, ocurrido durante 1975. *Geofís. Int.*, 21, 4, 331-358.
- SHEPARD, F. C. y K. O. EMERY, 1941. Submarine topography of the California coast: canyons and tectonic interpretation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Publicación especial, 31, 171.
- SCHOLZ, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- SIMONS, R. S., 1977. Seismicity of San Diego, 1934 - 1974. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 809-826.
- SOARES, J. J. L., 1981. Estudio de microsismicidad a lo largo de dos sectores de la falla San Miguel. Tesis profesional, UABC, Ciencias Marinas, 66.
- TCHALENCO, J. S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 1625-1640.
- WILCOX, R. E., T. P. HARDING y D. R. SEELY, 1973. Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 57, 74-96.
- WONG, V. O., 1980. Implicaciones tectónicas de la Falla Agua Blanca en la región de la Bahía Todos Santos. Tesis de Maestría, CICESE, 78.
- WYSS, M., 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 31, 341-359.