

*Geofís. Int.*, Vol. 28-4, 1989, pp. 643-691

*SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES EN EL  
VALLE MEXICALI-IMPERIAL (1973 - 1985)*

J. FREZ\*

J. J. GONZALEZ\*

*(Recibido: 27 de octubre, 1988)*

*(Aceptado: 27 de febrero, 1989)*

RESUMEN

Se reportan 90 hipocentros relocalizados en la zona sísmica Mexicali y 60 soluciones de mecanismo focal de sismos del Valle Mexicali-Imperial. La información proviene de estaciones ubicadas en ambos lados de la frontera internacional y se complementa con catálogos y otros resultados ya publicados. Los epicentros con magnitud menor de 5.0 se concentran principalmente en las zonas sísmicas Mexicali y Brawley. En los últimos 50 años se produjeron períodos de fuerte actividad en el Valle. El último, ocurrido entre 1973 y 1981, tuvo sus enjambres y réplicas de sismos con  $ML > 6.0$  ubicados principalmente en sectores no-traslapados de las zonas sísmicas. Los focos están mayoritariamente entre los 5 y 13 km de profundidad. Los cuatro últimos temblores con  $ML > 6.0$  ocurrieron en las fallas Cerro Prieto e Imperial, inmediatamente afuera de las zonas sísmicas. Los mecanismos focales de estos cuatro temblores son compatibles con un desplazamiento de rumbo lateral-derecho en dirección noroeste. Este desplazamiento es predominante en el Valle, aunque las zonas sísmicas presentan mecanismos de rumbo, normales y, en menor medida, inversos. Un mismo nido sísmico puede originar mecanismos de diferente tipo, aún en un lapso de pocas horas. Globalmente, las características encontradas concuerdan con una tectónica dominada por el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamericana.

\* *División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., 22830, MEXICO.*

## ABSTRACT

We report the relocation of ninety hypocenters at the Mexicali seismic zone and the determinations of sixty focal mechanisms of earthquakes that occurred in the Imperial-Mexicali Valley. Stations providing the data are from both sides of the international border; seismic catalogs and other determinations found in the literature are also used in the analysis. The earthquakes with magnitudes less than 5.0 are mostly confined to the Mexicali and Brawley seismic zones. Several bursts of seismicity occurred in the Valley during the last fifty years. The last one, which took place between 1973 and 1981, has its larger swarms and aftershocks located on non-overlapping sections of the seismic zones. The seismic foci are mainly situated between 5 km and 13 km depth. Main shock epicenters of the most recent four earthquakes with  $ML > 6.0$  occurred over the Cerro Prieto or Imperial fault traces, just outside the seismic zones. Focal mechanisms solutions of these four earthquakes indicate NW right-lateral strike-slip motion. This type of focal mechanism predominates in the Valley. However, the seismic zones show strike-slip, normal and a few reverse faultings. A cluster of events may contain focal mechanisms of different types, even within a period of a few hours. The global features are consistent with tectonics dominated by the relative motion between the Pacific and North American plates.

## INTRODUCCION

El Valle Mexicali-Imperial está localizado en la parte central de la Depresión Salton y cruzado por las fallas Imperial y Cerro Prieto (figura 1). Desde el punto de vista de las estructuras tectónicas, se considera que la Depresión Salton es una extensión continental del Golfo de California y que ambas sirven como estructuras de transición entre el régimen divergente oceánico de la Cordillera del Pacífico Este y el formado por las fallas transformadas del Sistema San Andrés (Lomnitz *et al.*, 1970; Elders *et al.*, 1972).

A partir de 1969, el número de estaciones sismológicas instaladas en el sur de California y en el norte de Baja California ha aumentado sustancialmente. A consecuencia de ello ha habido un aumento significativo en el conocimiento sobre la actividad sísmica en el Valle Mexicali-Imperial. Para la parte estadounidense, los estudios locales de sismicidad se iniciaron en 1973 con la instalación de una red sísmica en el Valle Imperial (Hill *et al.*, 1975), resultado de un programa cooperativo entre el United States Geological Survey (USGS) y el California Institute of Technology (Caltech). Con estas y otras estaciones, la Red del Sur de California ha aumentado de 39 que tenía en 1973, a 241, en 1986 (Hill *et al.*, 1975; Johnson, 1979; Norris *et al.*, 1986). Treinta estaciones de esta red tienen componentes horizontales. Los datos resultantes, en conjunto con los de estaciones temporales y de redes de acelerógrafos, han permitido el estudio detallado de varios enjambres ocurridos desde 1973 en las fallas Imperial y Brawley, así como del temblor del Valle Imperial en octubre de 1979, el cual tuvo una magnitud local (ML) igual a 6.6. La sismicidad del Valle Imperial ha

sido estudiada por Weaver y Hill (1978/1979), Johnson (1979), Johnson y Hill (1982) y Doser y Kanamori (1986a, 1986b).

La instalación de la Red Sismológica del Golfo de California en 1969 (Lomnitz *et al.*, 1970; Brune *et al.*, 1976) marcó el inicio del estudio detallado de la sismicidad en el lado mexicano de la región en estudio. Desde 1973 el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) ha mantenido estaciones permanentes y temporales en el norte de Baja California. La Red Sísmica del Norte de Baja California (RESNOR), operada por CICESE, cuenta en la actualidad con ocho estaciones (Tabla 1) de tres componentes de período corto y ha sido complementada, a través de los años, por estaciones temporales, algunas de ellas instaladas en asociación con el Institute of Geophysics and Planetary Physics de la Universidad de California en San Diego (IGPP, UCSD). Además del interés tectónico de la región, las estaciones han sido instaladas para estudiar la sismicidad asociada al campo geotérmico de Cerro Prieto (Albores *et al.*, 1980; Majer *et al.*, 1980), por la ocurrencia del enjambre Victoria, de marzo de 1978, en el extremo norte de la Falla Cerro Prieto (Munguía y Brune, 1984) y por la ocurrencia de dos temblores  $ML > 6.0$ : el temblor del Valle Imperial y el de Victoria (junio de 1980,  $ML = 6.1$ ).

En este artículo se analizan datos sísmicos obtenidos durante el período 1973-1985, a ambos lados de la frontera internacional, con el propósito de determinar la distribución de los mecanismos focales que ocurren en el Valle Mexicali-Imperial y de la sismicidad en el Valle Mexicali. Limitaremos nuestro análisis a la información sismológica de período corto. Esta publicación es la primera en ofrecer algunos detalles de la sismicidad de la zona sísmica Mexicali, es decir, de la zona con la más alta concentración de temblores en la parte mexicana del área en estudio (Figs. 1 y 2). Para ello, se han determinado 90 hipocentros con alto grado de confiabilidad en dicha zona sísmica. Se presenta, también por primera vez, un catálogo de mecanismos focales para el Valle Mexicali-Imperial que comprende 77 soluciones. Las 60 que fueron calculadas para este trabajo se exponen individualmente. Las características encontradas se comparan con las de las regiones vecinas y con las correspondientes a años anteriores.

La Tabla 1 muestra la ubicación y el período de operación de las estaciones sismológicas ubicadas en territorio mexicano y cuyos datos han sido utilizados en este estudio. La información que sirvió de base a la investigación es la siguiente:

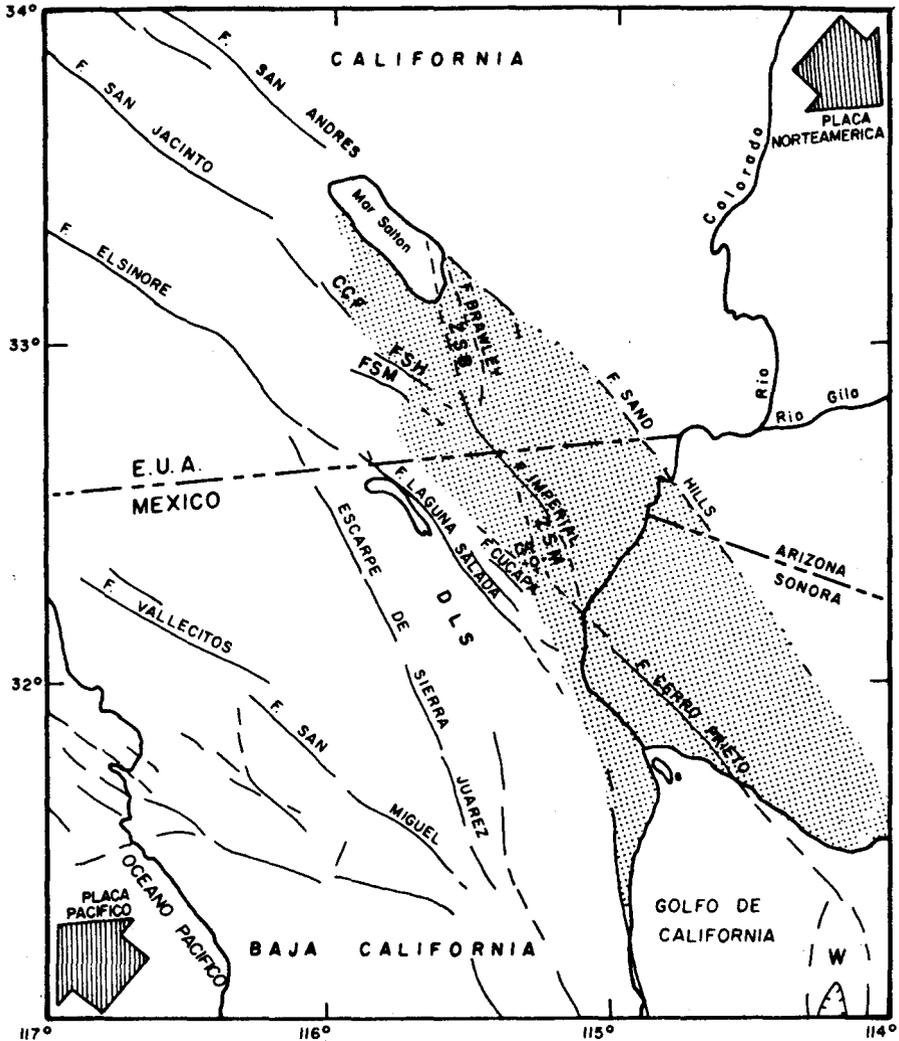


Fig. 1. Marco tectónico de la Depresión Salton (zona sombreada) y áreas vecinas. Las abreviaturas correspondientes a sitios mencionados en el texto son: zona sísmica Brawley (ZSB), zona sísmica Mexicali (ZSM), Cuenca Wagner (W), Falla Superstition Hills (FSH), Falla Coyote Creek (FCC), Falla Superstition Mountain (FSM), campo geotérmico de Cerro Prieto (CP) y Depresión Laguna Salada (DLS).

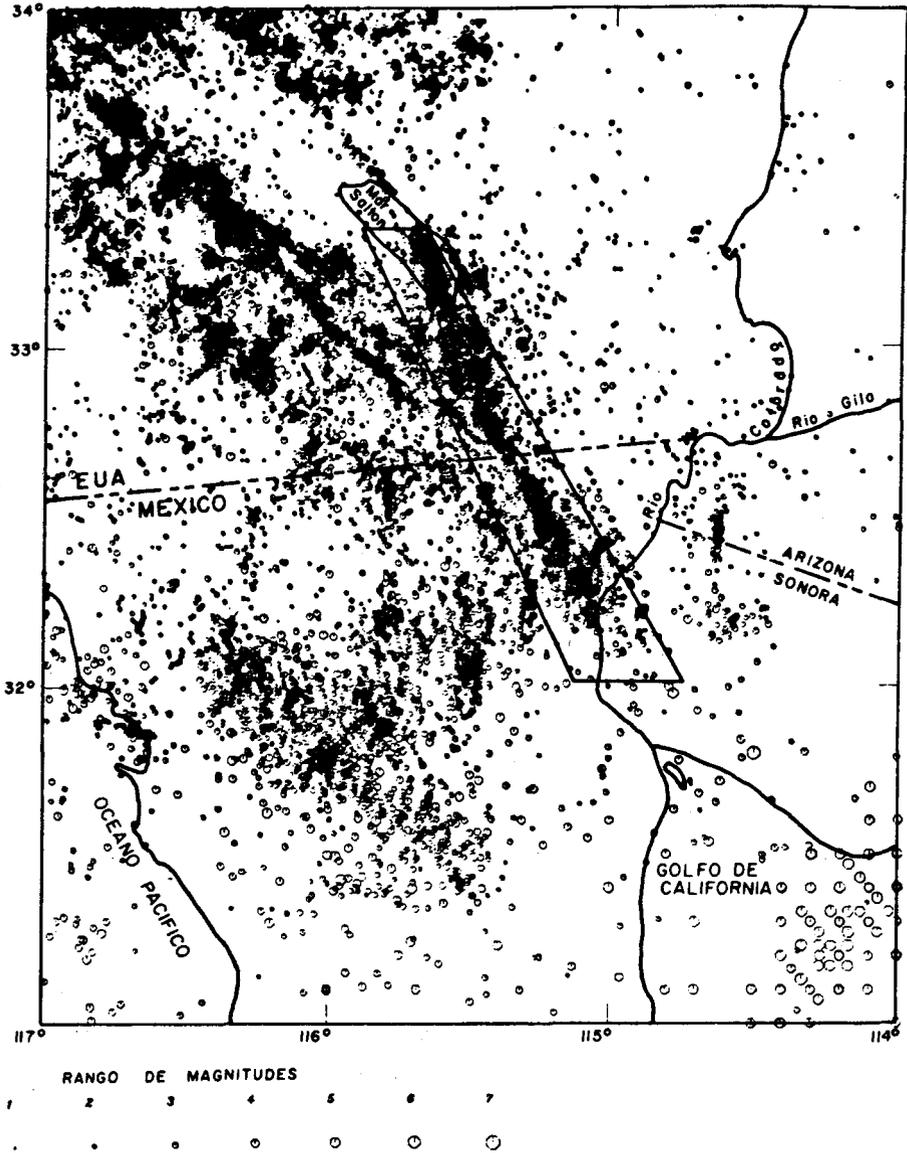


Fig. 2. Sismicidad de la Depresión Salton y áreas vecinas ocurrida entre 1964 y 1985, según el Catálogo del USGS-Caltech. Al sur de la latitud  $31.5^{\circ}$ , los datos se han complementado con los del catálogo mundial (NOAA). El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del sismo correspondiente. El recuadro muestra la sismicidad proyectada en la figura 5.

- a) Catálogos del USGS-Caltech y mundial que se dividen en tres subcatálogos homogéneos, al menos para la parte estadounidense de la Depresión Salton: a1) período 1973-1985, con magnitud mínima 2.5; a2) período 1935-1985, con magnitud mínima 4.0, y a3) 1903-1985, con magnitud mínima 5.0.
- b) Tiempos de arribo y/o sismogramas correspondientes a tres eventos que produjeron una alta sismicidad en la zona sísmica Mexicali: b1) enjambre Victoria, marzo de 1978, b2) sismo del Valle Imperial, octubre de 1979, y b3) sismo de Victoria, junio de 1980. Estas tres secuencias sísmicas comprendieron varios cientos de temblores con  $ML \geq 2.0$ , de los cuales se seleccionaron 90 ya que sus hipocentros se pudieron determinar confiablemente.
- c) Fase inicial del primer arribo de onda P y/o sismogramas de temblores ocurridos en el período de estudio, para su uso en la determinación de mecanismos focales.

#### SISMICIDAD DEL VALLE MEXICALI-IMPERIAL

El catálogo del USGS-Caltech para el sur de California contiene sismos ocurridos desde 1932 (Nordquist, 1964; Hileman *et al.*, 1973). La homogeneidad del catálogo ha ido mejorando a través del tiempo. Un procedimiento simple para estimar la magnitud mínima, sobre la cual el catálogo es homogéneo, consiste en determinar la magnitud sobre la cual la distribución del número de sismos por magnitud obedece a la ley de Gutenberg-Richter. Aplicando este procedimiento al período 1973-1985 resulta una magnitud local mínima de 2.5 para un muestreo homogéneo de la sismicidad en el norte de la Depresión Salton. Este umbral de magnitud aumenta a 3.5 hacia la latitud  $31^{\circ}\text{N}$ . Una determinación para el período anterior, en que se aplica una prueba estadística de independencia, fue hecha por Knopoff y Gardner (1969); sus resultados indican, para la región estadounidense, un valor de alrededor de 4.0 para 1933-1967 con una mejora a 3.0 en el período 1953-1967. Hileman *et al.* (1973) estimaron umbrales de magnitud para el período 1932-1972 usando también el límite inferior de validez de la relación de Gutenberg-Richter; como resultado, obtuvieron una magnitud cercana a 3.5 para el Valle Imperial y de 4.5 para el norte de Baja California. El catálogo provee un buen detalle de la sismicidad regional, siendo su limitación más importante el bajo muestreo de la sismicidad que ocurre en Baja California y en el Borde Continental, principalmente al sur de la latitud  $32^{\circ}\text{N}$  (Fig. 2).

Tabla 1

Estaciones ubicadas en el Valle Mexicali y cuyos datos fueron utilizados en este estudio. Se incluyen separadamente las estaciones RESNOR. La amplificación típica para estaciones ubicadas sobre rocas es sobre los 30 000 a 20 Hz, mientras que para aquéllas ubicadas sobre los sedimentos del Valle Mexicali es entre 1 000 y 2 000.

T A B L A 1

Estación	Latitud	Longitud	Período de Operación	Asentamiento Geológico
COL	32°08.58'	115°10.00'	Junio 1980	Arcilla
TYL	32°13.95'	114°58.70'	Junio 1980	Arcilla
VEN	32°14.65'	115°07.50'	Marzo 1978	Arcilla
FRO	32°16.37'	115°17.88'	Junio 1980	Arenas
SON	32°17.50'	115°09.83'	1978-1980	Arcilla
QKP	32°18.30'	115°19.92'	1978-1980	Granito
VIC	32°18.56'	115°06.04'	Marzo 1978	Arcilla
CLS	32°19.46'	115°06.75'	1978 y 1980	Arcilla
OLA	32°20.03'	115°09.57'	Marzo 1978	Arcilla
VER	32°21.67'	115°06.32'	1979 y 1980	Arcilla
NVL	32°23.91'	115°12.66'	1978-1980	Arcilla
SAL	32°25.04'	115°08.15'	Junio 1980	Arcilla
CPR	32°25.52'	115°18.34'	Marzo 1978	Arcilla
TLX2	32°26.25'	115°10.36'	Octubre 1979	Arcilla
TLX	32°28.39'	115°08.71'	1978-1980	Arcilla
CHI	32°29.43'	115°14.87'	Octubre 1979	Arcilla
GTO	32°31.37'	115°20.11'	Octubre 1979	Arcilla
SLP	32°31.73'	115°07.11'	Octubre 1979	Arcilla
CSM	32°32.98'	115°14.01'	Octubre 1979	Arcilla
TAM	32°34.62'	115°14.33'	Marzo 1978	Arenas
CSA	32°34.91'	115°12.35'	Octubre 1979	Arcilla

## E S T A C I O N E S R E S N O R

Estación	Latitud	Longitud	Fecha de Instalación	Asentamiento Geológico
ENX	31°52.97'	116°39.87'	1979	Riolita
CBX	32°18.82'	116°39.78'	Sept. de 1980	Riolita
SPX	31°02.70'	115°27.85'	Agos. de 1981	Granodiorita
CPX	32°25.06'	115°18.24'	Oct. de 1981	Basalto
EMX	31°59.30'	115°14.54'	Oct. de 1981	Granito
PBX	31°44.52'	116°43.53'	Abr. de 1982	Tobas
ECX	31°28.32'	115°03.07'	Mayo de 1983	Basalto
LMX	32°06.52'	114°57.63'	Jul. de 1988	Arenas

Al no utilizar datos de estaciones en territorio mexicano, las determinaciones de epicentros ubicados en Baja California y que aparecen en el Catálogo del Sur de California pueden tener errores sistemáticos. Por ejemplo, las localizaciones hechas por

USGS-Caltech de algunas réplicas del temblor del Valle Imperial que ocurrieron en el Valle de Mexicali y con una magnitud entre 2.0 y 3.0 aparecen con un sesgo de aproximadamente 7.5 km hacia el sur cuando se comparan con las localizaciones hechas agregando datos locales (Tabla 2). El sesgo encontrado en este ejemplo, al que se superpone un error aleatorio de unos 3 km, no puede ser generalizado; específicamente, los sismos con  $ML > 3.5$  son comúnmente localizados con un sesgo menor. Para otras regiones tenemos el caso de los epicentros del enjambre Victoria de 1978 y del ocurrido cerca de Ensenada en 1981 (González y Suárez, 1984) que muestran un error sistemático similar en magnitud, pero en sentido opuesto al anterior. La figura 2 muestra varios nidos de temblores en territorio mexicano que aparecen elon-

Tabla 2

Comparación entre dos determinaciones hipocentrales de algunas réplicas del temblor del Valle Imperial de 1979 y que ocurrieron en la zona sísmica Mexicali. La localización hecha por el USGS-Caltech se presenta primero, seguida por la que se obtiene con los datos adicionales de las estaciones locales ubicadas al sur de la frontera. Las abreviaciones son las siguientes: número de estaciones (NE), distancia epicentral de la estación más cercana (DMIN), hueco acimutal de estaciones (GAP).

Fecha	Tiempo Origen	Latitud	Longitud	ML	Prof (km)	NE	DMIN (km)	GAP (°)
Oct 17	14:50:26.07	32°25.16'	115°11.12'	2.8	5.0			
	14:50:26.30	32°27.57'	115°10.37'		8.4	22	2.4	98
Oct 17	15:27:26.33	32°24.03'	115°10.67'	2.9	5.0			
	15:27:26.65	32°27.33'	115°10.12'		8.2	22	2.0	99
Oct 18	00:52:26.25	32°22.47'	115°10.22'	2.5	4.8			
	00:52:26.93	32°27.83'	115°10.07'		8.6	25	2.4	73
Oct 18	05:52:17.53	32°24.12'	115°09.71'	2.3	5.0			
	05:52:17.47	32°27.58'	115°09.92'		7.8	13	2.4	73
Oct 18	21:07:24.75	32°24.97'	115°13.86'	2.3	4.9			
	21:07:25.43	32°30.37'	115°13.63'		9.9	21	2.5	59
Oct 18	23:32:29.84	32°22.44'	115°10.72'	2.7	5.0			
	23:32:30.40	32°27.24'	115°10.06'		8.2	21	1.8	87
Oct 19	11:49:55.59	32°23.18'	115°11.57'	2.9	5.0			
	11:49:56.05	32°28.14'	115°10.47'		8.7	28	2.8	96
Oct 19	17:51:40.89	32°27.42'	115°12.62'	2.6	5.0			
	17:51:40.74	32°28.89'	115°12.58'		7.4	21	3.8	77
Oct 19	19:13:03.35	32°25.51'	115°12.46'	2.1	5.7			
	19:13:03.51	32°28.89'	115°12.79'		7.7	21	3.5	80
Oct 19	21:03:09.73	32°23.63'	115°12.57'	2.4	4.8			
	21:03:10.34	32°28.83'	115°12.72'		7.4	19	3.6	79
Oct 19	21:39:47.72	32°22.46'	115°11.60'	2.4	6.3			
	21:39:48.50	32°28.63'	115°12.79'		7.9	19	3.6	81
Oct 20	07:11:42.92	32°24.14'	115°12.85'	2.6	5.0			
	07:11:43.46	32°28.88'	115°12.83'		7.7	19	3.4	80
Oct 20	07:42:31.42	32°27.42'	115°13.34'	2.4	5.0			
	07:42:31.17	32°28.63'	115°13.00'		8.0	18	3.3	82
Oct 20	22:33:24.53	32°24.17'	115°12.11'	2.8	5.0			
	22:33:24.93	32°29.00'	115°12.18'		7.2	22	4.3	71
Oct 21	19:21:04.97	32°22.65'	115°15.75'	2.4	5.0			
	19:21:05.58	32°28.54'	115°16.11'		5.7	15	2.7	97

agados en la dirección norte-sur; nuestra conjetura es que esta elongación se debe, en parte, a errores de localización.

La característica global más evidente de la alta sismicidad asociada al Valle Mexicali-Imperial es que se aglomera principalmente en dos regiones de forma lenticular, parcialmente limitadas por los extremos de las fallas Cerro Prieto e Imperial; en realidad, es la misma concentración alta de sismicidad lo que define las zonas sísmicas Mexicali y Brawley (figuras 1 y 2). Ambas se conectan a través de unos 10 km de la Falla Imperial, que presenta poca sismicidad. Otra característica que resalta en las figuras 2 y 3 consiste en alineamientos de epicentros que parecen continuarse desde las fallas Cerro Prieto e Imperial hasta las fallas Elsinore y San Jacinto. La zona sísmica Brawley, por otro lado, se extiende por el norte hasta el extremo sureste de la Falla San Andrés, el cual presenta escasa sismicidad (Figs. 2, 3 y 4). Por el sureste, la actividad asociada a la Falla Cerro Prieto se continúa hasta el Golfo de California, donde la Cuenca Wagner (W en la figura 1) entró en fuerte actividad en 1969, produciendo la mayor parte de la sismicidad en esa zona, que se ilustra en las figuras 2 y 3.

Las figuras 1 y 2 ilustran la fuerte correlación entre la traza de las fallas mapeadas y la sismicidad en el sur de California y en el norte de Baja California. Las excepciones se deben, en su mayor parte, a sismicidad esporádica en tiempo y espacio. Dos de estas excepciones en la Depresión Salton son los nidos de temblores elongados en la dirección norte-sur, situados entre la Falla Cerro Prieto y el escarpe de la Sierra Juárez (Figs. 2 y 4). El nido sísmico que está situado más al oeste y que ocurrió entre fines de 1975 y comienzos de 1976 puede correlacionarse con la Depresión Laguna Salada. El segundo, cuya actividad principal ocurrió en 1978, aparece en una continuación sureste de la Falla Cucapá. Finalmente, el nido de sismos que ocurrió en 1979 al sureste, en Sonora, está situado en una continuación inferida de la Falla Sand Hills.

La sismicidad en el Valle Mexicali-Imperial aparece fuerte y discontinuadamente agrupada en tiempo y espacio. El catálogo de eventos 1973-1985 muestra que los enjambres de temblores han predominado sobre la secuencia "evento principal/réplicas". Ejemplos de enjambres estudiados y que han ocurrido durante este período son el enjambre Victoria de 1978, en la zona sísmica Mexicali (Albores *et al.*, 1980; Munguía y Brune, 1984), y aquéllos ocurridos durante los años 1973-1977 en la zona sísmica Brawley (Hill *et al.*, 1975; Johnson y Hadley, 1976; Fuis y Schnapp,

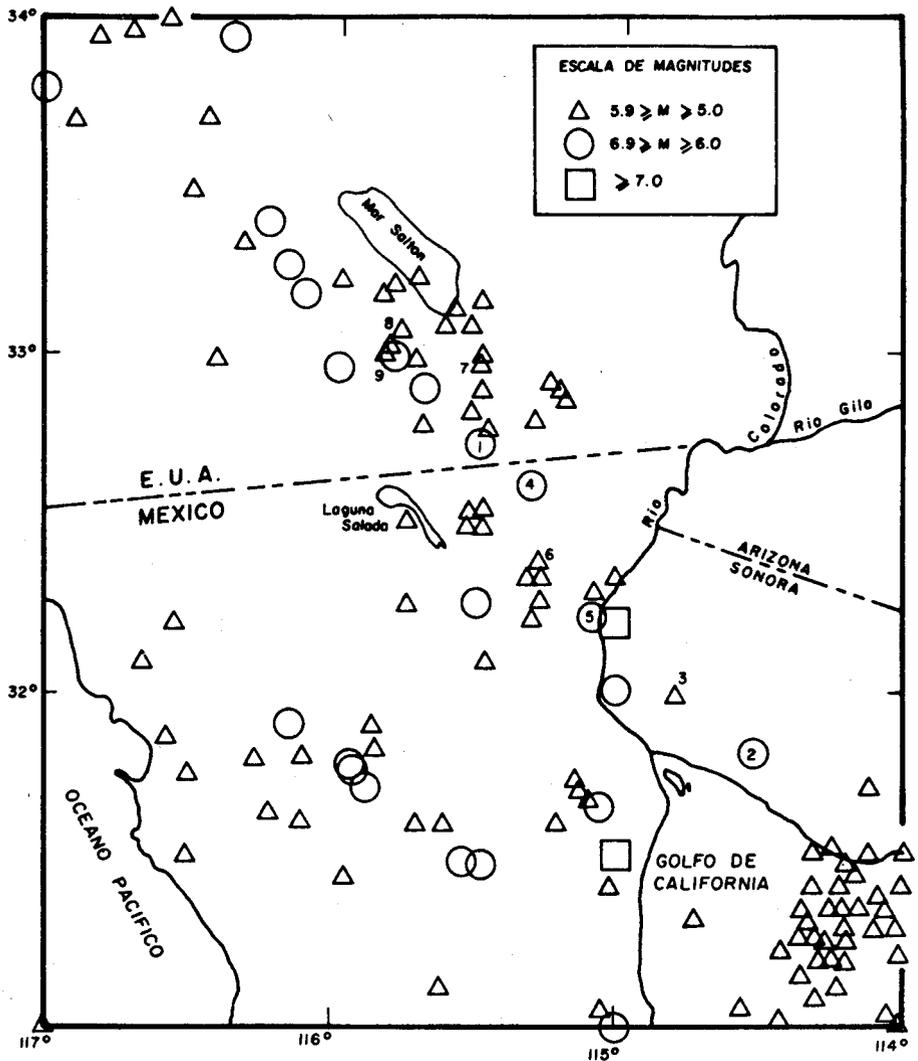


Fig. 3. Temblores  $ML \geq 5.0$  ocurridos entre 1903 y 1985 en la Depresión Salton y áreas vecinas. Se identifican, con el número que se acompaña entre paréntesis, los siguientes sismos: El Centro de 1940 (1), El Golfo de 1966 (2), Mesa de Andrade de 1976 (3), Valle Imperial de 1979 (4) y Victoria de 1980 (5). Los epicentros pertenecen a los catálogos del USGS-Caltech y mundial, con modificaciones compiladas, entre otros, por Anderson y Bodin (1987). Se incluyen también los sismos Cerro Prieto de febrero de 1987 ( $ML = 5.5$ ), Westmorland de abril de 1981 ( $ML = 5.7$ ) y Superstition Hills de noviembre de 1987 ( $ML = 5.8$  y  $6.2$ ) numerados 6, 7, 8 y 9, respectivamente.

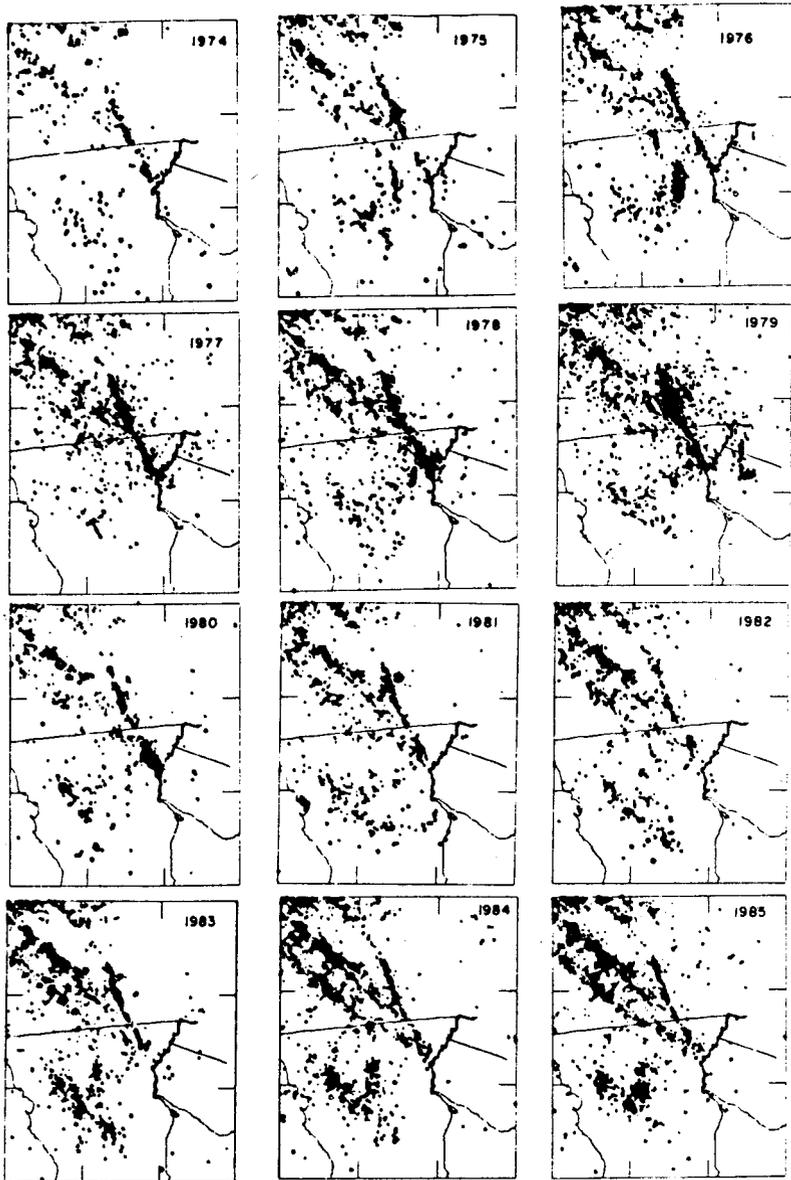


Fig. 4. Sismicidad anual catalogada por el USGS-Caltech, en el período de 1974 a 1985, asociada a la Depresión Salton y áreas vecinas. El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud del sismo.

1977; Johnson, 1979, entre otros). El análisis del Catálogo del Sur de California indica que los enjambres también dominan la sismicidad anterior a 1973. A este respecto, nos referimos adicionalmente a los trabajos de Richter (1958), Brune y Allen (1967) y Thatcher y Brune (1971). Enjambres de microtemblores ( $3.0 > ML > 0.0$ ) y nanotemblores ( $ML < 0.0$ ), estos últimos por debajo de la capacidad de detección de la red USGS-Caltech, han sido estudiados con estaciones portátiles en los campos geotérmicos (Combs y Hadley, 1977; Gilpin y Lee, 1978; Majer *et al.*, 1980). Estos resultados y el análisis de los datos locales mexicanos confirman que los enjambres sísmicos son la regla en el Valle Mexicali-Imperial y que la mayoría de los temblores aislados de magnitudes pequeñas que aparecen en los catálogos corresponden a los eventos más grandes de enjambres.

La existencia de cúmulos y silencios sísmicos durante el período 1973-1985 se ilustra en la figura 5. Los sismos ahí graficados están dentro de una angosta ventana que incluye fundamentalmente la sismicidad de ambas zonas sísmicas. En esta figura se observa que algunas de las grandes concentraciones de actividad, ya sea enjambres o sismos mayores, están precedidos por períodos de quietud del orden de un par de meses. Estos decrementos en sismicidad son probablemente reales ya que, para las fechas correspondientes, la misma figura muestra actividad a lo largo de otros segmentos de las zonas sísmicas. Un caso notable de lo dicho es la poca actividad asociada a la Falla Imperial previamente al temblor del Valle Imperial de 1979. Esta relativa quietud ha sido considerada significativa por Johnson y Hutton (1982), quienes descartan la posibilidad de que tenga una causa instrumental. No hay evidencia de que este temblor haya sido inmediatamente precedido por enjambres en la zona de ruptura. Por el contrario, inmediatamente antes del temblor Victoria, las estaciones locales registraron actividad en la forma de dos pequeños y apilados enjambres que se localizaron cerca del límite suroeste de la región de réplicas con magnitudes locales máximas de 3.0 y 1.0, respectivamente (Wong *et al.*, 1989). El temblor de Mesa de Andrade (diciembre de 1976;  $ML = 5.2$ ) por otra parte, también tuvo actividad precursora en la zona de réplicas en la forma de un enjambre sísmico que ocurrió ocho días antes del temblor principal en la zona de réplicas y con magnitudes menores o iguales a 2.5 (González *et al.*, 1984).

La mayor concentración de actividad sísmica al sur de la frontera en el Valle Mexicali-Imperial define la zona sísmica Mexicali. Esta tiene una forma lenticular, con una longitud de 50 km y un ancho máximo de 13 km y está limitada parcialmente por los extremos de las fallas Imperial y Cerro Prieto (Fig. 2). La configura-

ción semejante que se encuentra hacia el extremo norte de la Falla Imperial fue reportada por Hill (1977). Un estudio detallado (Johnson y Hill, 1982; Johnson y Hutton, 1982) muestra que dicha región, denominada zona sísmica Brawley, tiende

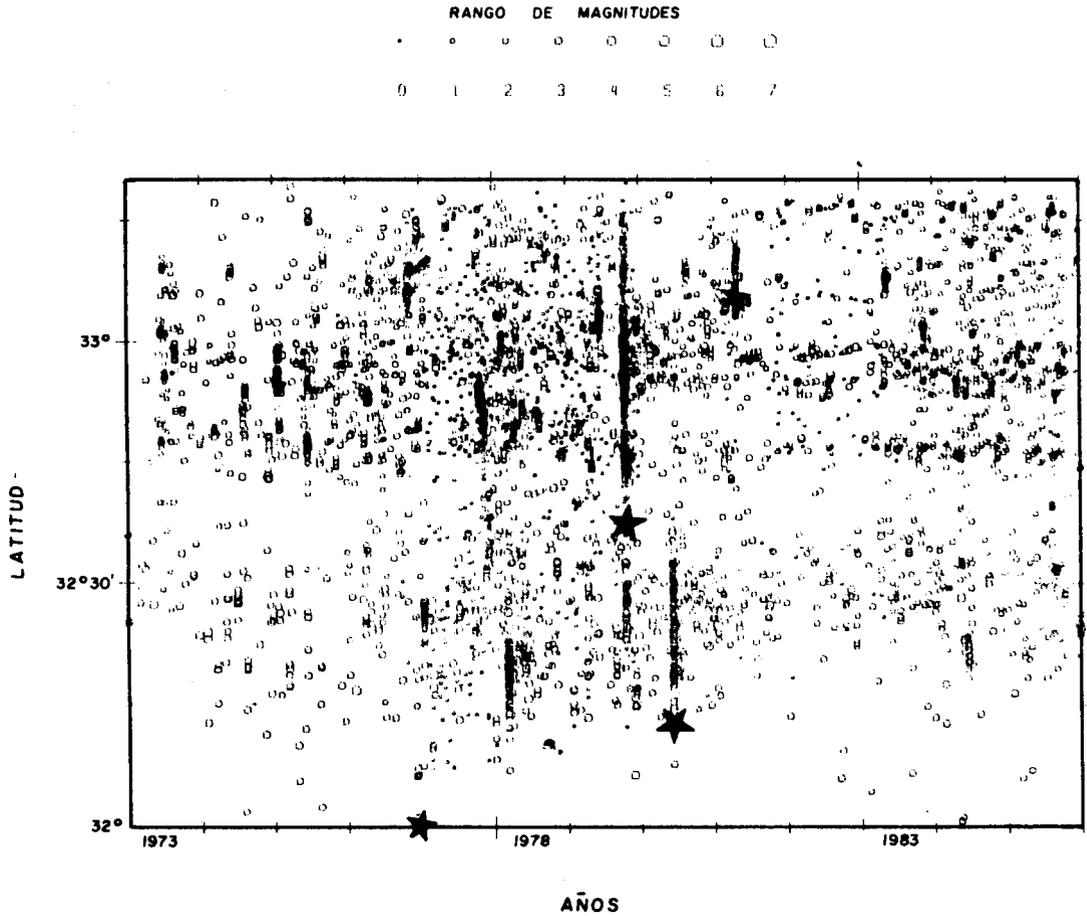


Fig. 5. Distribución espacio-temporal de los epicentros ubicados en las zonas sísmicas Mexicali y Brawley en el período 1973-1985. La proyección se hace sobre una recta con acimut de  $150^{\circ}$  que va por el eje central de las zonas sísmicas. El trapecoide que limita aproximadamente ambas zonas sísmicas y que aparece en la figura 2 se define al norte por el paralelo  $33^{\circ}20'$  y los meridianos  $115^{\circ}40'$  y  $115^{\circ}54'$  y al sur, por la latitud  $32^{\circ}00'$  y las longitudes  $114^{\circ}45'$  y  $115^{\circ}08'$ . El muestreo es aproximadamente homogéneo a partir del segundo semestre de 1973. Las estrellas muestran la posición de los siguientes sismos: Mesa de Andrade (1976), Valle Imperial (1979), Victoria (1980) y Westmorland (1981).

a conectar la sismicidad de la Falla Imperial con el extremo sureste de la Falla San Andrés. Su longitud es de 70 km y el ancho máximo, de unos 15 km.

En la figura 6 presentamos 90 determinaciones hipocentrales de alta calidad para la zona sísmica Mexicali. De ellas, 27 corresponden al enjambre Victoria de 1978; 37 a réplicas del sismo del Valle Imperial de 1979 y 26 a réplicas del sismo de Victoria de 1980. Estas determinaciones representan un muestreo pequeño de los aproximadamente 800 sismos con  $ML > 2.0$  que pertenecen a dichas secuencias. El número reducido de esta muestra se debe, por un lado, a la insuficiencia de la información local que en estos momentos está a nuestra disposición y, por otro lado, al hecho de que el USGS-Caltech no terminó de procesar los datos de 1980. Las determinaciones están basadas en más de ocho tiempos de arribo que provienen de estaciones locales (Tabla 1) distribuidas, en forma aproximadamente homogénea en distancia y acimut, alrededor de los epicentros. El buen cubrimiento acimutal de las estaciones locales aseguraría una determinación epicentral con 1 km de exactitud. Sin embargo, la presencia de una fuerte heterogeneidad lateral en la estructura aumenta los errores, creemos, a alrededor de 2 km. La presencia de la heterogeneidad lateral se ha tomado en cuenta mediante el uso de correcciones de estación. Estas se obtuvieron mediante un proceso de aproximaciones sucesivas, utilizando un subconjunto de sismos maestros. La estimación de la profundidad de los sismos es un problema más serio que la del epicentro, porque ella depende fuertemente del modelo de estructura utilizado, pudiendo estar correlacionada con la determinación del tiempo de origen, particularmente cuando no se cuenta con estaciones cercanas al epicentro. Como regla general, hemos encontrado que se necesitan tiempos de recorrido obtenidos de estaciones a menos de 5 km de distancia epicentral para asegurar una buena determinación de la profundidad. Los modelos utilizados (Fig. 7) están basados en la estructura bidimensional SP6 de Fuis *et al.* (1982) y contienen una capa sedimentaria de unos 5 km de espesor, con una velocidad que crece monótonicamente con la profundidad hasta el basamento, el que, con un gradiente de velocidad menor, se conecta con la discontinuidad basamento/sub-basamento ubicada a una profundidad entre los 12-13 km (zona sísmica Brawley) y 10-11 km (zona sísmica Mexicali). Las refracciones críticas producidas por esta discontinuidad aparecen a una distancia epicentral que es mayor de 30-35 km (dependiendo de la profundidad del hipocentro) y contribuyen a controlar la determinación de la profundidad. La introducción de variaciones de estructura en diversos experimentos numéricos, un examen de los errores formales que entrega el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975), la buena distribución acimutal y el número de estaciones utilizadas nos hacen estimar que el

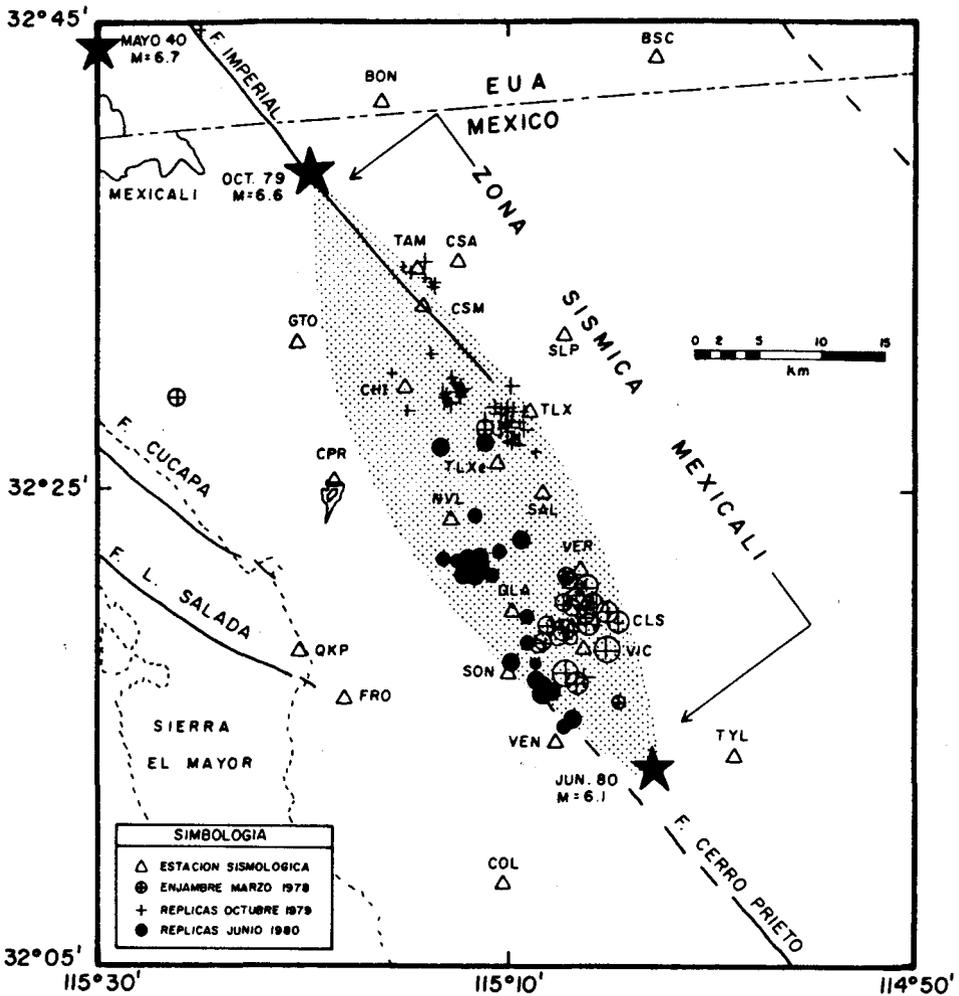


Fig. 6. Localizaciones epicentrales de alta calidad correspondientes a 90 sismos ocurridos en la zona sísmica Mexicali (zona sombreada). Las estrellas señalan los epicentros de los temblores de El Centro (1940), Valle Imperial (1979) y Victoria (1980).

error en la posición de los hipocentros es de aproximadamente  $\pm 2$  km. Este valor es cerca de dos veces mayor que los errores formales que aparecen en las salidas de HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) para los casos óptimos. Las variaciones de los modelos de estructura en los experimentos numéricos de localización hipocentral incluyen la

del gradiente de velocidad en los sedimentos y de la profundidad de las discontinuidades, además de cambios en la manera como se forman capas delgadas homogéneas para representar la variación continua de las velocidades sísmicas con la profundidad. Todo esto produce variaciones de la posición de los hipocentros, manteniéndose invariables las profundidades relativas y, por lo tanto, los patrones de distribución. En el Apéndice se presentan otros detalles referentes a la determinación de hipocentros.

Las determinaciones hipocentrales, cuyos epicentros son presentados en la figura 6, son proyectadas en una sección vertical, paralela al promedio del rumbo de las fallas Imperial y Cerro Prieto, en la figura 8. La existencia de nidos sísmicos, es decir, de fuertes acumulaciones espaciales de hipocentros, es clara en ambas figuras; ellos también pueden ser identificados en el catálogo de USGS-Caltech si es que se toman en cuenta los errores de localización mencionados anteriormente. La mayoría de los focos sísmicos mostrados se localiza bajo los 5 km de sedimentos del área y arriba de la discontinuidad basamento/sub-basamento. La profundidad promedio de los focos sísmicos es de 7.5 km; un valor coincidente fue obtenido para sismos en el Valle Imperial por Doser y Kanamori (1986a). Determinaciones independientes reportadas por Majer *et al.* (1980), a partir de los datos de una red de 12 estaciones distribuidas en el campo geotérmico de Cerro Prieto, dan profundidades del orden de 2 a 3 km en el campo, es decir, sobre el extremo noroeste de la Falla Cerro Prieto, en contraste con profundidades de 5 a 15 km para grupos localizados de 10 a 20 km al sureste del campo, donde su resolución decae rápidamente. Esta tendencia de la profundidad de los hipocentros a crecer con la distancia desde el extremo noroeste de la falla también puede observarse en las réplicas del sismo de Victoria (Fig. 8). Otra sistematicidad observada es que los epicentros correspondientes a las tres secuencias estudiadas se distribuyen en sectores no traslapados de la zona sísmica. Las réplicas del temblor de Victoria aparecen en el extremo noroeste de la Falla Cerro Prieto y a partir de él se distribuyen hacia el norte. Las réplicas del sismo del Valle Imperial se ubican alrededor de la Falla Imperial, con una distribución más extendida dentro de la zona sísmica. Por último, los epicentros correspondientes al enjambre Victoria ayudan a definir el borde suroriental de la zona sísmica Mexicali. En las figuras 6 y 8 no aparecen tres sismos pertenecientes a enjambres que ocurrieron en noviembre y diciembre de 1977 (soluciones 1, 2 y 3; figuras 9 y 10). Estos enjambres ( $ML \leq 3.4$ ) se localizaron en la parte noroccidental de la zona sísmica y, por lo tanto, también ocuparon una posición distinta de las de las otras secuencias. Aunque la zona sísmica Mexicali registró otros enjambres con sismos de  $ML > 3.5$  en el período entre 1973 y 1980, la posición de sus epicentros no ha sido redeterminada en este trabajo por ca-

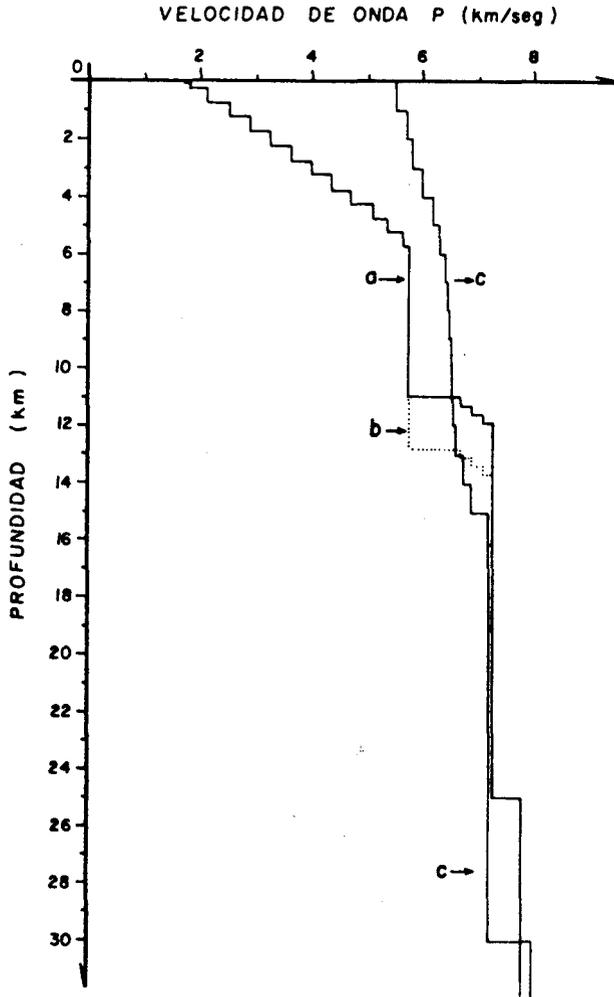


Fig. 7. Modelos de velocidad de onda P utilizados en las localizaciones hipocentrales efectuadas en este trabajo. Los modelos a) y b) se basan en la estructura SP6 de Fuis *et al.* (1982); el modelo c) es una modificación del de Hamilton (1970).

rencia de información local.

Las secuencias sísmicas ocurridas en la zona sísmica Brawley también tienden a no traslaparse en su posición epicentral. Tomando arbitrariamente sólo aquellos enjambres con por lo menos algún sismo de  $ML \geq 3.7$  y tomando como referencia la posición de la zona principal (central) de réplicas del sismo del Valle Imperial de 1979 (Figura 32; Johnson y Hutton, 1982), se puede decir lo siguiente, yendo de noroeste a sureste: la posición de los enjambres que ocurrieron en junio de 1979 ( $ML \leq 4.2$ ), noviembre de 1973 ( $ML \leq 3.8$ ), enero de 1975 ( $ML \leq 4.9$ ), octubre de 1977 ( $ML < 4.1$ ) y noviembre de 1977 ( $ML \leq 4.2$ ) determina la mayor parte del límite oriental de la zona principal de réplicas. Por otro lado, el enjambre de noviembre de 1975 ( $ML \leq 5.1$ ) y el de junio de 1975 ( $ML \leq 4.2$ ) separan, por el noroeste y el sureste respectivamente, la zona principal (central) de réplicas de dos nidos aislados de réplicas ubicados en los extremos de la zona sísmica y que son fácilmente discernibles en la figura 32 de Johnson y Hutton (1982). Por último, podemos considerar la secuencia que ocurrió alrededor del temblor de Westmorland ( $ML = 5.6$ ) de abril de 1981; ésta tampoco ocurrió en un sector ocupado por las otras secuencias.

En conclusión, la posición epicentral de las secuencias más importantes que ocurrieron entre 1973 y 1981 tendieron a llenar, en forma no traslapada las zonas sísmicas, definiéndolas así espacialmente. Las réplicas principales de los temblores del Valle Imperial y de Victoria, ocuparon respectivamente la parte central de las fallas Imperial y Cerro Prieto y se extendieron, en una distribución norte-sur, hacia el centro de las zonas sísmicas correspondientes. En este trabajo sólo hemos recalculado alrededor de 120 hipocentros de sismos ocurridos en la zona sísmica Brawley, específicamente de aquéllos cuyos mecanismos focales fueron estudiados. De ellos presentamos resultados para 43 sismos (Figs. 9 y 10). A pesar de lo limitado de la muestra, una comparación con los datos del Catálogo del Sur de California y los resultados de Doser y Kanamori (1986a) permite aceptar como significativa la concentración a profundidades de 8 a 11 km de los focos sísmicos (de poca magnitud) que ocurren en el extremo sureste de la zona sísmica (entre las latitudes  $32^{\circ}45'$  y  $32^{\circ}52'$ ). Nuestros resultados sugieren, además, que la profundidad de los sismos que ocurren en el borde occidental de la zona sísmica Brawley es de aproximadamente 10 a 11 km. A latitudes mayores de los  $33^{\circ}00'$ , esta profundidad decrece hasta los 6 ó 7 km. Un decrecimiento de la profundidad también aparece en la parte central del borde oriental de la zona sísmica, donde nuestros resultados y los de Johnson y Hadley (1976) indican profundidades de alrededor de 6 km. Debido a la poca acti-

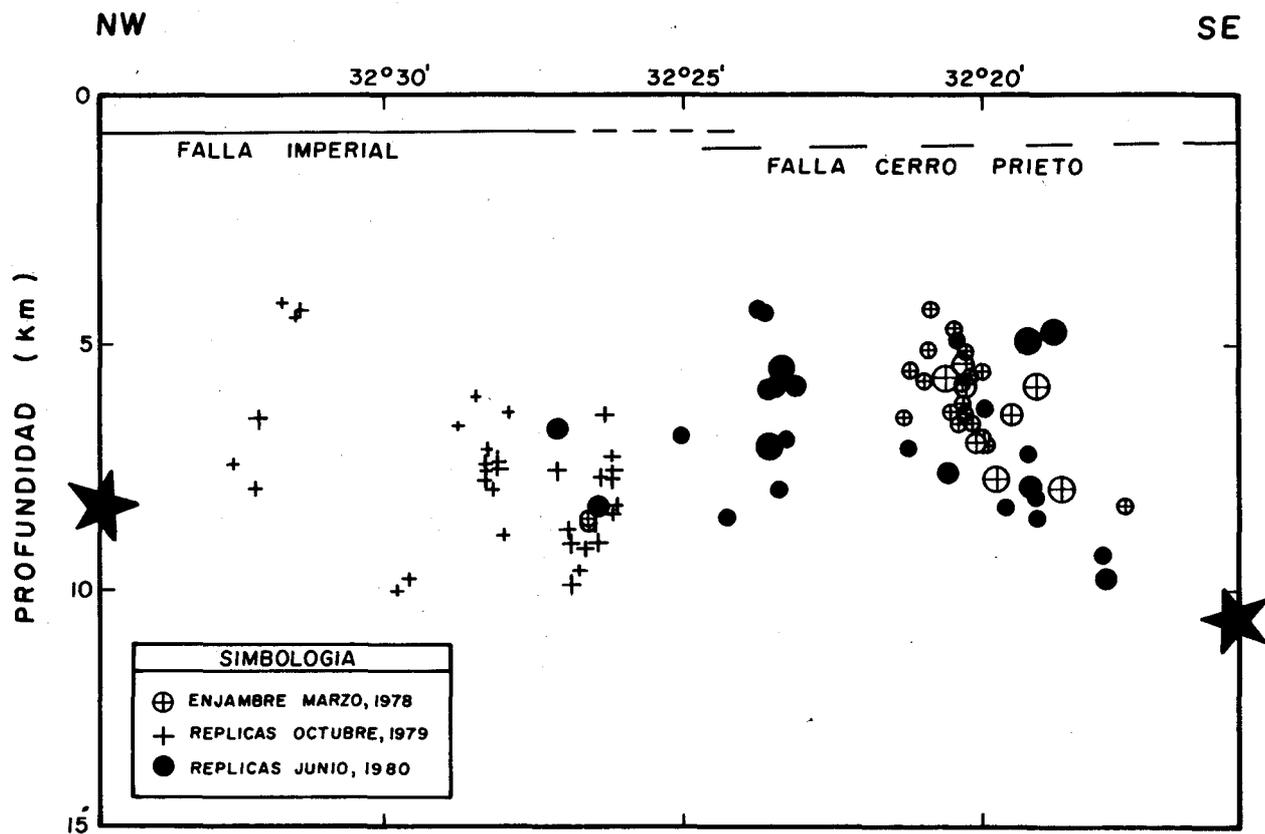


Fig. 8. Proyección de la sismicidad mostrada en la figura 6 sobre un plano vertical con rumbo paralelo al promedio del rumbo de las fallas Cerro Prieto e Imperial. La escala vertical es dos veces la horizontal.

vidad ocurrida después de mediados de 1981, hemos determinado el mecanismo focal de sólo cuatro sismos en la zona sísmica Brawley entre el segundo semestre de 1981 y 1985. Estos cuatro sismos (soluciones 52, 53, 54 y 59; figura 10) ocurren a profundidades coincidentes con las de los temblores que habían ocurrido antes de 1980 en el mismo lugar. Estos resultados sugieren una estabilidad en la profundidad de los sismos de acuerdo con su posición epicentral. La poca sismicidad general en los primeros 4 km de profundidad es también un resultado general, al menos para la parte de la zona sísmica Brawley que se encuentra al suroeste del Mar Salton. En la intersección de la zona sísmica con el Mar Salton, en cambio, la sismicidad aparece, según el Catálogo del Sur de California, restringida a los primeros 5 km de profundidad (ver, por ejemplo, Magistrale *et al.*, 1989). Según el mismo catálogo, el resto de la sismicidad entre 1980 y 1986 de la zona sísmica Brawley está situado mayoritariamente entre los 5 y 15 km de profundidad, lo que indica que una profundidad más superficial debajo del Mar Salton es significativa.

Los epicentros de los temblores de El Centro (mayo de 1940; ML = 6.7), Valle Imperial y Victoria parecen poner límites a los extremos de las zonas sísmicas a lo largo de las fallas Imperial y Cerro Prieto (Fig. 6). En particular, la sismicidad es escasa alrededor de la frontera internacional (Figs. 2 y 5), en un segmento de la Falla Imperial que está aproximadamente delimitado por los epicentros de los temblores de El Centro, al noroeste, y del Valle Imperial, por el sureste. Esto fue reportado por Johnson y Hutton (1982). Por otro lado, el epicentro del temblor de Victoria coincide con el límite sureste de la zona sísmica Mexicali (Figs. 5 y 6) donde, además, aparece catalogado el epicentro del temblor ML = 7.1 de 1934 (Fig. 3). Ha habido un bajo cubrimiento instrumental para la parte sur de la Depresión Salton y el detalle de su sismicidad no se conoce con exactitud. Una excepción es el enjambre localizado en abril de 1969 (Lomnitz *et al.*, 1970), en la región donde ocurrió el sismo Mesa de Andrade de 1976. El epicentro de este último temblor puede coincidir con el M = 6.6 de 1915 (Fig. 3). En la cabeza del Golfo de California, la sismicidad aumenta nuevamente (Figs. 2 y 3) en una actividad que se asocia a la Cuenca Wagner (W, en figura 1). Tampoco se han registrado detalles de la sismicidad de la Falla Cerro Prieto en su conexión con la Cuenca Wagner; el temblor del Golfo de 1966 es su manifestación más fuerte. Otras características de las réplicas de los sismos ML > 6.0 son las siguientes: el sismo del Valle Imperial tuvo un número pequeño de réplicas dentro de unos 10 km alrededor del epicentro del sismo principal (Johnson y Hutton, 1982); el de Victoria tuvo sólo réplicas hacia el noroeste del epicentro del sismo principal, dejando también un hueco de poca actividad de unos 10 km a

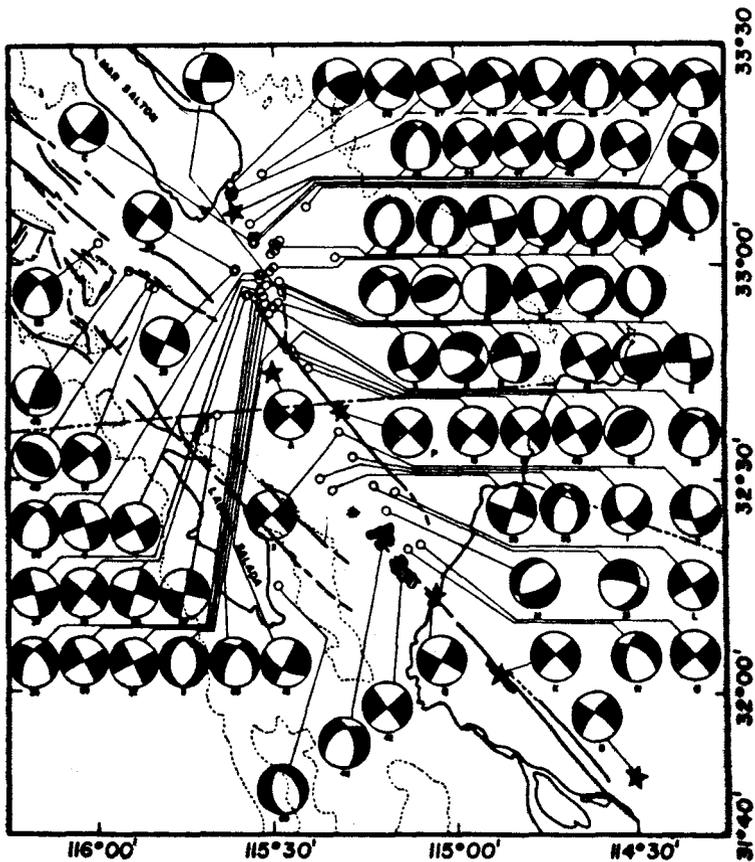


Fig. 9. Mecanismos focales en el Valle Mexicali-Imperial. Cada solución está conectada con su epicentro; para el caso compuesto, se muestra el área que abarca los epicentros correspondientes. La proyección de la esfera focal está en el hemisferio superior; la zona negra señala compresión. Las estrellas muestran los epicentros de los sismos de Westmorland (1981), El Centro (1940), Valle Imperial (1979), Victoria (1980), Mesa de Andrade (1976) y El Golfo (1966). Ver el texto para otros detalles.

partir de él. Por otro lado, las réplicas del sismo Mesa de Andrade se distribuyeron preferentemente en dos nidos sísmicos, claramente separados de la posición de los sismos premonitores; estas réplicas ocurrieron a una profundidad de  $10 \pm 2$  km (González *et al.*, 1984).

La distribución espacial de las magnitudes de los sismos en la zona sísmica Brawley muestra que sólo sismos de pequeña magnitud ocurren en sus extremos. Por ejemplo, muy pocos sismos  $ML > 3.0$  y ninguno  $ML > 4.0$  han ocurrido en el período de estudio en el extremo norte de la zona sísmica Brawley. Esto produce una discontinuidad en la distribución de la sismicidad de 1979 (figura 4) que se puede observar a una latitud aproximadamente de  $33^{\circ}25'$ . Los mapas que incluyen sismos con una magnitud mínima de 3.5 o 4.0 (*v.gr.*, Hutton *et al.*, 1985) muestran esta discontinuidad más claramente. Los mapas también indican poca sismicidad  $ML > 3.0$  para la porción norte de la zona sísmica Mexicali. Así, la microsismicidad de 1973-1985 de magnitud mayor de 3.0 ocurrió con preferencia en las latitudes centrales de las zonas sísmicas.

El período entre 1973 y 1981 corresponde a un alto nivel de actividad sísmica para la Depresión Salton, con una fuerte incidencia de enjambres sísmicos (Figs. 4 y 5). Al sur del límite internacional, la actividad en la zona sísmica Mexicali fue acompañada por enjambres localizados entre la Falla Cerro Prieto y el escarpe de la Sierra Juárez; además, las regiones inmediatamente vecinas, particularmente la occidental a la zona sísmica, tuvieron también varios enjambres, además de un sismo con  $ML = 5.1$ , en mayo de 1978. El período culmina con la ocurrencia de los temblores del Valle Imperial y de Victoria en 1979 y 1980. Esto puede compararse con la alta ocurrencia de enjambres sísmicos antes del temblor El Centro de 1940 (Richter, 1958). Sin embargo, las fallas Imperial y Cerro Prieto han tenido varias secuencias de enjambres con sismos de magnitud máxima entre 4.5 y 5.0 desde 1932 sin la ocurrencia de ningún sismo  $ML > 6.0$ . Las secuencias de actividad y silencios sísmicos han tenido una duración aproximada de 5 a 15 años. La búsqueda de patrones de sismicidad está muy limitada por el carácter esporádico de la misma, que tiene una escala difícil de estimar con la información disponible actualmente. Ello se debe al carácter incompleto del catálogo, que cubre apenas unos 80 años para sismos  $ML > 5.8$  (Anderson y Bodin, 1987); 45 años, para sismos  $ML > 4.0$ , y 15 años, para sismos  $ML > 2.5$ . A ello debe agregarse el carácter espacialmente inhomogéneo del catálogo. Por lo tanto, no es posible estudiar estadísticamente los patrones de microsismicidad que pudieran acompañar los sismos  $ML > 6.0$ , cuyo período de recurrencia, por otro lado, es del orden de los 40 años. El lector interesado en el estudio de períodos de recurrencia para el Valle Mexicali-Imperial puede consultar a Anderson y Bodin (1987).

Tanto los datos reportados por RESNOR como por la Red del Sur de California

Fig. 10.1.

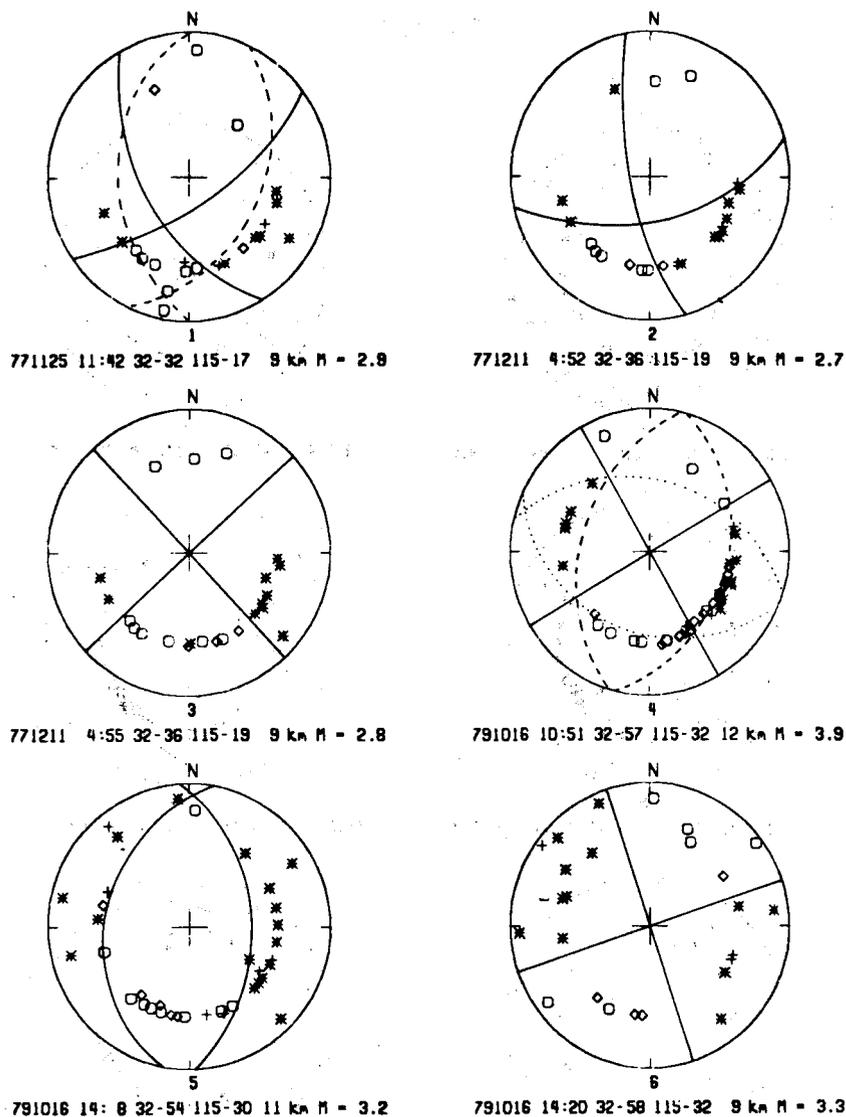


Fig. 10. Soluciones de mecanismo focal individuales que fueron obtenidas por los autores para este trabajo. Se usa la proyección equiareal en la semiesfera superior. Las compresiones se indican por los símbolos \* y + ; las dilataciones por  $\circ$  y  $\diamond$ . Los símbolos + y  $\diamond$  designan datos de menor claridad, calidad o amplitud. Al pie de cada solución aparece la fecha (año, mes, día), la hora (hora, minuto), la latitud y longitud (grado, minuto), la profundidad y la magnitud local del sismo correspondiente. El número de orden corresponde al usado en la figura 9.

Fig. 10.2.

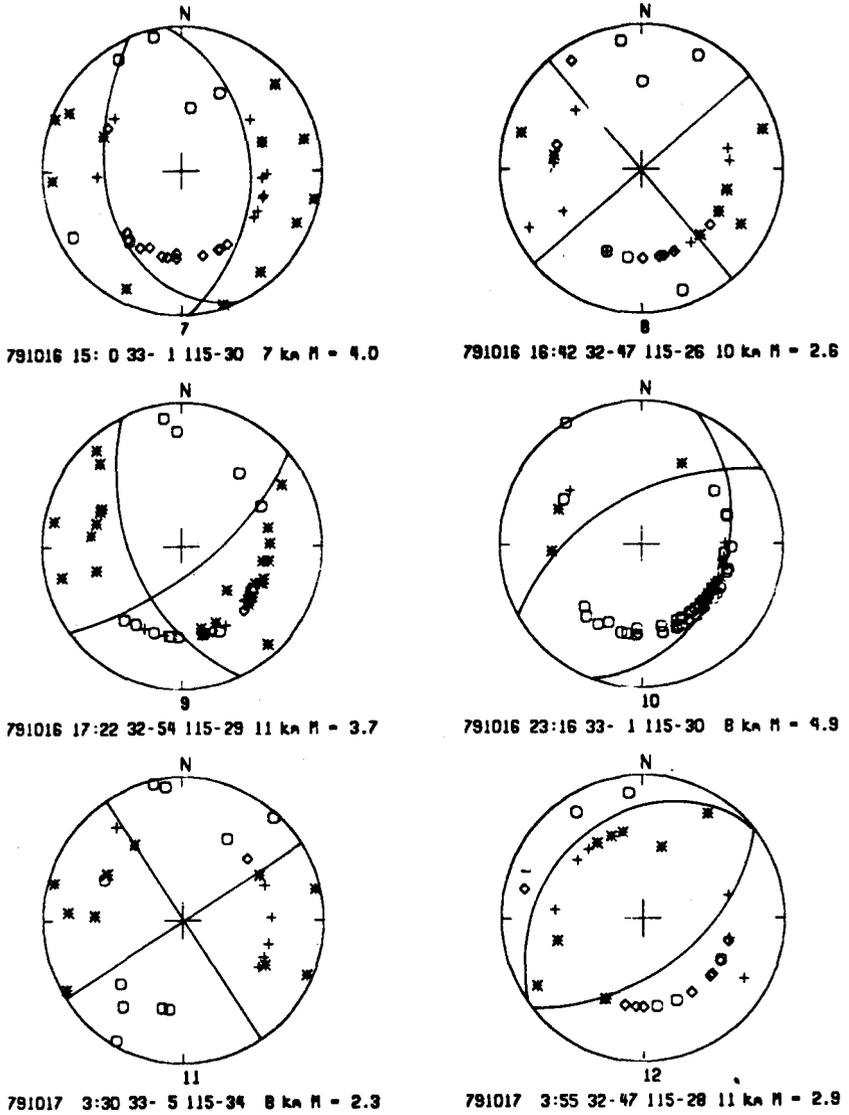
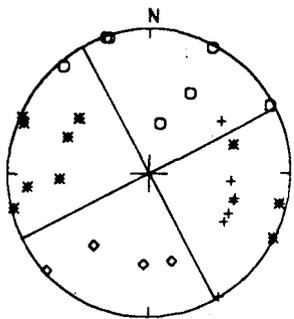
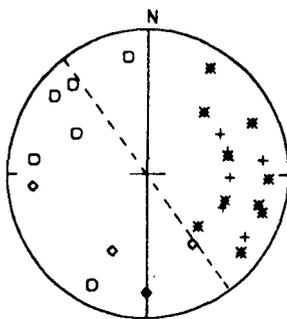


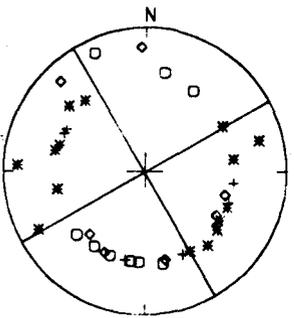
Fig. 10.3.



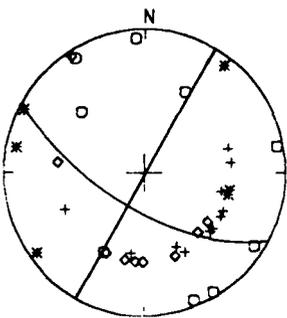
13  
791017 8:14 33- 2 115-30 8 km M = 3.5



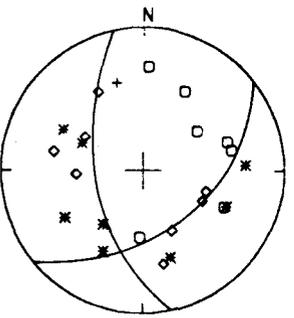
14  
791017 8:27 33- 0 115-20 6 km M = 2.9



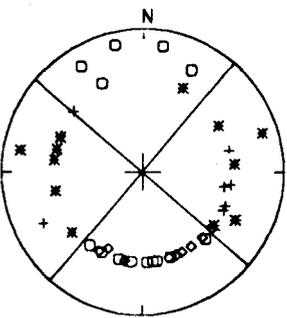
15  
791017 9:12 32-56 115-31 11 km M = 3.0



16  
791017 10:13 32-48 115-28 8 km M = 2.7



17  
791017 19: 3 33- 1 115-30 4 km M = 3.4



18  
791017 19:14 32-55 115-34 11 km M = 4.1

Fig. 10.4.

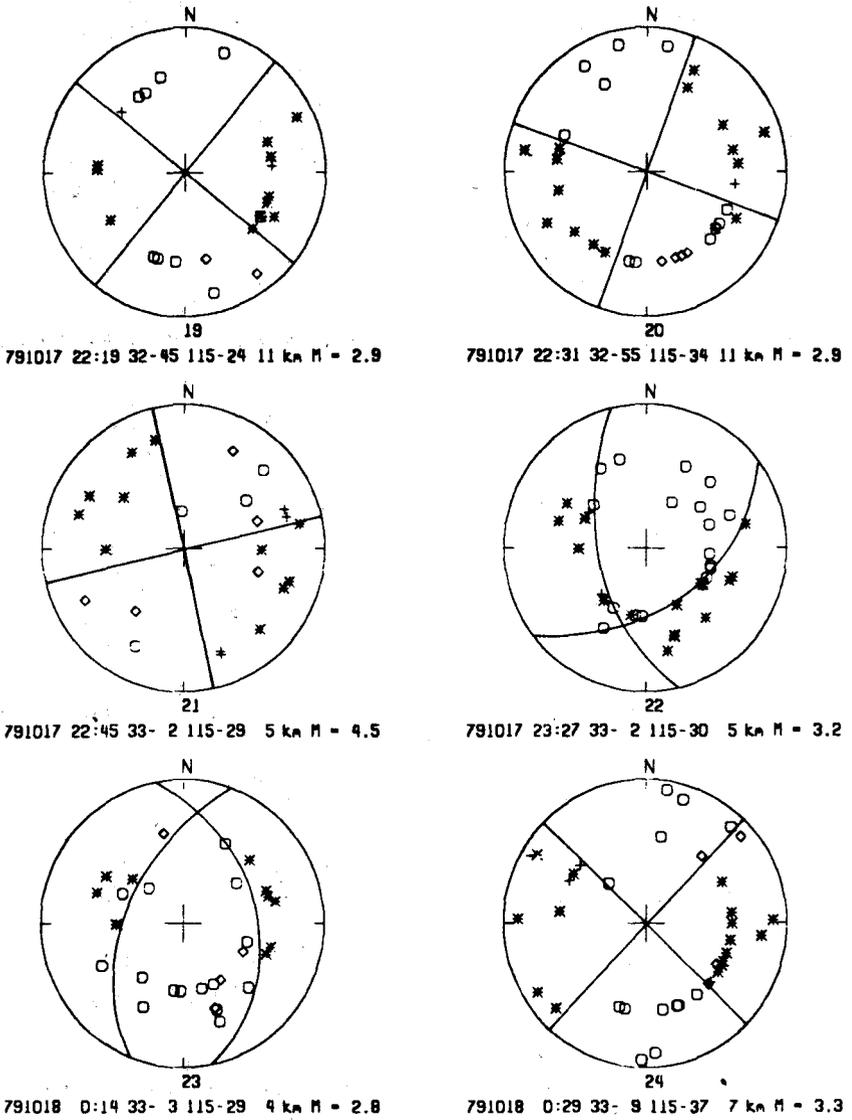
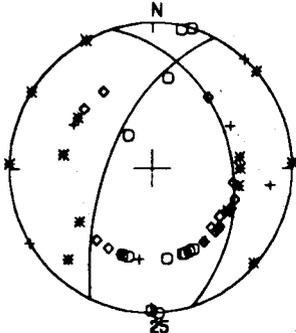
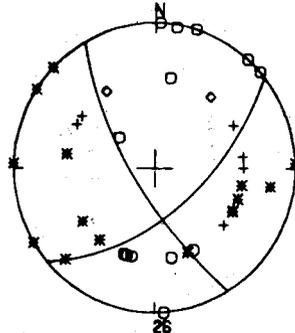


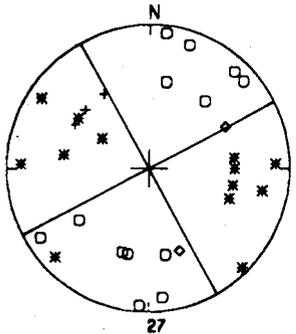
Fig. 10.5.



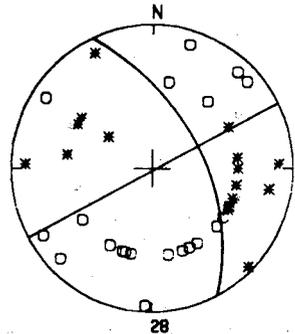
791018 2:14 33- 9 115-37 7 km H = 3.0



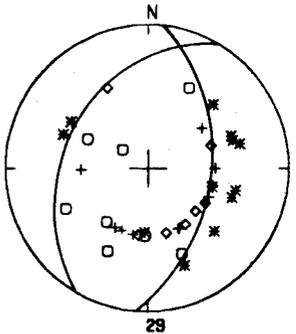
791018 4:36 33- 9 115-37 7 km H = 2.8



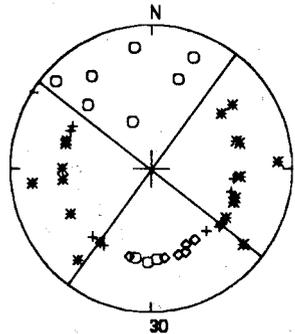
791018 4:40 33- 9 115-37 7 km H = 3.0



791018 6:31 33- 9 115-37 7 km H = 2.9

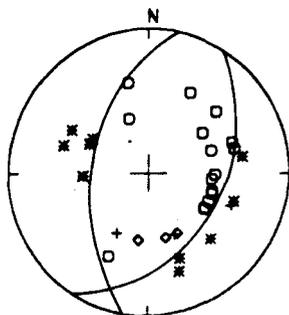


791018 8:20 33- 3 115-29 4 km H = 2.7

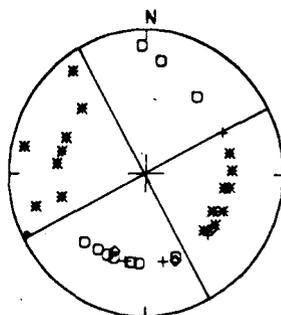


791018 12: 1 32-59 115-36 11 km H = 3.9

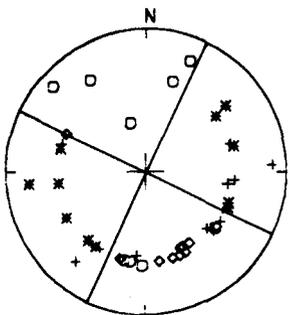
Fig. 10.6.



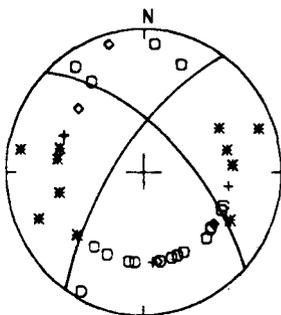
31  
791018 14:58 33- 2 115-28 4 km M = 3.3



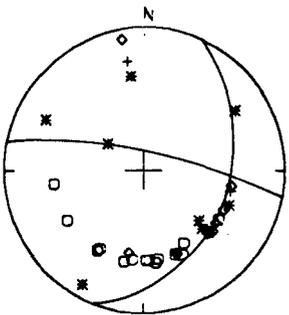
32  
791018 16:24 32-54 115-31 11 km M = 3.2



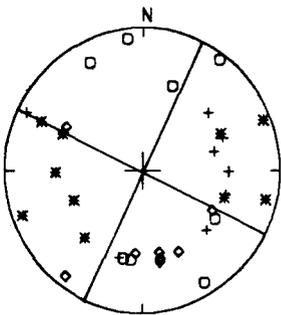
33  
791018 19:18 32-58 115-36 11 km M = 3.2



34  
791019 10:35 32-55 115-33 10 km M = 3.4

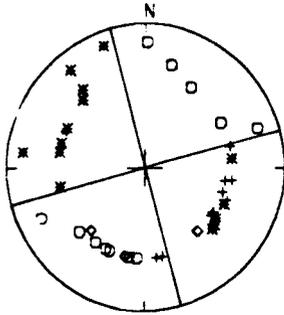


35  
791019 19:42 32-28 115-13 9 km M = 3.3

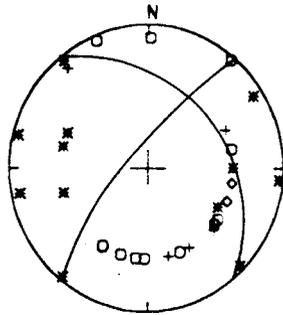


36  
791019 22: 0 33- 2 115-34 9 km M = 2.7

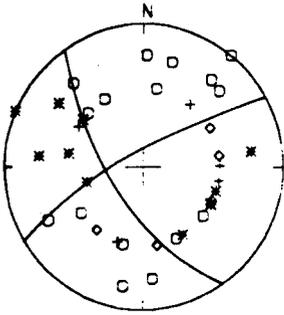
Fig. 10.7.



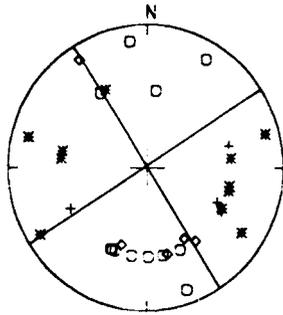
37  
791020 5: 4 32-56 115-32 11 km M = 3.0



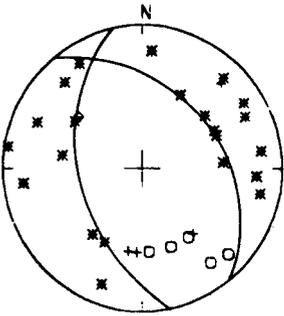
38  
791020 14:52 32-53 115-30 8 km M = 3.3



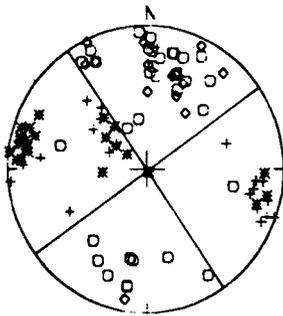
39  
791021 4:59 33-10 115-37 5 km M = 2.6



40  
791022 10:40 32-47 115-27 10 km M = 2.6



41  
791026 19:33 33- 8 115-25 6 km M = 2.8



42  
800611 1:12 32-17 115- 8 8 km M =

Fig. 10.8.

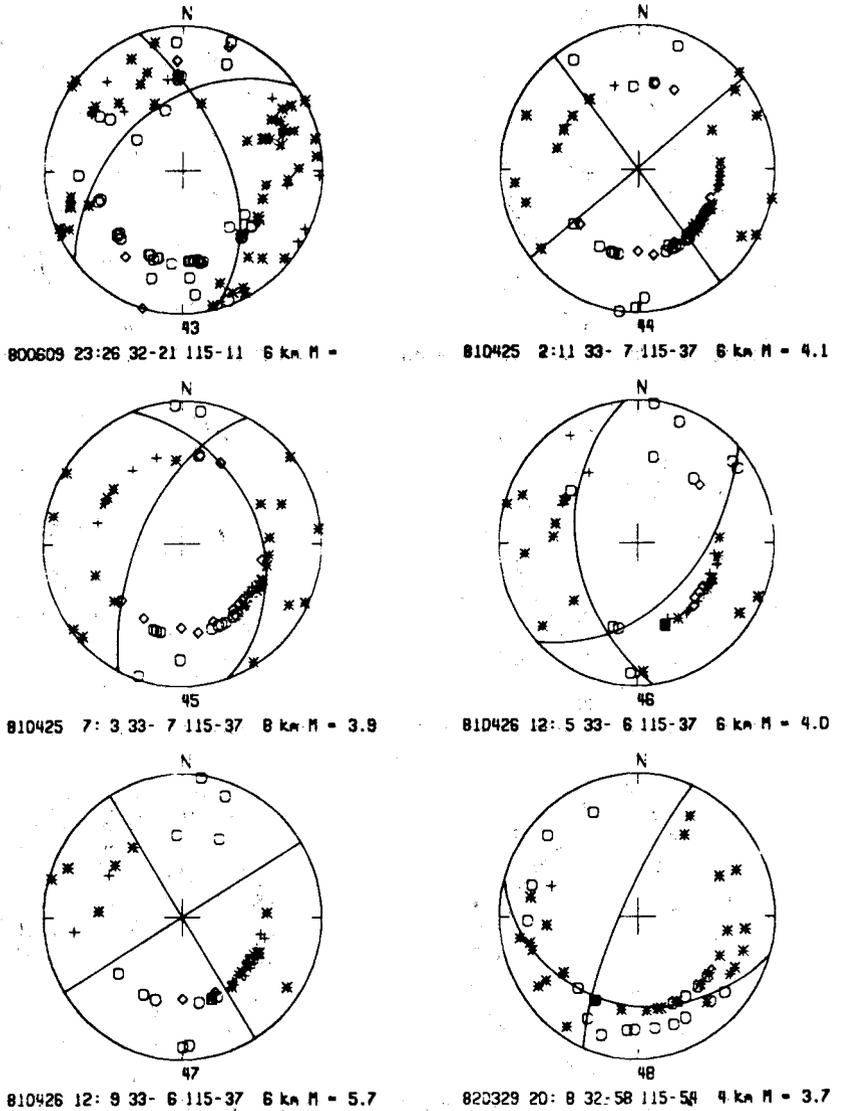


Fig. 10.9.

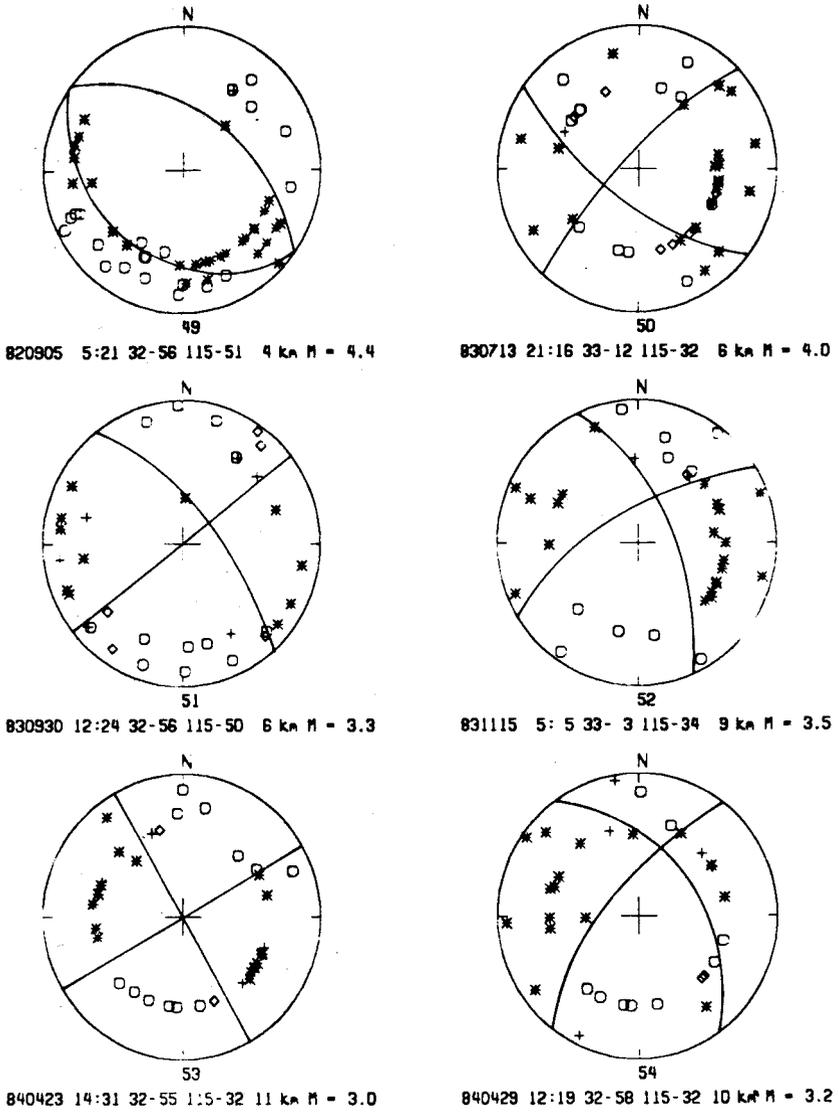
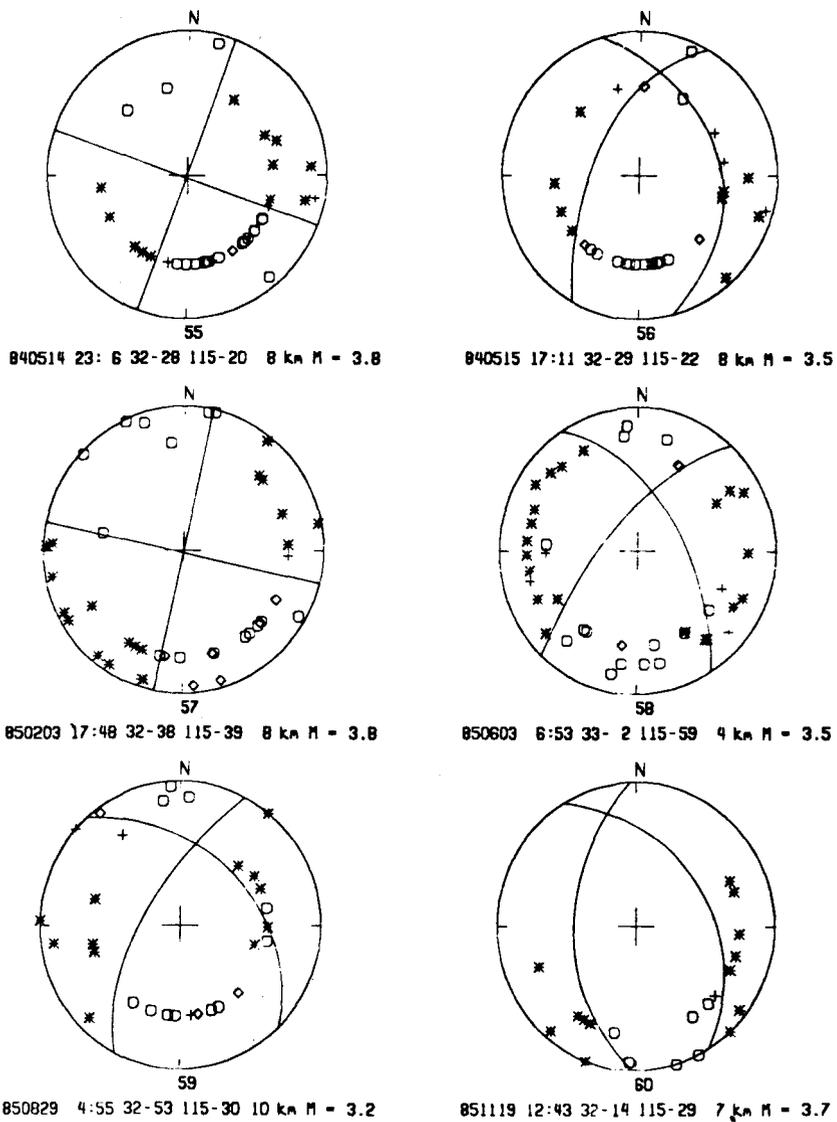


Fig. 10.10.



señalan la existencia de una baja sismicidad para las zonas sísmicas Brawley y Mexicali desde comienzos de 1981 hasta 1985. Así, las zonas sísmicas están pasando por un régimen de baja sismicidad que, tomando en cuenta lo registrado en los catálogos, puede durar aún algunos años más. La actividad en las regiones inmediatamente vecinas del lado occidental del Valle ha sido relativamente alta desde 1983. A partir de este último año, algunos pequeños enjambres han ocurrido cerca del extremo noroeste de la Falla Cerro Prieto, siendo el más importante el ocurrido entre el 12 y el 16 de mayo de 1984, unos dos a cinco km al noroeste del Volcán de Cerro Prieto y fuera por lo tanto, de la zona sísmica Mexicali. Las magnitudes más grandes de los sismos de este enjambre son 3.8 y 3.5 (sismos 55 y 56, figura 10).

En 1987, fuera del período de estudio, ocurrieron tres temblores de magnitud moderada (con  $ML = 5.5$ , en febrero de 1987, y  $ML = 5.8$  y  $6.2$ , en noviembre de 1987) en el flanco oeste del Valle Mexicali-Imperial, fuera de las zonas sísmicas Mexicali y Brawley, respectivamente. El primero ocurrió en las cercanías del epicentro de los enjambres de mayo de 1984. Los segundos, asociados a la Falla Superstition Hills, presentan dos alineamientos en sus réplicas, una en el rumbo de la falla; la otra, transversal, conectando dicha falla con la zona sísmica Brawley (Magistrale *et al.*, 1989). Este último alineamiento de réplicas parece coincidir con el límite mencionado anteriormente, que separa la parte sur del Mar Salton en que aparecen sismos  $ML > 4.0$ . En general, la actividad sísmica que ha ocurrido desde 1983 en el Valle Mexicali-Imperial indica una mayor actividad de las conexiones de las zonas sísmicas con el Sistema San Jacinto/Elsinore.

### MECANISMOS FOCALES

En la figura 9 presentamos setenta y siete soluciones de mecanismos focales de sismos ocurridos en el Valle Mexicali-Imperial. Sesenta de ellos (rotulados con los números 1 al 60 en las figuras 9 y 10) fueron determinados para este trabajo utilizando la fase del primer arribo de la onda  $P$  registrada en estaciones locales; el detalle de estas soluciones se presenta en la figura 10. Treinta y ocho de estos últimos mecanismos corresponden a réplicas del temblor del Valle Imperial de 1979. De las 60 soluciones reportadas individualmente, 43 se encuentran en la zona sísmica Brawley; seis en la zona sísmica Mexicali; tres en el flanco este del Valle, en una prolongación inferida de la Falla San Andrés (soluciones 14, 41 y 50, figuras 9 y 10); tres en la Falla Superstition Mountain (soluciones 48, 49 y 51); dos corresponden al enjambre de 1984, ocurrido al noroeste del Volcán Cerro Prieto; dos están en el flanco oeste del

Valle, en territorio mexicano (soluciones 57 y 60); y, finalmente, una (solución 58) está en la Falla Coyote Creek. Incluimos también diecisiete determinaciones (rotuladas con las letras A a Q en las figuras 9 y 10) que fueron tomadas de la literatura (Sykes, 1970; Hill *et al.*, 1975; Johnson y Hadley, 1976; Albores *et al.*, 1980; Frez, 1982; González *et al.*, 1984; González, 1986). Creemos que el sismo cuya solución es la 41, corresponde a una solución mostrada por Johnson y Hutton (1982), ya que encontramos que es la única réplica del temblor del Valle Imperial de 1979 que le es compatible en posición y magnitud. El tipo de mecanismo focal (inverso) también coincide, pero Johnson y Hutton (1982) dan una orientación norte-sur a los planos nodales. Dos soluciones presentadas por Boore y Fletcher (1982) han sido recalculadas, con más datos, por nosotros (soluciones 34 y 37). No hay diferencias significativas entre nuestras soluciones y las de Boore y Fletcher (1982). En el caso de cuatro soluciones compuestas (réplicas del temblor de Victoria, soluciones 42 y 43; el enjambre de mayo de 1973 - solución C -, en la zona sísmica Brawley, estudiada por Hill *et al.*, 1975, y las réplicas del temblor de Mesa de Andrade - solución K -, estudiadas por González *et al.*, 1984), el área correspondiente se encuentra delineada en la figura 9. En lo que respecta al temblor de El Centro de 1940 (solución A), la evidencia de campo indica la solución de rumbo lateral-derecha en la dirección de la Falla Imperial (Trifunac y Brune, 1970) que se incluye en el catálogo. Para el caso del sismo Victoria de 1980 (solución Q), además de datos locales, se utilizaron datos tectosísmicos (Frez, 1982).

Los mecanismos fueron determinados en general con más de 35 datos que provienen de estaciones de ambos lados de la frontera internacional, sin que se hayan encontrado incompatibilidades sistemáticas entre las observaciones provenientes de diferentes redes. La solución obtenida con un menor número de datos es la 2 (Fig. 10) y se hizo con 18 observaciones. Incluimos en nuestro catálogo aquellas soluciones que muestran un buen grado de unicidad; además, hemos eliminado las soluciones redundantes, en el sentido de que pertenecen a la misma secuencia y tienen igual o muy parecida solución de mecanismo focal y de hipocentro. En el Apéndice se presentan aspectos relacionados con el cálculo y la evaluación de las soluciones.

Ya que las soluciones normales e inversas son más difíciles de determinar que las soluciones de rumbo, el catálogo está posiblemente sesgado en este respecto. No obstante, creemos que la preponderancia de las soluciones de rumbo que aparece en la figura 9 es real, ya que, aún en las soluciones calificadas como no confiables y desechadas por nosotros, la preponderancia de soluciones de rumbo es clara. Supo-

niendo un movimiento lateral-derecho, resulta que el plano principal de muchas soluciones puede identificarse con el plano de las fallas Imperial o Cerro Prieto. Este tipo de mecanismo focal es propio de todos los sismos  $ML > 6.0$  para los cuales tenemos soluciones confiables (El Centro, 1940; El Golfo - solución **B** - 1966; Valle Imperial, 1979; Victoria, 1980). Este resultado puede interpretarse en términos del movimiento lateral-derecho entre las placas Pacífico y Norteamericana e indica que la tectónica de la región está dominada por este movimiento relativo.

Un examen del catálogo de mecanismos focales, particularmente de las soluciones presentadas en la figura 10, permite concluir lo siguiente: en las zonas sísmicas existe una preponderancia de soluciones de rumbo (a veces, con una componente normal); estas soluciones son compatibles con un movimiento lateral-derecho y un plano de falla con un acimut entre los  $290^\circ$  y  $345^\circ$ . En realidad, para la mayoría de los casos ilustrados en la figura 10, el acimut varía entre los  $320^\circ$  y  $340^\circ$ , lo que lo hace concordar con la dirección de la traza de las fallas principales o con los límites con que se pueden delinear las zonas sísmicas. Sin embargo, no podemos eliminar la posible existencia de un movimiento conjugado al anterior, es decir, lateral-izquierdo. Un ejemplo de la dificultad en hacer este tipo de interpretación es presentado por los mecanismos focales que pertenecen a la secuencia que ocurrió alrededor del sismo de Westmorland, de abril de 1981. La zona donde ocurrieron los sismos de soluciones 44 y 47, la más activa en esta secuencia, indica una alineación noreste-suroeste. Un examen más detallado distingue acumulaciones menores, con un rumbo perpendicular al anterior y aproximadamente paralelo al rumbo del eje central de la zona sísmica Brawley. Así, la distribución de la sismicidad no determina unívocamente el plano de falla y, por lo tanto, el carácter lateral-derecho o lateral-izquierdo del fallamiento de rumbo asociado a las soluciones 44 y 47. En la zona sísmica Brawley encontramos seis soluciones de rumbo lateral-derecho en que el acimut varía entre  $290^\circ$  y  $310^\circ$  y que son, por lo tanto, más difíciles de explicar en los términos anteriores. En cuanto a soluciones normales, la mayor concentración encontrada es de 7 soluciones cuyo predominio es de este tipo y que corresponden al nido sísmico ubicado en las inmediaciones de los  $33^\circ 02' N$  y  $115^\circ 30' O$  (zona sísmica Brawley). Todas ellas son réplicas del temblor del Valle Imperial y se combinan con dos soluciones de rumbo. Con excepción de la solución 7, las demás indican que los ejes de tensión tienen una dirección oestenoeste-estesureste. La distribución de las restantes soluciones normales no sugiere ninguna sistematicidad importante. En la zona sísmica Mexicali, las dos principales secuencias han combinado soluciones normales con soluciones de rumbo, aunque en distintos nidos sísmicos. En el caso de

las réplicas del temblor de Victoria, el nido que se sitúa en la Falla Cerro Prieto tiene mecanismo de rumbo consistente con fallamiento lateral-derecho en la dirección de la falla, mientras que el nido que, desde el extremo noroeste de la falla Cerro Prieto se extiende hacia el norte, presenta fallamiento normal. El enjambre Victoria de marzo de 1978 produjo también, en dos de sus nidos, una solución de rumbo y otra normal (soluciones N y O; González, 1986). Además, los enjambres de enero de 1977 (solución L; Albores *et al.*, 1980) y de septiembre de 1977 (solución M; González, 1986) tienen soluciones de rumbo y normal, respectivamente. El enjambre de mayo de 1984, ocurrido al noroeste del Volcán Cerro Prieto, también presenta dicha combinación en dos de sus sismos de mayor magnitud (soluciones 55 y 56). Las tres soluciones normales ubicadas dentro de la zona sísmica Mexicali no tienen sus ejes de tensión paralelos; sin embargo, las de rumbo indican movimiento lateral-derecho en la dirección del acimut de las fallas principales o del eje longitudinal de la zona sísmica. Hay pocas soluciones inversas en todo el Valle Mexicali-Imperial: sólo dos de ellas provienen de nuestras determinaciones (soluciones 12 y 39, figura 10); las otras (soluciones F y G) resultan del trabajo de Johnson y Hadley (1976), en su estudio de un enjambre que ocurrió en la parte oriental de la zona sísmica Brawley, entre los  $32^{\circ}55'N$  y  $33^{\circ}00'N$ . Las restantes soluciones obtenidas por Johnson y Hadley (1976) están rotuladas con las letras D, E, H, I, J en la figura 9. Otro resultado es que las soluciones predominantemente de rumbo tienen casi siempre una componente normal; a su vez, las soluciones predominantemente normales aparecen con una componente que es compatible con el tipo de fallamiento de rumbo dextro en la dirección noroeste-sureste, que se ha encontrado que es predominante en la región.

Así, las zonas sísmicas muestran una combinación de diversos tipos de fallamientos aún en una misma secuencia. Una situación aún más compleja se asocia a cierta actividad de la zona sísmica Brawley que, en un mismo nido de sismos y durante un período corto de tiempo, presenta diversos tipos de mecanismos focales. Un caso de ello lo constituye la secuencia de réplicas del sismo del Valle Imperial que ocurrió alrededor de  $33^{\circ}09'N$  y  $115^{\circ}37'O$ , a 7 km de profundidad y en un intervalo de seis horas (soluciones 24, 25, 26, 27 y 28). Otro ejemplo de lo mismo lo dan cuatro sismos ocurridos cerca de los  $33^{\circ}06'N$  y  $115^{\circ}37'O$  (sismos de Westmorland, abril de 1981; soluciones 44, 45, 46 y 47) que presentan soluciones de rumbo y normal a una profundidad semejante. Estos y otros casos muestran que puede haber diferencias fuertes en el tipo de mecanismos focales en puntos cercanos en tiempo y espacio en la zona sísmica Brawley. El menor cubrimiento instrumental no ha permitido comprobar este resultado para la zona sísmica Mexicali.

Para las regiones que bordean el Valle Mexicali-Imperial, la información es aún escasa. Dos de los mecanismos (soluciones 48 y 49) de temblores que ocurrieron en la Falla Superstition Mountain presentan características sobresalientes. Ambos tienen planos con poca inclinación, con un acimut de  $290^\circ$  y  $325^\circ$ , que dan una solución de rumbo lateral-derecho e inversa, respectivamente. El primer sismo ocurrió en el extremo noroeste de la falla; el segundo, en el centro de ella. A poca distancia del segundo temblor, ocurrió otro (solución 51) un año después, con un mecanismo de rumbo lateral-derecho en una dirección compatible con el acimut de la falla. Otro caso interesante lo constituyen los tres sismos que ocurrieron en una continuación inferida de la Falla San Andrés (soluciones 14, 41 y 50) y cuyos mecanismos focales son muy diferentes. En territorio mexicano ya nos referimos a los temblores que pertenecen al enjambre que ocurrió al noroeste del Volcán Cerro Prieto (soluciones 55 y 56); uno tiene solución de rumbo lateral-derecho en una dirección que es semejante a la del eje de tensión del segundo, cuya solución es normal. Esta dirección tiene un acimut entre  $280^\circ$  y  $290^\circ$  y no coincide con el acimut de la Falla Cerro Prieto.

#### DISCUSION Y CONCLUSIONES

La sismicidad del Valle Mexicali-Imperial entre 1973 y 1985 se distribuye en cúmulos, en tiempo y en espacio, de tal modo que los enjambres sísmicos predominan sobre las secuencias "evento principal/réplicas". Los focos sísmicos ocurren principalmente en la parte superior de la corteza, debajo de los aproximadamente 5 km de sedimentos propios del Valle y sobre el sub-basamento. Los epicentros de la actividad microsísmica se concentran en las zonas sísmicas Mexicali y Brawley. Las secuencias de enjambres y réplicas más importantes se sitúan de tal modo que parecen llenar en forma no traslapada la mayor parte de las zonas sísmicas. Más específicamente, la actividad previa a los sismos  $ML > 6.0$  delinea aproximadamente la zona principal de las réplicas correspondientes. Por otro lado, estas réplicas tienden a cubrir parte de la zona central de las zonas sísmicas. Los sismos  $ML > 6.0$  ocurren a lo largo de las fallas principales y afuera de las zonas sísmicas; tres de ellos parecen poner límite a la distribución espacial de la actividad microsísmica de las zonas sísmicas. Las grandes secuencias de enjambres entre 1932 y 1985 han involucrado porciones de ambas zonas sísmicas en intervalos de tiempo del orden de los diez años y pueden culminar con la ocurrencia de sismos  $ML \geq 6.0$ . Los enjambres mayores están comúnmente compuestos por subenjambres y pueden tener sismos de magnitudes relativamente grandes ( $ML$  entre 4.5 y 5.0).

La sismicidad en los sistemas vecinos aparece también alta y discontinuamente concentrada en el espacio (Figs. 2 y 4), aunque mostrando algunas características distintas de las de la sismicidad de las zonas sísmicas. La siguiente discusión proviene del análisis del Catálogo del Sur de California, de las determinaciones hipocentrales hechas por RESNOR y de aquéllas hechas en estudios especiales.

La actividad asociada a las fallas San Jacinto y Elsinore se distribuye más homogéneamente en el tiempo; la ocurrencia de eventos principales seguidos de réplicas es relativamente más frecuente y los enjambres son más pequeños tanto en magnitud como en el número de temblores. La sismicidad de las fallas San Jacinto y Elsinore se agrupa principalmente alrededor de las juntas con fallas secundarias o formando distribuciones de sismicidad transversal o paralela a las fallas principales.

La sismicidad que se observa en los flancos de la Depresión Salton (Figs. 2 y 4) ocurre de una manera muy esporádica. Así, el cúmulo sísmico que se encuentra al sureste de la depresión, ocurrió en un par de meses en 1978-1979, en cambio el más grande, que se encuentra hacia el oeste, ocurrió en 1976; ambos nidos sísmicos no han vuelto a ser activos desde entonces. La región inmediatamente vecina al flanco oeste de la zona sísmica Mexicali tuvo una importante actividad previa al temblor de Victoria; desde 1983, su sismicidad ha sido predominante en el Valle Mexicali. Paralelamente, la actividad inmediatamente al oeste de la zona sísmica Brawley ha sido predominante en el Valle Imperial desde 1983.

Las fallas Vallecitos y San Miguel han sido estudiadas con datos locales obtenidos tanto por la red RESNOR como por estaciones temporales (Reyes *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 1976; Rebollar y Reichle, 1987). Aquí, de nuevo, los epicentros se distribuyen mayoritariamente en una serie de nidos sísmicos distribuidos discontinuamente a lo largo de las fallas, principalmente la de San Miguel. Existe, sin embargo, actividad en las cercanías de la Falla San Miguel que no está asociada a fallas mapeadas. Ejemplos de ella son los temblores de Pino Solo de 1975 (Nava y Brune, 1983) y 1985 (González y Munguía, 1985) y la actividad que aparece en valles situados entre fallas (Valle Ojos Negros, Valle Trinidad). La distribución temporal de la actividad muestra tanto acumulación como alta actividad continua de fondo (Rebollar y Reichle, 1987).

En resumen, los enjambres ocurren frecuentemente o predominan en la Cuenca Salton y en las provincias sísmicas vecinas, incluyendo el extremo norte del Golfo de

California y la costa del Pacífico del norte de Baja California (ver, *v. gr.*, Reichle y Reid, 1977; Rebollar *et al.*, 1983; González y Suárez, 1984). Esta conclusión es importante en la definición de las unidades a las que se puede aplicar un análisis estadístico, así como en el modelado físico de la ocurrencia de temblores. Por ejemplo, un método estándar para el filtrado automático de catálogos (Gardner y Knopoff, 1974; Keilis Borok *et al.*, 1982) que deja uno compuesto sólo por sismos principales, se basa en la existencia de la secuencia "evento principal/réplicas". Este método puede necesitar correcciones cuando los elementos predominantes son enjambres sísmicos.

Otra característica general de la sismicidad del norte de Baja California y el sur de California es que ocurre principalmente entre los 5 y 15 km de profundidad. Los sismos de mayor magnitud de los eventos del Valle Imperial de 1979, de Victoria de 1980 y del enjambre Victoria de 1978 parecen tener una profundidad mayor que la promedio de la secuencia sísmica correspondiente (Fig. 7). Esto indica que sólo se realizan deformaciones quebradizas en la corteza superior y que posiblemente hay una mayor concentración de esfuerzos elásticos en la parte inferior de esta capa sismogénica. Un rango de profundidad similar para la capa sismogénica ha sido asociado a la sismicidad de todo el Sistema San Andrés (Hill, 1978) y puede explicarse por el efecto combinado de un incremento de temperatura (Brace y Byerlee, 1970) y de un cambio de otras propiedades estructurales con la profundidad. En realidad, son pocas las regiones continentales no asociadas a tectónica de subducción de las que se reporta, a nivel mundial, actividad sísmica en la corteza inferior.

La mayoría de las estructuras utilizadas para determinar hipocentros en el norte de Baja California y el sur de California tienen una discontinuidad fuerte entre los 10 y 15 km de profundidad, donde la velocidad de onda  $P$  pasa a tener valores de 7.0 km/seg o más (Hamilton, 1970; Hadley y Kanamori, 1979; Nava y Brune, 1982; Fuis *et al.*, 1982). La determinación de la existencia y profundidad de esta discontinuidad es crítica, tanto desde un punto de vista metodológico como físico. Un valor erróneo produciría un sesgo en la determinación de la profundidad de los focos sísmicos, en particular de la profundidad máxima. Al revés, un conocimiento exacto de su posición ayudaría a fijar los límites de la capa sismogénica y sus variaciones regionales.

Los mecanismos focales del Valle Mexicali-Imperial reportados aquí corresponden a fallamiento de rumbo, normal o inverso. En las zonas sísmicas, las soluciones de rumbo predominan sobre las soluciones normales, siendo las inversas aún menos fre-

cuentes. Los sismos  $ML > 6.0$  de mecanismo focal conocido están asociados a fallamiento de rumbo lateral-derecho en el acimut de las fallas principales. Así, puede concluirse que la tectónica regional está dominada por el movimiento lateral-derecho entre las placas Pacífico y Norteamericana. Los mecanismos normales señalan la existencia de tensiones horizontales en las zonas sísmicas. La gran complejidad de los resultados encontrados indica, a su vez, una complejidad del régimen tectónico de ambas zonas sísmicas. En la modelación de este régimen debe considerarse adicionalmente la existencia de conexiones con los sistemas vecinos, cuya activación varía con el tiempo. Nuestro período de estudio es aún pequeño para evaluar este tipo de complejidad.

Viene al caso referirse a experimentos numéricos que, al simular sistemas de fallas de rumbo traslapadas *en échelon* (Segall y Polland, 1980; Morgan y Permentier, 1984), predicen la existencia de dislocaciones, tanto normales como de rumbo, en el fracturamiento secundario que ocurre cerca de las esquinas y entre las fallas escalonadas dextralmente. Por otro lado, consideraciones sencillas que toman en cuenta la rotación de bloques transversales entre fallas de rumbo, pueden anticipar la existencia de fallas de rumbo lateral-izquierdo que serían conjugadas a las principales. Con estas consideraciones, también se predice que la región entre las fallas escalonadas hacia la derecha forma una cuenca sujeta a tensiones y por lo tanto, proclive a fallamiento normal. Estos modelos descriptivos son adecuados en primera aproximación. Debido a la gruesa capa de sedimentos, no es posible aplicar métodos geocronológicos que demuestren el carácter como centros de dispersión (ya sea pasivo o activo) de las zonas sísmicas Mexicali y Brawley. Este problema ha sido discutido, con información adicional, por Silver y Valette-Silver (1987). Por otro lado y con base en su carácter tensional, estas zonas han sido modeladas como un medio heterogéneo que recibe inyección de flúidos desde abajo. Con ello se explicarían tanto la combinación de movimientos de rumbo y normales como la existencia de secuencias de enjambres de temblores (Johnson y Hadley, 1976; Weaver y Hill, 1978/1979; Johnson, 1979; Johnson y Hill, 1982).

Una combinación de movimiento de rumbo y normal similar a la encontrada en el Valle de Mexicali-Imperial ha sido también determinada en las regiones vecinas. Por ejemplo, la costa del Pacífico del norte de Baja California y las fallas Vallecitos y San Miguel muestran esta combinación, también con un predominio de fallas de rumbo (Legg, 1980; Rebollar *et al.*, 1983; González y Suárez, 1984; Rebollar y Reichle, 1987). La misma situación es válida para la región norte del Golfo de California

(Thatcher y Brune, 1971; Reichle y Reid, 1977).

La sismicidad y los mecanismos focales del Golfo de California presentan algunas características semejantes a las encontradas en el Valle Mexicali-Imperial. El carácter esporádico de la sismicidad del Golfo se anotó al mencionar la actividad de la Cuenca Wagner. Otra evidencia de ello es que en el período entre marzo de 1970 y enero de 1984 no hubo sismos  $m_b \geq 5.3$  en todo el Golfo. Puede anotarse, además, que los epicentros con mecanismo focal de rumbo ocurridos entre 1963 y 1984 (Goff *et al.*, 1987) están todos ubicados justo afuera de las cuencas. Estas son comúnmente postuladas como centros de dispersión. Los enjambres sísmicos aparecen asociados a las cuencas (Reichle y Reid, 1977). La profundidad de los sismos de mayor magnitud del enjambre de la Cuenca Wagner, con mecanismos focales normales, es menor que la del sismo (complejo) de El Golfo, de agosto de 1966, el que tuvo mecanismo de rumbo y que ocurrió en el extremo sureste de la Falla Cerro Prieto (Sykes, 1970; Thatcher y Brune, 1971; Goff *et al.*, 1987).

Resulta importante dilucidar el tipo de conexiones que puede existir entre los diferentes sistemas de fallas del sur de California, norte de Baja California y Golfo de California. El estudio del papel de la actividad sísmica en los flancos de la Depresión Salton es un caso particular de ello. Desafortunadamente, la cobertura instrumental de estas regiones es menor que la de las zonas sísmicas Brawley y Mexicali. Las soluciones de planos de falla que aquí presentamos indican, en todo caso, complejidad. Tomando la información global, se observa que la dirección del eje central de la Depresión Salton y de la distribución epicentral de los temblores más grandes en lo que va de este siglo (Fig. 3) sugieren que la continuación noroeste de la actividad sísmica asociada a las fallas Cerro Prieto e Imperial sigue a lo largo de la Falla San Jacinto. Sin embargo, la microsismicidad registrada entre 1973 y 1985 indica una continuidad a través de la zona sísmica Brawley (Fig. 2), hasta el extremo sureste de la Falla San Andrés. La carencia de sismicidad durante este siglo en el extremo sureste de la Falla San Andrés sugiere ya sea la existencia de un corrimiento viscoelástico y asísmico en esa región o una acumulación de esfuerzos que pueden producir un temblor de gran magnitud. En contraposición, la Falla San Jacinto tiene asociados seis temblores  $ML > 6.0$  entre 1912 y 1985 (Fig. 3). La sismicidad posterior a 1980 muestra un incremento en la posible conexión oeste de las zonas sísmicas con el sistema San Jacinto; en particular, a través de las réplicas del sismo de Westmorland de 1981, del enjambre de 1984 cerca del volcán Cerro Prieto y de los sismos ocurridos, fuera del período de estudio, en febrero de 1987, también cerca del Volcán Cerro Prieto, y en noviembre de 1987, en la Falla Superstition Hills.

*APENDICE*

Describimos aquí aspectos relacionados con el cálculo y la selección de los mecanismos focales que se presentan en este trabajo. La figura 9 contiene casos sacados de la literatura (A a Q), así como los determinados para este trabajo (1 al 60); éstos últimos, a su vez, se muestran individualmente en la figura 10. El cálculo se hizo originalmente sobre más de cien sismos, todos en el período 1977-1985, siendo eliminados algo más del 40% por ofrecer soluciones poco confiables o por ser redundantes. Llamamos casos redundantes a aquellos sismos que tienen igual hipocentro y mecanismo focal y que pertenecen a una misma secuencia, ya sea de réplicas de un sismo grande o de un enjambre. Del período anotado, no se pudo considerar los sismos ocurridos en 1980 y en el primer semestre de 1983, ya que los datos correspondientes no se han terminado de procesar en el USGS-Caltech.

El primer paso en el cálculo de un mecanismo focal es la determinación del hipocentro correspondiente. Tomemos en cuenta, primero, los que se encuentran dentro de las zonas sísmicas, es decir, la gran mayoría. Para las estructuras correspondientes, nos basamos en el modelo bidimensional SP-6 (Fuis *et al.*, 1982) y formamos estructuras locales lateralmente homogéneas (Fig. 7). Por ello, podemos esperar que los tiempos de los primeros arribos de la onda P para las estaciones ubicadas en el valle tendrán correcciones de estación pequeñas, mientras que ellas serán mayores para las estaciones ubicadas en las sierras colindantes. En el procedimiento, los hipocentros se determinan, primero, usando la estructura local más adecuada y correcciones de estación nulas; luego, se seleccionan grupos de epicentros que tienen datos de estaciones a distancias epicentrales menores de 5 km y que tienen por lo menos seis estaciones a distancias menores de 35 km de distancia epicentral. En un proceso iterativo, se determinan las correcciones de estas estaciones, esperándose obtener desviaciones estándar menores de 0.1 seg. Esto último se consigue en general con facilidad, debido a la buena calidad y al número alto de arribos. En la etapa siguiente, se fijan tanto los hipocentros como las correcciones de estación obtenidas y se determinan las correcciones de las estaciones ubicadas a distancias menores de aproximadamente 70 km. Para temblores ubicados en la zona sísmica Brawley, se dispone en general de 8 a 12 estaciones a distancias menores de 35 km y unas 20 estaciones a menos de 65 km de distancia epicentral. Para la zona sísmica Mexicali, se cuenta comúnmente con 6 a 10 estaciones a distancias menores de 35 km. Esta última distancia se ha escogido por dos motivos: en primer lugar, se trata de utilizar sólo arribos directos; en segundo lugar, las estaciones deben estar en el Valle. De es-

te modo, la selección del modelo local basado en Fuis *et al.* (1982) es adecuada y la estimación de los hipocentros, en especial de la profundidad, es confiable. Finalmente, las correcciones de estación así obtenidas son utilizadas para casos en que la estación más cercana está entre 5 y 10 km de distancia epicentral. Prácticamente todos los sismos cuyo mecanismo focal se presente en la figura 10 tienen por lo menos un par de estaciones a una distancia epicentral menor de 10 km. Con una excepción, todas las localizaciones hipocentrales utilizadas en la determinación de los mecanismos focales se calcularon con estaciones a menos de 35 km de distancia epicentral.

Mayores detalles y resultados del procedimiento anterior serán reportados en una publicación separada. Aquí presentamos sólo nuestras conclusiones principales. Dada la gran densidad de estaciones que reportan datos dentro y en las cercanías de ambas zonas sísmicas, los epicentros deberían determinarse con errores del orden de 1 km. Utilizando tiempos de arribos de por lo menos una estación a menos de 5 km de distancia epicentral, las profundidades tienen variaciones del orden de 1 ó 2 km, siendo ésta la diferencia de profundidad cuando se calculan los hipocentros con datos ya sea de hasta 35 ó 65 km de distancia epicentral y utilizando las correcciones de estación calculadas por el procedimiento señalado. Por otro lado, si utilizamos estaciones de hasta 65 km de distancia epicentral y correcciones nulas, los epicentros quedan bien determinados, pero la profundidad puede tener errores de hasta 5 km, si para definir el error tomamos como referencia los valores obtenidos en el paso anterior. Esto se puede explicar por el sesgo que se introduce en la estimación debido a las numerosas estaciones ubicadas en las sierras que colindan con el valle y que tienen fuertes correcciones negativas. En este caso, comúnmente aparecen residuales negativos sistemáticos en las estaciones ubicadas a menos de 35 km. Este es el hecho desde el cual partimos para diseñar el procedimiento aplicado con la interpretación obvia de que los arribos de estaciones cercanas que muestran sistemáticamente residuales negativos pertenecen a arribos directos y que el cambio de signo indica arribos refractados críticamente en la discontinuidad basamento/sub-basamento. Por último, la inclusión de estaciones de hasta 120 km de distancia epicentral y correcciones nulas produce profundidades mejor determinadas; esto se puede explicar porque las estaciones más alejadas tienen correcciones positivas y el sesgo introducido por las estaciones ubicadas en las sierras colindantes tiende, por lo tanto, a anularse. Independientemente de los errores formales que entrega HYPO71, creemos que las determinaciones finales de epicentros y profundidades tienen errores de  $\pm 2$  km.

La figura 10 incluye seis mecanismos focales de sismos ubicados en el flanco occi-

dental del Valle. Los problemas que introduce la heterogeneidad lateral en estas determinaciones hipocentrales son más graves debido a las mayores limitaciones en el cubrimiento de estaciones por distancia y acimut y también por el menor conocimiento de la estructura de la corteza en esas áreas. En los cálculos, hemos utilizado una estructura basada en Hamilton (1970) sobre la que hemos aplicado una graduación continua en el aumento de la velocidad de la onda  $P$  con la profundidad, para los primeros 5 km. No hemos calculado correcciones de estaciones en este caso y hemos utilizado datos de estaciones de hasta 75 km de distancia epicentral. Como resultado, creemos que tenemos errores menores de unos 3 km en las coordenadas del epicentro y de unos 4 km en la profundidad.

En la mayor parte de los casos, se estudió la estabilidad de las soluciones fijando las profundidades hipocentrales en pasos de 0.5 km alrededor del valor dado por la solución mínimo-cuadrática y haciendo la determinación epicentral y de mecanismo focal de nuevo. Un segundo propósito para hacer esto es que ello resuelve comúnmente las contradicciones producidas por rayos cuyo ángulo de emergencia es cercano a la horizontal. Lo anterior sucede cuando se usa una gran cantidad de datos locales en regiones cuyas estructuras están sujetas a gran heterogeneidad. En 15 casos, la profundidad final fue refinada de este modo.

Las soluciones tienen un buen grado de unicidad, con variaciones posibles de los ángulos que, estimamos, son aproximadamente de  $\pm 5^\circ$ . Tratamos de no aceptar más de tres contradicciones claras en cada solución, excepto cuando la proyección de un plano nodal pasa casi tangente a la circunferencia que se forma con los datos de estaciones más lejanas. Aquí, la no consideración del efecto de la heterogeneidad lateral puede explicar un número mayor de contradicciones en estos arribos, que, para el modelo, son refracciones críticas. Algunas soluciones dependen de uno o dos datos críticos; un ejemplo de ello es la solución 4, en que sólo un dato nos hace favorecer la solución de rumbo. Dentro de los casos desechados, es más frecuente que una solución de rumbo sea también compatible con una normal a que lo sea con una inversa. También aparece en algunos de los casos desechados el ejemplificado en la solución 1, donde se pueden acomodar diversos grados de una componente normal en la solución. No hemos graficado las pequeñas variaciones posibles de una solución que se presenta como puramente de rumbo, y que son permitidas por los datos, para no hacer más compleja la representación; ellas son fácilmente discernibles por el lector.

Las polaridades de las estaciones de la Red del Sur de California fueron corregidas de acuerdo con Norris *et al.* (1986). Para el caso de las mexicanas, se hizo una doble comprobación. En la primera, se usaron sismos maestros con mecanismos de rumbo bien determinados con estaciones estadounidenses. En la segunda, la polaridad de cada estación RESNOR fue comprobada mediante el cálculo del acimut de arribo de la onda P con una gráfica vectorial de las amplitudes de las componentes horizontales. Las contradicciones que aparecen en las soluciones mostradas en la figura 10 no ofrecen una sistematicidad notable.

A partir del segundo semestre de 1983, USGS-Caltech entrega en las salidas del cálculo de hipocentros la gráfica de los sismogramas. Las correspondientes a estaciones mexicanas han estado siempre a nuestra disposición. La inspección directa de las amplitudes de las ondas P y S es una herramienta auxiliar valiosa en el cálculo de los mecanismos focales; en particular, la comprobación de amplitudes pequeñas para la onda P en las cercanías de los planos nodales y de máximos, cerca de los ejes de tensión o presión. Más en general, la inspección de la forma de la envolvente del sismograma ha sido de gran utilidad en la comprobación y modificación de las soluciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Los datos fueron facilitados por CICESE, USGS-Caltech e IGPP-UCSD. Agradecemos la valiosa cooperación de C. Johnson y L. Jones por facilitarnos el uso de datos de la Red del Sur de California. A F. Suárez, L. Munguía y R. Fernández, por sus sugerencias a una primera versión del manuscrito. Nos hemos beneficiado, además, con los comentarios de un revisor anónimo. A L. Martínez y M. Valdés, quienes ayudaron en la edición y a T. Valdés, quien colaboró en las figuras. Los cálculos, y parcialmente las gráficas, fueron hechos en el Centro de Cómputo del CICESE.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALBORES, A., A. REYES, J. N. BRUNE, J. GONZALEZ, L. GARCILAZO and F. SUAREZ, 1980. Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics*, 9, 65-77.
- ANDERSON, J. G. and B. BODIN, 1987. Earthquake occurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 562-579.

- BOORE, D. M. and J. B. FLETCHER, 1982. Preliminary study of selected aftershocks from digital acceleration and velocity recordings, in *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979*. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1254, 109-118.
- BRACE, W. F. and J. D. BYERLEE, 1970. California earthquakes: why only shallow focus? *Science*, 168, 1573-1575.
- BRUNE, J. N. and C. R. ALLEN, 1967. A microearthquake survey of the San Andreas fault system of Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 227-296.
- BRUNE, J. N., C. LOMNITZ, C. R. ALLEN, F. LEHNER and A. REYES, 1976. A permanent seismograph array around the Gulf of California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 969-978.
- COMBS, J. and D. HADLEY, 1977. Microearthquake-investigation of the Mesa geothermal anomaly, Imperial Valley, California. *Geophys.*, 42, 17-33.
- DOSER, D. I. and H. KANAMORI, 1986a. Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October, 1979, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 91, 675-688.
- DOSER, D. I. and H. KANAMORI, 1986b. Spatial and temporal variations in seismicity in the Imperial Valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 421-438.
- ELDERS, W. A., R. W. REX, T. MEIDAV, P. T. ROBINSON and Sh. BIEHLER, 1972. Crustal spreading in Southern California. *Science*, 178, 16-23.
- FREZ, J., 1982. Main location and focal mechanism, in *The Mexicali Valley Earthquake of June, 1980*, J. G. Anderson and R. S. Simons (Eds.), *Newslet. Earthquake Eng. Res. Inst.*, 16-3, 74-76.
- FUIS, G. S. and M. SCHNAPP, 1977. The November-December 1976 earthquake swarms in northern Imperial Valley, California: Seismicity on the Brawley fault and related structures (Résumé), *EOS, Transactions Am. Geophys. Union*, 58, 1188.
- FUIS, G. S., W. D. MOONEY, J. H. HEALEY, G. A. McMECHAN and W. J. LUTTER, 1982. Crustal Structure of the Imperial Valley Region, in *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1254, 25-49.
- GARDNER, J. and L. KNOPOFF, 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed Poissonian? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 1363-1367.
- GILPIN, B. and T. LEE, 1978. A microearthquake study in the Salton Sea geothermal area, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 441-450.

- GOFF, J. A., E. A. BERGMAN and S. C. SOLOMON, 1987. Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 92, 10485-10510.
- GONZALEZ, J. J., 1986. Sismotectónica del Valle de Mexicali: 1977-1980. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México, 164 pp.
- GONZALEZ, J. J., F. NAVA and A. REYES, 1984. Foreshock and aftershock activity of the 1976 Mesa de Andrade, Mexico, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 223-233.
- GONZALEZ, J. and F. SUAREZ, 1984. Geological and seismic evidence of a new branch of the Agua Blanca Fault. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 42-45.
- GONZALEZ, M. y L. MUNGUÍA, 1985. Determinación epicentral y mecanismos de falla del sismo de Pino Solo, Baja California, México, del 8 de mayo de 1985. Resumen, Reunión Anual, Unión Geofísica Mexicana.
- HADLEY, D. and H. KANAMORI, 1979. Regional S-wave structure for southern California from the analysis of teleseismic Rayleigh waves. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 58, 655-666.
- HAMILTON, R., 1970. Time-term analysis of explosion data from the vicinity of the Borrego Mountain, California, earthquake of 9 April, 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 367-381.
- HILEMAN, J. A., C. R. ALLEN and J. M. NORDQUIST, 1973. Seismicity of the Southern California region. 1 January 1932 to 31 December 1972, Seism. Lab., Caltech, Pasadena, Ca., 490 pp.
- HILL, D. P., 1977. A model for earthquake swarms. *J. Geophys. Res.*, 82, 1347-1352.
- HILL, D. P., 1978. Seismic evidence for the structure and Cenozoic Tectonics of the Pacific Coast States, in R. B. Smith and G. P. Eaton (Eds.), Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera. *Geol. Soc. Am., Memoir* 152, 338 pp.
- HILL, D. P., P. MOWINCKEL and L. G. PEAKE, 1975. Earthquakes, active faults, and geothermal areas in the Imperial Valley, California. *Science*, 88, 1306-1308.
- HUTTON, K. L., C. R. ALLEN and C. E. JOHNSON, 1985. Seismicity of southern California. Earthquakes of ML 3.0 and greater, 1975 through 1983. Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, Ca., 143 pp.
- JOHNSON, C. E., 1979. CEDAR - an approach to the computer automation of short-period local seismic networks; sismotectonics of the Imperial Valley of Southern California. California Institute of Technology. Doctoral Paper, 343 pp.

- JOHNSON, C. E. and D. M. HADLEY, 1976. Tectonic implications of the Brawley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1133-1144.
- JOHNSON, C. E. and D. P. HILL, 1982. Seismicity of the Imperial Valley, in *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1254, 15-24.
- JOHNSON, C. E. and L. K. HUTTON, 1982. Aftershocks and pre-earthquake seismicity, in *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1254, 59-76.
- JOHNSON, T. L., J. MADRID and T. KOCZYNSKI, 1976. A study of microseismicity in northern Baja California, México. *Bull. Seism. Soc.*, 66, 1921-1929.
- KEILIS-BOROK, V. I., R. LAMOUREUX, C. JOHNSON and B. MINSTER, 1982. Swarms of main shocks in Southern California. *Earthq. Pred. Res.*, 1, 135-151.
- KNOPOFF, L. and J. K. GARDNER, 1969. Homogeneous catalogue of earthquakes. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 63, 1051-1054.
- LEE, W. H. and J. C. LAHR, 1975. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv. Open-file Rept., 75-311.
- LEGG, M. R., 1980. Seismicity and Tectonics of the Inner Continental Borderland of Southern California and Northern Baja California, México. Master Degree paper, University of California, San Diego, 60 pp.
- LOMNITZ, C., F. MOOSER, C. R. ALLEN, J. N. BRUNE y W. THATCHER, 1970. Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México. Resultados preliminares. *Geofís. Int.*, 10, 2, 37-48.
- MAGISTRALE, H., L. JONES and H. KANAMORI, 1989. The Superstition Hills, California, Earthquake of 24 November, 1987. Preprint.
- MAJER, E. L., T. V. McEVILLY, A. ALBORES and S. DIAZ, 1980. Seismological studies at Cerro Prieto. *Geothermics*, 9, 79-88.
- MORGAN, J. P. and E. M. PERMENTIER, 1984. Lithospheric stress near a ridge-transform intersection. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 113-116.
- MUNGUÍA, L. and J. N. BRUNE, 1984. High stress drop events in the Victoria, Baja California earthquake swarm of 1978 March. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 76, 725-752.
- NAVA, A. F. and J. N. BRUNE, 1982. An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of Southern California and Baja California Norte. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1195-1206.

- NAVA, A. F. and J. N. BRUNE, 1983. Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 73, 739-763.
- NORDQUIST, J. M., 1964. A catalogue of Southern California earthquakes and associated electronic data processing programs. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1003-1011.
- NORRIS, R., C. JOHNSON, L. JONES and K. HUTTON, 1986. The Southern California Network Bulletin. U. S. Geol. Surv., Open File Report, 86-96, 32 pp.
- REBOLLAR, C. J., A. REYES y M. REICHLER, 1983. Estudio del enjambre de San Quintín, Baja California, México, ocurrido durante 1975. *Geofis. Int.*, 21, 4, 331-358.
- REBOLLAR, C. and M. S. REICHLER, 1987. Analysis of the seismicity detected in 1982-1984 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 159-171.
- REICHLER, M. and I. REID, 1977. Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 173-183.
- REYES, A., J. BRUNE, T. BARKER, L. CANALES, J. MADRID, J. REBOLLAR and L. MUNGUÍA (1975). A microearthquake survey of the San Miguel Fault zone, Baja California, México. *Geophys. Res. Lett.*, 2, 56-59.
- RICHTER, Ch. F., 1958. Elementary Seismology. W. H. Freeman, San Francisco, EUA. 768 pp.
- SEGALL, P. and D. D. POLLAND, 1980. Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85, 4337-4350.
- SILVER, P. G. and J. N. VALETTE-SILVER, 1987. A spreading episode at the southern end of the San Andrés fault system. *Nature*, 326, 589-593.
- SYKES, L. R., 1970. Focal mechanism solutions for earthquakes along the World Rift System. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 1749-1752.
- TRIFUNAC, M. D. and J. N. BRUNE, 1970. Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, Earthquake of 1940. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 137-160.
- THATCHER, W. and J. N. BRUNE, 1971. Seismic study of the oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 473-489.
- WEAVER, C. S. and D. P. HILL, 1978/1979. Earthquake swarms and local crustal spreading along major strike-slip faults in California. *Pageoph.*, 117, 51-64.
- WONG, V., J. FREZ and F. SUAREZ, 1989. The Mexicali (Victoria) earthquake of June 9, 1980. *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted.)