



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

La Actividad Sísmica en el Área de Huetamo Michoacán
de Agosto de 2006 y sus Implicaciones
en el Peligro Sísmico de la Región

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

PRESENTA:

LAURA MINERVA STELLA RAMÍREZ

DIRECTOR DE TESIS:
Dr. Jaime Yamamoto Victorio

2011





Universidad Nacional
Autónoma de México



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 esta 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.

■ **Datos del alumno**

Stella
Ramírez
Laura Minerva
55 79 56 79
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
302702211

■ **Secretario (Tutor)**

Dr Jaime Yamamoto Victorio

■ **Presidente**

Dr Luis Quintanar Robles

■ **Vocal**

Dra Lucía Medina Gómez

■ **Suplente**

Dr Tomás González Morán

■ **Suplente**

Dr José Antonio García Barreto

■ **Datos del trabajo escrito**

La Actividad Sísmica en el Área de Huetamo Michoacán de Agosto de 2006
y sus Implicaciones en el Peligro Sísmico de la Región.
61 p
2011

En memoria de H.R.S.M.†

Agradecimientos

Quiero agradecer a las mujeres más importantes en mi vida: Cristalina, Evangelina y Laura; por su temple, fortaleza, tenacidad y ejemplo, pero sobre todo su amor.

A mí Virgilio, mi compañero en todo momento, mi hermano Humberto; en las buenas, las malas y las peores. Gracias por estar a mi lado . . . y cómo olvidar a mi lucesita traviesa: Osmar; por enseñarme tanto de lo que no tenía idea.

A mi tía Gaby por su apoyo y cariño; a mi tío Adrián por aquellas pláticas llenas de consejos y complicidad. Gracias por ser antes que nada un amigo, Te quiero.

A Gonzalo, por todos esos años de comprensión y cariño.

También quiero agradecer a Lizzet y a la Familia Portillo, por su apoyo incondicional por tantos años.

A mis mejores Amigos: José Antonio, por estos años de amistad incondicional; a Luis Ángel, por ser otro hermano para mí y a Jesús, por ser tan lol (^ ^)

También a mi Banda Física: Mani, Papa y Gerry . . . aunque suene gracioso: Jorge, David y Gerardo; por ser mi equipo en todo, tanto para chambear como para filosofar, Los quiero ∞.

A mis queridos matemáticos: Rodrigo, Violeta, Rafael, Ilan, Ramón, Araceli . . . y a la no matemática Laura!, por los buenos ratos juntos.

Por último y no menos importante, a mi Asesor Jaime Yamamoto, por permitirme trabajar a su lado. A mis Sinodales: Luis Quintanar, Lucía Medina, Tomás González y José A. García Barreto, por su ayuda para la realización de esta Tesis.

Índice general

Resumen	1
Introducción	3
1. Conceptos Geotectónicos Generales	5
1.1. Tectónica de Placas y Fallas	5
1.2. Relación de zonas de deformación extensional y subducción de placas	8
2. Marco Geotectónico de la Región Oeste de México	11
2.1. El Eje Neovolcánico Mexicano	13
2.2. Bloques corticales y su movimiento	18
3. La secuencia de sismos de Julio-Agosto de 2006	21
3.1. Antecedentes	21
3.2. Datos y Observaciones	21
3.3. Determinación de los mecanismos focales	28
3.4. Soluciones y su interpretación	30
3.5. Análisis probabilístico de la recurrencia de sismos con $M \geq 4.5$ en la zona de interés	33
Conclusiones	37
Anexos	39
A. La Estructura Interna Terrestre y los Sismos	41
A.1. Antecedentes	41
A.2. Sismos	42
B. Mecanismos Focales	43
B.1. Antecedentes Teóricos	43

B.2. Determinación de los Mecanismos Focales	47
B.3. Representación del Plano de Falla	48

Resumen

En esta Tesis se estudian las características de los mecanismos de ruptura y de la transmisión de las señales sísmicas de ocho sismos ocurridos en los meses de Julio-Agosto del 2006 en la región occidental del centro de México, en el extremo del Eje Neovolcánico, y se analiza su correlación con la geotectónica de esta zona del país.

La primera parte abarca en forma general conceptos teóricos sobre sismología, más adelante se da un detallado panorama geotectónico de la región de estudio para después relacionarlo con lo observado en los eventos de estudio.

Utilizando los tiempos de arribo de las ondas P y S registrados en las estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional se relocalizaron los hipocentros de los ocho sismos considerados y mediante el análisis de la distribución de las polaridades de los arribos de la onda P registrados en los componentes verticales se obtuvieron las soluciones de los mecanismos de falla.

Los resultados indican que la actividad sísmica de Julio-Agosto de 2006 se inició el 31 de Julio de 2006, en la costa de Colima con la ocurrencia de un sismo superficial ($h=12\text{Km}$) de magnitud 4.9 y mecanismo de ruptura inverso, típico de zonas de subducción, seguido de otros tres de similares características. Posteriormente, la actividad migró aproximadamente 350 Km hacia el este, en la cercanía de la ciudad de Huetamo, Michoacán, en donde ocurrieron tres eventos de mayor profundidad ($40 \leq M \leq 60 \text{ Km}$) y mecanismos de falla normal, característico de los sismos del Eje Neovolcánico. Finalmente, mediante un análisis estadístico se discute la posibilidad de que este grupo de sismos estén causalmente relacionados.

Introducción

El 31 de Julio de 2006 ocurrió un sismo de magnitud $M_c=4.9$ en la costa de Colima, México, seguido de otros tres eventos los días 1,3 y 5 del mes de Agosto, de magnitud media en el rango de $3.5 \leq M_c \leq 4.2$, que también se localizaron en el estado de Colima. Posteriormente otros cuatro nuevos eventos con magnitudes entre 4.4 - 5.7 y profundidad intermedia ocurrieron entre el 11 y 13 de Agosto. El día 11 de Agosto ocurrieron tres de ellos, cerca del poblado de Huetamo Michoacán, el primero (5.7M) a las 2 hr 30 min GMT, el segundo (4.7M) a las 2 hr 38 min GMT y el tercer evento (4.4M) a las 4 hr 46 min GMT. El último evento tuvo una magnitud de 5.1M a las 15h 14min GMT y se localizo frente a la Costa de Michoacán.

Estos sismos fueron sentidos por los moradores de poblaciones de la parte central y suroeste de México incluyendo los estados de Guerrero, Colima, Michoacán y la Ciudad de México. En la figura 1 se muestra la zona de interés de este estudio y los eventos ocurridos del 31 de Julio al 13 de Agosto de 2006.

Sobre esta región se han realizado ya varios estudios geofísicos que comprenden los estados de Jalisco, Michoacán y Colima. En éstos se describen las características geotectónicas generales de la región y las de la sismicidad. En la presente Tesis se analizan dentro de este contexto, ocho eventos ocurridos en la región en un lapso de tiempo muy corto y que muestran características sísmicas diferentes.

El hecho de una recurrencia de ocho sismos en menos de un mes, en una región bien delimitada de 200 Km de radio, sugiere una posible relación dinámica entre ellos. Se pretende por tanto, analizar esa posible relación causal de estos eventos utilizando información de la geotectónica ya estudiada anteriormente y de los catálogos sísmicos de la zona a fin de estimar una recurrencia media de los sismos de esa magnitud en la región considerada y compararla con la recurrencia presentada en el mes de Agosto de 2006.

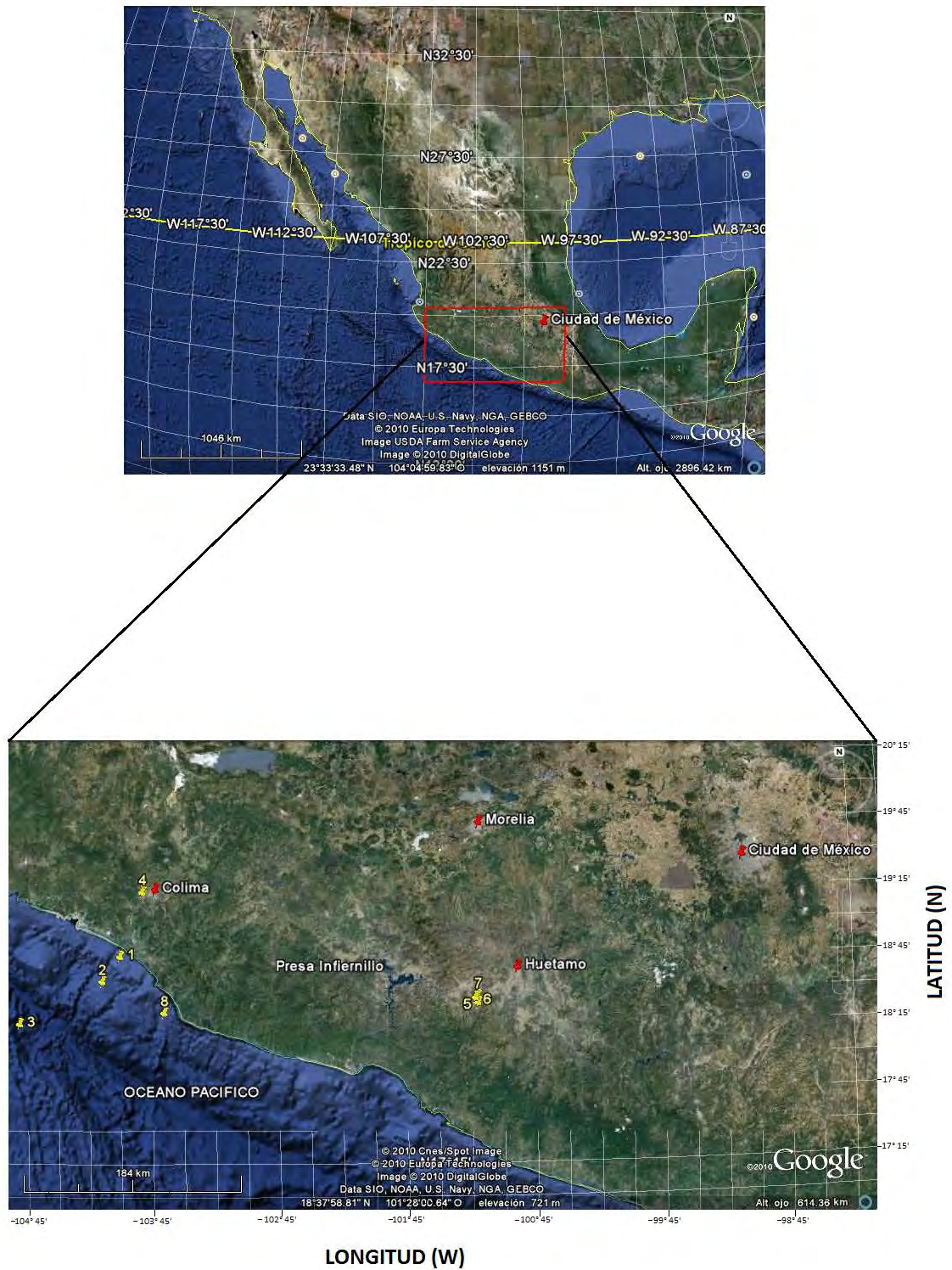


Figura 1: Se muestra el área de interés y los ocho eventos ocurridos en los meses de Julio-Agosto de 2006

Capítulo 1

Conceptos Geotectónicos Generales

1.1. Tectónica de Placas y Fallas

El precepto fundamental de la teoría de la tectónica de placas establece la existencia en la superficie de la Tierra de una serie de placas delgadas rígidas. Las placas se mueven unas respecto a otras conducidas por fuerzas cuyo origen es aún debatido. Debido a que las placas litosféricas cubren toda la superficie de la Tierra, el movimiento de una placa está constreñido por los de todas las otras y un cambio importante en la dirección o en la velocidad del movimiento en un punto generalmente provoca una redistribución global del movimiento de las placas.(ver figura 1.1)



Figura 1.1: Mapa general donde se muestran las Principales Placas en la zona de interés

Hay tres modos fundamentales de movimiento de una placa respecto a otra. Dos placas pueden separarse a lo largo de un margen divergente, casi siempre representado por una dorsal oceánica. Hay márgenes convergentes, en los cuales o bien se produce la subducción de una placa (oceánica) por debajo de otra (continental u oceánica), o bien tiene lugar la colisión de dos placas con litosfera continental. Por último, el movimiento a lo largo de un límite entre dos placas puede ser de tipo lateral, sin que implique creación ni destrucción de material litosférico, como es el caso de los márgenes transformantes. En todos los casos citados se produce una concentración de la actividad sísmica a lo largo de los márgenes de placas.

Los límites de las placas en los cuales no se genera ni se destruye litosfera sino que a lo largo de ellos se produce un deslizamiento lateral de las placas reciben el nombre de *fallas transformantes* y son paralelos a la dirección de movimiento de las placas. Pueden unir crestas de dorsal desplazadas, otras veces conectan crestas de acreción con zonas de subducción.

Las fallas son discontinuidades mecánicas en las que se ha producido un movimiento relativo entre los bloques paralelo al plano de fractura, por eso también son llamadas fracturas de cizalla. Las fallas son estructuras muy importantes en la organización tectónica de la corteza terrestre toda vez que, son los límites entre las placas litosféricas. Al conjunto de materiales que queda a un lado y a otro de la fractura se le llama bloque de falla. De acuerdo con la inclinación de la superficie de cizalla podemos definir el bloque superior como aquel que queda por encima del plano de falla; el bloque inferior es aquel que queda por debajo del plano de falla. (ver figura 1.2).

La mayoría de las fallas se concentran en la mitad superior de la corteza, aunque algunas de ellas pueden atravesar la corteza e incluso penetrar en el manto litosférico.

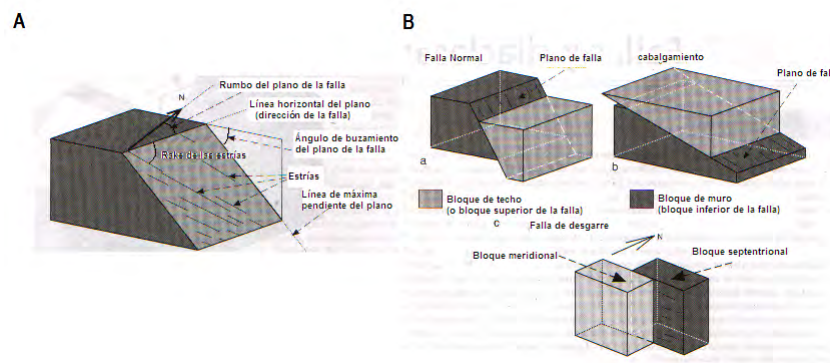


Figura 1.2: A Orientación de la superficie de la falla y de las estrías. B Tipos de fallas y nomenclatura para los bloques de falla. Fallas con deslizamiento en buzamiento: a) falla normal; b) falla inversa/cabalgamiento. Falla con deslizamiento en dirección: c) falla de desgarre. Ref.[17]

Criterios para clasificar fallas

Las orientaciones de las fallas se expresan con el acimut y el buzamiento, esto es, el ángulo horizontal que forma la línea horizontal contenida en el plano de falla y el norte geográfico y la inclinación máxima del plano respectivamente. Las fallas también se pueden subdividir teniendo en cuenta el ángulo de buzamiento del plano, así tenemos: fallas de ángulo alto ($>45^\circ$) y fallas de ángulo bajo ($<45^\circ$).

Si consideramos la dirección del desplazamiento relativo entre bloques las fallas pueden ser de:

- *Desplazamiento en buzamiento* (“dip-slip fault”): cuando el movimiento se produce según la línea de máxima pendiente del plano, o a lo largo de las líneas próximas a ésta. En estas fallas los vectores de desplazamiento tienen un acimut o *rake* de 90° ; donde *rake* es el ángulo que forma el vector de desplazamiento (contenido en el plano de la falla) y la línea horizontal del plano de la falla.
- *Desplazamiento en dirección* (“strike-slip fault”): son aquellas en las que el movimiento entre bloques es horizontal, paralelo a la dirección de la propia falla. Los vectores de desplazamiento tienen un *rake* de 0° para estas fallas.
- *Desplazamiento oblicuo* (“oblique-slip fault”): cuando el desplazamiento entre los bloques es oblicuo a la dirección de la falla. En estas fallas los vectores de desplazamiento tienen un *rake* comprendido entre 0° y 90° -en sentido estricto- aunque suele considerarse entre 10° y 80° .

Si consideramos el sentido del movimiento relativo entre los bloques existen dos clasificaciones de fallas:

- *Fallas normales o extensionales*: son estructuras en las que el bloque de techo desciende siguiendo una trayectoria paralela a la máxima pendiente del plano de cizalla. Son necesarias en diversos procesos geológicos para compensar el estiramiento -por ejemplo- de estructuras dómicas relacionadas con la intrusión de materiales salinos o del magma.
- *Fallas inversas*: ocurren cuando el bloque de techo es el que asciende siguiendo una trayectoria paralela a la máxima pendiente del plano. Se desarrollan preferentemente en marcos tectónicos donde se produce convergencia litosférica, por ejemplo en las zonas de subducción.

Tanto las fallas normales como las inversas son fallas con deslizamiento en buzamiento.

1.2. Relación de zonas de deformación extensional y subducción de placas

En las zonas de deformación extensional existe un relajamiento de la litósfera producto de fuerzas que relativamente divergen unas de otras. Una teoría supone que estas extensiones se producen debido a convecciones dentro del manto, y como consecuencia, producen fracturamientos de la corteza continental, produciendo derivas continentales y formación de océanos.(ver figura 1.3)

1.2.1. Conceptos de *rift* y *rifting*

Rift son zonas de la corteza continental donde la deformación extensional (*rifting*) está ocurriendo y la litósfera continental se adelgaza o “estira”.

Para que se formen rifts intracontinentales, requieren del surgimiento de una *pluma* conformada de manto, que al ubicarse bajo la parte inferior de la corteza, permite la extensión cortical. Dicho proceso puede ser debido a que la corteza se adelgaza a causa del calor extra existente bajo ella o de un adelgazamiento mecánico por la remoción de material bajo la corteza.

Existen teorías que sugieren que muchos rifts se formaron por procesos pasivos del *manto*, donde los movimientos de placas tectónicas inician el *rifting*.

Un mecanismo alternativo al rompimiento de los supercontinentes es que la mayor densidad de las placas tectónicas oceánicas más viejas, al ser rápidamente subducidas, producen “slab pull”, que induce la extensión en la placa que sobreyace. Otro mecanismo de rompimiento es el proceso que se genera cuando corteza se separa o diverge, esto se debe a la carga sedimentaria que hay sobre las cortezas oceánicas y se produce este mecanismo conocido como “ridge push”.

En principio la *fase de rift* es tectónicamente activa, provocando fallamiento normal, adelgazamiento de la corteza, cambios de elevación, volcanismo, altos flujos calóricos, y localmente altas tasas de subsidencia y acumulación de sedimentos. Una segunda etapa, a la que se denomina *fase de post – rift*, se produce enfriamiento litosférico, subsidencia termal, y desarrollo de amplias cuencas flexurales. Con el tiempo, la subsidencia por carga de sedimentos se hace más importante que la subsidencia termal. (ver figura 1.4)

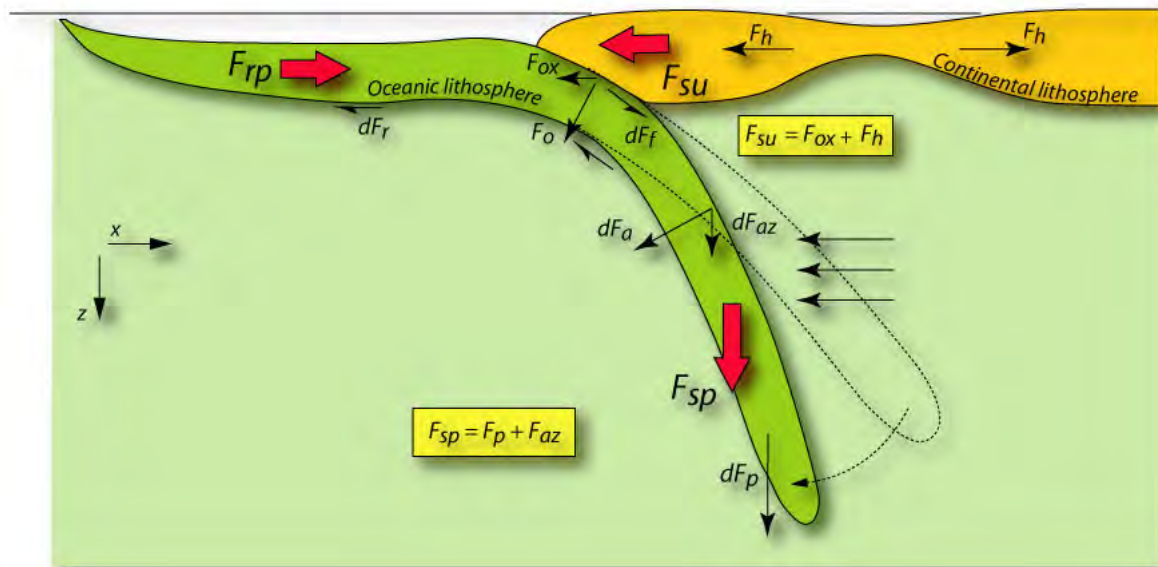


Figura 1.3: Se muestra la representación de los mecanismos debido a un proceso de subducción de placas. Ref.[23]

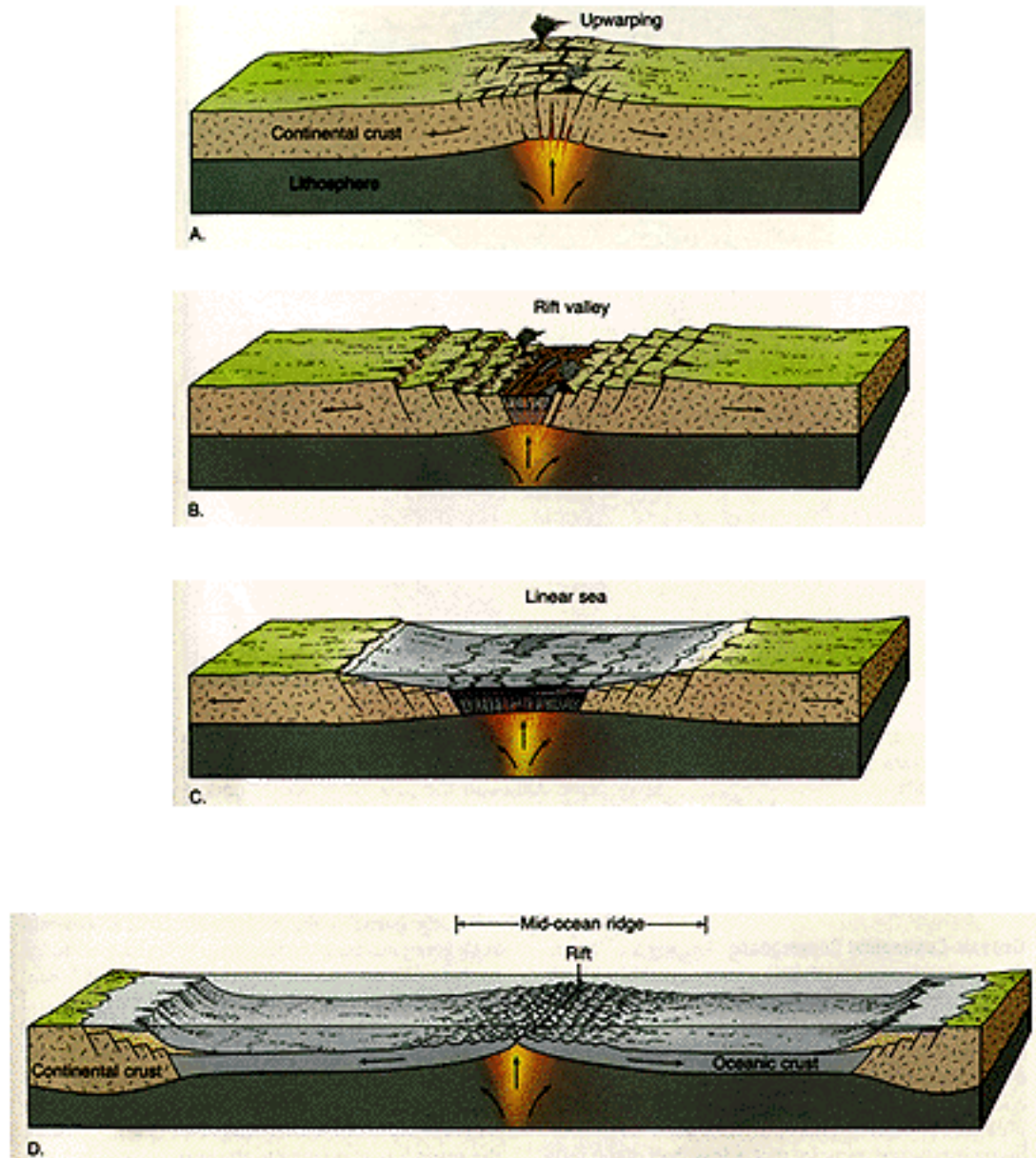


Figura 1.4: Se muestran los procesos de Rift. Ref.[23]

Capítulo 2

Marco Geotectónico de la Región Oeste de México

En el oeste de México central convergen dos placas litosféricas, Rivera y Cocos, generando un complicado patrón de movimientos e interacciones. Consecuentemente, sus patrones de sismicidad son igualmente complicados.

Desde el lago de Chapala hasta el norte del Valle de México se encuentra el sistema de fallas de Chapala-Tula, alineado con el eje Neovolcánico, formando la frontera entre el Bloque de Guerrero y la placa de Norteamérica ^[12]. Al suroeste, paralelo a la costa pacífica, se encuentra el sistema de fallas de Chapala-Oaxaca con extremo occidental en el lago de Chapala, que a su vez forma la frontera entre los bloques de Guerrero (norte) y Michoacán (sur). Este último tiene su límite sur en la trinchera Mesoamericana ^[12].

La placa de Rivera subduce en su posición oriental en la parte final de la Trinchera Mesoamericana bajo una estructura continental conocida como el bloque de Jalisco. Al sur de la Placa de Rivera está la zona de contacto con el borde norte de la placa de Cocos, a través de la zona de fracturas de Rivera. Éste límite entre las placas permanece aún sin definirse. Un complicado sistema de fallas y grábenes limitan los bordes de los bloques en la placa continental que complican aún más el comportamiento sísmico de la región oeste de México.

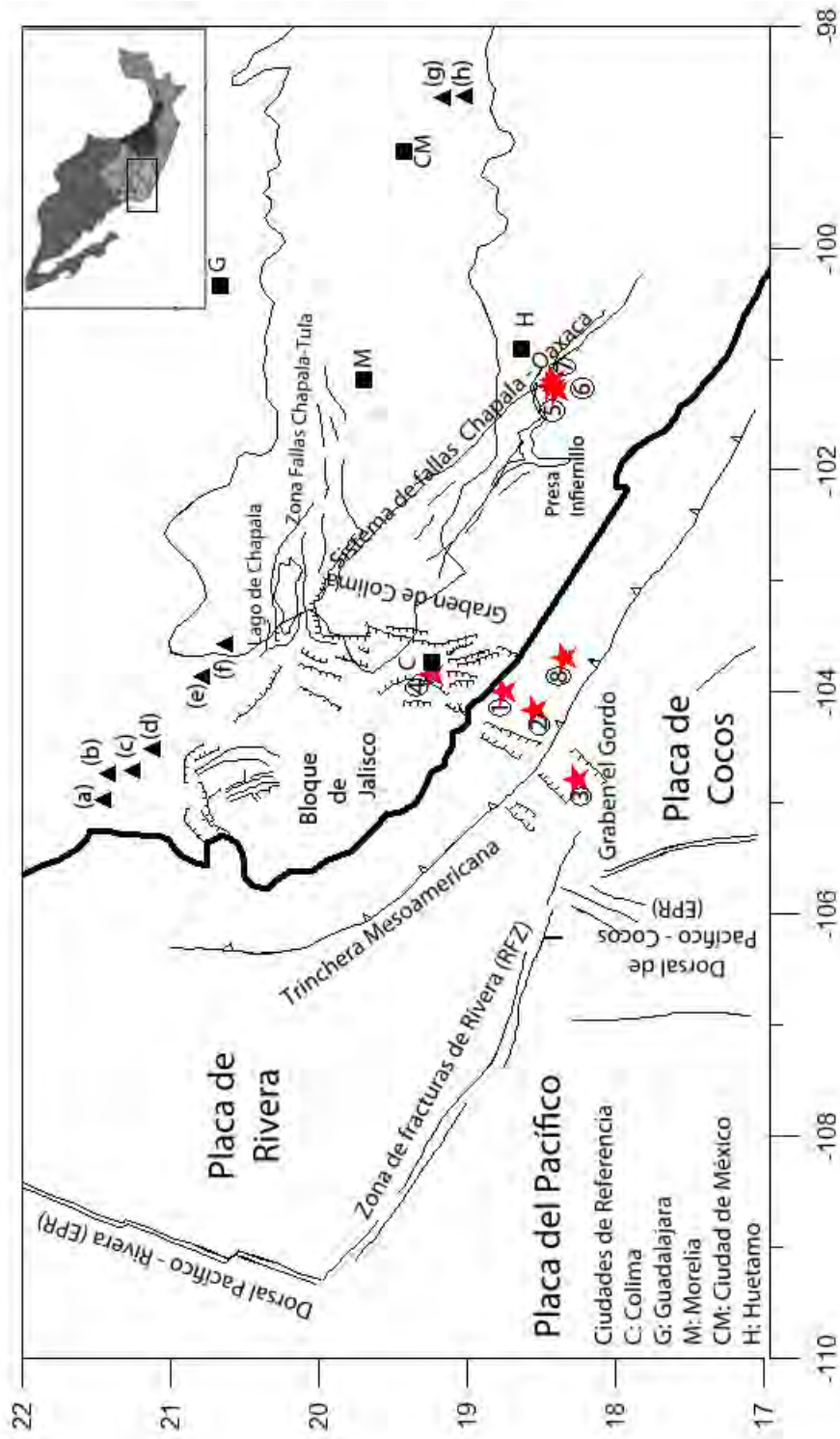


Figura 2.1: Mapa de la región oeste de México. Se señalan con detalle las características tectónicas principales de la zona de estudio. Se muestran con ★ los eventos analizados

2.1. El Eje Neovolcánico Mexicano

Nixon (1982) confirma la naturaleza segmentada del margen continental. La litósfera en subducción está fragmentada en tres segmentos unidos por fallas “en bisagra”, que están relacionadas con alineamientos estructurales formados en la cuenca oceánica. La variación lateral del eje, que yace oblicua en 16° , se identifica con estos segmentos como sigue:

- El arco occidental, que está asociado a una subducción asísmica de la Placa de Rivera con los volcanes alineados de NO a SE de (a) San Juan, (b) Sangangüey, (c) Tepetiltic, (d) Ceboruco, (e) Tequila y (f) la Caldera de la Primavera y, con fallas de gran ángulo y fracturas extensionales que se extienden desde el volcán de Sangangüey hasta la región de Chapala, ^{[8],[7]}(figura 2.1).
- El arco central y oriental que está asociado a la subducción de un segmento poco profundo y poco pendiente de la placa de Cocos, que se extiende desde la zona de fractura de Rivera hasta el istmo de Tehuantepec. En esta región encontramos gran cantidad de conos cineríticos en Michoacán con una orientación al azar y las cadenas con orientación norte sur en Sierra Nevada, que son la cadena (g) Iztacihuatl- (h) Popocatepetl, Orizaba - Cofre de Perote (figura 2.1).

Johnson and Harrison (1990) proponen, por medio de un estudio de imágenes “Landsat Thematic Mapper”, que la corteza al sur del eje Neovolcánico está dividida, al menos, en tres bloques con movimiento independiente uno de otro y de la placa Norteamericana. Estos bloques son los de Jalisco, Michoacán y Guerrero.(ver figura 2.2). Este movimiento relativo es el que produce el fallamiento dentro del eje Neovolcánico.

En la parte occidental del eje, un patrón de rifting organizado ha desarrollado un punto triple. La región oriental del eje tiene una deformación menos organizada. Su inusual orientación puede ser debida al desarrollo, durante el Cuaternario, de la zona de fallas de Chapala-Tula, alineada con el eje Neovolcánico, a lo largo del paralelo 20°N desde el lago de Chapala (103.5°N) hasta el norte del Valle de México, con una longitud total de 420 km y que forma la frontera del bloque de Guerrero con la placa Norteamericana (ver figura 2.2).

En el estudio de las imágenes “Landsat Thematic Mapper” que realizaron *Johnson and Harrison (1990)* llegaron a las siguientes conclusiones para el origen de los graben:

- El rift de Colima fue formado por extensión con una dirección aproximada $\text{N}100^\circ\text{E}$, que, en la práctica, es perpendicular al eje del graben y marca el límite entre los bloques de Jalisco y Michoacán.
- El graben de Tepic-Zacoalco fue formado también por el mismo proceso de extensión, el debido al movimiento entre el bloque de Jalisco y la placa de Norteamérica.

DeMets and Stein (1990) justifican la existencia del graben de Colima como consecuencia de la traslación del bloque de Michoacán hacia el sureste, movimiento inducido por la subducción oblicua de la placa de Cocos. Los datos geológicos a lo largo de los sistemas de fallas de Chapala-Tula, que coincide en gran parte con el eje Neovolcánico Mexicano, y de Chapala-Oaxaca, que es paralela a la trinchera mesoamericana desde el lago de Chapala hasta Oaxaca, son consistentes con un movimiento hacia el sureste de los bloques de Guerrero y Michoacán con respecto a la placa de Norteamérica.

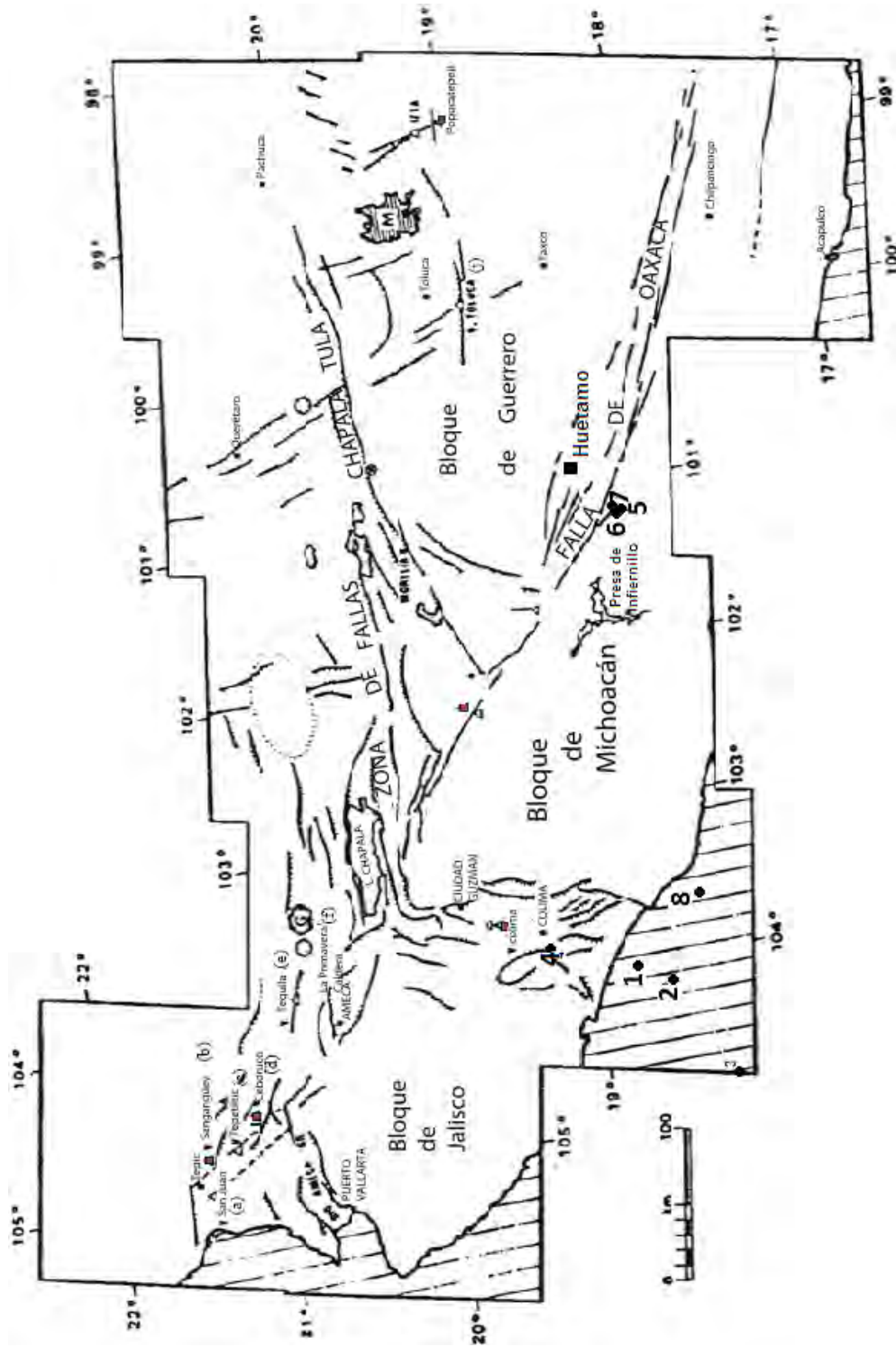


Figura 2.2: Mapa tectónico de México occidental. Es de interés resaltar las siguiente características tectónicas de este mapa: el bloque Jalisco, delimitado por los graben de Tepic-Zacoalco y Colima, el sistema de fallas de Chapala-Tula, que forma el límite entre la placa de Norteamérica con el bloque de Guerrero, y el sistema de fallas de Chapala-Oaxaca, que separa el bloque de Michoacán con el bloque de Guerrero. Estos dos sistemas de fallas tienen su extremo occidental en el graben de Chapala, que contiene el lago del mismo nombre [12]. Los triángulos representan los volcanes, aquellos con un recuadro rojo son los volcanes activos. También vienen señaladas las principales ciudades de la zona. Los puntos con número a un lado indican los respectivos Eventos según su ocurrencia, el 1 es el primero en acontecer y el 8 el último. Figura según Ref.[12]

2.1.1. Marco geotectónico del estado de Michoacán

En Michoacán existen dos grandes terrenos estructurales que se diferencian entre sí por su grado de complejidad, su incidencia tectónica particular y el tiempo geológico en que se formaron. Es perceptible la complejidad estructural, resultado de la tectónica tangencial pacífica, donde sobresalen algunas fallas de gran magnitud, tales como la de El Ahijadero-Los Pozos-Tumbiscatío (*Melchoir y colaboradores, 1991*).



Figura 2.3: El estado de Michoacán con sus principales características geotectónicas y ciudades. Ref.[13]

El terreno estructural del Eje Neovolcánico está constituido por una cadena volcánica de edad pliocuaternaria, con una orientación diferente a la unidad estructural de la Sierra Madre del Sur. En Michoacán, el vulcanismo del Eje Neovolcánico está relacionado con la subducción de la placa de Cocos.

Esta fase tensional origina fallas, fisuras y aparatos volcánicos (estratovolcanes, conos cineríticos) con orientación noreste-suroeste, por los que surgen grandes masas de rocas calcialcalinas (basaltos, andesitas y dacitas originadas sobre una corteza oceánica o intermedia, antes que por un vulcanismo de tipo margen continental activo ^[5].

La región de Huetamo se localiza en el extremo sudoriental del estado y geológicamente está constituida al este por secuencias sedimentarias clásticas y marinas de edad jurásico-cretácica, que subyacen a un paquete de rocas calcáreas con presencia megascópica de fauna fósil del Albiano-Aptiano. En la porción occidental de la región, se han identificado predominantemente rocas ígneas intrusivas y extrusivas del Cretácico-Terciario; hacia el noroeste y poniente de la región se distribuyen rocas sedimentarias de origen continental, pertenecientes al Grupo Balsas.

Al suroeste de Huetamo, en los flancos del anticlinal de San Lucas, en las localidades de El Tamarindo, Piedra Mala y El Cajón, existen considerables paquetes de roca calcárea recristalizada a mármol, de texturas, tonos y colores diversos. Los espesores de estos paquetes varían de 2.0 a 30 m y a veces presentan cavidades de disolución y manifestaciones megascópicas de fósiles.

2.2. Bloques corticales y su movimiento

Los resultados de varios de los estudios realizados para determinar la cinemática y la dinámica del bloque de Jalisco, es decir, el comportamiento del movimiento relativo entre los bloques y las placas vecinas se muestran a continuación.

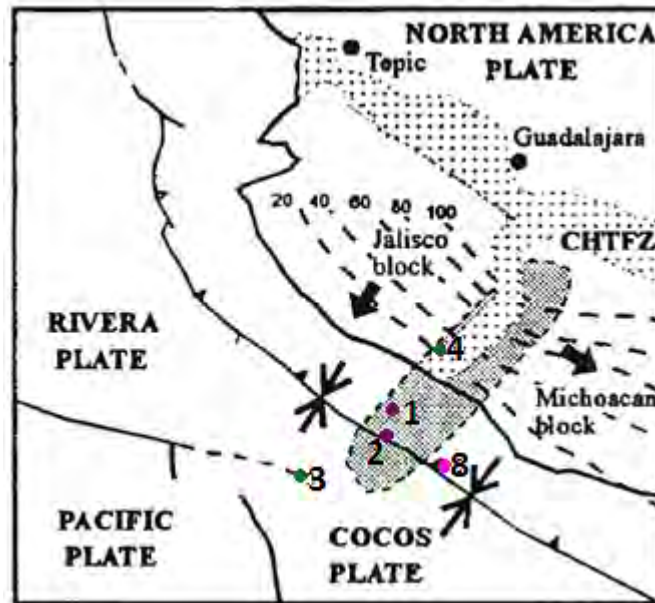


Figura 2.4: Movimiento del Plioceno-Cuaternario de los bloques de Jalisco y Michoacán con respecto a la placa de Norteamérica y su relación con las zonas de deformación extensional (áreas punteadas) ^[21]. El área gris es la zona límite entre las placas de Rivera y Cocos ^[1]. Las flechas finas en la trinchera son los vectores de convergencia entre la placa de Rivera y Cocos con Norteamérica ^[9]. Las flechas gruesas indican la dirección del movimiento entre los bloques de Jalisco y de Michoacán ^[21]. Las líneas discontinuas representan la profundidad en kilómetros del plano de Wadati-Benioff ^[19]. CHTFZ es el sistema de fallas de Chapala-Tula. Los puntos con número a un lado indican los respectivos Eventos según su ocurrencia. Ref.[1] y [21]

Cocos-Bloque de Michoacán

Mediante los vectores de deslizamiento *Cheal and Stewart (1982)* y *Dean and Drake (1978)* calcularon el acimut y valor de convergencia de la placa de Cocos bajo el bloque de Michoacán con los resultados de 58 mm/año y N151°O (figura 2.5). Un valor promedio similar es obtenido por *Minster and Jordan (1978)* y *Nixon (1982)*, para los que la placa de Cocos subduce a una velocidad promedio entre 60 y 70 mm/año.

Bloque de Jalisco-Bloque de Michoacán

Se asume que el movimiento relativo entre los bloques de Jalisco y Michoacán tiene una dirección que es perpendicular a la del graben de Colima con acimut de $N100^{\circ}E$ y una velocidad de 8 mm/año, obtenido del diagrama vectorial ^[12](figura 2.5).

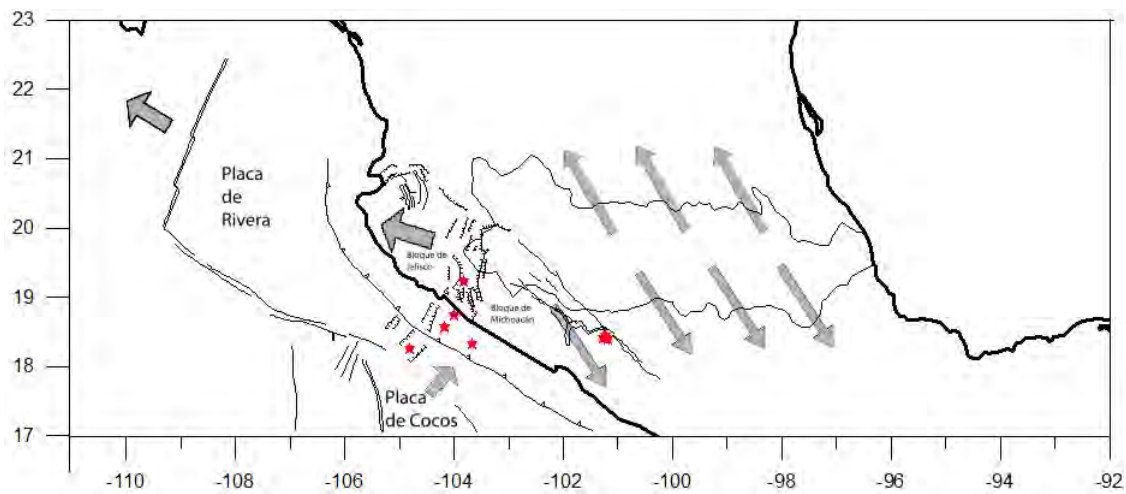


Figura 2.5: Mapa que muestra el movimiento relativo entre las placas litosféricas y bloques corticales en la región central de México. Ref [12]

Capítulo 3

La secuencia de sismos de Julio-Agosto de 2006

3.1. Antecedentes

El primer evento que inicia con la secuencia de sismos a estudiar es de magnitud ($M_c=4.9$) y ocurre en la costa de Colima el 31 de Julio, posteriormente los días 1,3 y 5 de Agosto ocurren otros tres eventos que también se localizan en el estado de Colima; éstos están en el rango de magnitudes de $3.5 \leq M_c \leq 4.2$. Aproximadamente a 70 Km al sureste de la presa Hidroeléctrica Infiernillo se localizan tres eventos ocurridos el 11 de Agosto de 2006, el primero de 5.7M, el segundo de 4.7M y el tercero de 4.4M.

El día 13 de Agosto acontece el último evento de esta secuencia, el cual se localiza frente a la Costa de Michoacán, alejado de los últimos tres eventos una distancia de 256Km hacia el oeste; con lo que se presume que la actividad sísmica regresa al oeste de la región de interés.

3.2. Datos y Observaciones

3.2.1. Localización de los sismos

En el cuadro 3.1 se muestran los eventos listados por orden temporal con su respectiva localización epicentral y profundidad del foco y magnitud. Para la localización de los sismos se utilizó información de la Red Sísmica de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional y el paquete de programas de análisis SEISAN.

De cada evento a localizar se toman, para cada estación, los siguientes datos ^[26]: hora de arribo de las fases P y S, carácter de las fases P y S (es decir, si es una onda impulsiva o emergente), sentido del primer movimiento (con lo que se puede determinar si el

movimiento del suelo ha sido una compresión o una dilatación), peso de las fases P y S (es decir, un valor numérico que evalúa la calidad del dato), amplitud y periodo de la fase S (con lo que se podrá determinar la magnitud local) y la duración del registro (que permitirá determinar la magnitud en función de la duración). Con todos estos datos es posible llevar a cabo diversos análisis; el primero de ellos es determinar dónde ha ocurrido el sismo, es decir, localizarlo.

Los métodos modernos de localización de los focos sísmicos difieren en detalles puntuales pero están basados todos en un mismo principio: el tiempo de recorrido de una onda sísmica desde el hipocentro hasta el lugar de observación es una medida directa de la distancia entre estos dos puntos ^[2].

Para localizar eventos con muy buena precisión es necesario contar con una distancia mínima al epicentro menor a la profundidad, un número de fases mayor o igual a 6, un cubrimiento acimutal de la red (GAP) menor o igual a 90 grados, un error medio cuadrático (RMS) menor a 0.15 segundos y errores en horizontal y profundidad menores a 1 y 2 km respectivamente ^[10].

Con cuatro estaciones que hayan registrado el sismo es posible, al menos teóricamente, plantear cuatro ecuaciones que contienen cuatro incógnitas: la localización hipocentral, es decir, longitud, latitud y profundidad y tiempo origen, esto es, la hora a la que se produjo el evento. En la práctica, la calidad de los datos, la imprecisión en el conocimiento del modelo de velocidades y otros factores, pueden hacer que la localización no sea exacta, por lo que para asegurar la misma es aconsejable disponer del mayor número posible de estaciones.

NUM DE EVENTO	FECHA	TIEMPO	LAT (N)	LONG (W)	PROF. Mc (Km)	REGION
1	07/31/2006	18:25:18.8	18.749	104.010	12.4 4.9	Colima
2	08/01/2006	05:56:10.5	18.565	104.151	05.1 4.2	Colima
3	08/03/2006	01:04:28.9	18.252	104.819	12.1 3.5	Colima
4	08/05/2006	00:43:54.9	19.226	103.827	14.9 3.5	Colima
5	08/11/2006	14:30:40.6	18.378	101.215	40.8 5.8	Huetamo
6	08/11/2006	14:38:36.8	18.415	101.235	64.4 4.7	Huetamo
7	08/11/2006	16:46:25.4	18.427	101.218	40.4 4.4	Huetamo
8	08/13/2006	15:14:24.5	18.330	103.662	18.0 5.1	Michoacán

Cuadro 3.1: Sismos localizados en el Área de interés en Julio-Agosto de 2006

En adelante, nos referiremos a los sismos mostrados en este trabajo sólo por el número de evento que figuran en el cuadro 3.1.

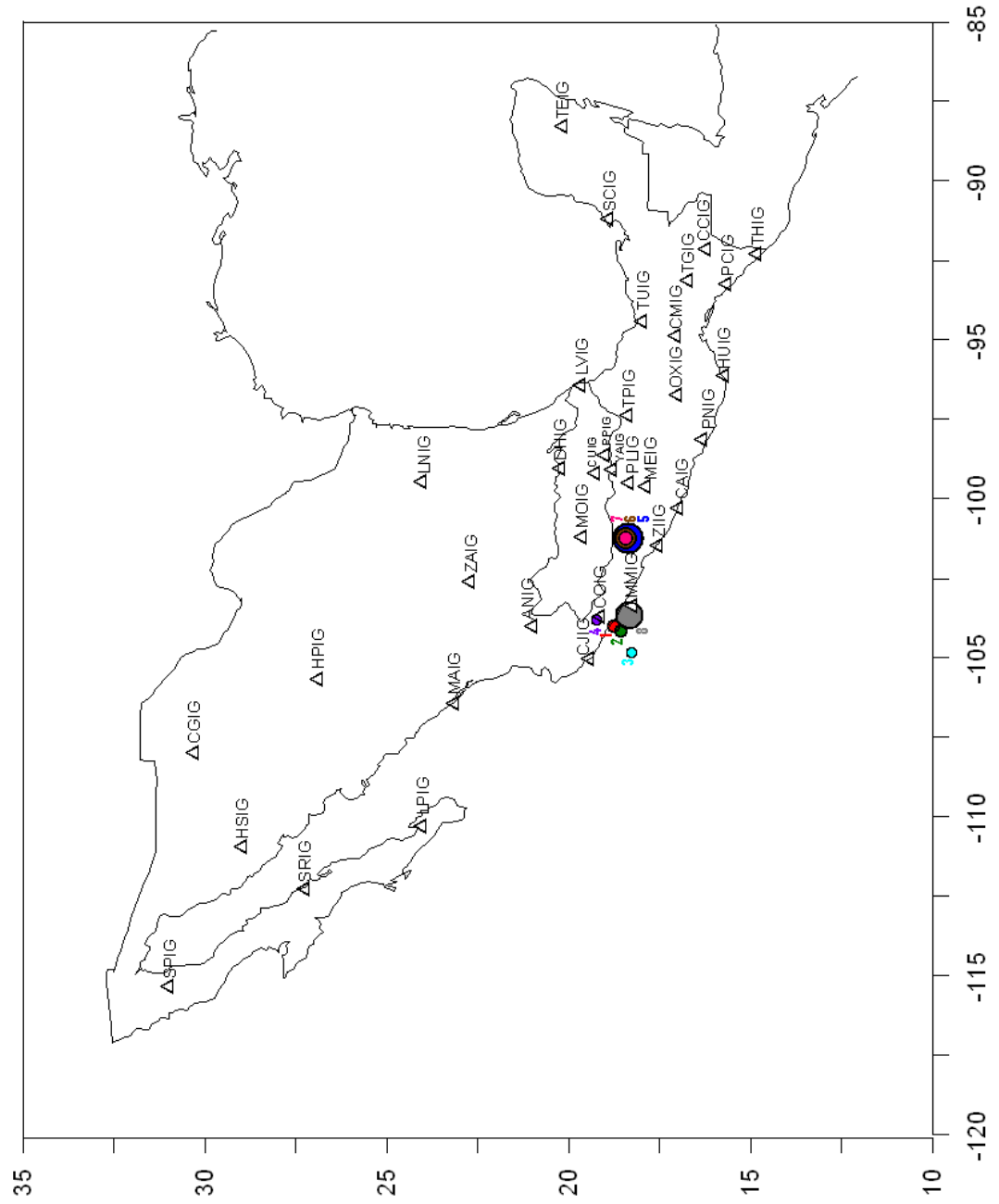


Figura 3.1: En el mapa se indican los sismos con su respectivo número de evento a un lado, el tamaño del círculo da una idea de la magnitud del sismo, entre más grande es, implica que el evento tuvo una magnitud mayor. Los símbolos (Δ) representan las localizaciones de las estaciones de la Red

En la figura 3.1, se muestra un Mapa con todas las estaciones de la Red y los sismos analizados (cuadro 3.1); en el cuadro 3.2 se tiene una relación de los eventos y las estaciones que lo detectaron.

Evento \ Estación	1	2	3	4	5	6	7	8
CAIG	x				x	x	x	x
CCIG			x					
CJIG	x	x	x	x	x	x	x	x
CMIG	x		x		x		x	
CUIG	x				x	x	x	x
DHIG	x				x	x	x	x
HUIG	x				x		x	x
LPIG					x			x
LNIG	x				x		x	x
LVIG					x	x	x	x
MMIG					x	x	x	x
MOIG	x	x	x	x	x	x	x	x
MAIG	x				x			
MEIG	x	x	x	x	x	x	x	x
OXIG	x		x		x		x	x
PCIG								
PLIG	x	x	x	x	x	x	x	x
PNIG								
PPIG	x		x		x	x	x	x
TPIG	x		x		x	x	x	x
TUIG					x			x
YAIG	x		x		x	x	x	x
ZAIG					x	x		
ZIIG	x					x	x	x

Cuadro 3.2: La relación de las estaciones que detectaron los eventos analizados

La zona en que se ubican los primeros dos eventos (1 y 2) es una región en donde se extiende el graben El Gordo, localizado frente a las Costas de Colima y donde subduce la placa de Cocos (ver figuras 2.1 y 2.4), por lo que podrían estar éstos relacionados a la subducción de la Placa de Cocos dada su profundidad superficial. Al igual que estos dos eventos, el tercero podría también estar relacionado con dicho graben a diferencia que se

localiza antes de la subducción de la Placa de Cocos al continente y está más cerca de la Zona de Fracturas de Rivera.

El cuarto evento se localiza dentro de lo que conocemos como el graben de Colima (ver figura 2.1) y en donde la placa de Cocos tiene un perfil de subducción con una profundidad de aproximadamente 40 Kilómetros para esa región (ver figura 3.2); con lo que por la profundidad del sismo, este evento probablemente se relaciona más al mecanismo del graben de Colima que a la subducción de la Placa, ya que ésta sucede a una mayor profundidad.

El grupo de los eventos 5, 6 y 7 se ubican geográficamente dentro del estado de Michoacán, cerca del poblado de Huetamo y de la presa Infiernillo; estos eventos se encuentran dentro del sistema de Fallas Chapala-Oaxaca (ver figuras 2.1 y 2.2) y a un perfil en donde la Placa de Cocos subduce a unos 50 Kilómetros aproximadamente (ver figura 3.2); con lo que la profundidad de los eventos 5 y 7 se ven seguramente relacionados con el perfil de subducción de la Placa, mientras que el evento 6 se encuentra a mayor profundidad que los dos anteriores. A la distancia de la Trinchera en donde la Placa subduce a unos 20 Kilómetros se localiza el octavo evento, sólo que a una profundidad mayor que dicho perfil (ver figura 3.2). Este evento superficial ocurre en el graben de Colima.

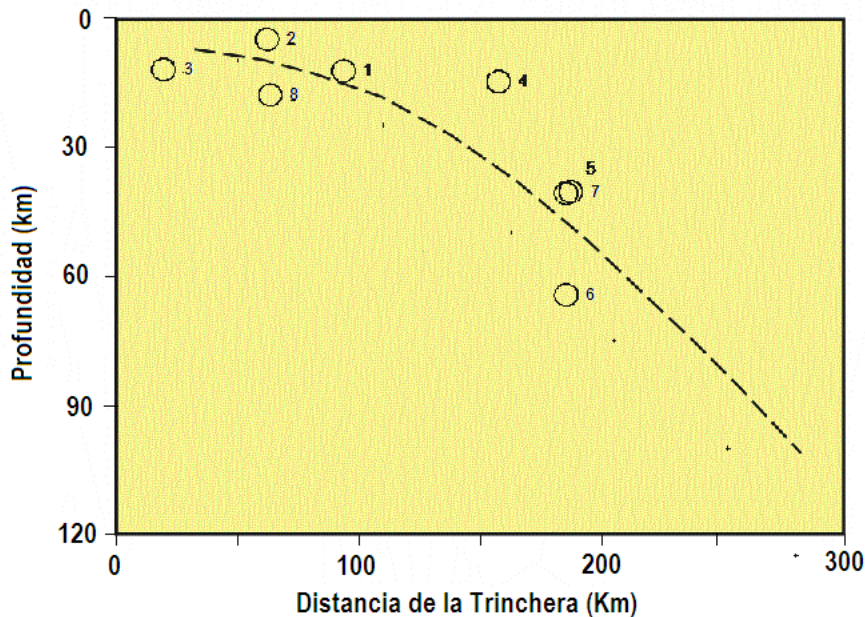


Figura 3.2: Se muestra el perfil sísmico de los ocho eventos mostrados en el cuadro 3.1, la línea punteada es el perfil de subducción de la placa de Cocos. Ref.[19]

Para una clasificación de los sismos ocurridos durante el mes de Agosto de 2006, es de utilidad conocer la posición relativa que tienen estos respecto al perfil perpendicular de la costa y cuál es la distancia de cada evento a la trinchera; esto con el fin de tener más información para poder analizar los distintos mecanismos focales mostrados anteriormente. En la figura 3.2 se puede ver dicho perfil.

A pesar que el epicentro de los ocho eventos mencionados se localizan en promedio a más de 400 km del centro del país, en especial de la Ciudad de México, los sismos de magnitud media a alta ($M \geq 4.5$) con epicentros en esta área con frecuencia son percibidos en la Ciudad de México e inclusive llegan a causar daños en ocasiones; por este motivo es de suma importancia el estudio de la sismicidad en esta región. En el cuadro 3.4 se presentan la alarma y los daños que ocasiono el sismo de mayor magnitud (evento 5, $M=5.8$) en poblaciones donde se encontro que dicho evento fue percibido y causo alerta.

Área de Perceptibilidad

Es importante tomar en cuenta las localidades más cercanas del epicentro de cada evento, con el fin de que los daños y la alarma que generaron en dichas localidades puedan ser analizados como futuras referencias para la sismicidad de la zona. El cuadro 3.3 nos ofrece información sobre las localidades más cercanas al epicentro de los respectivos sismos.

Evento	Distancia a la localidad más cercana
1	21 Km de Ciudad de Armería, Colima
2	45 km de Ciudad de Armería, Colima
3	117 km de Ciudad de Armería, Colima
4	3 km de Coquimatlán, Colima
5	43 km de Huetamo, Michoacán
6	42 km de Huetamo, Michoacán
7	40 km de Huetamo, Michoacán
8	16 km de Bucerías, Michoacán

Cuadro 3.3: Se muestran los eventos y la distancia a la localidad más cercana de éstos.

Coordenadas		Población	Observación
Latitud (N)	Longitud (W)		
19.4270	99.1275	Ciudad de México	Evacuación de personas en varios edificios, particularmente los que se encuentran sobre Paseo de la Reforma. Edificio de la Lotería, BANCOMER y la Contraloría entre otros. No se reportaron daños materiales.
19.6971	101.1845	Morelia, Mich.	Suspensiones breves en los servicios de electricidad y telefonía. Crisis nerviosas entre la población.
18.4836	100.8245	San Pedrito (M. de San Lucas), Mich.	Clínica de Salud sufrió cuarteaduras y daños en su estructura, no se reportaron heridos ni muertos.
17.6473	101.5456	Zihuatanejo, Gro.	El sismo se "sintió fuerte" entre la población.
18.3477	100.6541	Ciudad Altamirano, Gro.	El sismo se "sintió fuerte" entre la población.
18.1593	100.3921	San Miguel Totolapan, Gro.	El sismo se "sintió fuerte" entre la población.
17.5664	101.3439	San Jerónimo, Gro.	El sismo se "sintió moderado" sin que se reportarán daños de consideración.
17.2179	100.6260	Técpan, Gro.	El sismo se "sintió moderado" sin que se reportarán daños de consideración.
17.4787	99.8289	Tierra Colorada, Gro.	El sismo se "sintió moderado" sin que se reportarán daños de consideración.
17.5515	99.5006	Chilpancingo, Gro.	El sismo fue moderado sin que se reportarán daños de consideración.
17.6003	100.0953	La Estaca, Gro.	Sin daños de consideración, únicamente caída de tejados.
16.8255	99.0877	Zapote, Gro.	Sin daños de consideración, únicamente caída de tejados.
18.3045	101.2625	Guayameo, Gro.	Sin daños de consideración, únicamente caída de tejados.
18.3455	101.3307	El Rodeo, Gro.	Sin daños de consideración, únicamente caída de tejados.
18.3846	101.2897	El Timón, Gro.	Sin daños de consideración, únicamente caída de tejados.

Cuadro 3.4: Se muestran las localidades en donde el sismo de M=5.8 causo alarma

3.3. Determinación de los mecanismos focales

Por medio del programa SEISAN se obtuvieron los mecanismos focales de los ocho sismos, utilizando la polaridad de los arribos de la onda P en las componentes verticales de sismogramas obtenidos de diferentes estaciones que registraron cada evento resultante del cuadro 3.2. En la figura 3.3 se muestran los mecanismos focales de los eventos.

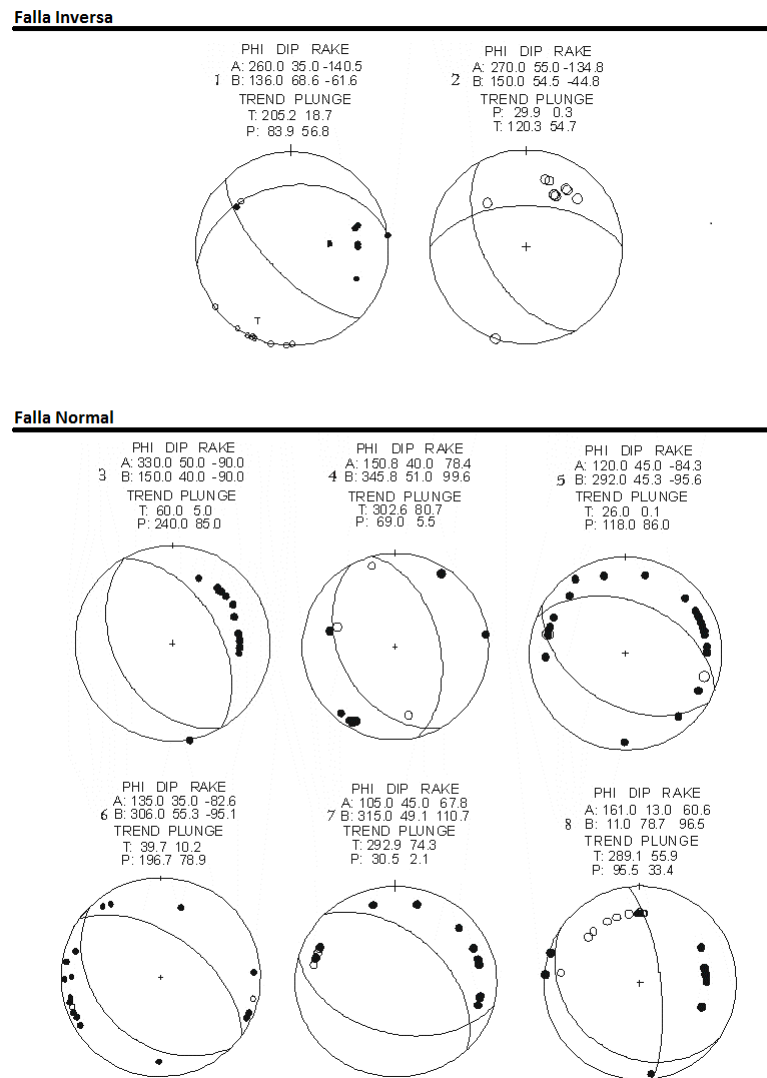


Figura 3.3: Mecanismos focales de los ocho eventos

De la figura 3.3 se deduce que los eventos 1 y 2 tienen un mecanismo focal asociado a un tipo de falla inverso, mientras que los restantes presentan un mecanismo focal asociado a un tipo de falla normal.

En la figura 3.3 podemos notar que hay una orientación predominante de Noroeste-Sureste en las posiciones de los planos nodales, lo cual concuerda en general con las características geotectónicas vistas en el capítulo anterior para cada evento.

Para poder determinar los planos de falla correctos en los mecanismos focales, es necesario además de tener en cuenta el marco geotectónico que involucra a cada evento, tener el número de datos óptimo para cada evento a estudiar. Para los eventos con la mejor localización posible (ubicados en medio de redes sismográficas densas), la incertidumbre de la posición del hipocentro varía desde los 100 metros horizontalmente y 300 metros verticalmente. Para eventos lejanos o globales el error podría ser hasta de decenas de kilómetros.

Sobre esto podemos decir que tanto el segundo como el cuarto evento, sólo cuentan respectivamente con cuatro estaciones que los detectaron. Lo cual es un número de datos pobre para tener determinaciones confiables acerca de los planos de falla y localización de dichos eventos.

Es importante tener en cuenta que entre más datos de estaciones de la red Local Sísmica se tengan sobre un evento, el error en la localización será minimizado; también entre más datos se empleen para la localización y el análisis del evento, las determinaciones serán más cercanas a la realidad. Por tanto, para los eventos 2 y 4 no se tiene un buen cubrimiento acimutal de la red y por tanto los errores horizontales y verticales serán mayores porque la localización es desmejorada por falta de datos.

Tenemos una mejor cobertura de la Red Sísmica que detectó el tercer evento, que aunque no es de una gran magnitud (en comparación con el segundo evento), cuenta con una mayor cantidad de datos, útil para una mejor elección de polaridades más claras de las señales, lo cual hace más confiables las determinaciones de su mecanismo focal y el plano de falla (figura 3.3).

Los eventos subsiguientes, al tratarse de los sismos con mayor magnitud de nuestro grupo de estudio, son los más detectados por la Red Sísmica Local, con lo que se tiene una cantidad de datos considerable para poder elegir entre las señales de mejor calidad, dependiendo de las que tengan polaridades más claras y las que cumplan con la mejor localización acimutal de la red; con lo que se tiene una mejor calidad en las determinaciones de los mecanismos focales, la localización y el plano de falla.

3.4. Soluciones y su interpretación

De los 8 sismos de la figura 3.4, los primeros en ocurrir se localizaron frente a las costas de Colima (los eventos 1 y 2) y presentan un mecanismo de falla inversa consistente con su localización asociada a una zona de subducción.

Con dos días de diferencia entre sí, tal como lo muestra el cuadro 3.1, ocurrieron los posteriores dos sismos que se registran en el estado de Colima (los eventos 3 y 4). Después de estos eventos, pareciera que el comportamiento sísmico tiene una tendencia hacia el sureste de la región, ya que seis días después de los sismos ocurridos en el estado de Colima, se presenta el de mayor magnitud ($M= 5.8$) localizado en el área de Huetamo (Michoacán) con dos réplicas en ese mismo día (5, 6 y 7; ver Figura 3.4).

El evento 8 se localiza casi en la misma latitud que los tres anteriores, pero alejado hacia el oeste de la región y más cerca en distancia con los primeros 4 eventos y sucede dos días después del conjunto de eventos ubicados en el área de Huetamo.

La información geológica y tectónica que se tiene de la región se puede utilizar para sumarizar los resultados obtenidos:

- **Eventos 1 y 2.** Estos eventos son muy superficiales (12 y 5 Km) y ocurren entre la costa y la Trinchera, presentan un fallamiento inverso característico de zonas de subducción (ver figura 1.2). De los dos planos auxiliares, el plano A de acimut 260° y 35° de inclinación hacia el Norte es congruente con la subducción de la Placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. Aquí se presenta una complicación al interpretar el resultado, debido a que estos temblores ocurren en la zona de interacción entre las dos placas Rivera y Cocos. El ángulo de inclinación del plano de falla obtenido quizás sea mayor que la inclinación real de la placa que subduce de acuerdo con estudios publicados por otros autores ^{[4],[6],[15],[16]}.
- **Evento 3.** Este evento es también superficial (12 Km) y ocurre al Oeste de la Trinchera. Presenta un fallamiento de tipo normal con los dos posibles planos de falla orientados prácticamente Norte-Sur, suponiendo que el Plano B, es el plano de falla, éste buza aproximadamente 40° hacia el Noreste, congruente con ambos movimientos esperados de las Placas Cocos y Rivera esperados en esta compleja zona de interacción.
- **Evento 4.** Este evento ocurre a 43 Km. de la costa tierra adentro, es ligeramente más profundo que los eventos anteriores pero sigue siendo del tipo interplaca. Se localiza dentro del graben de Colima y la dirección de cualquiera de los dos posibles planos de ruptura son congruentes, con la dirección del graben y al tipo de ruptura normal esperado en este tipo de estructura.

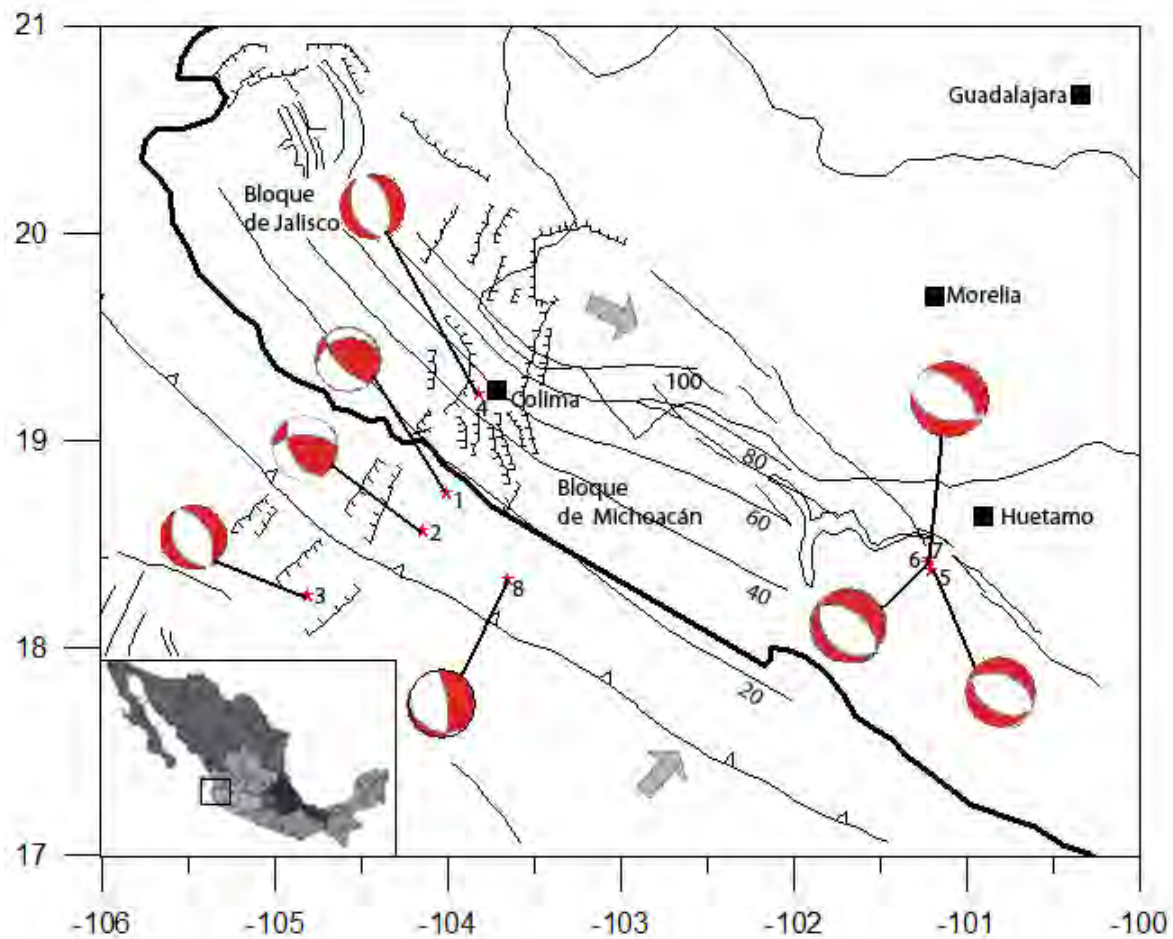


Figura 3.4: Mecanismos focales de los eventos estudiados.

- **Eventos 5,6 y 7.** Estos tres eventos de profundidad intermedia ocurren aproximadamente a 300 Km. al este de los temblores anteriores, en las cercanías de la Presa Hidroeléctrica de Infiernillo. El fallamiento es del tipo normal congruente con otros eventos de profundidad intermedia ocurridos a lo largo del Eje Volcánico Transmexicano. Los posibles planos de falla están orientados Noroeste-Sureste y tienen el mismo rumbo que el sistema de falla Chiapas-Oaxaca.
- **Evento 8.** Este evento marca el fin de la secuencia de temblores y se localiza en la zona de ocurrencia de los eventos 1 a 4 en la Costa de Colima. Su profundidad es superfi-

cial y es normal con un plano de falla orientado Norte-Sur similar a la tendencia del graben de Colima en su extremo sur. El mecanismo de ruptura de este evento (falla normal) se separan del esperado en un ambiente de subducción, probablemente la interacción de las dos placas presentes compliquen los mecanismos de ruptura de los eventos de esta zona.

Finalmente debido a lo visto anteriormente esta serie de sismos puede deberse en general a la convergencia de la placa de Cocos y de Rivera bajo el bloque de Michoacán como también al movimiento relativo de los bloques de Jalisco y Michoacán con una dirección perpendicular al graben de Colima; ya que éstos sismos sucedieron en los estados de Colima y Michoacán esta puede ser una razón factible. Por esto es nuestro interés ver si estas estructuras geológicas ya descritas y los movimientos ya predichos de los bloques concuerdan con los mecanismos focales obtenidos para cada evento. El mecanismo focal de los eventos presentados en este trabajo con su respectiva ubicación en el mapa se muestra en la figura 3.4.

3.5. Análisis probabilístico de la recurrencia de sismos con $M \geq 4.5$ en la zona de interés

Los Sismólogos han demostrado que los sismos ocurren a lo largo de estrechas franjas formadas de epicentros, los cuales coinciden con las cordilleras oceánicas (Como ejemplo, la dorsal del Atlántico) y a lo largo de fallas transformantes, donde las placas se deslizan unas sobre otras. Aparte de estos sitios, los sismos también se originan de 100 a 300 Kilómetros debajo del margen donde las placas colisionan. Los focos de estos sismos están distribuidos a lo largo de un plano que actualmente marca las posiciones de las placas litosféricas que se hunden o subducen en el manto, debajo de la adyacente o la placa superior. Las dorsales en el fondo del mar, los arcos de islas, las montañas jóvenes y los volcanes están asociados a estas fronteras. Generalmente los sismos ocurren en los límites antes mencionados, sin embargo, existen sismos que se localizan entre las placas. La causa de tal simicidad ha sido atribuida a la generación de estrés en un cierto punto de la placa litosférica a un grado tal, que dicho estrés excede la fuerza en ese punto.

Una nueva visión sobre estos eventos se ha desarrollado, en la cual se piensa que algunos de los sismos que se llevan a cabo entre placas quizá se activen debido a una onda de estrés post-sísmica originada de sismos remotos, localizados a cientos de kilómetros, las cuales migran lentamente durante largos periodos de tiempo a través de la astenósfera debajo de la placa litosférica.

En una litósfera altamente fragmentada, los sismos de gran magnitud pueden estar latentes en cualquier momento en las fallas susceptibles, pero sólo unas cuantas se encuentran críticamente estresadas, es por esto que es de suma importancia el estudio de sismos lejanos que pueda activar remotamente dichas fallas estresadas y por tanto provocar sismos de gran magnitud.

Los modelos eficientes de activación a distancia requieren de dos principales condiciones que cumplir. En primer lugar, una falla susceptible de activación a distancia debe estar a punto de rompimiento debido a cargas tectónicas. El segundo requisito es que el terremoto inicial sea capaz de avanzar el proceso de ruptura de la falla remota ^[18].

Los sismos del mes de Agosto de 2006 (a excepción de los eventos 5 y 6 del cuadro 3.1) no son miembros de una secuencia de sismos mayores-réplicas. Ya que las distancias entre los epicentros están en el rango de los 60 a los 380 Kilómetros, esto excede por mucho las longitudes de las fallas, que para el mayor de los cinco sismos es de alrededor unos 2.5 Kilómetros.

También es importante resaltar que el primer evento de nuestro conjunto de sismos tuvo una magnitud de $M=4.9$, con lo que es un posible candidato a una activación remota que pudo desatar el rompimiento de una falla altamente estresada provocando el evento 5 de $M=5.8$.

34 3.5 Análisis probabilístico de la recurrencia de sismos con $M \geq 4.5$ en la zona de interés

Hay modelos que predicen que las propiedades viscosas de la astenósfera (la porción dúctil del manto superior) junto con el efecto del acoplamiento litósfera-astenósfera en la distribución de estrés en un rango de tiempo grande después de sismos fuertes, puede producir o inducir sismicidad remota.

La astenósfera es una zona de baja velocidad para las ondas sísmicas comprendida entre 70 y 250 kilómetros de profundidad y se considera parcialmente fundida o una especie de mezcla fangosa entre líquido y sólido. Esta capa es peculiar, ya que a pesar de ser sólida “fluye” durante los años imperceptiblemente; de hecho, el acoplamiento viscoelástico de la litósfera y la astenósfera se sabe que influye en la migración de estrés.

Es por esto, que el conjunto de eventos sucedidos en Agosto de 2006 en el estado de Michoacán con magnitud ($M \geq 4.5$) son analizados como una posible consecuencia de una activación remota de otro evento aparentemente aislado en ese mismo mes de Agosto.

Estos eventos, no cumplen con el patrón de réplicas o sismos precediendo a uno mayor, ya que las fallas en las que se presentan están aisladas.

Los conjuntos de sismos aislados han sido descritos en Grecia desde la década de los cincuenta y muy recientemente han sido atribuidos a la activación sísmica remota.

Instrumentación sísmica indican que la razón de sismos en Michoacán con magnitudes medias a altas ($M \geq 4.5$) es de 22 eventos cada 4 años. La ocurrencia de cuatro sismos importantes en sólo 13 días, implica que esta frecuencia se ha incrementado por un factor de 20. La razón se incrementa en un factor de 31 si las dos réplicas después del sismo del 11 de Agosto de ($M=5.8$) se consideran.

Si se considera la definición clásica de probabilidad, donde la probabilidad p de que ocurra un sismo (S) en un día de un total de 1460 días (los cuales representan 4 años) posibles igualmente probables es igual a la razón entre el número de ocurrencias de dicho evento (casos favorables) y el número total de días posibles (casos totales), entonces se tiene:

$$P[S] = \frac{22}{1460} = 0,01507$$

Ahora, si consideramos que la variable aleatoria X = número de sismos ocurridos en n días, donde sólo puede ocurrir un sismo al día, y que la ocurrencia de un sismo es independiente entre los días, tiene una distribución Binomial ($p = 0,01507, m = n$), entonces:

$$P[X = r] = \binom{n}{r} p^r (1 - p)^{n-r}$$

Por lo que si nos preguntamos por la probabilidad de que ocurran 4 sismos en 13 días tenemos lo siguiente:

$$X \sim \text{Bin}(p = 0,01507, m = 8)$$

$$P[X = 4] = \binom{13}{4} 0,01507^4 (0,98493)^{13-4} = 3,2166 \times 10^{-5}$$

Conclusiones

1. Los mecanismos focales de la mayoría de los eventos concuerdan con las observaciones geotectónicas que se tienen de la región; estos son debidos principalmente a la Subducción de la Placa de Rivera y de Cocos bajo la Norteamericana, a la migración del Bloque de Michoacán hacia el Sureste y al rifting que genera esta migración provocando el graben de Colima.
2. Los eventos que no concuerdan con ninguna de estas observaciones geotectónicas ya estudiadas son el tercero y octavo. En base a lo estudiado en este trabajo no es posible dar un análisis conclusivo que indique las causas por las cuales los mecanismos focales de estos eventos se apartan de lo esperado en base a conocimientos previos.
3. A través del trabajo sobre activación remota ^[18] podemos suponer que esta serie de eventos que se presentaron en la región Suroeste del país, en los estados de Michoacán, Colima y Guerrero, pueden estar causalmente relacionados ya que la trinchera en donde subducen la placa de Rivera y Cocos es una falla a punto de rompimiento debido a cargas tectónicas, por lo que es susceptible de activación a distancia ^[18]; además de que el primer evento que inició con esta serie de sismos tiene una magnitud (M=4.9) capaz de avanzar el proceso de ruptura de la falla remota considerando que ésta era susceptible a activación a distancia. Este hecho es de suma importancia considerarlo en la asignación del riesgo sísmico de esta región de México.

Anexos

Apéndice A

La Estructura Interna Terrestre y los Sismos

A.1. Antecedentes

Es posible estudiar las variaciones de velocidad que sufren las ondas producidas por los sismos cuando se propagan a través de la Tierra. Hay dos clases de ondas sísmicas: unas que se propagan por el interior de la Tierra (llamadas “ondas internas”) y otras que sólo lo hacen por la superficie de la Tierra (denominadas “ondas superficiales”). Las ondas superficiales son las que tienen una mayor amplitud y las que causan la mayor destrucción, pero son las ondas de cuerpo que se transmiten a través de las capas internas de la Tierra las que proporcionan información sobre las características de las mismas.

Las ondas internas son de dos tipos, ondas P (ondas primarias) y ondas S (ondas secundarias). Las ondas P son más rápidas y se propagan mediante movimientos alternantes de compresión y extensión en la dirección de propagación, de manera similar a como se propaga el sonido en el aire. Las ondas S se propagan mediante un movimiento cizallante que implica la existencia de oscilaciones perpendiculares a la dirección de propagación, de modo semejante a las ondas que se propagan a lo largo de una cuerda sacudida vigorosamente en uno de sus extremos. La velocidad de las ondas sísmicas depende de la densidad de la roca por la que pasan y de las propiedades elásticas de las mismas.

Dado que las velocidades de los distintos tipos de ondas sísmicas dependen de las propiedades de las rocas que atraviesan, a partir del conocimiento de las diferencias en los tiempos de llegada de las ondas, que no puede asociarse a diferencias de distancias sino a cambios en las propiedades (elásticas) de las rocas, es posible hacer inferencias acerca de la composición interna de la Tierra.

En los primeros 100 Km, aproximadamente, hay un incremento de la velocidad de las ondas sísmicas. En esta zona superficial, que incluye toda la corteza y la parte más alta del manto superior, se produce la inmensa mayoría de los sismos. Es por tanto, una capa rígida a la que se denomina litosfera.

Entre 100 y 350 Km se encuentra la astenósfera. Según algunos autores el límite inferior se podría extender a veces hasta 700 Km de profundidad. Se trata de una capa cuyo comienzo está marcado por: un descenso en la velocidad de las ondas P y S, una disminución importante del número de sismos y una disminución de la viscosidad motivada, muy probablemente, por el hecho de que la temperatura a esas profundidades se aproxima a la temperatura de fusión de alguno de los componentes mineralógicos de la litosfera. Todo esto confiere a la astenósfera un comportamiento diferente al que posee la litosfera. A veces se le considera a la astenósfera como la capa "blanda", en contraposición con la litosfera rígida. Pero, conviene subrayar que la astenósfera no es un líquido, ya que transmite las ondas S y, además, aunque menos numerosos que en la litosfera, algunos terremotos tienen su foco en la astenósfera.

Para explicarse el hecho de que la astenósfera tiene un comportamiento de fluido, pero a la vez se generan sismos en su profundidad, se ha propuesto que posee un comportamiento similar al de un material elástico-viscoso, es decir, que frente a esfuerzos instantáneos o de poca duración reacciona deformándose elásticamente y, si el esfuerzo es lo suficientemente grande, se fractura (sismos); pero para esfuerzos de larga duración el cuerpo adquiere una deformación permanente que es dependiente del tiempo (flujo viscoso).

A.2. Sismos

Un sismo es un movimiento brusco, provocado por la rápida liberación de energía. La inmensa mayoría de sismos son de origen tectónico y están causados por deslizamientos rápidos a lo largo de una falla.

El foco es el punto a partir del cual se produce la liberación repentina de energía en forma de ondas. La proyección vertical de ese punto sobre la superficie terrestre es el epicentro.

Los efectos producidos por los sismos son muy variables en función de la magnitud del sismo, de la distancia al foco y de la calidad de las construcciones. Otro factor de gran importancia es el tipo de roca sobre el que se asienta la construcción ya que las propiedades mecánicas de las rocas difieren entre sí y, por tanto, su respuesta frente al paso de las ondas sísmicas a través de fallas.

Apéndice B

Mecanismos Focales

B.1. Antecedentes Teóricos

Para la determinación del mecanismo focal de un sismo, las ondas de cuerpo son más fáciles de utilizar; ya que la primera onda de cuerpo en arribar a un sensor sísmico desde un sismo distante es la de compresión (onda P o longitudinal). El sentido del movimiento inicial del suelo varía entre estaciones sísmicas localizadas a diferentes ángulos de acimut del sismo. Por lo que el primer movimiento será compresivo para estaciones sísmicas en las que el desplazamiento de la falla es de acercamiento. El movimiento será de dilatación o expansivo para estaciones en las que el movimiento de la falla es de alejamiento.

En un sismograma de componente vertical se puede observar el sentido del primer movimiento, así en un movimiento compresivo hay una correspondencia con un movimiento vertical hacia arriba en el sismograma y en un movimiento de dilatación corresponde un movimiento vertical hacia abajo (Figura B.6).

Los primeros movimientos se distribuyen entre cuatro cuadrantes, dos comprensivos y dos distensivos. La división de los cuatro cuadrantes se establece a lo largo de la dirección de la falla y a lo largo de una dirección perpendicular a la anterior. Estas dos direcciones perpendiculares nos dan a conocer la existencia de dos planos perpendiculares llamados planos nodales que diferencian los cuadrantes comprensivos de los cuadrantes distensivos.

El patrón de propagación de las ondas P y S, se puede representar fácilmente escogiendo un sistema de coordenadas de manera que el plano de falla coincida con el plano xz , con el vector de salto o desplazamiento situado en dicho plano y paralelo al eje x (figura B.2). La dirección de salto o desplazamiento de la falla es tal que la zona situada a un lado del plano xz se mueve en el sentido de $+x$ y la zona situada al otro lado lo hace en el sentido $-x$. Por lo tanto, en el plano xy tendríamos compresión en el primer y tercer cuadrantes y distensión en el segundo y cuarto cuadrantes. Esto es lo que deberíamos de esperar bajo la actuación de un par de fuerzas paralelas aplicadas en sentidos opuestos a cada lado del eje x . Se tiene la misma situación si se aplicara un par de fuerzas a lo largo del eje y .

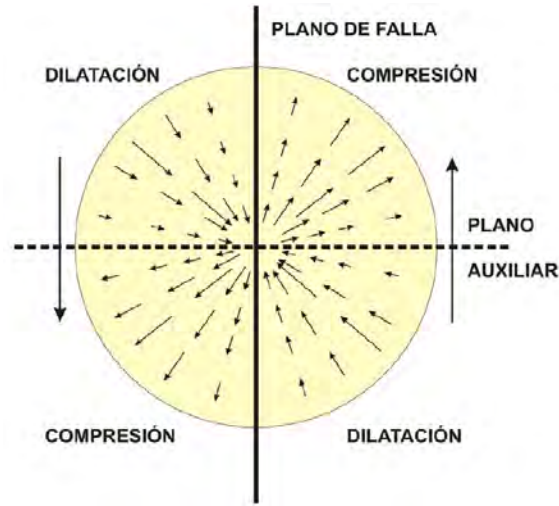


Figura B.1: Radiación de ondas P desde el punto central o epicentro.Ref.[22]

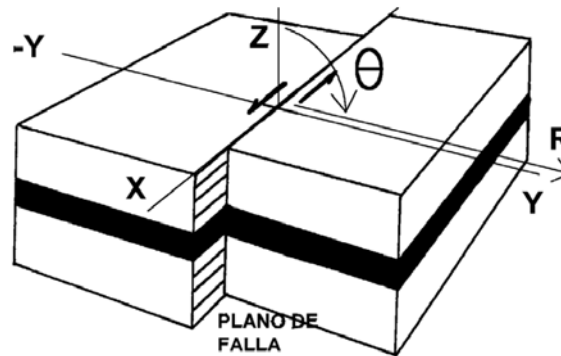


Figura B.2: Un sistema de coordenadas adecuado para el desarrollo de los patrones radiantes de un sismo.Ref.[22]

En consecuencia, esto describe la radiación elástica como el resultado de la aplicación de ambos pares, o un doble par de fuerza.

Utilizando coordenadas polares, con θ medido desde el eje z y Φ como acimut, se puede expresar el patrón de propagación de las ondas P como: $U_r \sim \sin^2 \theta \sin 2\Phi$

Las ondas P solo tienen una componente radial de desplazamiento, ya que oscilan a lo largo de la dirección de propagación. En el plano xy $\theta = \frac{\pi}{2}$, y el desplazamiento vale $\sin 2\Phi$ (figura B.3).

Esta función es igual a cero en el plano de falla (plano xz) y en el plano auxiliar (plano yz). La máxima amplitud de onda se localiza entre los dos planos nodales y en el plano xy que es perpendicular al plano de falla. Los desplazamientos positivos son compresivos y

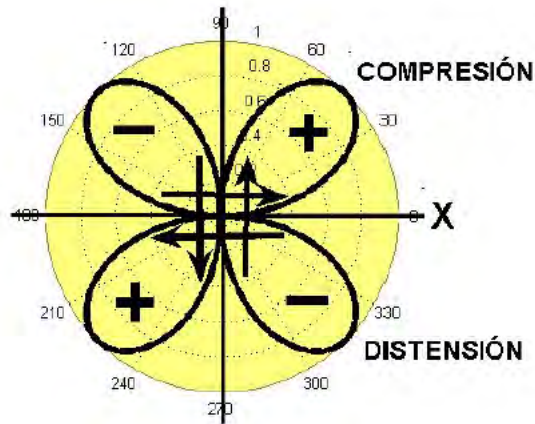


Figura B.3: Patrones de radiación de ondas P desde dos posibles planos generadores. Ref.[22]

los negativos son distensivos.

En el caso de las ondas S, cuya oscilación no tiene componente radial, presentan un patrón radiante como:

$$U_{\theta} \sim \sin 2\theta \sin 2\Phi \text{ y } U_{\phi} \sim \sin \theta \cos 2\phi$$

En el plano xy tenemos que $U_{\theta} = 0$ y $U_{\phi} = \cos 2\Phi$ (figura B.4). Esto constituye también un patrón formado por cuatro lóbulos, pero en este caso las direcciones de máximo desplazamiento se distribuyen a lo largo de los planos nodales.

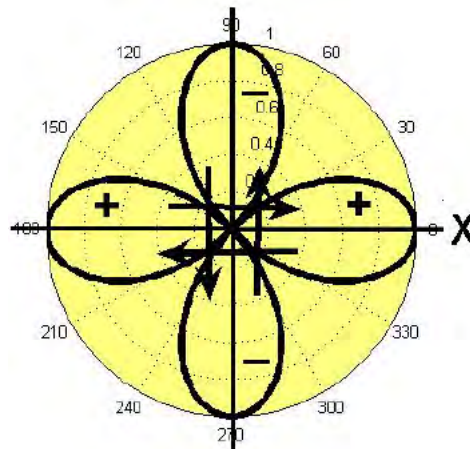


Figura B.4: Patrones de radiación de ondas S desde dos posibles planos generadores. Ref.[22]

Estos patrones de radiación proporcionan mucha información sobre la geometría de la falla. Como las ondas P son las primeras en arribar al ocurrir un sismo, resulta sencillo saber

si su llegada es compresiva (primer desplazamiento hacia arriba) o distensiva (primer desplazamiento hacia abajo). Esta información es necesaria para determinar los planos nodales que separaran las dos regiones (distensivas y compresivas). Las ondas S también nos pueden dar información en este sentido, pero usarlas resulta más difícil, ya que aparecen más tarde en el sismograma lo que hace que su arribo quede enmascarado entre el complejo tren de ondas.

Como sabemos, en la Tierra la velocidad de propagación de las ondas sísmicas se incrementa con la profundidad, esto hace que los rayos sean refractados hacia la superficie. Un rayo propagándose desde el foco sísmico hacia abajo, puede ocasionalmente cambiar su trayectoria y regresar hacia la superficie.

La distancia recorrida por un rayo depende del ángulo de incidencia, es decir, el ángulo que forma su trayectoria con la vertical en el momento de abandonar el foco (figura B.5). Los rayos con grandes ángulos de incidencia salen del foco con trayectorias próximas a la horizontal y por tanto recorren distancias más cortas que los que lo hacen con pequeños ángulos de incidencia.

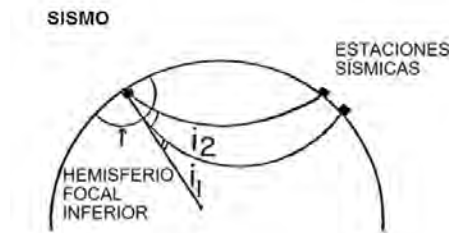


Figura B.5: El ángulo de incidencia i , es el ángulo que forma el rayo medido desde la vertical cuando abandona el foco del sismo. Ref. [22]

De acuerdo a la ley de Snell, el parámetro del rayo p permanece constante a lo largo de un rayo p se define como:

$p = \frac{r \sin i}{v}$, donde v es la velocidad de propagación a una determinada profundidad, esta profundidad queda determinada por el radio r y la velocidad se incrementa con la profundidad.

Si se tiene una tabla de tiempos de recorrido y conociendo el tiempo empleado por un determinado rayo para llegar a la estación sísmica establecida a una distancia Δ del sismo, entonces:

$$p = \frac{dt}{d\Delta} = \frac{r \sin i}{v}$$

Por lo que se puede utilizar la relación $\frac{dt}{d\Delta}$ a la distancia apropiada para determinar el ángulo de incidencia del rayo en el foco (donde es el radio al foco sísmico y la velocidad de propagación). Entonces, si se conoce la distancia recorrida por el rayo, se podrá saber el ángulo de incidencia en el foco.

Las compresiones y distensiones observadas en estaciones sísmicas a diversas distancias y ángulos de acimut pueden ser transformadas en ángulos de incidencia. Esto nos da las compresiones y distensiones en la superficie del hemisferio focal inferior, que es el hemisferio de radio infinitesimal que rodea el foco sísmico (figura B.5). La posición de un rayo que ha viajado hasta una determinada estación sísmica esta definida en el hemisferio inferior por el azimut desde el epicentro hacia la estación y por el ángulo de incidencia obtenido a partir de la distancia epicentral.

B.1.1. Plano de Falla

Si se quiere trazar un plano con una dirección Φ (medida de norte a este) entonces se gira la plantilla hasta que la dirección norte-sur de la plantilla coincida con la dirección Φ . Ahora bien, si el plano buza una dirección δ hacia el este, las marcas a lo largo de la línea ecuatorial definen la proyección del buzamiento del plano. Al final, el plano queda proyectado como un meridiano o círculo máximo con su respectiva dirección Φ y buzamiento δ .

Ahora bien, si tenemos una secuencia de puntos que representan estaciones sísmicas, cada una de ellas tiene asociado un cierto acimut y ángulo de incidencia (i) que corresponden al rayo emergente en dicha estación. Como sabemos, los ángulos de incidencia se miden desde la vertical, por tanto, los ángulos de buzamiento se miden como $90 - i$. De esta forma es posible proyectar la localización de cada estación en proyección estereográfica a partir de los datos de azimut y ángulo de incidencia.

B.2. Determinación de los Mecanismos Focales

B.2.1. Antecedentes Teóricos

Los sismogramas registrados a diferentes distancias y ángulos de acimut son una herramienta para estudiar la geometría de la falla o mecanismo focal. Para esto es esencial entender el comportamiento de las ondas elásticas que se propagan desde la falla. Para determinar el mecanismo focal de un sismo se utilizan dos tipos de ondas sísmicas; las ondas de cuerpo, que se propagan en el interior de la Tierra desde el foco y las ondas de superficie, que se propagan de manera radial desde el epicentro a una velocidad mucho menor que la de las ondas de cuerpo.

Es posible conocer con bastante aproximación la geometría de la falla causante del sismo si los cuadrantes compresivos y distensivos pueden ser definidos. Uno de los principales problemas es que el primer movimiento causado por el plano de falla y el del plano perpendicular auxiliar es el mismo. Por tanto, el primer movimiento nunca puede por sí solo resolver el problema de cuál de los dos planos nodales es el verdadero plano

de falla. Para esto es de mucha utilidad conocer previamente las estructuras geológicas existentes en el área afectada, tales como las direcciones de fracturación dominantes o por añadidura; la distribución de las réplicas también son un indicativo muy clarificador de cuál es el posible plano de falla.

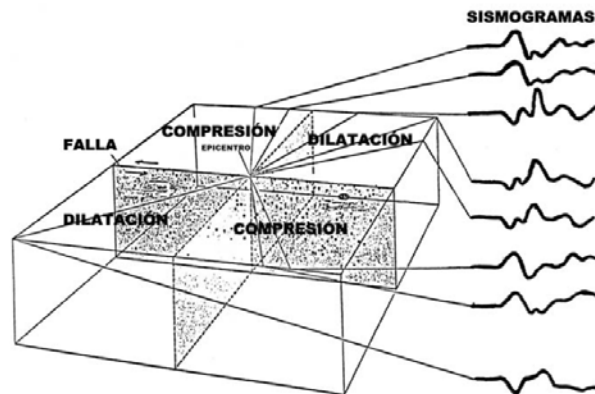


Figura B.6: Ondas P vistas con diferentes ángulos de acimut desde un plano de falla con salto en dirección de componente sinistral. Ref.[22]

B.3. Representación del Plano de Falla

Se utiliza la proyección estereográfica que transforma la superficie hemisférica en una superficie plana, esta es una manera más sencilla en el momento de proyectar los datos que la representación de una esfera. Lo que se representa es la proyección de la semiesfera focal inferior.

Si tenemos que los 0° apuntan hacia el norte, es posible identificar cualquier acimut en la proyección como el ángulo entre el acimut norte (0°) y el correspondiente a una estación en particular a partir del dato del acimut. El plano de proyección de la red estereográfica está dividido en intervalos de ángulos verticales que recorren desde 0° hasta 80° ; estos son ángulos de buzamiento para planos, por lo que 90° corresponde a una inmersión vertical y 0° a una horizontal.

Un plano vertical (buzamiento $=90^\circ$) tendrá una traza recta que pasando por el centro, coincidirá con la de su línea de dirección; en consecuencia un plano horizontal (buzamiento $=0^\circ$) tendrá una traza que coincide con la del borde de la plantilla y por ser horizontal, no tendrá una línea de dirección definible.

En cada estación se registra si el primer arribo de la onda P presenta un movimiento compresivo o distensivo, con lo cual se pueden representar las estaciones en la proyección, por medio de símbolos que diferencien las estaciones con movimientos compresivos de las

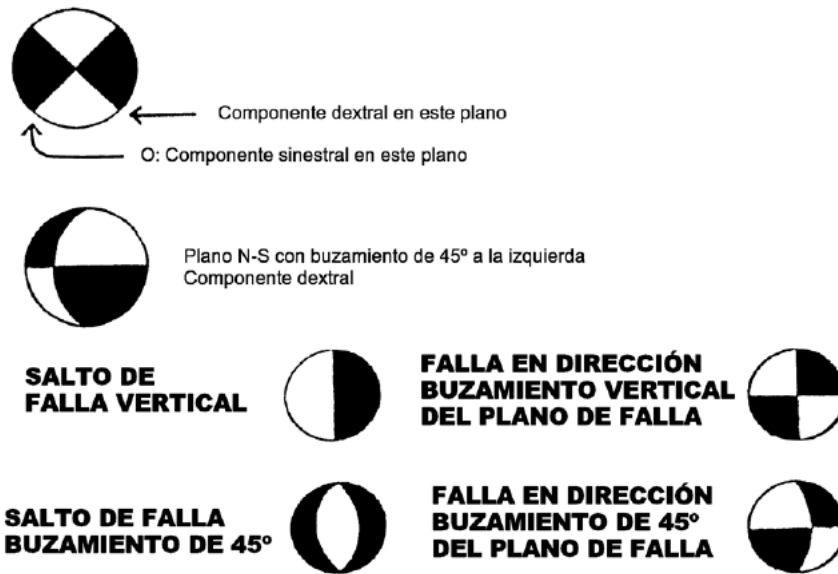


Figura B.7: Configuraciones diversas de las soluciones de plano de falla en distintos ángulos de buzamiento y dirección. Ref. [22]

que presentan movimientos distensivos. Para esto suele representarse con círculos llenos la compresión (up) y con círculos vacíos la dilatación (down). Al ser proyectadas todas las estaciones se dibujan las trazas de los planos que separen la áreas de compresión y distensión, estos planos son los planos nodales (plano de falla y plano auxiliar).

Dependiendo del tipo de falla que se estudie será la proyección estereográfica que dibujemos de tal falla. La figura B.8 muestra algunas configuraciones de cuadrantes relacionadas con los tipos de falla inversa y normal.

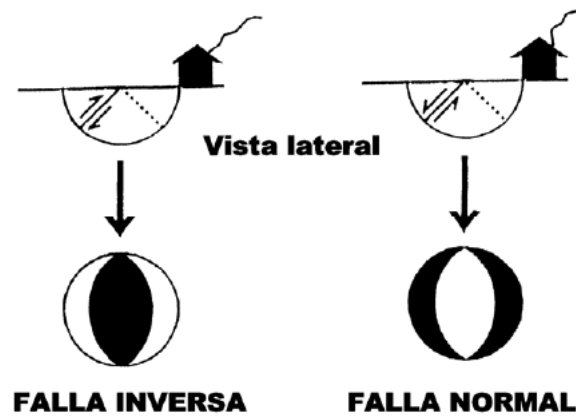


Figura B.8: Se presentan los tipos de falla en saltos de falla con componente vertical. Ref.[22]

Referencias

- [1] BANDY,W.; MORTERA-GUTIERREZ,C.; URRUTIA-FUCUGAUCHI,J.; HILDE,T.W.C.(1995). *The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?*.Geophys. Res. Letters, 22(22): 3075-3078.
- [2] BOLT,B.A.(1981). *Terremotos*.Ed. Reverté y Ed. Orbis. Barcelona.
- [3] BYERLY,P.(1955). *Nature of Faulting as deduced from Seismograms, Crust of the Earth*.Geo. Soc. Am.
- [4] CHEAL,E.P.; STEWART,G.S. (1982). *Recent large earthquakes along the Middle American Trench and their implications for the subduction process*.J. Geophys.Res,87(B1):329-338.
- [5] CONEY,P.J.(1983). *Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe*.nst.Mex. Petróleo, Revista, 15, p. 7 - 15.
- [6] DEAN,B.W.; DRAKE,C.L. (1978). *Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc*.J. Geol.,86:111-128.
- [7] DEMMANT,A.; MAUVOIS,R.; SILVA,L. (1976). *El Eje Neovolcánico Transmexicano*.III Congreso Latinoamericano. Acapulco (Mexico). Guide book 4, 30 pp.
- [8] DEMMANT,A.(1978). *Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación*.Revista Inst. Geol. UNAM, 2: 172-187.
- [9] DEMETS,C.; STEIN, S. (1990). *Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico*.J. Geophys. Res.,95(B13):21,931-21,948.
- [10] HAVSKOV,J.; OTTERMÖLLER,L.(2008). *Processing earthquake data*.Book in preparation, preliminary version at SEISAN web site fall 2008.
- [11] HOLMES,A.(1980). *Geología Física*.(3ª Edición en Castellano). Ed.Omega,S.A.,Barcelona,812p.
- [12] JOHNSON,C.A.; HARRISON,C.G.A. (1990). *Neotectonics in Central Mexico*.Physiks of the Earth and Planetary Interiors, 64: 187-210.

- [13] MARTÍNEZ,A.; et al.(1995). *Monografía geológico-minera del Estado de Michoacán*. Mexico : SECOFI, Coordinación General de Minería. Serie Monografías Geológico mineras;M15e, 176p.
- [14] MEDINA,F; DELGADO,L.A.; SUAREZ,G.(1995). *La Sismología en México : 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 : m=8.1*. Mexico : Unión Geofísica Mexicana. Monografía Geofísica;2,236p.
- [15] MINSTER,J.B.; JORDAN,T.H. (1978). *Present day plate motions..J. Geophys.Res*,83: 5331-5353.
- [16] NIXON,G.T.(1982). *The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere..Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 514-523.
- [17] OROZCO,M.; AZAÑÓN,J.; AZOR,A.; ALONSO,F. (2002). *Geología Física*.International Thomson Editores Spain, Paraninfo S.A.,Madrid,315p. Addison-Wesley, 1986.
- [18] PAPAPOPOULOS,G.A.; KARASTATHIS,V.; CHARALAMAKIS,M.; FOKAEFS,A.(2009) *A Storm of Strong Earthquakes in Greece During 2008.Eos Trans. NOV. vol.90, No.46,425-426*.
- [19] PARDO,M.; SUAREZ,G.(1995) *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications.J. Geophys. Res.*, 100(B7): 12,357-12,373.
- [20] POSADAS,A.M.(2006) *Estudios Sismológicos con Redes Sísmicas Locales*.Informe inédito. Universidad de Almería. Departamento de Física Aplicada. Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, 24p.
- [21] ROSAS-ELGUERA,J.; FERRARI,L.; GARDUÑO-MONROY,V.H.; URRUTIA-FUCUGAUCHI,J.(1996) *Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico.Geol.*, 24(10): 921-924.
- [22] RODRÍGUEZ,J.A. *Mecanismo Focal de un Terremoto*. Informe inédito. Universidad de la Laguna. La Laguna S/C de Tenerife,16p.
- [23] RUTZ LÓPEZ,Marta.(2002) *Microsismicidad del Noroeste del Bloque de Jalisco (México). Aplicación a la Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica de la Zona*. Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, Departamento de Física Teórica y del Cosmos, 99p.
- [24] SANKARAN,A.V.(1998) *Remote Triggering of Earthquakes-Some fresh views*. Research News. Current Science, Vol.75.No.11. 10 Diciembre 1998.
- [25] U-CURSOS,Chile.(2004) *Deformación Extensional*.Universidad de Chile. Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas: Ingeniería,Clase No.5.

-
- [26] VIDAL,F; LUZON,F.(1989) *Memoria V Congreso Específico entre la Consejería de Gobernación y la Universidad de Granada para estudios sísmicos*.Granada.