



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ALGUNAS CARACTERISTICAS DEL PROCESO
DE RUPTURA DE LOS SISMOS DE 1985.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F I S I C O

P R E S E N T A :

EDGARDO CAÑON TAPIA

MEXICO, D. F.

OCTUBRE 1988.



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

INTRODUCCION	1
REPRESENTACION DE LA FUENTE SISMICA	5
PARAMETROS GEOMETRICOS DE UNA FALLA	10
SISMOGRAMAS SINTEPICOS	15
ORIGEN DE LOS DATOS	22
MODELACION	29
SEPTIEMBRE 19, 1985	32
SEPTIEMBRE 21, 1985	32
ABRIL 30, 1986	33
ANALISIS DE RESULTADOS	38
CONCLUSIONES	45
NOTAS	48
REFERENCIAS	i
BILBIOGRAFIA	iv

INTRODUCCION

El estudio sistemático de los sismos comenzó el siglo pasado, por lo que en comparación con otras áreas de la ciencia es relativamente nuevo. En México se cuenta con relatos o menciones de tales movimientos desde épocas tan antiguas como la prehispánica, por ejemplo en el código de Huamantla (Yarza de la Torre, 1971). Sin embargo, estas referencias a los sismos no pasan de ser menciones del movimiento de la Tierra sin que existiera la intención de explicar lo que sucedía. En las últimas décadas se han desarrollado teorías que pretenden explicar en términos científicos qué es lo que causa los movimientos de la Tierra, así como modelos de mecanismos que describen el comportamiento del suelo durante un sismo. Estas teorías y modelos tienen como objetivo no sólo satisfacer la curiosidad de los hombres de ciencia, sino que, con base en un mejor conocimiento de las causas que provocan los sismos, se ha intentado poder predecir la ocurrencia de los mismos, para de este modo minimizar los efectos destructivos de tales fenómenos.

En el presente trabajo se estudian tres sismos ocurridos en México (19 y 21 de septiembre de 1985 y 30 de abril de 1986), mismos que por su cercanía en el tiempo, y por la cantidad tan enorme de pérdidas tanto materiales como humanas que provocaron, impresionaron fuertemente a grandes sectores de la población. En el caso del sismo del 19 de septiembre, aunque algunas regiones muy cercanas al epicentro resultaron gravemente afectadas (como fué el caso de Cd. Guzmán por ejemplo), la Cd. de México, zona

que se encuentra a aproximadamente 375 Km del epicentro, resultó ser la que mayores daños sufriera, tanto en pérdidas materiales como humanas, aunque esto puede ser debido a características propias del subsuelo de la ciudad de México (Anderson et al., 1985).

Los sismos aquí considerados tuvieron lugar en una zona en la que ocurren temblores mayores ($M > 7$) con cierta frecuencia. Los mecanismos de ruptura causantes de los sismos originados en esta zona comparten todos ciertas características, por lo que cualquier aportación que se haga encaminada al mejor entendimiento de dichos mecanismos será de utilidad ya que en la medida en que se pueda tener un mayor conocimiento de las características de los mecanismos de ruptura de los temblores de una cierta zona, podrán hacerse predicciones más apropiadas del movimiento del suelo para fines de ingeniería. Entre los eventos que aquí se estudian el del 19 de septiembre reviste una gran importancia en este sentido, ya que por su magnitud puede ser considerado como una unidad de comparación, de manera que las construcciones que se levanten en lo futuro deberían prever la ocurrencia de sismos semejantes.

A causa de una serie de factores, entre los que destaca el económico, México no cuenta con recursos suficientes para poder estudiar a fondo la sismicidad de su territorio y depende en cierta medida de los reportes que se hacen al respecto en el extranjero. Estos estudios no pueden proporcionar una visión regional de lo que en realidad sucede debido a que se basan en registros que de los sismos mexicanos se hacen en zonas muy apartadas del lugar de origen y por ello una gran cantidad de información se pierde en el camino puesto que la señal debe viajar

grandes distancias a través de diferentes medios de propagación. Cada uno de los diferentes medios filtra la señal original permitiendo el paso a una parte de ésta por lo que resulta importante tener un conocimiento lo más detallado posible a nivel regional de los mecanismos de ruptura de cualquier sismo que pretenda servir como unidad de comparación. El presente trabajo constituye una pequeñísima aportación al estudio de los sismos mexicanos de septiembre de 1985 desde un punto de vista regional, usando información obtenida en un lugar cercano a la región epicentral.

Por otro lado, existe una carencia de estaciones de registro regionales hacia el oeste de la zona en la que se localizan los epicentros de los sismos estudiados en este trabajo debido a su orientación geográfica. Por estas razones las soluciones de los mecanismos focales que se obtienen con el método de primeros arribos permiten un ajuste en el mecanismo de cada evento mediante la modelación de ondas sísmicas.

El modelado de la forma de las ondas sísmicas en el dominio del tiempo tiene como base la comparación de la forma de cierta fase observada en los sismogramas con otras generadas teóricamente al asumir diferentes tipos y configuraciones de fuentes puntuales (más adelante se ve esto con mayor detenimiento). La creación de cada una de estas señales teóricas involucra una gran cantidad de operaciones numéricas, por lo que este proceso ha avanzado a grandes pasos, en buena parte debido al auge de los sistemas computarizados.poco tiempo. Son las ondas P y S (ondas internas) las de mayor utilidad para la visualización de los procesos de ruptura que dan lugar a los temblores. Nosotros usamos las ondas P

para nuestro trabajo. Resultados de este tipo de modelación basados en registros obtenidos en estaciones distantes han sido publicados, a éstas distancias las señales han sido "suavizadas" por el medio omitiendo los detalles de la información de la fuente.

REPRESENTACION DE LA FUENTE SISMICA

La investigación de las causas de los terremotos ha fascinado al hombre desde la antigüedad. Desde los Filósofos de la Naturaleza en Grecia, hasta 1875, año en que E. Suess propone una región focal para explicar el origen de los sismos, muchas teorías fueron propuestas con este fin. Sin embargo, el primer modelo mecánico del origen de los terremotos se debe a Reid y fue propuesto en 1910 para explicar el mecanismo del terremoto de San Francisco de 1906. Los puntos más importantes de dicha teoría se encuentran resumidos en los siguientes puntos:

- 1) La fractura de la roca, que provoca un terremoto tectónico, es el resultado de esfuerzos elásticos (mayores que la resistencia de la roca) producidos por el desplazamiento relativo de porciones vecinas de la corteza terrestre.
- 2) Estos desplazamientos relativos no son producidos poco antes del momento de la fractura, sino que adquieren su punto máximo de una manera gradual durante un periodo de tiempo más o menos grande.
- 3) Los únicos movimientos de masas que ocurren en el momento del terremoto son los repentinos rebotes elásticos de los lados de la fractura hacia posiciones de nulo esfuerzo elástico, y éstos movimientos gradualmente disminuyen al extenderse a distancias de sólo unos pocos miles de kilómetros de la fractura.
- 4) Los terremotos originan vibraciones en el área de fractura. El área en la que primero tienen lugar es muy pequeña en un principio pero aumenta de tamaño muy rápidamente, aunque a una velocidad que es menor que la velocidad de las ondas compresionales en la roca.

5) La energía liberada en el momento de un terremoto era, inmediatamente antes de la ruptura, la energía del esfuerzo elástico de la roca.

Esta teoría no profundiza más en la causa original de los terremotos, que reside en el origen de los lentos movimientos que acumulan la energía elástica, pero proporciona el modus operandi de la liberación de ésta energía y con las debidas modificaciones y refinamientos es la teoría que se encuentra vigente.

Ahora bien, a pesar de que la fractura tiene lugar en una región extendida, si la distancia epicentral¹ (Δ) es mucho mayor que la longitud de la falla (L) y las longitudes de onda (t) cumplen con la condición

$$|\Delta/2| \gg L$$

la región puede considerarse como un punto sobre el que actúan fuerzas físicas que pueden presentar diversas configuraciones (Bullen, 1985).

En 1923 Nakano propone un par de fuerzas actuando en sentidos opuestos para representar la fuente sísmica, pero estudios más recientes han llevado a la modificación de este modelo hasta optar por un doble par de fuerzas con momentos iguales y opuestos, tal y como se muestra en la figura 1.

Una vez establecido un modelo para representar el tipo de fuerzas que tienen lugar en la fuente de un sismo, se hace necesario establecer el tiempo durante el cual actúan sobre el terreno.

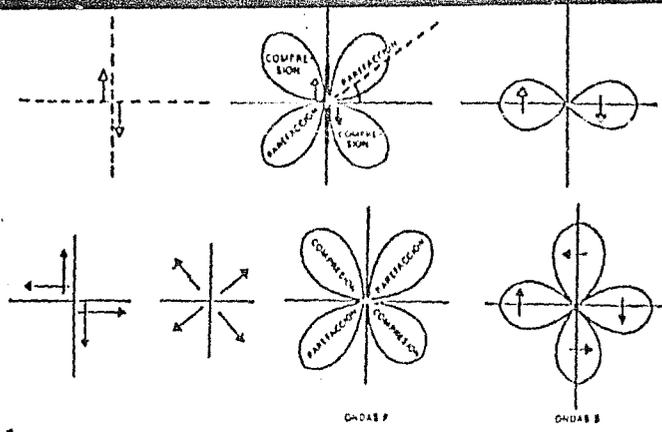


fig.1 Arriba: Sistema de fuerzas propuesto por Hakano en 1923 y su respectivo patron de radiacion para ondas P y S. Abajo: Doble par de fuerzas con momentos iguales y opuestos y el correspondiente patron de radiacion para P y S.

Burdick y HelMBERGER (1974) señalan que al deconvolucionar las señales de onda P de periodo largo la forma del pulso inicial se aproxima a la de una función delta. Aunque dicha forma es una de las incógnitas que se quiere determinar, esta suposición inicial sirve para comenzar a producir señales teóricas. En un sismo mayor se puede tener un doble rompimiento (lo que no sucede siempre) y esto da lugar a señales sumamente complicadas ; pero estos casos se consideran aparte.

En el caso más simple se puede suponer la forma del pulso inicial (source time function)² como un trapecio que tendrá área numericamente igual al momento sismico (Mo) y con lados T1,T2 y T3. En el caso de un doble rompimiento T4 es el tiempo transcurrido entre el final del primer rompimiento y el inicio del segundo. El segundo rompimiento se representa por otro trapecio con lados T5,T6 y T7. El área de el segundo trapecio es

asimismo numericamente igual al momento sísmico correspondiente (figura 2).

Respecto a la profundidad de la ruptura, la obtenida con el método tradicional de localización a partir de los tiempos de arribo será afinada mediante el método de modelación de la onda P.

Por otra parte, es necesario tomar en cuenta la longitud de la falla, la dirección y la velocidad de propagación de la misma para el cálculo de las señales teóricas. Una manera de hacerlo es pensar que en todos los puntos de la ruptura se tiene el mismo mecanismo y utilizar la formulación de fuentes extendidas propuesta por Hudson (1969). Otra manera de tomar en cuenta éstos parámetros es, según Burdick y Helmberger (1974), convolucionar la función

$$\Delta t = L \left(\frac{1}{V_r} \cdot \frac{\cos \xi}{(\alpha, \beta)} \right)$$

dónde L es la longitud de la falla, V_r la velocidad de ruptura, ξ el ángulo entre la dirección de ruptura y la estación de registro y α y β son las velocidades de las ondas P y S respectivamente, con el pulso inicial para incluir los efectos de la geometría.

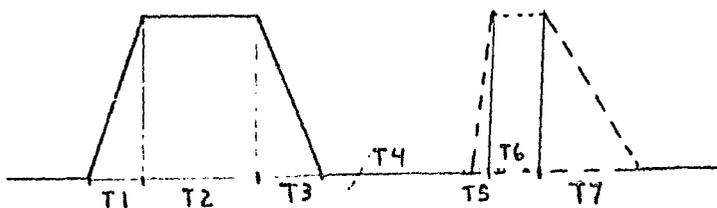


fig.2 Representación gráfica de la función pulso, generadora de un sismograma sintético.

En el presente trabajo la longitud de la falla y la velocidad de ruptura no fueron incluidas en los cálculos. Así, algunas discrepancias entre señales calculadas y observadas pueden ser resultado de esta simplificación.

PARAMETROS GEOMETRICOS DE UNA FALLA

Una falla puede representarse en términos de geometría estandar mediante tres parámetros:(fig. 3).

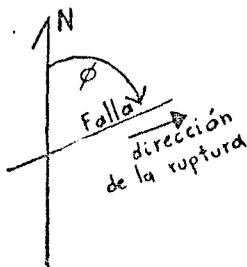


fig.3 a) Orientación de la falla respecto al norte geográfico. Es importante tomar en cuenta la dirección de la ruptura.

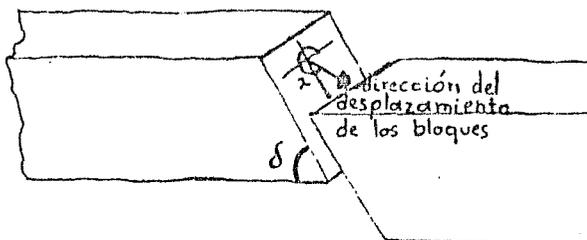


fig 3b) Vista transversal de dos bloques. Sus caras tienen una inclinación respecto a la horizontal (δ). El movimiento entre los bloques sigue la dirección determinada por λ .

a) RUMBO. Es la orientación de la falla con respecto al norte geográfico y se le denota por ϕ .

b) ECHADO. El ángulo de la falla respecto a la horizontal que nos indica la pendiente que forman las caras de los bloques o placas y se denota por δ .

c) **ÁNGULO DE DESLIZAMIENTO.** Este ángulo es un indicador de la dirección de movimiento relativo entre los dos bloques y se denota por λ .

Estos tres factores determinan la orientación espacial de la falla y la dirección que ha seguido el movimiento³ de los bloques.

El problema de determinar la solución del mecanismo focal de un temblor se simplifica si hacemos uso del concepto de **esfera focal**, concepto debido a Honda y Koning (ver por ejemplo Udias, 1985) y que consiste en suponer una esfera de radio unitario con centro en el foco del terremoto. Debido a las características internas de la Tierra los rayos sísmicos siguen una trayectoria como la mostrada en la figura 4.

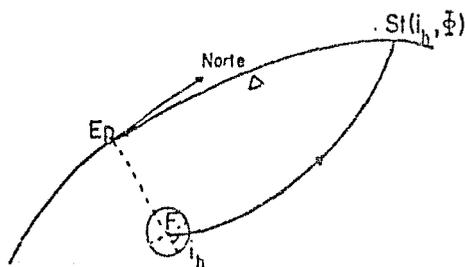
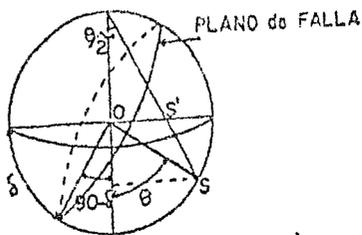


fig.4 Trayectoria del rayo sísmico desde el foco (F) hasta la estación i_h es el ángulo de incidencia. ϕ es el acimut de la estación con respecto al epicentro (ángulo entre el norte y la dirección del rayo). S_t y E_p indican la estación de observación y el epicentro respectivamente. Δ representa la distancia epicentral.

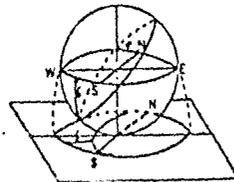
Consideremos los registros obtenidos en varias estaciones, asignándole a cada una de las estaciones un punto en la esfera focal de acuerdo a su distancia en términos del ángulo de incidencia (i_h) y a su acimut. Estos ángulos los calculamos

mediante las coordenadas de la estación, del foco y asumiendo un modelo de estructura de la Tierra, en el presente caso se utilizó el modelo de Jeffreys-Bullen.

Podemos usar por simetría, un solo hemisferio de la esfera focal, y una proyección en el plano ecuatorial de este hemisferio⁴. Existen dos tipos de proyecciones estereográficas principales: la de Wulf y la de Schmidt, ambas son ampliamente utilizadas en sismología (fig 5).



a)



b)

fig.5 Proyección de un punto y un plano de la esfera focal según (a) la técnica de Wulf y (b) la técnica de Schmidt.

A cada estación le corresponde un punto en la proyección y una polaridad, es decir una compresión o una dilatación. Esto se hace con base en las direcciones del primer movimiento de la onda P registrado, de este modo obtenemos un patrón de polaridades que estarán distribuidas en cuadrantes de rarefacciones y compresiones como se muestra en la figura 6.

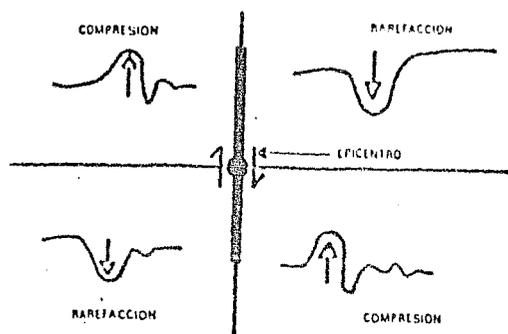


fig.6 Distribucion en cuadrantes de la polaridad de las ondas P.

Como estamos trabajando con proyecciones, los ejes que definen los cuadrantes mencionados serán vistos como círculos máximos en nuestro plano de trabajo. Una vez dibujado el primer eje (X), determinamos su polo a través del cual debe pasar el otro eje (Y), ya que son ortogonales.⁵ El eje Z queda determinado por la intersección de los dos ejes.

A partir de esto se calculan los ángulos θ y ζ de los ejes determinados (fig 7) y mediante las relaciones siguientes se encuentran los ángulos correspondientes al mecanismo focal, es decir, el rumbo (ϕ), el echado (δ) y el ángulo de deslizamiento (λ).

$$\phi_A = \zeta + 90^\circ$$

$$\phi_B = \zeta + 90^\circ$$

$$\delta_A = \theta_x$$

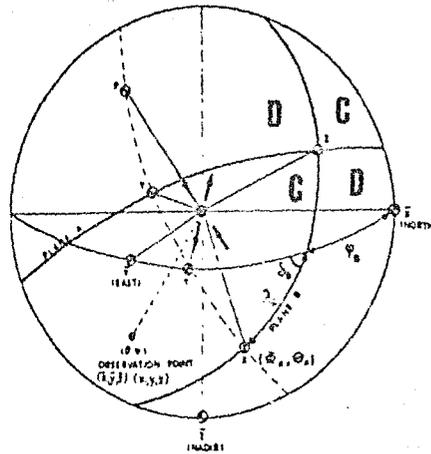
$$\delta_B = \theta_y$$

$$\lambda_A = \text{sen}^{-1} \left\{ \frac{\cos \theta_y}{\text{sen} \theta_x} \right\}$$

$$\lambda_B = \text{sen}^{-1} \left\{ \frac{\cos \theta_x}{\text{sen} \theta_y} \right\}$$

De estas consideraciones queda especificada la dirección de dos planos; para determinar cuál de estos dos es el plano de falla y cuál es el plano auxiliar se necesita de otro tipo de consideraciones de tipo geológico y de la distribución de réplicas (Udías, 1985).

fig.7 El sistema de ejes X, Y, Z sobre la esfera focal.



SISMOGRAMAS SINTETICOS

Un sismograma sintético es un sismograma calculado teóricamente al suponer cierto modelo de fractura del terreno y del medio de propagación de las ondas sísmicas. Podemos dividir el problema en las diferentes partes por las que atraviesa la señal. Si consideramos a cada uno de éstos elementos como un sistema lineal escribimos la siguiente expresión para el sismograma resultante (Herrmann 1976)

$$Y(t) = S(t) * R_{sc}(t) * M(t) * R_{Rc}(t) * I(t)$$

dónde $S(t)$ representa la función inicial, $R_{sc}(t)$ la respuesta de la corteza de la región epicentral, $M(t)$ la respuesta del manto, $R_{Rc}(t)$ la respuesta de la corteza bajo la estación, $I(t)$ la respuesta del sismógrafo, $Y(t)$ es el sismograma final. El asterisco representa el operador de convolución. Por facilidad de operación trabajamos en el dominio de las frecuencias. Esto lo hacemos a través de la Transformada de Fourier de la expresión anterior encontrando:

$$\bar{Y}(w) = \bar{S}(w) \cdot \bar{R}_{sc}(w) \cdot \bar{M}(w) \cdot \bar{R}_{Rc}(w) \cdot \bar{I}(w)$$

dónde la barra es la Transformada de Fourier correspondiente y el punto indica multiplicación. Para regresar al dominio del tiempo basta aplicar la Transformada Inversa.

Es necesario entonces tener información tanto del mecanismo de la fuente como del medio de propagación y del aparato receptor. En la medida que una señal teórica tenga parecido con la observada se puede pensar que la información que se ha manejado es confiable, o mejor dicho, representativa de la realidad.

Ya que un sismograma puede ser considerado como la respuesta del sistema múltiple fuente-medio-sismógrafo a perturbaciones de la fuente, si las funciones de transferencia son conocidas, podremos sintetizar un sismograma para una señal cualquiera en la fuente. El primer trabajo de este tipo, conocido como el problema de Lamb, fué la modelación de la estructura fundamental de un sismograma usando un modelo muy simple de un terremoto. Los progresos en el estudio de la mecánica de las fuentes sísmicas han permitido una mejor representación de los sismos a partir de ese primer trabajo realizado por Lamb.

Dentro de las principales aportaciones en el campo de la sismología, las que mayor repercusión han tenido en el cálculo de los sismogramas sintéticos han sido tal vez, la representación de una fuente sísmica por un doble par de fuerzas (Burridge y Knopoff, 1964) y la metodología matricial de Thompson (1950) y Haskell (1953) para la representación del medio de propagación. Esta formulación matricial facilita notablemente la inclusión en los cálculos de medios estratificados de prácticamente cualquier grado de complejidad. Sin embargo, la gran cantidad de cálculos numéricos que es necesario realizar en este método retrasó su explotación hasta el surgimiento de los sistemas computarizados que permiten realizar un gran número de operaciones en relativamente poco tiempo. La rapidez de ejecución de estas máquinas permite utilizar el método directo por medio de prueba y error de manera ventajosa, ya que es posible comparar los resultados (es decir, un sismograma teórico) de muchos modelos propuestos con la forma de onda de cierta fase del sismograma real en muy poco tiempo.

La facilidad de comparación permite que el modelo que se propone sea modificado para crear un nuevo sismograma teórico que represente mejor lo sucedido.⁶

En la actualidad se cuenta con programas para computadora que se pueden utilizar de manera inmediata y a los que se les pueden hacer modificaciones de acuerdo con las necesidades del momento. En este caso se utilizó un programa hecho por Herrmann (1975) que utiliza el modelo de Haskell-Thompson para modelación de ondas P y S para una fuente sísmica dada. Las opciones de este programa incluyen respuesta de la corteza tanto en la zona epicentral como bajo la estación de registro, atenuación anelástica y también contemplan la respuesta del sismógrafo.

Fué necesario modificar lo siguiente del programa original:

a) El procedimiento para graficar los resultados.

b) Se añadió una subrutina que calcula los coeficientes numéricos de ajuste entre la señal teórica y la observada. Además, de producir la variación automática de los parámetros focales para hacer un nuevo sismograma.

c) La respuesta del sismógrafo se modificó, ya que el programa considera originalmente un sismógrafo del tipo 15-100(WWSSN), y en nuestro caso el sismógrafo no es de este tipo.

d) También se hizo necesario adaptar la respuesta del programa para trabajar con fuentes dobles, ya que originalmente trabajaba con funciones iniciales sencillas y en nuestro caso los sismos de 1985 fué necesario modelarlos como producto de rompimientos dobles.

Los parámetros que es necesario considerar en la elaboración de un sismograma sintético se pueden separar en tres grupos:

Fuente.

De los parámetros que definen la fuente de un sismo ya hemos hablado de la orientación geográfica y de su geometría, así como del tipo de fuerzas que lo representan mejor, la duración del rompimiento y la profundidad a la que ésta tiene lugar. Todos estos parámetros son considerados en la elaboración de los sismogramas sintéticos. La forma explícita de éste término es el pulso inicial (ver fig.2) y es representada por $S(t)$.

Medio

A su vez las propiedades elásticas e inelásticas del medio a través del cual se propaga la señal pueden ser separadas en tres grupos:

a) La estructura de la corteza en la zona dónde se encuentra la fuente.

No es posible tener un conocimiento directo de esta estructura ya que no ha sido posible perforar la corteza de la Tierra más de unas decenas de kilómetros en lecho marino. Sin embargo, a través de levantamientos geofísicos de la zona se puede formar un modelo aceptable. En nuestro caso se considera un modelo con capas homogéneas y con interfases horizontales y paralelas. Entre mayor número de capas se conoce el problema resulta más

complicado, ya que para cada interfase se debe tomar en cuenta las refracciones y reflexiones múltiples a que se ve sometida la señal principal. Estas refracciones llegan a los sistemas de registro con un cierto desfasamiento, por lo que conforme avanza el tiempo, la señal registrada es más compleja. Para evitar este problema se consideran como susceptibles de modelación sólo unos pocos segundos a partir del inicio del sismograma. (En nuestro caso se trabajó con 40 seg.)

Ahora bien, este modelo debe contar con expresiones manejables desde un punto de vista matemático. Dichas expresiones para los desplazamientos están dadas en términos de un producto de matrices. Las matrices se encuentran asociadas a las capas del modelo considerado (una por capa) y conllevan elementos tales como la densidad y la velocidad de propagación de las ondas P y S. La forma explícita del término \bar{R}_{sc} está indicado por las ecuaciones 2.5 dadas en Yamamoto, 1978.

b) Respuesta del Manto.

El Manto se considera como un medio inelástico que ofrece una gran atenuación a la señal. La atenuación (Q) afecta a las ondas que se desplazan por el Manto, una expresión matemática aproximada para representarla es:

$$|Q(w)| \approx \exp(-wT/2Q)$$

dónde el factor T/Q se asume como constante y con valores 1 ó 3 para ondas P ó S respectivamente de acuerdo con Langston y Helmberger (1975), y w es la frecuencia de las ondas sísmicas.

Otro punto de importancia es el efecto que sobre la señal tiene la forma de la radiación. En efecto, el ensanchamiento que presenta el frente de onda se debe tomar en cuenta y dependerá de

la distancia a que se encuentre la estación de la fuente. Entre más separadas se encuentren, más debilitada se verá la señal y en consecuencia se perderá mayor cantidad de información, afortunadamente ésta disminución de la amplitud de la señal con la distancia puede ser calculada e introducida en el cálculo de los sismogramas sintéticos. Una forma de describir esto es :

$$\bar{M}(w) = G(\Delta) Q(w)$$

dónde $Q(w)$ está dada anteriormente y $G(\Delta)$ es evaluada usando las curvas de tiempo de recorrido para la fase en cuestión.

Para estaciones cercanas al foco las dimensiones de la falla no se puede hacer a un lado por lo que el problema se complica demasiado. De este modo se ve que lo más conveniente es buscar una estación que se encuentre lo suficientemente lejos como para considerar a la fuente como puntual pero que a la vez sea lo suficientemente cercana para evitar la pérdida de información.

c) Respuesta de la corteza bajo la estación.

En este caso se considera también una estructura de la corteza como la mencionada en el inciso a) y para este caso la forma explícita de $\bar{R}_{pc}(w)$ está dada por Hudson (1969).

Sismografo

Como último elemento a considerar se tiene el sistema de registro del movimiento. Como todo aparato, el sismógrafo induce una modificación a la señal real, misma que debe ser conocida para cada aparato en particular. Este conocimiento se logra a partir de las curvas de respuesta que se obtienen como parte de la calibración.

Hagiwara (1958) propone una fórmula para la determinación de la respuesta de frecuencia de un sismógrafo electromagnético, que conjuntamente con las tablas de constantes dadas por Chandra (1970) da la respuesta de los sismógrafos de periodo largo de la red mundial de estaciones (WWSSN). En nuestro caso particular, el sismógrafo del que se obtuvo la información no corresponde a este tipo, por lo que la curva de respuesta se infiere de la información obtenida en su calibración. Esta información constituye la forma explícita de $\bar{I}(\omega)$.

ORIGEN DE LOS DATOS

a) Panorama sísmico

México ha sufrido 42 temblores de magnitudes mayores a 7 en este siglo (Singh et al., 1984) y que en la mayoría de los casos han sido asociados al proceso de subducción de la Placa de Cocos, proceso que se considera como el más activo en todo el hemisferio occidental (Anderson et al., 1985).

Estudios recientes de la sismicidad de México (LeFevre y McNally, 1985), proponen la existencia de patrones de actividad sísmica bien determinados que indican la existencia de dos regiones de gran actividad: una superficial cercana a la trinchera y otra más profunda que dista aproximadamente unos 200 Km de ésta. Entre estas dos regiones se encuentra una zona de menor actividad. De acuerdo a estas autoras existen claras diferencias entre los mecanismos focales de cada una de estas regiones.

La costa de Michoacán forma parte de un área de rápida convergencia (≈ 5 cm/año) en comparación con otras zonas de subducción, que presenta tiempos de recurrencia relativamente cortos para grandes sismos, mismos que son provocados por la interacción entre la placa oceánica joven y el continente. Los tiempos de repetición se estiman en un rango que va de los 30 a los 75 años (Singh et al., 1984 y Astiz, 1984,).

El 19 de septiembre de 1985 tuvo lugar uno de los temblores de mayor magnitud ($M_s=8.1$) en los últimos 50 años de la historia del país (Singh et al., 1984) cuyo epicentro se localizó en la costa de Michoacán ($18.19^\circ N, 102.53^\circ W$) lugar que se ha identificado como una zona con un gran potencial sísmico (Anderson et al., 1985). Los epicentros de los sismos del 21 de septiembre y del 30 de

abril ($17.62^{\circ}\text{N}, 101.81^{\circ}\text{W}$ y $18.40^{\circ}\text{N}, 102.97^{\circ}\text{W}$ respectivamente) también se localizan en esta región (ver fig.8). Los tres epicentros se encuentran dentro de la zona que se caracteriza por presentar mecanismos focales superficiales de acuerdo a LeFevre y McNally, 1985.



fig.8 Mapa de México que muestra los epicentros de los sismos estudiados y la posición de la estación IGM. La línea punteada representa una posible trayectoria seguida por las ondas sísmicas que queda contenida en su mayor parte en lecho oceánico.

b) Estación de registro.

La Isla de Guadalupe se encuentra situada frente a la costa de Baja California y constituye el punto más occidental de la República Mexicana. En esta isla se encuentra una estación sismológica (IGM) que, en el caso de los sismos del 19 y 21 de septiembre, proporcionó registros completos de la primera fase de dichos eventos, que permiten un estudio completo de sus formas de onda. La estación cuenta con un sismógrafo de periodo largo de 3 componentes y uno de periodo corto.

La localización geográfica de la estación IGM (26.8°N, 118.3°W) resulta interesante para la observación de los anteriores eventos, ya que en una amplia zona hacia el oeste no existe ninguna estación cercana a los epicentros (fig.9).

Por otro lado, la trayectoria que siguieron las ondas sísmicas para arribar a la estación IGM queda contenida en su mayor parte en lecho oceánico (ver fig.8), por lo que se espera que la estructura que presenta la corteza a lo largo de esta zona sea más o menos simple (en comparación con la que se esperaría en caso de seguir una trayectoria hacia una estación tierra adentro), de manera que las alteraciones que pueda sufrir la información contenida en los sismogramas causadas por discontinuidades e inhomogeneidades en la corteza se ven minimizadas. Esta situación facilita nuestra investigación.

Aunque la estación IGM es una estación cercana a la región epicentral, la distancia epicentral ($\approx 2000\text{Km}$) es suficientemente grande como para poder considerar la fuente como un punto.

Por estas razones se hace conveniente tomar esta estación como la fuente de nuestros datos.

c) Modelos para la corteza.

Existen estudios de tipo geofísico de la zona cercana a la Isla de Guadalupe que proporcionan gran cantidad de información sobre el tipo de estructura que presenta la corteza de la región. Para la elaboración del modelo utilizado (Tabla 1), tomamos como referencia principal el trabajo de Spudich y Orcutt (1980) promediándolo en algunas partes con el propuesto por Haskell (1964) para lecho oceánico.

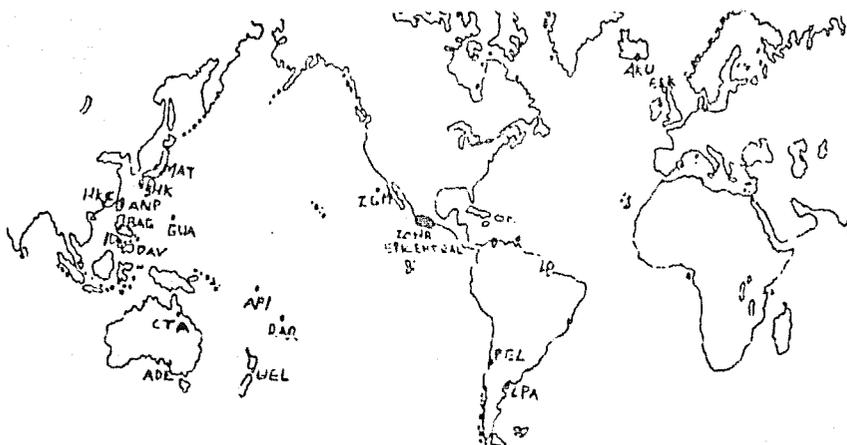


fig.9 Mapa esquemático mostrando las posiciones de la Isla de Guadalupe, de la región epicentral considerada en este trabajo y otras estaciones sísmológicas usadas para modelación de onda P en Astiz et. al., 1987.

Modelo de la corteza bajo la estación

ESPEJOR (Km)	VEL. ONDA P (Km/s)	VEL. ONDA S (Km/s)	DENSIDAD (g/cm ³)
0.3	1.52	0.12	1.25
0.23	4.60	2.20	1.99
0.20	5.00	2.42	2.43
0.19	5.75	2.87	2.15
0.93	6.27	3.55	2.63
3.52	6.96	3.79	2.89
0.34	7.26	4.18	3.00
0.35	7.50	4.30	3.09
	7.78	4.50	3.20

Tabla 1. Modelo utilizado para la corteza bajo la estación.

Como los epicentros no distan mucho entre si⁷ consideramos que el modelo de la corteza para la región cercana a los focos (Tabla 2) se podía mantener constante. El origen de este modelo es el trabajo de Nava et.al.(1987).

Modelo de la corteza para la zona epicentral

ESPEJOR (Km)	VEL. ONDA P (Km/s)	VEL. ONDA S (Km/s)	DENSIDAD (g/cm ³)
2.5	5.90	0.12	2.50
3.5	6.00	2.20	2.72
18.0	6.22	2.42	2.88
17.5	6.30	2.87	2.95
23.6	8.60	2.99	3.46
43.6	7.60	2.97	3.42
	7.45	2.91	3.08

Tabla 2. Modelo utilizado para la corteza de la zona epicentral.

d) Características geográficas de los sismos estudiados.

Conforme lo visto en secciones anteriores es posible determinar la localización geográfica del epicentro utilizando los sismogramas, y a partir de ésta podemos obtener el acimut relativo y los factores de atenuación por difusión. En la Tabla 3 se muestran estos datos para los tres eventos considerados.

FECHA	HORA ORIGEN (H:M:S)	LOCALIZACION (°N, °W)	PROF. (Km)	MAG	M_0 ($\times 10^{27}$ dina-cm)	ACIMUT (°)	FACTOR DE DIFUSION (ONDAS P) ($\times 10^{-9}$)	DIFUSION (ONDAS S) ($\times 10^{-9}$)	DIST. EPIC. (°)
19/9/85	13:17:49	18.19, 102.3	17	8.1	7.2	308.5	5.71	6.97	17.78
21/9/85	01:37:11	17.62, 101.81	22	7.6	1.2	308.8	5.91	7.55	18.67
30/4/86	07:07:19	18.40, 102.97	21	7.0	0.2	308.7	6.24	7.54	17.32

TABLA 3. Datos de localizacion para los tres eventos estudiados.

(las columnas del acimut en adelante fueron calculadas en este trabajo de acuerdo a la estacion IGM. Las anteriores fueron tomadas de Astiz et al., 1987). La hora origen corresponde al tiempo medio de Greenwich

MODELACION

En lo referente a las características de la fuente, tanto en geometría como en magnitud y detalles de la función inicial, los parámetros se variaron de manera independiente en cada caso hasta obtener un sismograma teórico que presentara el mayor parecido posible con el correspondiente observado. En el proceso de modelación se mantuvieron constantes para los tres eventos el modelo de la corteza bajo la estación (Tabla 1) y la respuesta del sismógrafo utilizado. El mismo modelo de la corteza de la región epicentral se tomó para los tres eventos. Sin embargo para el caso del 30 de abril, por consideraciones que se verán más adelante, se hizo necesario modificar dicha estructura, dando lugar a dos resultados diferentes. El primero de éstos resultados, obtenido usando el modelo de corteza mostrado en la Tabla 2, es nombrado en lo sucesivo como 30 abril (a). El segundo resultado, con el que se utilizó la estructura modificada (ver Tabla 5) es referido como 30 abril (b).

Como elementos de comparación entre los sismogramas se tomó en cuenta tanto el aspecto visual general de las señales como un coeficiente de correlación en cada caso. Como es necesario tomar en cuenta un posible desfaseamiento en el inicio de la señal⁸, se tomó en cuenta el coeficiente de correlación cruzado (Claerbout, 1976) para hacer que las señales se encuentren en fase y posteriormente calcular el coeficiente de correlación lineal. Dentro de los sismogramas generados que presentaban los mejores coeficientes de correlación se escogió aquél que presentaba un mejor ajuste de la forma de onda con el observado, sin que fuera necesariamente el de mayor coeficiente. Esto se hizo ya que un

buen ajuste en términos del coeficiente de correlación no siempre representa una buena solución desde el punto de vista del ajuste de la forma de onda (Ward,1980). Además las diferencias entre los coeficientes de correlación no sobrepasaban la segunda cifra significativa.

Ahora bien, para cada uno de los eventos estudiados se hizo la modelación de la onda P para afinar el mecanismo focal obtenido a partir del método de primeros arribos. Este ajuste se hace necesario ya que no existen estaciones hacia el oeste de los epicentros por la presencia del océano (ver fig. 9). o bien las estaciones que se encuentran en esta dirección son estaciones muy lejanas y que por esta lejanía pierden información.

Una vez encontrado el mecanismo focal de cada sismo particular mediante la modelación de la onda P, los resultados (ver Tabla 4) se compararon con aquellos mecanismos obtenidos con el método de primeros arribos (fig. 13). La mayor diferencia entre ambos resultados se presenta en el caso del 30 de abril, lo cual se explica más adelante.

FECHA	PROF. (Km)	M_0 ($\times 10^{27}$ dina-cm)	PARAMETROS FOCALES			COEFICIENTES DE CORRELACION	COEFICIENTES DE CORRELACION
			ϕ	δ ($^\circ$)	λ		
19/sept/85	24	6.5	247.0	10.0	30.0	0.9724	0.9619
21/sept/85	16	0.3	253.5	7.6	52.5	0.6641	0.7138
30/abr/86(a)	25	0.2	200.0	3.0	62.0	0.9678	0.9349
30/abr/86(b)	25	0.3	240.0	9.0	45.0	0.9704	0.9452

TABLA. 4 Datos para las modelaciones hechas en el trabajo. En las dos ultimas columnas se muestran los coeficientes de correlacion para la modelacion y los sismogramas telesismicos (*). Los momentos sismicos consignados corresponden, para el 19 y 21 de septiembre al mas grande de los dos utilizados.

SEPTIEMBRE 19 1985 13:17 GMT (figura 10)

La función inicial que aquí le asignamos al movimiento es una fuente múltiple que consiste en un triángulo (aproximadamente isósceles) y un trapecio que tienen aproximadamente la misma base (13.5 y 13.3 seg. respectivamente) y con momentos sísmicos casi iguales (6.0×10^{27} dinas-cm y 6.0×10^{27} dinas-cm). La segunda fuente comienza 7 segundos después de la primera. La profundidad es de 24 Km. y el mecanismo focal⁹ muestra un plano poco inclinado. En la figura 13 observamos que los parámetros aquí obtenidos no difieren en nada importante con aquellos determinados con el método de primeros arribos. La principal diferencia la presentan en el rumbo de falla, sin que exista contradicción entre ambos.

SEPTIEMBRE 21 1985 01:37 GMT (figura 11)

El mecanismo focal de este evento obtenido de la modelación coloca a la profundidad en 16.1 Km y la función inicial es nuevamente doble, que consiste de dos trapecios consecutivos. El momento sísmico de ambas fuentes es de 3×10^{26} dinas-cm y 1.9×10^{26} dinas-cm respectivamente. La duración total del evento resulta ser de 11.6 seg., siendo la segunda fuente de mayor duración (7.6 seg). Nuevamente encontramos que el plano de falla es casi horizontal. En este caso el ajuste hecho al mecanismo de primeros arribos es el de menor importancia ya que, como se puede ver en la fig. 13 no existe casi ninguna diferencia entre ambos.

ABRIL 30 1986 (a) 07:07 GMT (figura 12)

De acuerdo con la modelación en este caso se tiene un plano de falla muy poco inclinado y la dirección del rompimiento corre de norte a sureste. La profundidad es de 25 Km. La función inicial es una fuente simple con forma de trapecio. Tiene por base una duración de 8.7 seg. El momento sísmico es de 2.6×10^{26} dinas-cm. Las diferencias entre el mecanismo obtenido con el método de primeros arribos y el obtenido mediante modelación son notables, aunque apuntan en el mismo sentido de los ajustes hechos a los dos eventos anteriores. La principal diferencia se encuentra nuevamente en el rumbo de falla y aparentemente el mecanismo de primeros arribos es mejor. Sin embargo, un exámen un poco más cuidadoso de dicho mecanismo, nos muestra que existe una desafortunada distribución de los datos en los que se basa este método (dirección del primer pulso en las diferentes estaciones) Esto puede ser debido a que el primer pulso es muy pequeño y en sismógrafos de poca ganancia pudo haber pasado inadvertido, mientras en otras estaciones resultaba muy apreciable. Para poder confirmar esta hipótesis sería necesario tener conocimiento de todos los sismogramas utilizados para la determinación de los parámetros focales.

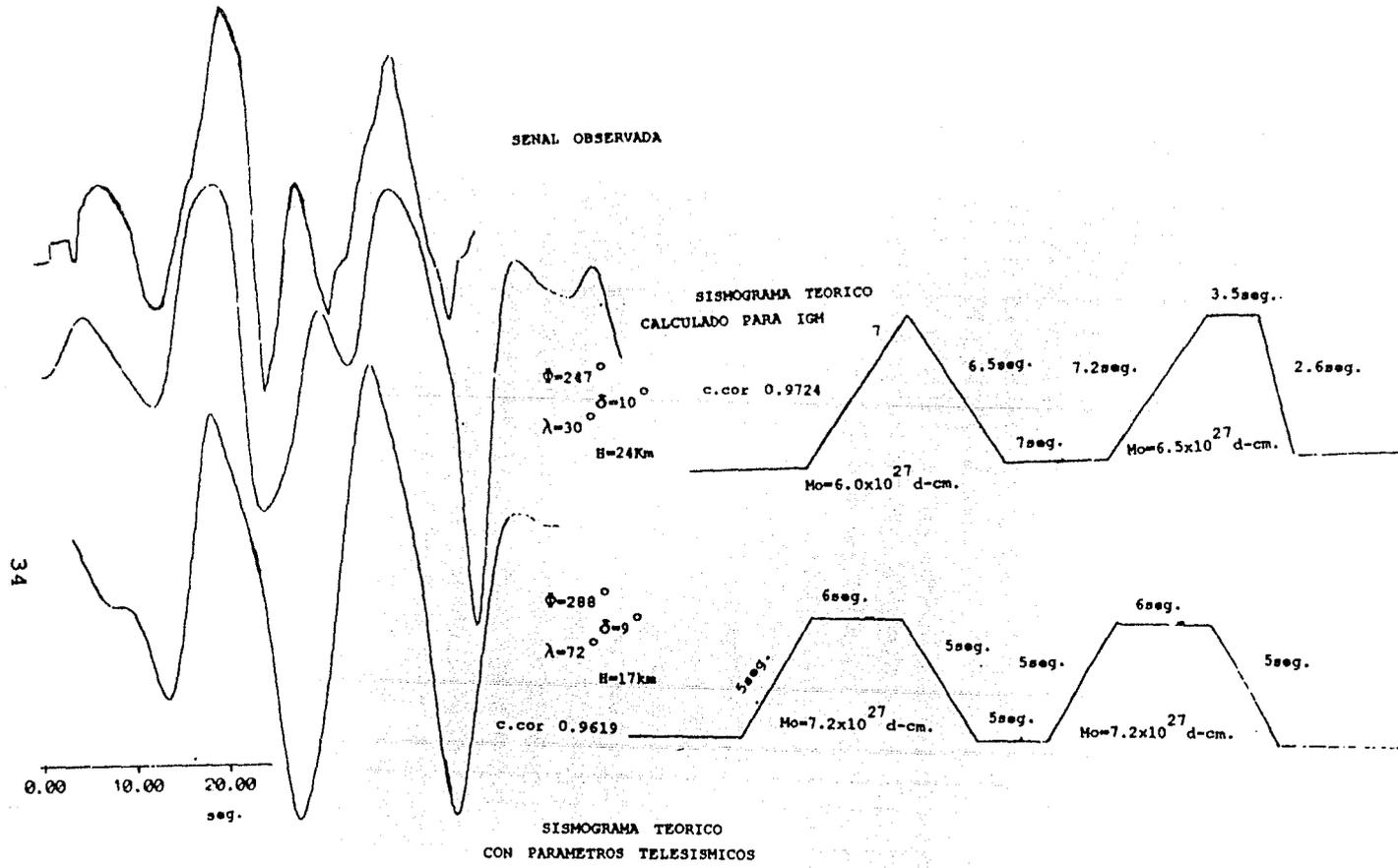


fig.10 A la izquierda y de arriba hacia abajo se encuentran el sismograma observado, el calculo hecho para la Isla Guadalupe y el sismograma calculado para la misma estacion pero con los parametros propuestos para estaciones lejanas. Al centro se tienen los parametros correspondientes. A la derecha se encuentra la funcion pulso para el sismograma teorico correspondiente. El evento de esta figura es el del 19 de septiembre de 1985. Se considera la componente vertical.

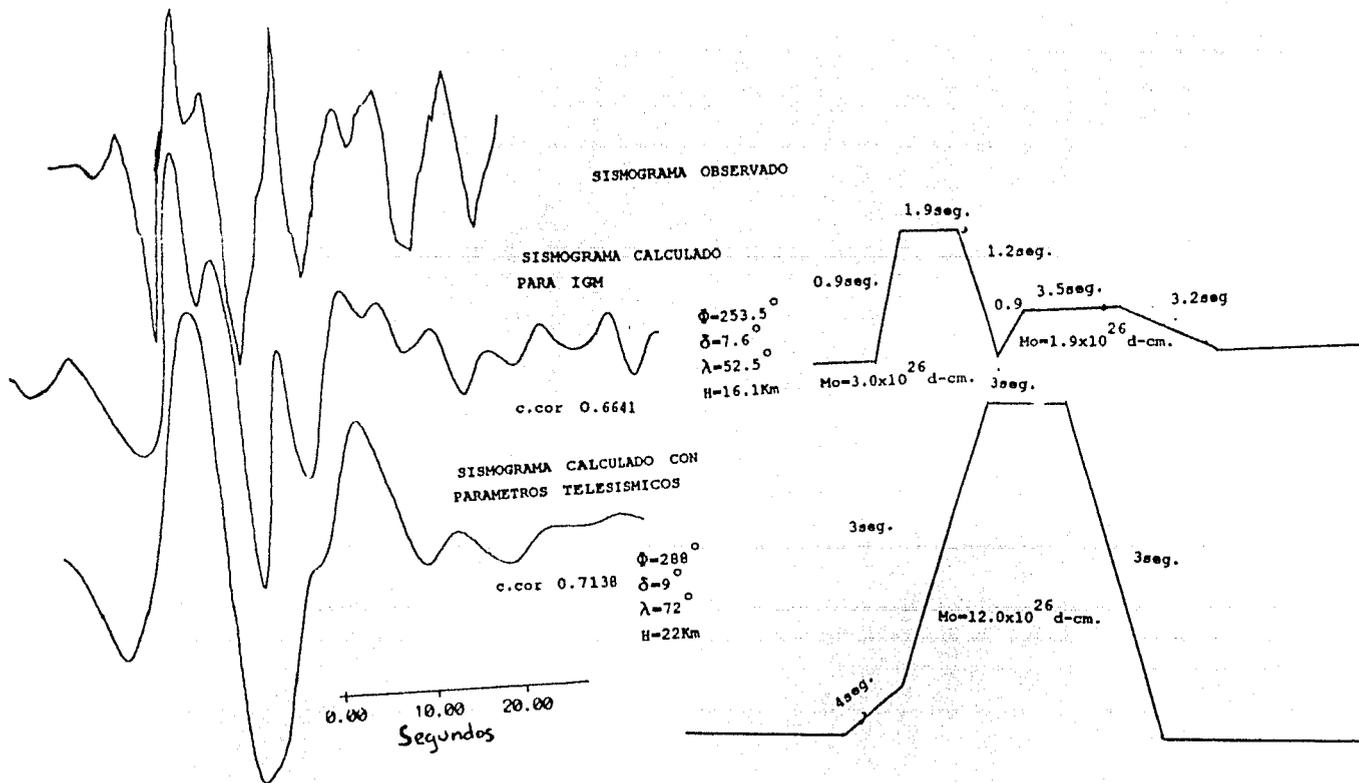


fig.11 Igual que en 10 para el evento del 21 de septiembre de 1985.
 Tambien se considera la componente vertical.

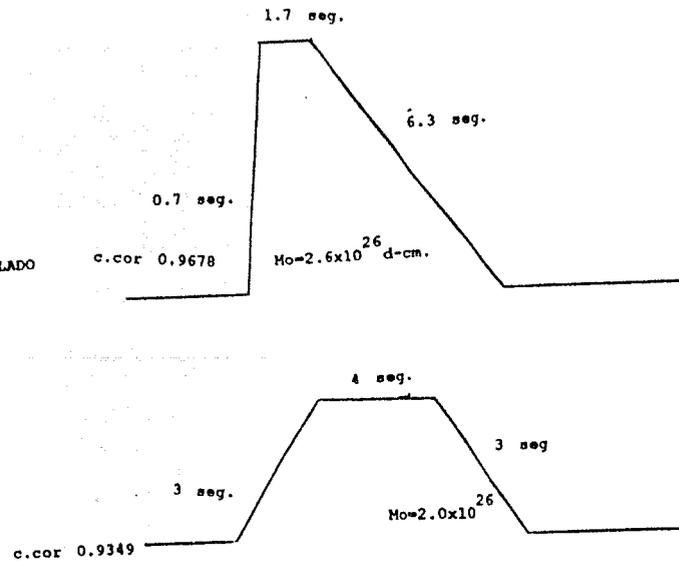
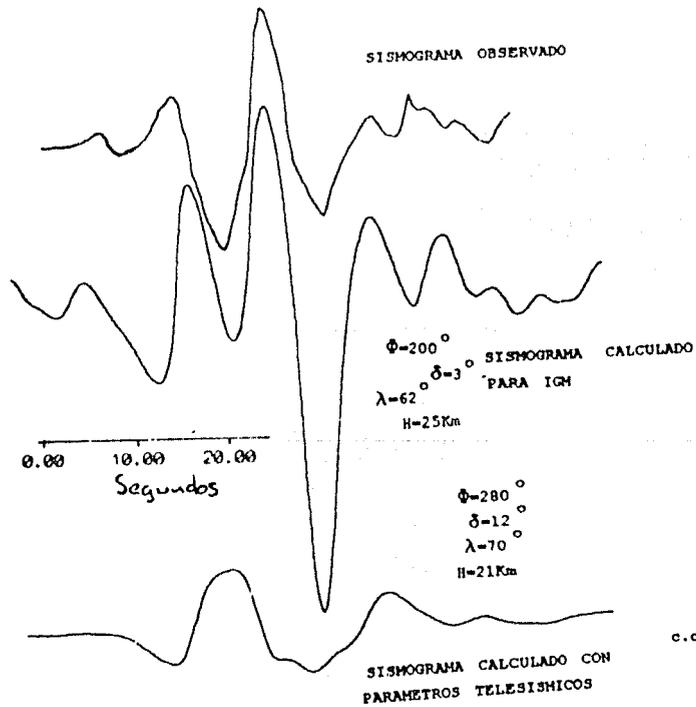
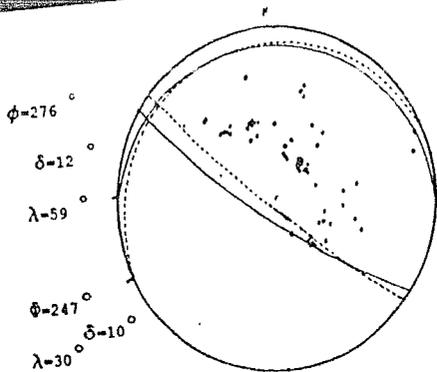
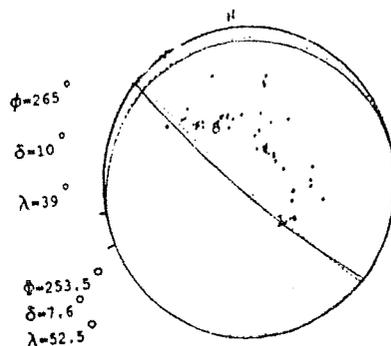


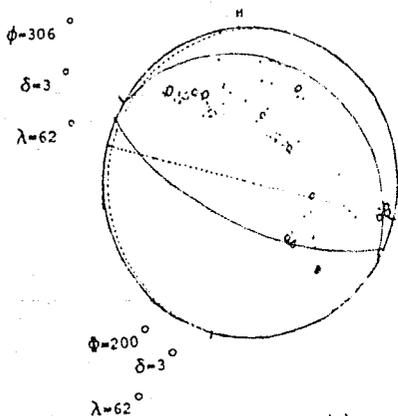
fig.12 Igual que en 10 y 11 para el evento del 30 de abril de 1986.
 En este caso se considera la componente este-oeste.



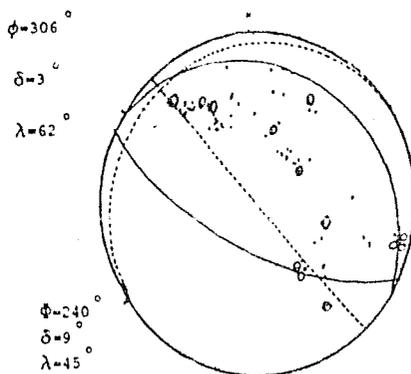
19/sep/85



21/sep/85



30/abr/86 (a)



30/abr/86 (b)

fig.13 Mecanismos focales de los tres eventos estudiados. Las líneas continuas muestran los mecanismos determinados con el método de primeros arribos, las líneas punteadas corresponden al ajuste de acuerdo a la modelación hecha en este trabajo. Los parámetros corresponden a los planos de falla. En el caso del 30 de abril se muestra el ajuste de acuerdo a los dos trabajos de modelación hechos para este sismo.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Por medio de la inspección directa de los sismogramas observados en la Isla de Guadalupe, se encuentra que el pulso propuesto como producto de un segundo rompimiento en algunos trabajos (Astiz et al. 1987, Anderson et al. 1985, por ejemplo) para el caso del 19 de septiembre no es claramente visible. Sin embargo, en el caso del 21 de septiembre en los registros de IGM se puede observar un segundo arribo 13 segundos después del inicio del sismograma en contraposición a lo que en estaciones lejanas se puede observar. En nuestro análisis encontramos que la mejor representación para ambos eventos se logra a través de una fuente doble, aún y cuando el comienzo de los segundos rompimientos no coincide con el arribo del segundo pulso en el sismograma sintético. Este fenómeno puede tener su origen en que los sismogramas sintéticos no representan completamente los efectos causados por señales del tipo pP,sP u otras reflejadas o refractadas (Yamamoto y Mitchell) motivado por incertidumbres en la estructura, de este modo la señal observada podría ser producto de una combinación de rompimiento simple y ondas del tipo mencionado.

Por otro lado, observamos una buena concordancia en los primeros 42 segundos entre los sismogramas observados y los sintéticos del 19 y 21 de septiembre, no siendo éste el caso para el evento del 30 de abril(a). Este último caso muestra un pulso inesperadamente grande a los 30 segundos de iniciado el sismograma sintético, aún y cuando no se consideró una segunda fuente. Un exámen más minucioso del caso del 19 de septiembre nos muestra que a los 42 segundos aparece un pulso que aparentemente no es tampoco

producto de la segunda fuente. Si tomamos en cuenta que estos dos eventos son los que más alejados se encuentran del lugar en el que se hicieron los trabajos de estructura utilizados como base para este estudio, esta persistencia en la aparición de dicho segundo arribo puede ser un indicador de una característica importante en la estructura de la corteza de la región hasta ahora desconocida, y de que por lo tanto las señales reflejadas (o refractadas) son mucho más importantes de lo hasta ahora considerado.

Para poder tener un indicador de si esta hipótesis es razonable se modificó la estructura del lugar para el caso del 30 de abril. La desaparición gradual del pulso de los 30 segundos nos incitó a remodelar dicho evento con una nueva estructura encontrándose como mejor posibilidad la mostrada en la figura 14. La nueva estructura usada para la corteza en la región epicentral se muestra en la Tabla 5.

Modelo de la corteza para la región epicentral modificado

ESPEJOR (Km)	VEL. ONDA P (Km/s)	VEL. ONDA S (Km/s)	DENSIDAD (g/cm ³)
12.5	5.90	0.12	2.50
29.5	6.00	2.20	2.72
18.0	6.22	2.42	2.88
	6.30	2.87	2.95

TABLA 5 Modelo que se utilizo para el ajuste del evento del 30 de abril de 1986.

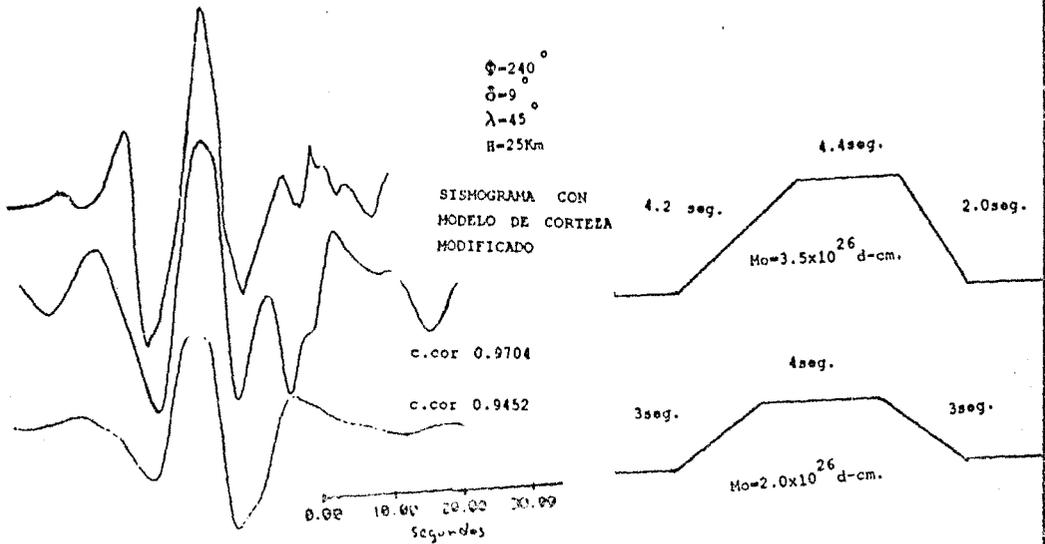


Fig.14 En esta figura se tiene nuevamente el evento del 30 de abril de 1986 observado en IGM. Los sismogramas teóricos corresponden a la nueva estructura asignada para la región epicentral. El acuerdo entre la señal calculada para IGM y la observada es mucho mayor que lo que se tenía anteriormente. En el caso de los parámetros tectónicos se respetaron y se muestra el cambio introducido por la estructura.

La concordancia entre el resultado de abril (b) y el sismograma observado es mayor que entre el sismograma observado y abril (a). Al comparar con el método de primeros arribos las diferencias en el rumbo de falla son menores en el caso de abril (b) que en el caso de abril (a).

Estos resultados son un buen indicador de que la estructura de la corteza en la zona epicentral tiene un papel muy importante en la modelación de onda P, y muy posiblemente tengan una gran influencia en todos los sismos de la zona.

Ahora bien, para resaltar la importancia que tienen los datos obtenidos en estaciones regionales para la modelación de ondas P, y en general para la determinación de parámetros focales de sismos del oeste de México se hizo la modelación para estaciones a distancias telesísmicas usando el mecanismo obtenido en este trabajo para cada evento. Además se utilizó el mecanismo focal propuesto en Astiz et.al. (1987) para calcular la forma de la onda P de los tres eventos esperada en la Isla de Guadalupe.

Las estaciones para las que se utilizó nuestro mecanismo focal corresponden a estaciones usadas para la determinación de estos parámetros en Astiz et al., (1987). De este modo se hizo una comparación con las mismas estaciones telesísmicas en ambos sentidos. En la figura 15 se muestra la comparación entre los sismogramas observados en estas estaciones y el sismograma teórico correspondiente.

En las tres estaciones telesísmicas del 19 de septiembre (AFI, RAR y WEL) así como en las estaciones usadas para el 30 de abril (PEL y ESK) la similitud entre señales teóricas y observadas es muy buena. Para el caso del 21 de septiembre la semejanza se mantiene en los primeros 40 segundos, aunque posteriormente se tienen dos picos en el sismograma sintético que no existen en el observado en AFI. Estas diferencias pueden ser causadas a que no se hicieron correcciones en el modelo de corteza para cada estación, ya que en todo caso se calcularon los sismogramas teóricos con el modelo usado para IGM.

Respecto a los sismogramas teóricos calculados en IGM usando los parámetros propuestos en Astiz et al (1987) ,de ahora en adelante llamados telesísmicos, aunque no muestran mucha diferencia respecto a los observados en términos del coeficiente de correlación, (ver Tabla 4)* en el aspecto visual muestran una considerable diferencia. Los sismogramas teóricos calculados de ésta manera reproducen una especie de "envolvente" del sismograma real que no muestra los detalles (ver figuras 10,11 y 12 para cada evento). En el caso del 21 de septiembre el coeficiente de correlación apunta al sismograma con parámetros telesísmicos como poseedor de un mayor parecido con el observado que el sismograma ajustado en este trabajo; la comparación visual indica lo contrario.

En general se tiene una mejor concordancia entre la modelación obtenida al usar los parámetros resultantes de este trabajo y los sismogramas observados que la existente entre los sismogramas que utilizan parámetros telesísmicos y los observados. Esto es un buen indicador de la importancia que tienen los datos regionales para la determinación de mecanismos focales.¹⁰

Por otro lado, los parámetros focales encontrados en este trabajo nos indican, al proyectar horizontalmente el vector deslizamiento¹¹ una dirección S80°E (en promedio), valor que difiere grandemente de lo que se encontró como la dirección de la subducción de la placa de cocos en esta región (Minster y Jordan, 1978). Sin embargo, de acuerdo a McNally y Minster (1981) la proyección del vector deslizamiento en un plano horizontal es sólo aproximadamente correcta para eventos superficiales en zonas de subducción con convergencia oblicua y puede introducir una desviación en el resultado. En este caso se debe rotar al vector deslizamiento en el plano horizontal, lo que requiere de una corrección del acimut del vector deslizamiento por un acimut φ dado por:

$$\varphi = \cot^{-1} \left(\frac{\cot(\phi_A - \phi_F)}{\sin \delta_F} \right) + \phi_F - \phi_A$$

dónde el subíndice indica el plano de falla o el auxiliar, ϕ es el acimut del plano correspondiente y δ es el buzamiento.

Al hacer esta corrección para los tres eventos el valor que se encuentra para la proyección del vector deslizamiento es (en promedio) N60°E valor que resulta más próximo al usado por Minster y Jordan, (1978). Sin embargo, la diferencia aún persiste y esto puede ser causado por la desviación que se introduce al trabajar con datos muy lejanos en la dirección oeste de la zona epicentral.

Finalmente diremos que en todos los eventos se encontró un mecanismo focal con un plano de falla muy poco inclinado y de foco superficial, congruente con lo esperado en la zona de subducción.

CONCLUSIONES

El ajuste hecho a los mecanismos generalmente aceptados muestra la necesidad de incluir información de tipo regional en los estudios que se hacen de los sismos ocurridos en la costa del Pacifico mexicano. Si bien es cierto que los resultados no son contradictorios, las modificaciones que se hacen son importantes si se quiere tener un conocimiento más exacto de lo que realmente sucede en la zona. Además, se muestra que los resultados de la modelación regional son compatibles con los resultados de la modelación telesísmica, más aún, muestran con mayor detalle lo sucedido en cada sismo en particular. De este modo, la modelación que se haga con fines de planeación de asentamientos humanos o similares tendrá un mayor nivel de confiabilidad.

Por otro lado, diremos que resulta necesario realizar trabajos encaminados a conocer más a fondo la estructura de la corteza de la zona ubicada en la costa del estado de Guerrero y un poco más hacia el norte, para de este modo poder eliminar una de las mayores fuentes de incertidumbre de todos los trabajos de modelación que se realicen con eventos ocurridos en esta región.

Los resultados de la modelación de la forma de la onda P de los eventos del 19 y 21 de septiembre de 1985 y del 30 de abril de 1986 puede resumirse de la manera siguiente:

- 1) La orientación del rumbo de la falla muestra una orientación hacia el sur mayor que lo generalmente aceptado. Esto confirma la suposición de Minster y Jordan (1978) de que algunos de sus datos

presentaban una desviación del valor real en cada punto de la trinchera, sin embargo, al considerar que los datos con los que trabajaron se encontraban dispersos geográficamente y que la desviación que se presenta no es extremadamente grande, la importancia de este resultado aislado no es muy grande, pero si consideramos que todos sus datos provienen de estudios que prácticamente no incluyen información regional, todos sus datos pueden presentar una desviación como la aquí reportada. En este caso, la dirección del movimiento relativo de las placas de cocos y de norteamérica debería ser modificada ligeramente.

2) Los eventos estudiados presentan, focos superficiales y con un ángulo de falla muy pequeño. La diferencia de 7 Km. presentada en el caso del 19 de septiembre en lo que respecta a la profundidad, debe ser tomada en cuenta en caso de que se pretenda usar este evento como unidad de comparación para hacer trabajos de modelación con fines de ingeniería, ya que las ondas superficiales se encuentran muy ligadas a la profundidad de los focos.

3) Existe mucha incertidumbre en el conocimiento de la estructura utilizada para la corteza de la región epicentral, pero es probable que algunas irregularidades en dicha estructura hagan aparecer algunos sismos de la región como producto de rompimientos múltiples. Esto debe ser objeto de un estudio de la estructura geológica de esta zona para poder confirmar o refutar esta hipótesis, ya que de lo contrario se pueden seguir considerando los eventos que ocurran en esta región como producto de rompimientos de la corteza sumamente complicados.

4) Los coeficientes de correlación numéricos son poco fiables y pueden inducir a ciertos errores si no se combinan con métodos de comparación visuales.

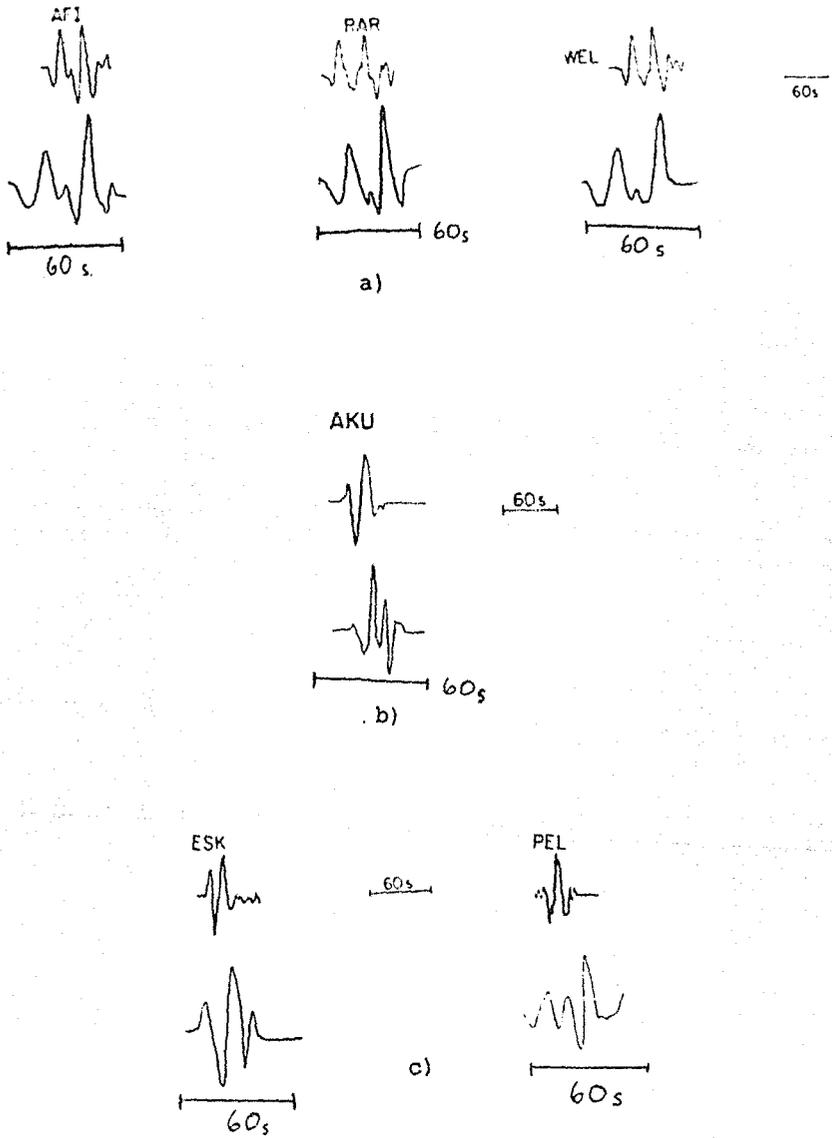


fig.15 Los sísmogramas superiores corresponden al observado en cada estación, los inferiores son los sísmogramas teóricos correspondientes. En a) se encuentra el sismo del 19 de septiembre, en b) el del 21 de septiembre y en c) el del 30 de abril. La escala vertical no se conoce para los sísmogramas observados. La escala horizontal se muestra en cada caso.

NOTAS

1

Distancia epicentral es la distancia entre la proyección en la superficie del foco del sismo y la estación en que se observa el movimiento. Se le representa con la letra Δ .

2

En lo siguiente, cada vez que nos refiramos a la forma del pulso inicial lo haremos como "funcion inicial".

3

Existe una manera de conocer estos parámetros a través del registro del movimiento (sismograma) lo que se verá más adelante.

4

Generalmente, y debido a las distancias epicentrales, se considera la proyección del hemisferio sur de la esfera.

5

Es posible determinar los ejes T y P de esfuerzos a partir de los ya determinados (correspondientes a las fuerzas). Esto se logra si situados los dos polos de los ejes X y Y paso un círculo máximo sobre ellos y sobre él, a 45° de los ejes de fuerzas, sitúo los ejes T y P haciendo que T quede en el cuadrante de compresiones y P en el de dilataciones.

6

Esto se considera como logrado si el nuevo sismograma tiene un mayor parecido con el real que el anteriormente generado.

7

Los tres epicentros aqui considerados quedan contenidos en un círculo de 200 Km de diametro.

8

Este desfazamiento no excede los 5 segundos (Hermann 1976).

9

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

El mecanismo focal al que hacemos referencia de ahora en adelante mientras no se diga algo en contra es el obtenido por modelacion.

10

La falta de sismogramas observados en otras estaciones regionales nos hizo imposible comparar nuestros resultados con estaciones cercanas, lo cual hubiera sido importante para darle mayor validez a nuestros resultados.

11

Tomando como sistema de referencia el mostrado en la figura 2.

REFERENCIAS

Anderson J.G., P. Dodin, N. Brune, J. Prince, S.K. Singh, R. Ouaas and M. Onate, Strong ground motion and source mechanism of the Mexico earthquake of September 19, 1985 ($M_s=8.1$), *Science* **233**, 1043-1049, 1986.

Astiz L. and H. Kanamori, An earthquake doublet in Otepec, Guerrero, Mexico, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **34**, 24-45, 1984.

Astiz L., H. Kanamori and H. Eissler, Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1326-1346, 1987.

Bullen K.E. and Bruce A.B., An introduction to the theory of seismology, Cambridge Cambridge University, 1985.

Burdick L.J. and D.V. HelMBERGER, Time functions appropriate for deep earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1419-1428, 1974.

Burridge R. and L. Knopoff, Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 1875-1888, 1964.

Claerbout J.F., Fundamentals of geophysical data processing, N.Y. Mc Graw-Hill, 1976.

Hagiwara T., A note on the theory of the electromagnetic seismograph, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **36**, 139-164, 1958.

Haskell N.A., The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34, 1953.

Haskell N.A., Radiation pattern of surface waves from point sources in a multilayered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 377-393, 1964.

Herrmann R.B., Focal depth determination from the signal character of long period P waves, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1221-1232, 1976b.

Hudson J.A., A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances, part II, Body waves and surface waves from extended sources, Geophys. J. R. Astr. Soc., 42, 117-130, 1975.

Langston C.A. and D.V. Helmberger, A procedure for modelling shallow dislocation sources, Geophys. J. R. Astr. Soc., 42, 117-130, 1975.

LeFevre L.V. and K.C. McNally, Stress distribution and subduction of a seismic ridges in a middle america subduction zone, J. Geophys. Res., 90, 4495-4510, 1985.

McNally K.C. and J.B. Minster, Nonuniform seismic slip rates along the middle america trench, J. Geophys. Res., 86, 4949-4959, 1981.

Minster J.B., T.H. Jordan, P. Molnar and E. Haines, Numerical modelling of instantaneous plate tectonics, Geophys. J. R. Astr. Soc., 36, 541-576, 1974.

Minster J.B. and T.H. Jordan, Present day plate motions, J. Geophys. Res., 83, 5331-5334, 1978.

Nava F., F. Nuñez-Cornu, D. Cordoba, M. Mena, J. Ansoorge, J. Gonzales, M. Rodriguez, E. Banda, S. Mueller, A. Udias, M. Garcia-Garcia, G. Calderon (reporters) and the Mexican Working Group for Deep Seismic Profiling Oaxaca, Structure of the middle american trench in Oaxaca Mexico, Enviado para publicación.

Singh S.K., L.Astiz, J.Havskov, Seismic gaps and periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone, a re-examination, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 827-843, 1981.

Singh S.K., M.Rodriguez and J.M.Espindola, A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900-1981, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 267-279, 1984.

Spudich P. and J.O.Orcutt, Petrology and porosity of an oceanic crustal site. Result from wave form modelling of seismic refraction data, J. Geophys. Res., 85, 1409-1433, 1980b.

Thomson W.T., Transmission of elastic waves through a stratified medium, J. Appl. Phys., 21, 89-93, 1950.

Udias A., D. Muñoz and F. Buforn, Mecanismo de los temblores y tectónica, Madrid Universidad Complutense, Cátedra de Geofísica, 1985.

Yamamoto J., Rupture process of some complex earthquakes in southern Mexico, Ph.D. Dissertation, Saint Louis Univ., 1978.

Yamamoto J. and B.J.Mitchell, Rupture mechanics of complex earthquakes in southern Mexico, Enviado para publicación.

Yarza de la Torre E., Volcanes de México, México Aguilar, 1971.

CREDITOS DE LAS FIGURAS

Las figuras 1 y 6 fueron tomadas de

Espindola J.M., El mecanismo sísmico, Naturaleza I, 11, 37-44, 1980.

Las figuras 4, 5 y 7 fueron tomadas de Udías, 1985.

BIBLIOGRAFIA

Ben-Menahem A., Seismic waves and source, N.Y. Springer Verlag, 1981.

Bullen K.E. and Bruce A.B., An introduction to the theory of seismology, Cambridge Cambridge University, 1985.

Udias A., D. Muñoz and F. Buforn, Mecanismo de los temblores y tectónica, Madrid Universidad Complutense, Cátedra de Geofísica, 1985.

Yamamoto J., Mecanismo de los temblores de la costa occidental de Mexico, Acta Mexicana de Ciencia y Tecnología, 4, 55-63, 1986.

Yamamoto J., Modelado de temblores en sismología, Comunicaciones Técnicas del IGF, serie Docencia y Divulgación No. 2, 1987.