

10
2 ej.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

**"PELIGRO SISMICO CAUSAL EN LA TRINCHERA
MEXICANA"**

T E S I S

**Que para obtener el Título de
F I S I C O**

Presenta

Víctor Hugo Espíndola Castro

FALLA DE ORIGEN

1992



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 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.

I.INTRODUCCION	1
II. ANTECEDENTES	4
II.1 Métodos no-causales de evaluación sísmica	
II.2 Rebote elástico y gaps sísmicos	
II.3 Gaps y riesgo sísmico	
III. EVALUACION DE PELIGRO SISMICO	17
IV. CATALOGO SISMICO	25
IV.1 Fuentes	
IV.2 Confiabilidad de datos	
V. APLICACION	33
VI CONCLUSIONES	41
REFERENCIAS	43

I. INTRODUCCION

México es uno de los países más sísmicos de la Tierra; tan solo durante el presente siglo han ocurrido 40 sismos, todos con magnitudes mayores de 7.0, que han causado numerosas tragedias humanas y cuantiosos daños materiales en el País.

La región donde se originan la mayor parte de estos terremotos se encuentra a lo largo de la parte mexicana de la Trinchera Mesoamericana, que llamaremos adelante Trinchera Mexicana. En esta región han ocurrido, entre otros, los terremotos de Oaxaca de 1978 y de Michoacán de 1985 ($M_s=8.2$, que causó la muerte aproximadamente a 25,000 personas), solo por citar dos de los más recientes que ocasionaron graves desastres en la ciudad de México.

Esta Trinchera que abarca toda la costa del Pacífico Mexicano, desde cabo corrientes, a los 106° W aproximadamente hasta la frontera con Guatemala 92° W (Molnar y Sykes, 1969), es causada por la subducción de las placas de Cocos y la de Rivera, desde Manzanillo al SE (e.g. Molnar y Sykes, 1979), en la de Norteamérica (Eissler y McNally, 1984). Las velocidades relativas entre placas en zonas de subducción en el mundo van de 2 cm/año, en la costa de Jalisco hasta 8.5 cm/año, en la parte central de Chile. Se ha observado que donde las velocidades son relativamente grandes, ocurren gran cantidad de sismos someros de alta magnitud, con ángulos de buzamiento del orden de 9° a 15° ; ésto se debe a que los esfuerzos compresivos entre las placas, que son un factor importante en las fuerzas de fricción entre ellas, son mayores que para regiones con convergencia lenta, en las cuales la placa subducida es tirada hacia abajo por su peso, tendiendo a separarse de la placa subducente.

En México, la velocidad de subducción es de unos 2.0 cm/año en la costa oeste de Jalisco, a los 106° W y 20 °N aproximadamente, donde la placa de Cocos y la de Rivera interaccionan con la Placa Continental, y va aumentando gradualmente hacia el sureste, hasta alcanzar unos 8 cm/año en la zona costera del Istmo de Tehuantepec (McNally and Minister, 1981), a los 96° W y 16° N aproximadamente; a lo largo de toda la Trinchera las profundidades de los sismos fuertes de mecanismo reverso no son mayores de 30 km (Espíndola y Nava, 1990) y aparentemente están generados, en la parte central y occidental de la Trinchera, en una banda de aproximadamente 40 a 50 km de ancho (Nava *et al.*, 1988).

Para esta gran actividad sísmica, capaz de producir serios daños, es necesario buscar técnicas que permitan brindar protección a la población, ya sea preparándola para resistir mejor los efectos de los grandes sismos o previniéndola oportunamente de la ocurrencia de estos. La previsión oportuna es el objeto de la *predicción sísmica*, que consiste en determinar adecuadamente (dentro de márgenes de incertidumbre que nos den información aprovechable) el tiempo, tamaño y lugar de ocurrencia de un futuro terremoto; desafortunadamente, no existen aún métodos seguros de predicción.

Sin embargo, se puede calcular el *peligro sísmico* como la probabilidad de ocurrencia de un sismo con magnitud mayor o igual que un valor dado, en cierta región durante un intervalo de tiempo determinado. El peligro puede calcularse a partir de diferentes observaciones: sismicidad, deformación, variaciones en las velocidades sísmicas, etc, las cuales pueden ser efectos premonitores (Aki, 1981); en este trabajo consideraremos solamente el riesgo evaluado a partir del análisis de la sismicidad histórica del presente siglo según se registra en los catálogos

que es una determinación básica, ya que puede indicar qué regiones sismogénicas deben ser vigiladas con objeto de evaluar la "madurez" (Habermann, 1981) de una posible vacancia.

Cuando el peligro para un intervalo pequeño es muy alto, podemos basar en él una predicción, generalmente complementando la evaluación probabilística con otras observaciones de efectos premonitores (Aki, 1981).

La probabilidad de que en un lugar determinado (no necesariamente la zona epicentral) ocurran determinados daños, que pueden afectar construcciones o a la población misma, en algún lugar determinado, causados por un terremoto de una magnitud dada, se conoce con el nombre de *vulnerabilidad* . Si se conocen el peligro y la vulnerabilidad de una zona de interés puede evaluarse, con base en ellos, el *riesgo sísmico* , que es la probabilidad de ocurrencia de ciertos daños u otros efectos sísmicos dados en un lugar determinado.

El tema del presente trabajo es la aplicación de un método, para evaluar el peligro sísmico. Contar con un método efectivo es necesario porque, como veremos más adelante, los métodos actuales no son completamente satisfactorios .

El método propuesto aquí está basado parcialmente en argumentos estadísticos, por lo que requiere contar con una cantidad suficiente de datos de sismicidad. por lo tanto, como parte del presente trabajo se elaboró un catálogo de sismicidad ($M > 4.5$) para la parte costera de la Trinchera Mexicana, que se usó para aplicar el método a la región de Acapulco-San Marcos, en el Estado de Guerrero.

II. ANTECEDENTES

No discutiremos en este trabajo el problema de predicción sísmica ni el de la existencia, observación e interpretación de premonitores sísmicos solamente se mencionara la predicción en tanto se relacione con el problema de la evaluación del peligro sísmico. en algunos casos, como el de la llamada "predicción a largo plazo" , los conceptos de predicción y peligro son casi idénticos; en otros, aquellos casos en que se asignan probabilidades a la predicción, ésta puede coincidir o no con el peligro dependiendo de la probabilidad de ocurrencia del sismo esperado y de si incluye otros datos de precursores que no se utilicen en forma probabilística.

A continuación discutiremos algunos aspectos de métodos usados actualmente para evaluar el riesgo sísmico, dejando al final aquellos basados en el concepto de vacancia o gap sísmico que es uno de los conceptos en que se basa el método aquí propuesto.

II.1 Métodos no-causales de evaluación de riesgo sísmico.

Cuando se comenzó a analizar estadísticamente la sismicidad mundial, se descubrió que los sismos (aquellos lo suficientemente grandes como para ser observados mundialmente) presentan una distribución de ocurrencia del tipo de Poisson (c.f. Lomnitz, 1974); esto es, el número n de eventos

de cualquier magnitud que ocurren por unidad de tiempo está distribuido como:

$$f(n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda} \quad (2.1)$$

donde λ es el número medio de ocurrencias por unidad de tiempo. Para esta distribución, los intervalos T entre eventos están distribuidos exponencialmente como:

$$f(T) = \lambda e^{-\lambda T} \quad (2.2)$$

Ahora bien, un comportamiento acorde con la distribución de Poisson implica un proceso sin memoria, para el cual la ocurrencia de un sismo no cambia la probabilidad de ocurrencia de otro sismo (λ es en general, constante). El proceso de Poisson puede considerarse no-causal, y por tanto, es incompatible con el modelo de rebote elástico (Reid, 1910) y con la teoría de gaps (brechas o vacancias) sísmicos que veremos más adelante.

Sin embargo la sismicidad mundial o regional se ajusta a una distribución de Poisson por que es la superposición de varios sistemas, cada uno causal y con memoria, que tienen en general diferentes ciclos y diferentes fases, por lo que el sistema compuesto resulta aparentemente no-causal.

Por lo tanto, una evaluación del peligro sísmico hecha con base en una distribución de Poisson puede ser apropiada para la sismicidad mundial o para áreas sin sismos propios pero sujetas a temblores provenientes de

muchas regiones, pero no es apropiada para estudiar una región sísmogénica en particular y no tiene valor predictivo (Lomnitz y Nava, 1983).

Otra suposición válida para la sismicidad global y usada frecuentemente para el cálculo del riesgo sísmico es que las magnitudes están distribuidas según la relación de Gutenberg y Richter (1944) el cuál dice que el número de sismos con magnitud mayor o igual a M , $N(M)$, está distribuido como una exponencial negativa:

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (2.3)$$

donde $a = \log_{10} N(0)$ es un parámetro constante que depende del tiempo de muestreo y de la región observada, y b indica qué tan rápido decae el logaritmo del número de sismos al aumentar la magnitud. Ferraes (1971) determinó valores de $a = 4.54$ y $b = 0.55$ para sismos sentidos en la ciudad de México.

De la ecuación 2.3 podemos obtener la distribución acumulativa para las magnitudes:

$$F(M) = 1 - e^{-\beta M} \quad (M > 0) \quad (2.4)$$

donde $\beta = (M)^{-1} = b / \log_{10} e$. En caso de observarse sólo magnitudes por encima de cero ($M > M_{\min}$) entonces $\beta = (M - M_{\min})^{-1}$.

Sin embargo, no todas las regiones se ajustan a esta distribución exponencial, aún para magnitudes intermedias donde hay problemas de ajuste como para los extremos (Bath, 1981; Lomnitz-Adler y Lomnitz, 1978); en particular, se ha observado que los sismos provenientes de

algunas regiones de la Trinchera Mexicana presentan un “chipote” como el ilustrado en la siguiente figura

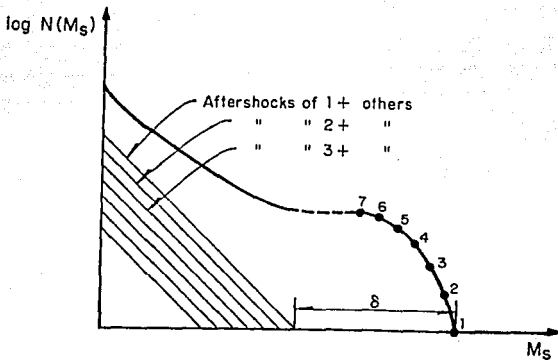


Figura 2.1 (tomada de Singh *et al.*,1983).

Esto indica que hay un rango de magnitudes que son más comunes (y, por tanto más probables) de lo que deberían ser según la distribución mundial, posiblemente a las asperezas que determinan el comportamiento del sistema (Lay y Kanamori, 1981; Lomnitz-Adler, 1985; Nava, 1990) de la región; llamaremos a los sismos con estas magnitudes *sismos característicos* de una región. Evidencias de sismos catacterísticos se ven también en otras regiones sísmicas (Bath, 1981) y pueden apreciarse en estudios paleosismológicos (Schwartz y Coppersmith, 1984).

11.2 Rebote elástico y gap sísmicos

Reid (1910), basándose en observaciones de deformación asociadas con el terremoto de San Francisco de 1906, propuso que los sismos eran causados por la ruptura súbita del terreno al no soportar los esfuerzos debidos a deformaciones producidas por el desplazamiento, en sentidos opuestos, a ambos lados del material de la falla. Más tarde se propuso que el movimiento relativo entre placas litosféricas adyacentes es la causa de las deformaciones (c.f. Isacks, Oliver y Sykes, 1968), y es por eso que la sismicidad se encuentra concentrada principalmente en las fronteras entre placas

Estudiando la ocurrencia de grandes terremotos a lo largo de algunas zonas de subducción, Fedotov (1965) observó que los grandes terremotos ocurren al romperse áreas que previamente han sido rotas por sismos similares a ellos, esto es, *recurren*; observó también que las áreas rotas casi no se traslapan con aquellas rotas por sismos adyacentes.

Esto lo llevó a proponer que aquellas áreas que han sido rotas por un gran sismo y en las cuales hace mucho que no ocurre un sismo comparable, marcan un "hueco" (gap) de energía elástica liberada que debe ser llenado por la ocurrencia de otro gran sismo. Nos referiremos al sismo que, si no es necesariamente el máximo que podría producir el gap (llamado también en español, "vacancia" o "hiato" sísmico), si es lo suficientemente grande como para subsanar el déficit en energía o momento sísmico en éste, como un sismo "subsanador de gaps" y lo

denotaremos por GF; GF+ indicará sismos iguales o mayores que el sismo GF.

En la mayoría de los casos, la historia sísmica confiable no es suficiente para caracterizar adecuadamente la distribución de tiempos de recurrencia de los grandes sismos, por lo que se han utilizado algunos tiempos arbitrarios, según McCann *et al* (1980), el término gap sísmico debe referirse a cualquier región a lo largo de algún límite activo de placas que no han experimentado un temblor fuerte en un periodo de 30 años o más y que por razones tectónicas, se considera con alta probabilidad de producirse en ella un evento grande en los subsecuentes años.

Lógicamente, una región sismogénica debe considerarse como gap cuando, habiendo sido previamente rota por un sismo GF, no ha generado un sismo comprable (digamos ± 0.1 grados de magnitud) en un tiempo comparable al tiempo de recurrencia del sismo GF (en esa región). El tamaño del sismo GF para una región determinada puede determinarse a partir del tamaño de los sismos pasados que hayan roto toda o la mayor parte de su área. Sin embargo, hay casos en que la historia sísmica no se conoce bien, y en que regiones correspondientes a áreas adyacentes rotas por sendos sismos forman aparentemente un gap, definido por la ocurrencia de sismos a ambos lados; en este caso es posible pensar que ambas áreas puedan romperse durante la ocurrencia de un solo sismo, y el posible tamaño de éste puede aproximarse a partir de relaciones del tipo:

$$M=0.98 \log_{10} A +3.93 \quad (2.5)$$

$$M=\log_{10} A+4.15 \quad (2.6)$$

$$M=0.887 \log_{10} A+4.523 \quad (2.7)$$

$$\log_{10} M_0 = 1.5 M + 16 \quad (2.8)$$

propuestas por Utsu y Seki (1954), Wyss (1979), Singh *et al.* (1980) y Thatcher y Hanks (1981), respectivamente, donde A es el área de ruptura (en km^2) y M_0 es el momento sísmico (en dinas cm).

Así, esta teoría de los gaps sísmicos permite definir el lugar de ocurrencia y el tamaño de un futuro gran sismo. El tiempo de ocurrencia del futuro sismo, necesario para determinar la existencia de un gap y utilizarlo para evaluar el peligro, es lo más difícil de estimar ya que depende de varios factores: entre ellos el tamaño del sismo esperado y la velocidad relativa entre las placas tectónicas involucradas, ya que la deformación causada por la interacción entre placas puede considerarse como la principal fuente de energía elástica. Regiones con velocidades interplacas semejantes pueden tener tiempos de recurrencia que varían por factor de cuatro (Sykes y Quittmeyer, 1981).

Algunos tiempos de recurrencia observados para fronteras simples entre placas van de 35 a 150 años (Sykes y Quittmeyer, 1981) y para la trinchera Mesoamericana, que incluye la Mexicana, se han determinado tiempos de recurrencia 33 ± 8 años desde 1898 a la fecha (McNally, 1981), del orden de 35 años (Lay y Kanamori) y, para el sur y centro de la Trinchera Mexicana, de 32 a 56 años (Singh *et al.*, 1982).

Sin embargo, las determinaciones de tiempos de recurrencia son usualmente dudosas, debidos a los siguientes problemas (entre otros):

- a) Localizaciones de epicentros poco confiables (especialmente para sismos antiguos) hacen incierta la identificación de repeticiones (v.g. Singh y Mortera, 1991);
- b) Gran incertidumbre en las magnitudes asignadas;
- c) Mezcla de observaciones; el tiempo de recurrencia para

sismos con $M > 7.4$ no sirve para conocer el de sismos con $M > 7.6$, y usualmente los catálogos no tienen la extensión suficiente para determinar confiablemente los tiempos en que se repiten los grandes sismos; e) Algunas regiones exhiben un "modo variable de ruptura" (Kanamori y McNally, 1982; González-Ruiz y McNally, 1988). Aún de no existir los problemas mencionados, es claro que los tiempos de recurrencia o repetición no pueden ser exactos, por que hay muchísimos factores, como detalles de composición y de resistencia de las rocas, microfallas, historia de ruptura, etc., que contribuyen a la iniciación y propagación de rupturas y, al no poder ser evaluados exactamente, hacen que el problema no pueda ser tratado determinísticamente. Por otro lado, los sismos, además de liberar cierta cantidad de energía, producen concentraciones de esfuerzo que hacen que el régimen de esfuerzos sea complejo.

Sabemos que la mayor parte de la energía sísmica es liberada por unos cuantos sismos, los más grandes, ya que, la energía sísmica es función exponencial de la magnitud Richter (1958) es decir:

$$E_s = 10^{(11.8 + 1.5M)} \quad (2.9)$$

de manera que, mientras un sismo de $M=5.0$ libera unos 10^{20} ergs, uno con $M=8.2$ liberará unos $5.8 \cdot 10^{25}$ ergs. Por tanto, si un sismo GF+ libera la mayor parte de energía elástica del medio, es necesario esperar un tiempo para que el sistema "se recargue", esto es, acumule de nuevo energía suficiente para producir un sismo de la magnitud esperada. Mientras más rápido sea el movimiento relativo entre las placas, más rápidamente se acumulará la energía necesaria, y este tiempo de recarga será, en general, distinto para cada región. Sin embargo, el estado de energía del sistema depende no solo de la entrada, sino de la energía

liberada por los sismos, la ocurrencia de los cuales depende del estado de energía; se trata de un sistema con retroalimentación. Aunque el sistema contenga energía suficiente, no ocurrirá un sismo grande hasta que haya concentraciones de esfuerzo que permitan iniciar y propagar una ruptura, y el tiempo necesario para la acumulación de energía suficiente es solo una cota inferior para el tiempo de ocurrencia del sismo.

Por tanto, el proceso no es susceptible de ser tratado determinísticamente, y los tiempos de recurrencia entre grandes sismos no tienen una periodicidad exacta.

Entre los estudios referentes a la sismicidad de la Trinchera Mexicana, podemos señalar los referentes a gaps y peligro sísmico de Kelleher *et al.* (1973) y Singh. *et al.* (1981), los cuales coinciden en que los grandes temblores de esta área ocurren en lugares donde no se había presentado un sismo GF+ por años, y en que la duración del periodo de recurrencia varía de acuerdo con la región de estudio. Esta variación puede ser muy grande para el caso de lugares donde la trinchera interactúa con razgos del fondo marino como la Zona de Fracturas de Orozco y la Cresta de Tehuantepec (McNally y Minster, 1981; Lefevre y McNally, 1985).

A lo largo de la Trinchera Mexicana podemos determinar varias regiones, definidas por ser áreas rotas durante la ocurrencia de sismos considerados de magnitud máxima. La figura 2.2 muestra estas regiones que han sido determinadas apoyándose principalmente en una identificación de gaps hecha por Sykes (1971), y modificadas en base a otros trabajos como Nishenko, S y Singh, S. (1987), Singh, S. y otros (1983).

Desgraciadamente, como los tiempos de recurrencia son a menudo mayores que la edad de la historia sísmica, no podemos afirmar, en la mayoría de los casos, que los gaps definidos a partir de la actividad reciente no sean rupturas parciales de un episodio de ruptura mucho mayor cuya recurrencia no ha sido documentada. Por otro lado, estas rupturas mucho mayores pueden ser casos particulares y muy poco probables de dos o más gaps rompiéndose simultáneamente, posiblemente la ruptura de uno de ellos disparando las de los demás. Se hablará más de este tema en la sección de aplicación del método.

II.3 Gaps y riesgo sísmico

Saber que en un gap es de esperarse la ocurrencia de un gran sismo a partir de que comienza a existir, no es suficiente para fines de predicción o evaluación de riesgo sísmico. Algunos investigadores han propuesto determinar posibles fechas para la ruptura de un gap con base en la "migración" sísmica (e.g. Xu y Shen, 1981), pero estos experimentos no han resultado concluyentes.

Es concenso casi general que los gaps que representen una amenaza para poblaciones deben ser estudiados y monitoreados para tratar de detectar en ellos otros posibles precursores sísmicos, como pueden ser cambios espaciales y temporales en la actividad sísmica, en las velocidades, en los flujos y niveles de agua, en radón, etc., se dice que un gap está "maduro" cuando se detectan en él algunos otros fenómenos posibles premonitores de un sismo grande (Habermann, 1981).

Esta estimación de la "madurez" de un gap es cualitativa; sin embargo, el análisis estadístico de la probabilidad de ocurrencia de cada uno de los

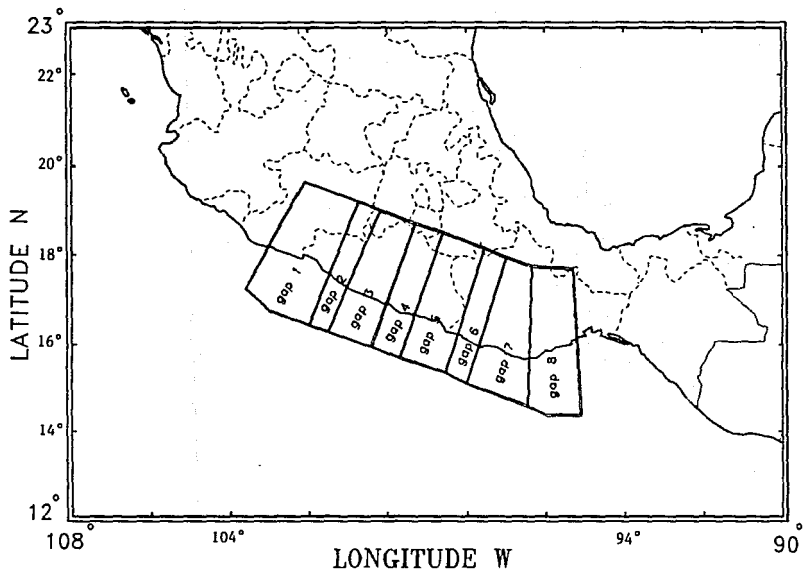


Figura 2.2 Regiones definidas por ser áreas rotas durante la ocurrencia de sismos considerados de magnitud máxima.

fenómenos observados, combinado con la evaluación del peligro del gap (obtenido a partir de macrosismicidad únicamente), puede permitir una determinación confiable y valiosa del peligro a corto plazo. Por tanto es imprescindible poder evaluar, como primer paso, el peligro sísmico a partir del análisis de la sismicidad de catálogo del gap.

La estimación del peligro de un gap puede hacerse cuantitativamente, ajustando alguna distribución de probabilidad a los modelos de tiempo predecible, corrimiento predecible (Shimazaki y Nikata, 1980), o a modelos mixtos, los cuales, sin embargo, no son muy confiables dada la gran cantidad de factores y suposiciones implícitos en ellos, sobre los cuales no se tiene control.

Suponiendo una alimentación de deformación tectónica constante y una distribución gaussiana para la máxima deformación del terreno, rikitake (1974) obtiene valores para el peligro sísmico en varias partes de Japón, pero no es claro que tan grandes son los sismos esperados.

Sykes y Nishenko (1984) usan distribuciones Gaussianas y de Weibull para modelar la distribución de los tiempos de recurrencia. Nishenko y Singh (1987) ajustan una distribución log-normal a los periodos de recurrencia para obtener probabilidades de recurrencia para sismos de gaps situados a lo largo de la trinchera Mexicana. Aquí el problema, aparte de los propios de la aplicación de la distribución de este tipo, y de la escasez de datos que puede impedir la correcta evaluación, es la definición de cuál es el periodo de recurrencia evaluado; si se refiere exclusivamente a la ocurrencia del sismo GF+ nada dice acerca de la ocurrencia de sismos menores, pero posiblemente peligrosos, cuyos periodos de recurrencia no están generalmente bien definidos.

La estimación del peligro de un gap no debe referirse unicamente a sismos GF+ pues la ocurrencia de un sismo grande pero menor de GF+, no excluye la ocurrencia de otros eventos grandes en esa misma región, en particular la de sismos del mismo tamaño. Como ejemplo podemos citar el caso del doblete ocurrido en la Trinchera Mexicana, cerca de Ometepec, Gro., el 7 de junio de 1982 ($M_S=6.9$ y $M_S=7.0$) y descrito por Astiz y Kanamori (1983) y Beroza *et al.* (1984) entre otros.

Se necesita por tanto, un método que permita una evaluación razonablemente confiable del peligro sísmico de un gap, para sismos GF+ y para otros sismos de interés . El método propuesto se verá en el siguiente capítulo.

III. EVALUACION DE PELIGRO SISMICO

Si damos por sentado que la distribución de magnitudes (y, por tanto, sus probabilidades) cambian con el tiempo conforme la región almacena energía a partir del sismo GF+ más reciente, es necesario conocer como es dicha variación como función del tiempo para poder evaluar correctamente el peligro sísmico. El método empírico inmediato sería tomar muestras que abarquen distintas fases del ciclo sísmico entre grandes temblores. Así, podríamos dividir el tiempo entre eventos GF+ en subintervalos digamos α , β y γ , (figura 3.1). Ahora, acumulando la sismicidad de todos los subintervalos α se obtendría la distribución estadística característica del estado de baja energía, la sismicidad de los intervalos γ darían la distribución de alta energía, y la de energía intermedia se obtendría de los intervalos β .

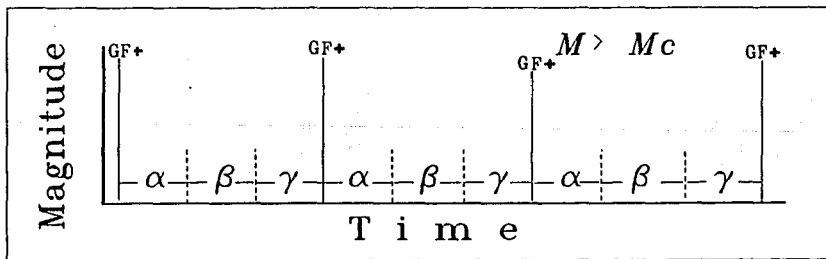


Figura 3.1 Fases del ciclo sísmico entre temblores de magnitud máxima (GF+).

Naturalmente, el uso de más intervalos permitiría conocer mejor el comportamiento de la distribución de magnitudes como función del tiempo, pero cada intervalo debe contener suficientes eventos para definir la distribución, por lo que el número de intervalos que se puede usar estará determinado por la densidad de muestreo.

Este magnífico y sencillo método es, sin embargo, imposible de aplicar, debido a la escasez de datos para regiones en la mayor parte del mundo. Para México es muy corto el tiempo de muestreo confiable y muy heterogénea la cobertura. En las regiones con mejores datos contamos apenas con dos sismos GF+ pero no tenemos la información sísmica entre éstos.

Tenemos, por tanto, que recurrir a otro método para evaluar el peligro sísmico; usaremos uno que permite aprovechar la información con que se cuenta considerándola como expresión de un modelo físico del proceso de generación de sismos, basado en los modelos del rebote elástico y de gaps sísmicos, usándola para calibrar el modelo y, finalmente, supliendo la falta de información por medio de simulación de catálogos largos basada en el modelo.

El modelo que proponemos está basado en las siguientes suposiciones:

a) Los sismos de magnitudes pequeñas dependen de las distribuciones de resistencia (asperidades, microfallas, etc.) y concentraciones de esfuerzo en las rocas y pueden ser disparados por pequeños cambios en el estado del sistema, por lo que ocurren aleatoriamente, en forma independiente de la historia sísmica del gap y, en particular, de la ocurrencia o no ocurrencia de eventos GF+; su distribución en el tiempo es de Poisson. Cabe mencionar que el modelo contempla únicamente la

ocurrencia de eventos principales, i.e. excluye las réplicas que pueden ser tratadas como otro proceso superpuesto al aquí estudiado.

b) La posibilidad de ocurrencia para sismos GF+ no es constante en el tiempo. Es nula inmediatamente después de la ocurrencia de un sismo GF+ y crece conforme pasa el tiempo y aumenta la energía elástica almacenada en la región. El periodo de recurrencia está determinado en gran parte por el tiempo necesario para el almacenamiento de la energía mínima necesaria para producir el sismo GF pero depende de muchísimos factores (microfallas, concentraciones de esfuerzo, asperezas, etc.) que impiden poder tratarlo como un ciclo determinista.

c) Para las magnitudes intermedias y grandes (pero menores que GF) la probabilidad es mínima inmediatamente después de la ocurrencia de un evento GF+; crece primero rápida y luego más lentamente conforme se acumula energía en la región.

Estas suposiciones permiten caracterizar la distribución de magnitudes como función del tiempo de la siguiente manera: De (a) suponemos que la pendiente para el extremo de pequeñas magnitudes está adecuadamente definido a partir de observaciones de los últimos años, que son los que tienen mejor cobertura (figura 3.2). La parte para altas magnitudes se construye a partir de observaciones del catálogo completo, puesto que los grandes sismos están usualmente bien reportados. La porción en las magnitudes intermedias a grandes se construye incluyendo datos desde el presente hasta el tiempo pasado confiable (para cada magnitud) más lejano. Los niveles para las magnitudes pequeñas y medianas a grandes, se desplazan para hacerlos corresponder al tiempo total de muestreo para magnitudes grandes, suponiendo razones de actividad constantes.

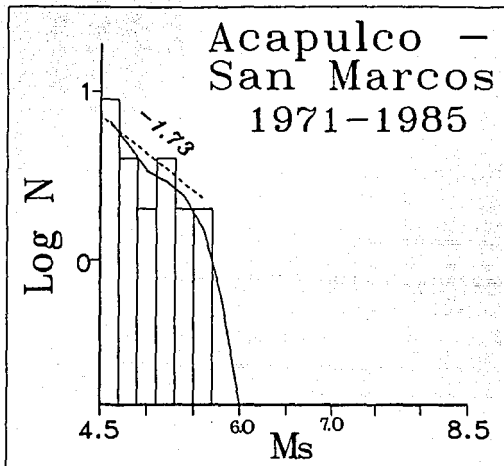


Figura 3.2

Esto resulta en un “montaje” que representa la distribución total de magnitudes. Con base en las suposiciones anteriores se construyen, distribuciones probabilísticas para las magnitudes correspondientes a diferentes niveles de energía: la de más baja energía, que corresponde al tiempo inmediatamente subsecuente a la ocurrencia de un sismo GF+, tiene probabilidad máxima para magnitudes muy pequeñas (con la pendiente observada), probabilidad nula para grandes magnitudes y probabilidades muy pequeñas para sismos intermedios; las distribuciones para energías intermedias tienen el máximo y la misma pendiente para magnitudes pequeñas, probabilidad mayor para magnitudes intermedias y casi nula para grandes magnitudes; para alta energía aumenta la probabilidad de las grandes magnitudes y puede disminuir un poco la de magnitudes intermedias. En ningún caso permiten las distribuciones la

ocurrencia de sismos que requerirían de más energía que la presente en el sistema. Una vez caracterizado el comportamiento de la distribución de magnitudes con respecto al estado energético del gap, y de este estado con respecto al tiempo transcurrido desde el sismo GF+ más reciente y de la historia sísmica, es posible evaluar el peligro sísmico inmediato del gap, tanto para eventos GF+, como para eventos grandes que pueden ser también importantes, tanto así, que puedan representar, por ser más frecuentes, un riesgo tal vez mayor para la población local. Sin embargo, las probabilidades cambian con el tiempo, en forma complicada, que depende de la actividad sísmica, y no se pueden hacer evaluaciones del peligro futuro con base en el peligro inmediato.

Ahora bien, podemos simular sismicidad de acuerdo a distribuciones temporales, de magnitud y espaciales dadas, en una o más regiones que corresponden a gaps sísmicos.

Cada región se representa como un prisma rectangular, como el mostrado en la figura 3.3(a), y permite utilizar distribuciones tan complicadas como se desee a lo largo de cada una de las dimensiones, representadas por **L** (a lo largo del azimuth, en este caso la costa), **W** (perpendicular a **L**, en el sentido del echado) y **D** (el espesor de la zona, perpendicular a **L** y a **W**). Esto es importante para la aplicación del programa a la evaluación de riesgo sísmico en algún lugar cercano mediante la combinación de los catálogos simulados con relaciones de magnitud-distancia-aceleración o intensidad. En este trabajo se supuso una distribución uniforme para **L** y **D**, y se modeló la distribución observada a lo largo de **W** (para la región Acapulco-San Marcos) según se muestra en la figura 3.3(b).

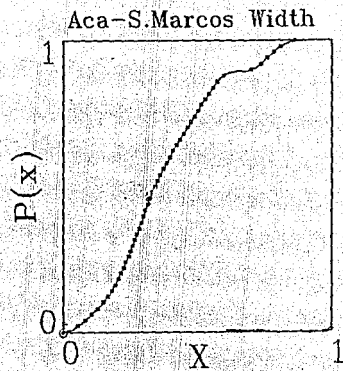
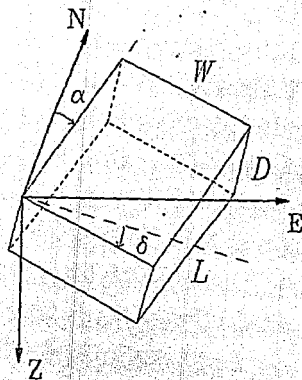


Figura 3.5 (a) Representación de cada región como un prisma rectangular. (b) Modelación de la distribución observada a lo largo de W para la región de Acapulco-San Marcos.

Utilizando una razón constante de alimentación de energía al sistema (aunque también pueden ser utilizadas otras funciones de alimentación), y definiendo también valores para la eficiencia sísmica (la fracción de energía elástica liberada como energía sísmica) y el coeficiente de información mutua (la fracción de energía transmitida) entre gaps vecinos, y la historia de ruptura en ella y en sus regiones vecinas.

De manera que en todo momento se conoce el nivel de energía para cada región a partir de las energías iniciales en donde la energía elástica potencial estará definida en todo momento según la relación:

$$E_{i+1} = E_i + (dE/dt)(t_{i+1}-t_i) - E_i(M_i)$$

En donde E_i es la energía inicial, (dE/dt) es la razón de alimentación de energía (que suponemos constante) por unidad de tiempo, y $E_i(M_i)$ corresponde a la energía sísmica liberada por la ocurrencia de un evento de magnitud M , según la relación $E_s = 10^{11.8+1.5M}$.

Los tiempos entre llegadas $(t_{i+1}-t_i)$ estarán dadas por:

$$t_{i+1} = t_i + (-1/\lambda) \text{Ln}(1-U)$$

ya que como ocurre un número mucho mayor de sismos de pequeña que de gran magnitud, la distribución temporal no estará mayormente influida por éstos, por lo que podemos utilizar esta distribución exponencial, con una λ definida por cada región, para simular la distribución temporal.

A partir del estado de energía E en cada región, se generan series estocásticas de sismos cuyas magnitudes tienen las distribuciones acumulativas de probabilidad:

$$F(M, E(t)) = \int_M^{\infty} f(M, E(t)) dM \quad (4.1)$$

De tal forma que obtenemos un catálogo artificial que contiene, para cada evento, tiempo origen, latitud, longitud, profundidad y magnitud, de acuerdo a las distribuciones de tiempo, espaciales y de magnitud (que son las más importantes para este trabajo) dadas .

Ahora bien, a partir del catálogo artificial puede hacerse estudio de la distribución $f_{M > M_1}(t)$ (escribiremos solamente $f(t)$ y se sobreentenderá la cota de magnitud) de los tiempos de recurrencia de sismos con $M \geq M_1$ obtenida a partir de la simulación. La probabilidad de ocurrencia de un sismo, con magnitud mayor o igual que un valor determinado, para un tiempo menor o igual que un tiempo dado b (medido a partir del último evento GF+), está dada por:

$$P(t \leq b) = \int_0^b f(\tau) d\tau = F(b) \quad (3.1)$$

por lo que la probabilidad de que ocurra entre los tiempos a y b es:

$$P(a \leq t \leq b) = F(b) - F(a)$$

y, evaluando esta probabilidad un tiempo después de la ocurrencia del evento GF+ (dado que el evento buscado no ha ocurrido):

$$P(a \leq t \leq b \mid t > a) = \frac{P(t \leq b \cap t > a)}{P(t > a)}$$

$$= \frac{P(a \leq t \leq b)}{P(t > a)} = \frac{F(b) - F(a)}{1 - P(t \leq a)}$$

$$P(a \leq t \leq b \mid t > a) = \frac{F(b) - F(a)}{1 - F(a)} \quad (3.2)$$

lo que nos permite evaluar el peligro sísmico en cualquier momento.

IV CATALOGO SISMICO

Como parte de este trabajo se elaboró un catálogo de sismicidad (Espíndola y Nava, 1990) que contiene datos sísmicos con $M \geq 4.5$, ocurridos durante 1900-1987 a lo largo de la Trinchera Mexicana (figura 4.1); para cada evento, se incluye fecha, latitud, longitud, profundidad, magnitud (M_L, M_b, M_s, M_o) e intensidad.

En el catálogo se excluyeron sismos considerados como réplicas. Se consideró como réplica a todo sismo de magnitud menor que el evento principal ocurrido en un intervalo de un año a partir de éste y dentro de un radio de 50km alrededor del epicentro.

IV.1 FUENTES

Este catálogo está formado con información sísmica obtenida principalmente del boletín del SSN (Servicio Sismológico Nacional). Para eventos de 1980 a 1982 se incluyeron las localizaciones y magnitudes del boletín del sistema RESMAC (Red Sismológica Mexicana de Apertura Continental). Para eventos fuertes ($M_b > 7.0$) el catálogo se complementó con información del PDE (Preliminary Determination of Epicenters, del USGS) y de artículos publicados para algunos sismos particulares que han sido estudiados en detalle, entre los cuales cabe mencionar: Singh *et al.* (1983 y 1984), Rivera (catálogo interno SSN), Sánchez (1982), McNally y Minster (1981) y Astiz *et al.* (1983). Información adicional para sismos de la región de Oaxaca se obtuvo de Nuñez-Cornú (1983). Sobre el doblete en Ometepec Gro, de Astiz, *et al.* (1984) y sobre la actividad en la región de Acapulco San Marcos de Singh *et al.* (1982).

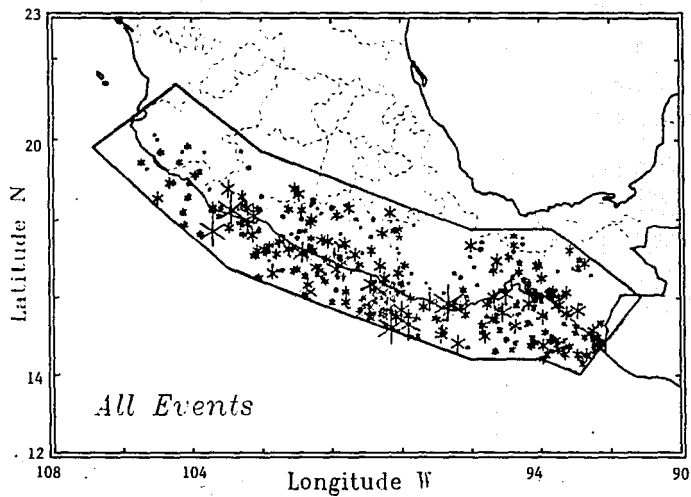


Figura 4.1 Epicentros incluidos en el catálogo (sismos con $M \geq 4.5$)

IV.2 CONFIABILIDAD DE LA INFORMACION

Para poder tener una idea del grado de confiabilidad de la información que incluimos en el catálogo es necesario tomar en cuenta los posibles errores (la incertidumbre) en la detección e identificación de cada sismo, en su localización y en la determinación de su magnitud. Estos errores dependen de varios factores como son: cobertura instrumental, calidad de los registros, conocimiento de la estructura de velocidades apropiada, métodos de localización, determinación de magnitudes y experiencia del analista. Por ser imposible recabar la información necesaria, trataremos de cuantificar, a grandes rasgos y con base en argumentos cualitativos y, a menudo, subjetivos, la incertidumbre existente en la localización de los epicentros y en las magnitudes de los datos empleados.

Es importante tener una idea del funcionamiento, a través del tiempo, de las diferentes redes sísmicas encargadas de captar dicha información, así como del tipo de sensores utilizados y de algunas otras de sus características.

A principios de siglo se funda en México el Servicio Sismológico Nacional, primer lugar del país donde se genera información sísmica. Para los datos desde 1910 hasta 1967, el método utilizado para la localización de epicentros era el método gráfico (triangulación con uso de compás para obtener las distancias epicentrales a cada estación se utilizaban las gráficas de Jeffreys-Bullen).

Las estaciones que operaron durante este periodo fueron (Figura 4.2):

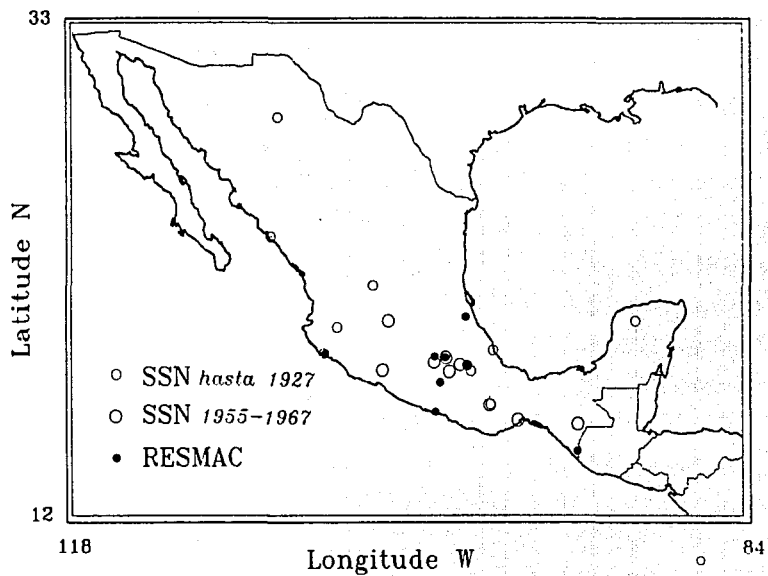


Fig. 4.2 Ubicación de estaciones sísmológicas

<u>Ciudad</u>	<u>Instrumento</u>	<u>Amplificación</u>	<u>Instalación</u>
Tacubaya D.F.	Wiechert	200	1910
Mazatlan	Wiechert	200	1910
Oaxaca	Wiechert	200	1910
Mérida	Wiechert	200	1911
Guadalajara	Wiechert	200	1912
Puebla	Wiechert	200	1921
Veracruz	Wiechert	200	1921
Manzanillo	Wiechert	200	1923
Chihuahua	Wiechert	200	1927
Zacatecas	Wiechert	200	
Comitán	Wiechert	200	1955
Tehuantepec	Bosch-Omori	200	1959
Vista Hermosa			1965
Comitán			1966
Toluca			1966
León			1965
Presa Infernillo			1967
Presa Mal Paso			1967
Ciudad Universitaria			1966
Tepoztlán			1966
Popocatepelt		100 000	1967

Desde 1967 el SSN han hechos movimientos con sus estaciones que sería muy difíciles de describir.

Hasta 1960 el control de tiempo se hacía mediante relojes mecánicos y se corregía en algunas de ellas con base en reportes de observatorios astronómicos cercanos.

Hasta la década de los 80, las magnitudes de eventos de cierta importancia en el boletín del SSN se obtenían, en la mayoría de los casos, por simple observación del sismograma, e irregularmente se anexaban magnitudes reportadas por el PDE. A la fecha el SSN reporta magnitudes basadas en resultados de HYPO78, en duración de los sismogramas y en determinaciones del USGS.

En 1980 entra en operación el sistema RESMAC, el cual nos proporciona información para el periodo 1980-1983. Las estaciones utilizadas (sistema telemétrico, aquellas cuyas siglas comienzan con I pertenecientes al II, UNAM) por esta red eran las siguientes (Fig. 4.2):

Cerrillo (Edo. de Méx.) CRX

Acapulco

Ciudad Universitaria MEX

Iguala III

Tonanzintla IIT

Coyotepec IIC

Mazatlán MZX

Tapachula TPX

Poza Rica PRX

El sistema RESMAC utilizaba para la determinación de magnitudes locales (M_L) un programa desarrollado por F.Nava y A.Tubilla

(RESMAC, 1980) de simulación de respuesta Wood-Anderson, lo cual daba magnitudes razonablemente sistemáticas y objetivas.

Hasta la fecha el cubrimiento instrumental del territorio nacional es inhomogéneo y, tomando en cuenta el desconocimiento del efecto de la estructura de la placa de Cocos subducida, y un posible error de hasta ± 2 seg. en las lecturas de algunas estaciones (debido al control de tiempo), los posibles errores serían los mostrados en la tabla siguiente:

FUENTE	NUMERO DE EST.	PERIODO	MÉTODE LOCALIZ.	POSIBLE ERROR	
				LOC (km)	MAG
SSN	9	1910-1927	GRAF.	100	0.5
	11	1928-1967	GRAF.	50	0.5
	21	1968-1987	PROG.	25	0.2
RESMAC	11	1980-1983	PROG.	50	0.1
PDE				PROM 5	0.05 (M>5)

La [figura 4.3](#) muestra la sismicidad del catálogo completo como función del tiempo (intervalos de un año). Es visible que la información sísmica no es homogénea, ni en el tiempo ni en magnitud. Es aparente que, los catálogos no contienen información respecto a magnitudes pequeñas e intermedias ($4.5 \leq M \leq 7$) excepto para los últimos 47 años. Sin embargo para eventos grandes ($M \geq 7$), la sismicidad sí es aparentemente homogénea en el tiempo ([figura 4.4](#)), por lo que podemos considerar al catálogo confiable para sismicidad con $M \geq 7.0$ para el periodo 1900-1989 y con $M \geq 5.5$ para el periodo 1950-1987.

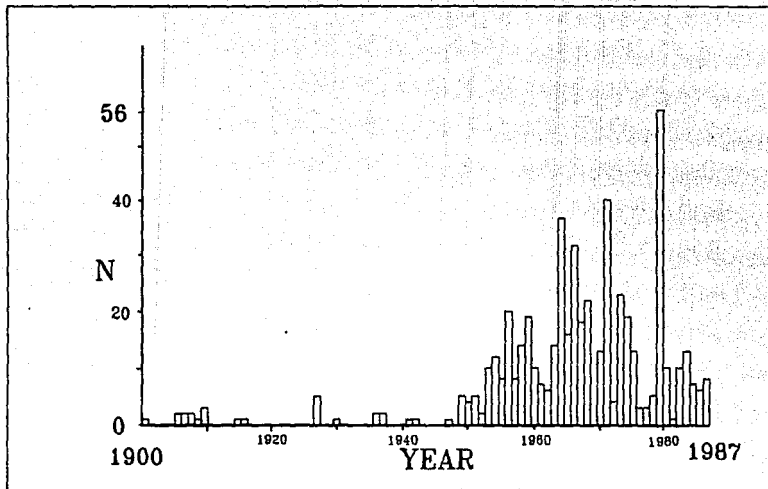


Figura 4.3 Histograma de la sismicidad del catálogo completo como función del tiempo (intervalos de un año).

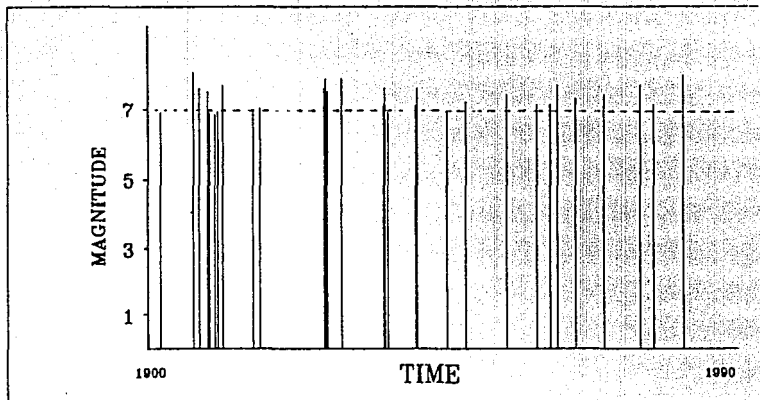


Figura 4.4 Histograma de la sismicidad del catálogo completo de eventos con $M \geq 7.0$

V. APLICACION

Podemos ver en la figura 5.1 que los datos del catálogo completo ajustan razonablemente bien distribuciones de Poisson para: $M \geq 4.5$ (1948-1987; a), $M \geq 7$ (1900-1987; b), $M \geq 7.5$ (1900-1987; c) y $M \geq 8$. (1900-1987; d), por lo que, con base en ellos, podemos determinar la sismicidad media si queremos ajustar un modelo de Poisson (véase Cap II) a la sismicidad costera de toda la Trinchera Mexicana; las razones λ = (número promedio de sismos/año) resultantes son: $\lambda (M \geq 4.5) = 12$, $\lambda (M \geq 7) = 0.8$, $\lambda (M \geq 7.5) = 0.174$ y $\lambda (M \geq 8) = 0.047$.

Los dos últimos valores pueden ser de utilidad para calcular el peligro sísmico en algún punto que pueda ser afectado por terremotos que ocurran en cualquier parte a lo largo de la trinchera, como puede ser la ciudad de México; para el cual un cálculo rápido, aplicando la fórmula 2.1, da:

$$P(n \geq 1) = 1 - P(n=0) = 1 - f(0) = 1 - e^{-\lambda}$$

para periodos de τ años, indica probabilidades:

$$P(M \geq 7.5, \tau=1) = 0.160, \quad P(M \geq 7.5, \tau=5) = 0.581, \quad P(M \geq 7.5, \tau=10) = 0.824,$$

$$P(M \geq 8.0, \tau=1) = 0.046, \quad P(M \geq 8.0, \tau=5) = 0.209, \quad P(M \geq 8.0, \tau=10) = 0.375, \dots$$

Sin embargo, estos parámetros son inútiles para calcular el peligro sísmico en una región determinada de la trinchera, pues, como se discutió antes, en cada región sismogénica debemos considerar un proceso casual necesario para que sea compatible con el modelo de los gaps, en los cuales un modelo de Poisson no es recomendable. Aplicando el método propuesto en el capítulo III, que toma en cuenta la causalidad inherente

en el modelo de gaps, y que permite obtener estimaciones razonables del peligro sísmico para cada uno de ellos.

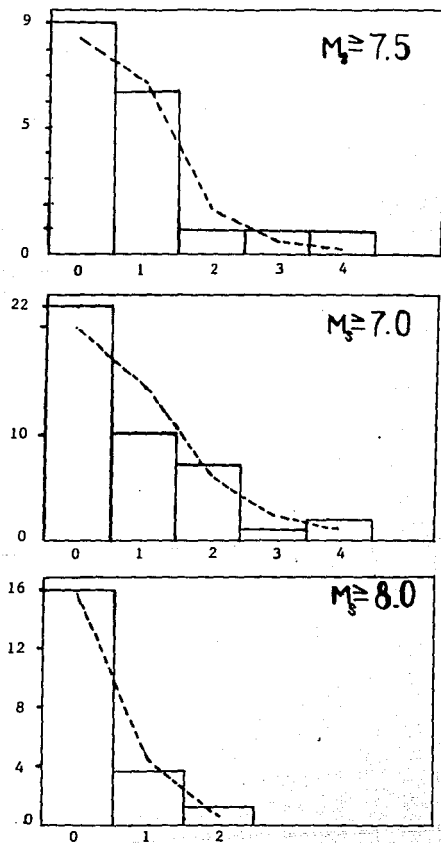


Fig 5.1 Distribución de Poisson para magnitudes grandes del catálogo de toda la Trinchera.

Del catálogo antes mencionado, formamos varios archivos con información por separado de las regiones: Michoacán-Guerrero, Petatlan, Guerrero Central, Acapulco-San Marcos, Ometepec, Poniente de Oaxaca, Oaxaca Central y Oaxaca Oriental, correspondiente a zonas de ruptura de grandes sismos y, por tanto, a posibles gaps sísmicos. La [figura 5.2](#) muestra las regiones estudiadas y los epicentros de los sismos contenidos en cada una de ellas.

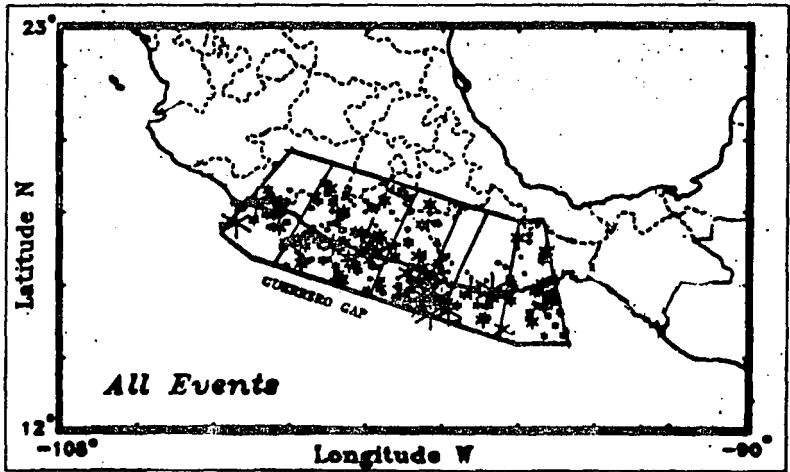


Figura 5.2. Regiones estudiadas y los epicentros contenidos en cada uno de ellos.

De estas regiones, solamente las de Ometepec, Acapulco-San Marcos y Oaxaca (figura 5.3) tienen suficientes datos como para pretender llevar a cabo algún tipo de análisis estadístico. En este trabajo se aplicará el modelo a la región de Acapulco-San Marcos. Esta región es particularmente interesante por que en ella fue detectado, a partir de datos del P.D.E. y del I.S.C., un estado de quietud sísmica por Mc.Nally, (1981), y Singh et al (1982) que han propuesto la ocurrencia de un sismo con, $M= 7.5-7.9$ entre 1982 y 1993; Anderson *et al.* (1989) consideran que tiene un déficit de momento sísmico de unos $20 \cdot 10^{27}$ dina cm; y Singh y Mortera (1991) lo consideran como el extremo suroriental del gap de Guerrero donde esperan un terremoto con $M_w=8.2$.

La figura 5.4 muestra la sismicidad como función del tiempo para esta región. Para la sismicidad total, es claro que el muestreo no es homogéneo en el tiempo, y con base en las razones expuestas en el capítulo IV, podemos considerar que el muestreo es adecuado para todo el tiempo sólo para $M \geq 6.5$ y que para magnitudes menores sólo es aceptable el muestreo a partir de 1950.

La forma de la distribución $\log N$ vs M para la sismicidad de esta región (figura 5.5) indica que la cobertura es incompleta para $M < 4.8$, y muestra claramente la presencia de una banda de sismos característicos alrededor de ≈ 7.2 . El extremo de bajas magnitudes de la relación $\log N$ vs. M se ajustó a eventos que ocurrieron durante el periodo de mejor cobertura 1971-1985.

El límite de confiabilidad de magnitudes bajas se determinó además probando qué tan bien se distribuyen según Poisson, lo cual prueba a la

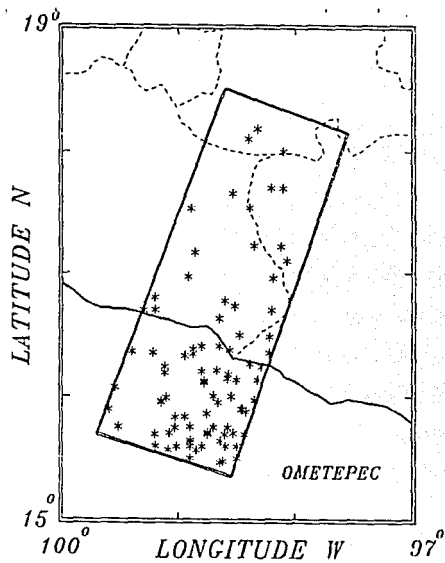
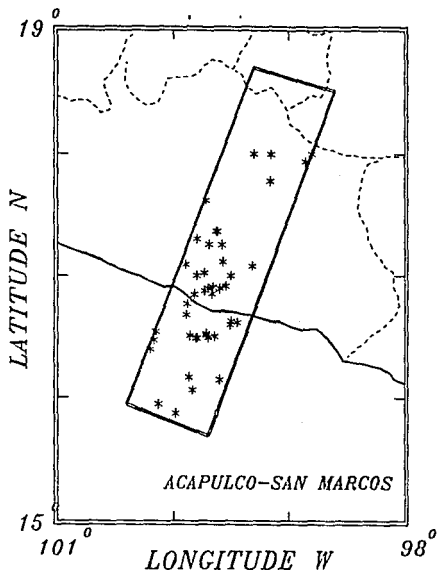


Figura 5.3 regiones viables para hacer un análisis estadístico

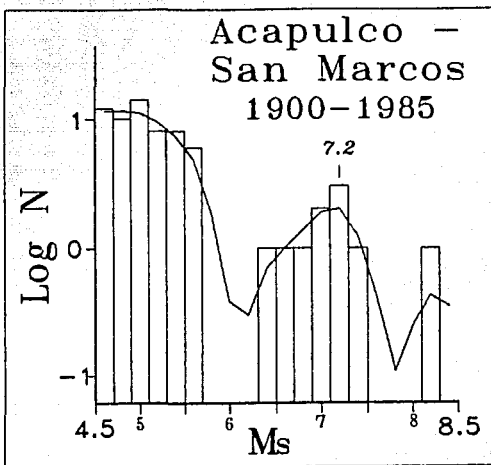


Figura 5.5 Distribución Log N vs M para la sismicidad en la región Acapulco-San Marcos.

vez la aplicabilidad de la suposición del modelo que los sismos ocurren aleatoriamente para magnitudes pequeñas, en forma independiente de la historia sísmica del gap. La figura 5.6 muestra que los sismos con magnitudes con $4.5 \leq M < 5$ de la región se ajustan bien a la distribución de Poisson.

Para suplir la falta de información en la región de estudio, es necesario recurrir a hacer un "montaje": se obtiene la forma de la distribución para magnitudes grandes ($M > 6.5$) del catálogo completo (figura 5.7), y de los años recientes con mejor cobertura (1971-1983) se determina cuáles son el nivel y la tendencia para magnitudes pequeñas ($M < 5.7$); considerando estos valores constantes, se ajusta el nivel al correspondiente para el catálogo completo. De esta manera se obtiene la distribución $N(M)$ cuya forma debe resultar de la operación durante varios ciclos del modelo (figura 5.8) de proceso sísmico.

Para la región de Acapulco-San Marcos, se se considera una longitud de área de ruptura del orden de 80-90Km a lo largo de la costa (correspondiente a la observada para el temblor de 1957) y el ancho de la banda de esfuerzos compresivos ≈ 40 -50Km (González, 1987; Nava *et al.*, 1988), se puede esperar para el sismo GF de esta región una magnitud $M=7.4$ a 7.7 y un momento $M_0=1.3$ a $3.5 \cdot 10^{27}$ dina cm, aproximadamente. Por tanto, consideramos el sismo GF en esta área como de $M=7.5$ (esencialmente una repetición del de 1957) y permiteremos la ocurrencia de sismos hasta $M \leq 7.8$. De los sismos grandes del catálogo, considerando una eficiencia sísmica $\eta = .5$, se determinó una razón de alimentación de $4 \cdot 10^{21}$ erg/año; esta razón corresponde aproximadamente a una razón de momento de unos $.27 \cdot 10^{27}$ dina cm/año,

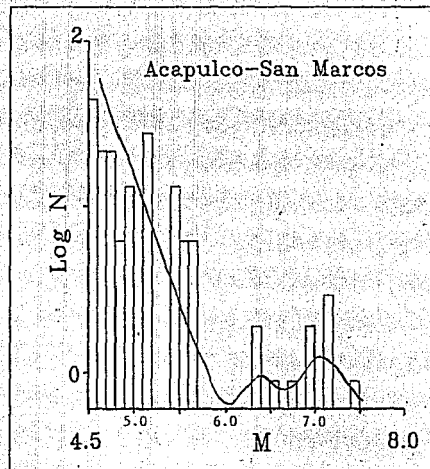
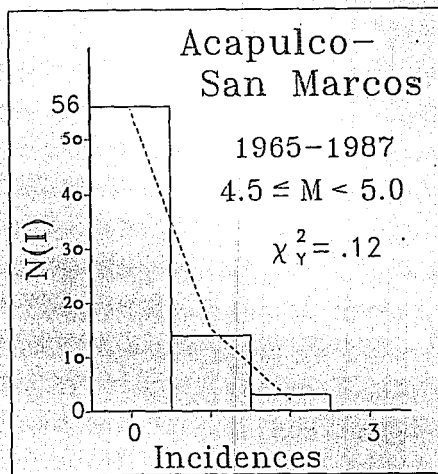


figura 5.6 muestra que los sismos con magnitudes $4.5 \leq M < 5$ de la región se ajustan bien a la distribución de Poisson.

figura 5.7

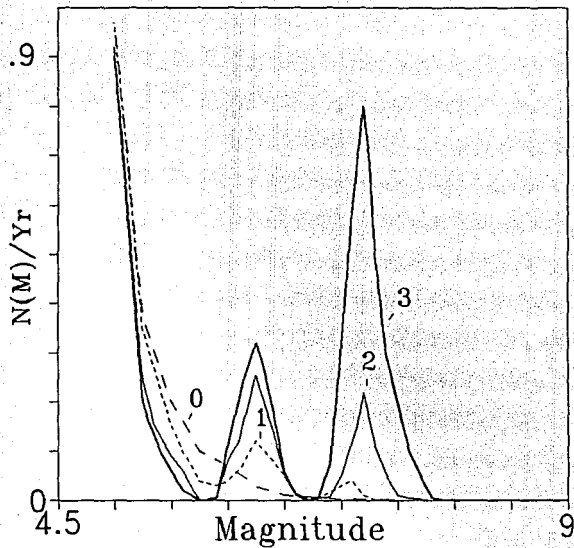
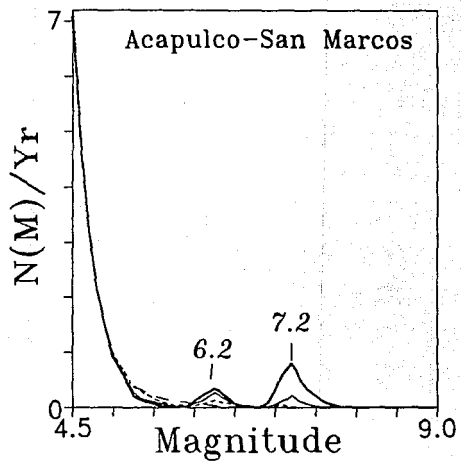


FIG.5.8 CURVAS DE DISTRIBUCION $f(M,E)$

que concuerda con el valor de $.37 \cdot 10^{27}$ dina-cm/año determinado por Anderson *et al.* (1989) para Guerrero.

Con base en el montaje de observaciones y las suposiciones mencionadas, se elaboraron curvas de distribución de magnitudes correspondientes a cuatro estados de energía elástica acumulada, que van desde energía cero hasta la energía necesaria para la ocurrencia de un sismo de magnitud 7.5 (según la relación aproximada 2.9).

Estas curvas se modificaron por prueba y error hasta llegar a las curvas $f(M,E)$ mostradas en la figura 5.9 a partir de las cuales queda definida la probabilidad $F(M,E)$ mostrada en la figura 5.10 cuya utilización en las simulaciones resulta en distribuciones de magnitud y tiempos de recurrencia que concuerdan con los observados.

Las figuras 5.11s (detalle en 5.11b) y 5.12 muestran dos ejemplos de resultados de la simulación para un solo gap, el de Acapulco-San Marcos, uno para periodo de 85 años (semejante al del muestreo real) y otro de 500 años. Ambos reproducen satisfactoriamente la distribución observada. La figura 5.13(a) muestra el buen ajuste a la distribución de Poisson de los eventos simulados con $M < 5.3$ y en la figura 5.13(b) pueden verse los tiempos de incidencia para eventos con $M > 7.0$ y se señala el tiempo de recurrencia de eventos GF+ con $M > 7.5$ para la realización de 85 años. Otras realizaciones no ilustradas aquí son igualmente satisfactorias.

Suponiendo que el sismo de 1907 vació por completo (o hasta el nivel correspondiente a la mínima magnitud considerada) la energía de la región, e incorporando la información de ocurrencia de sismos con

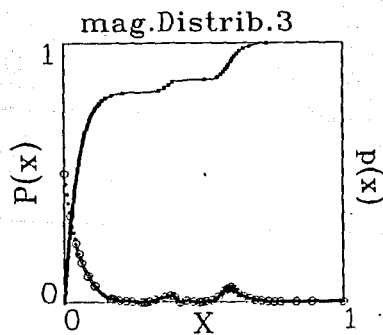
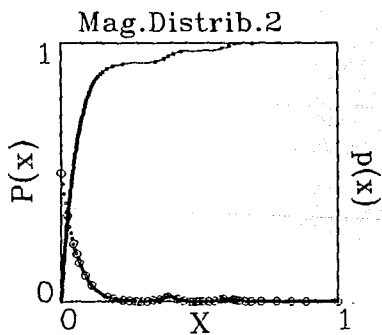
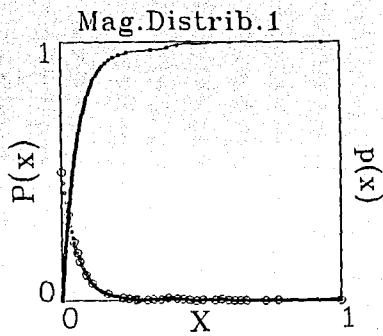
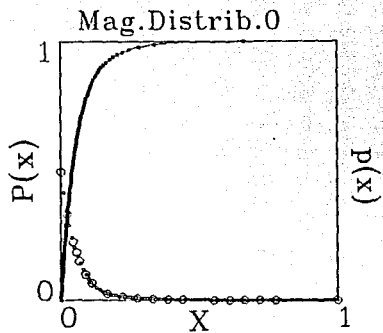


Figura 5.9 Curvas de distribución de magnitudes correspondientes a cuatro estados de energía elástica acumulada.

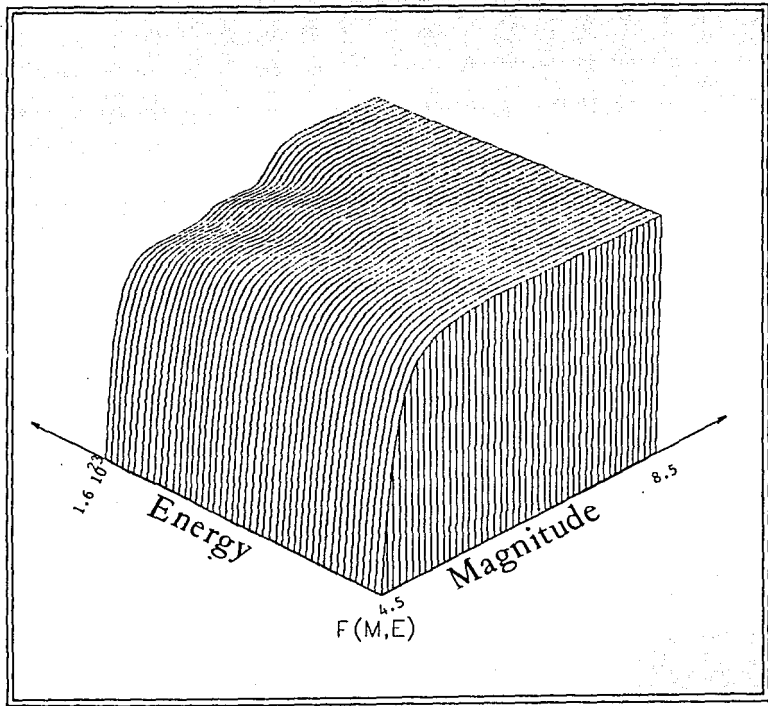
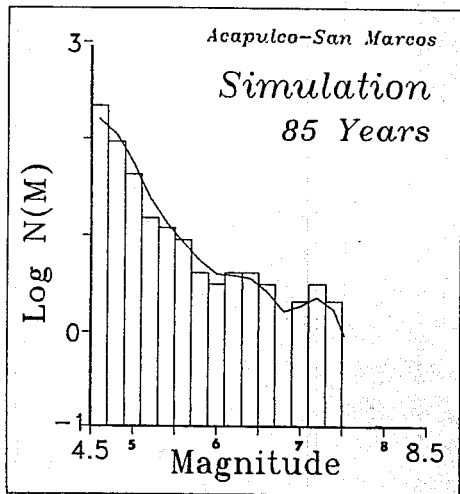
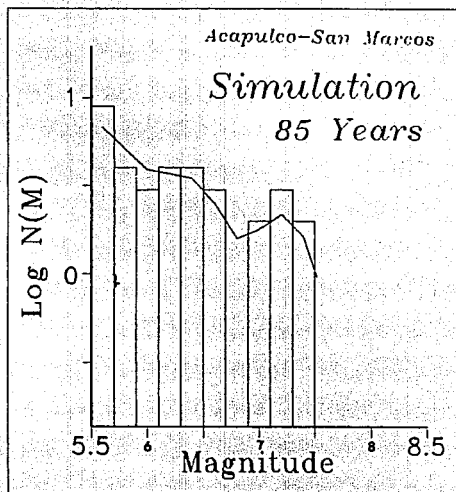


FIGURA 5.10 DISTRIBUCION ACUMULATIVA $F(M, E)$



(a)



(b)

Figura 5.11 Resultados de la simulación para un periodo de 85 años para la región Acapulco-San Marcos.

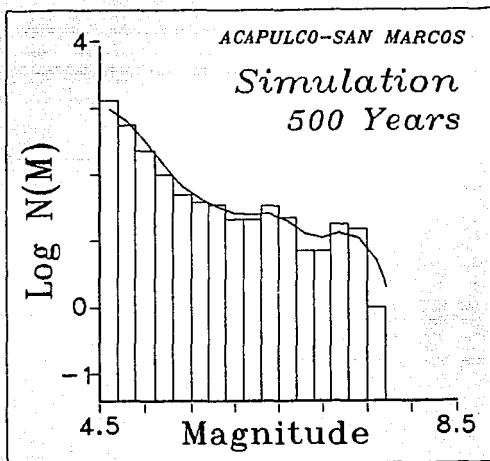
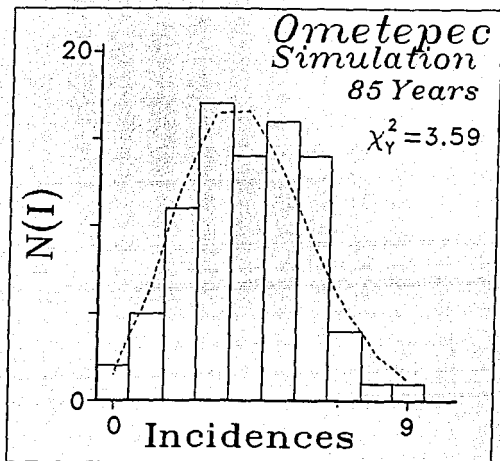
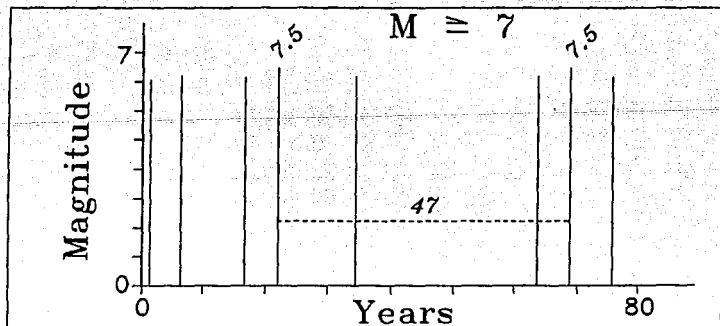


Figura 5.12



(a)



(b)

figura 5.13(a) muestra el buen ajuste a la distribución de Poisson de los eventos simulados con $M < 5.3$ y en la figura 5.13(b) pueden verse los tiempos de incidencia para eventos con $M > 7.0$

$M \geq 5.5$ ocurridos en ellas desde el fin del catálogo hasta la fecha (Espíndola y Nava, 1990) para actualizar el estado de energía (figura 5.14), podemos usar las curvas $F(M,E)$ para un estado actual de energía $E = 1.17 \cdot 10^{23}$ erg, calcular las probabilidades inmediatas de ocurrencia siguientes:

$M \geq$	Probabilidad Inmediata
4.6	-1.
4.7	.6806
5.0	.2254
5.5	.0530
6.0	.0248
6.5	.0081
7.0	.0029
7.1	.0018
7.2	.0002
7.3	<.0001
7.5	"

Las figuras 5.15 a 5.17 muestran las distribuciones de tiempos de recurrencia tras un sismo con $M \geq 7.5$ para sismos con $M \geq 7.5$, $m \geq 7.3$, respectivamente. A partir de estas curvas, considerando que han transcurrido (hasta donde se incluyeron los datos en julio de 1990) 33.016 años desde el último evento GF+ podemos calcular las probabilidades actuales de ocurrencia desde la fecha hasta enero de los años siguientes:

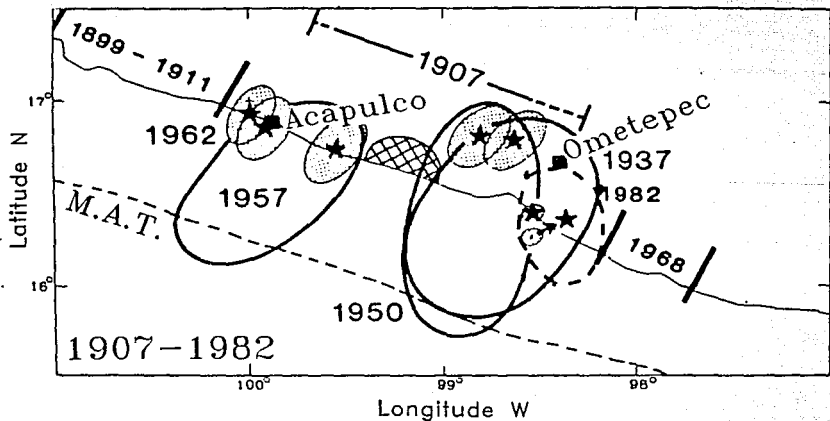
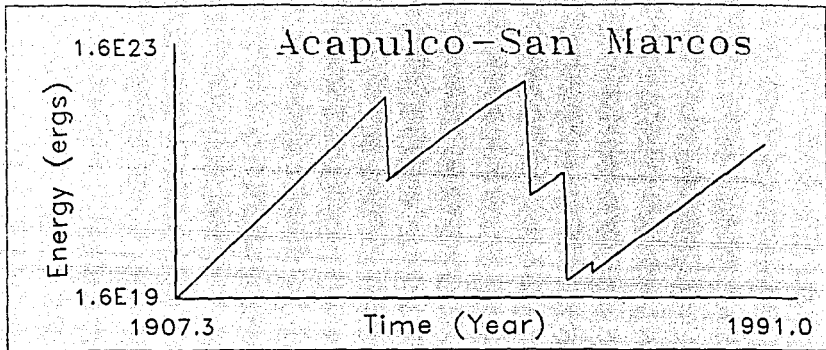


Figura 5.14

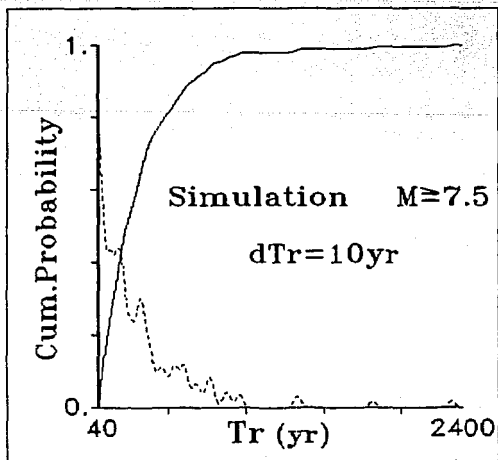
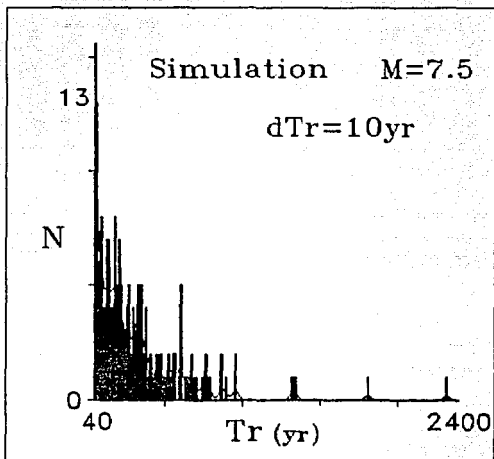


Fig 5.15 Distribución de tiempos de recurrencia para un evento de magnitud 7.5

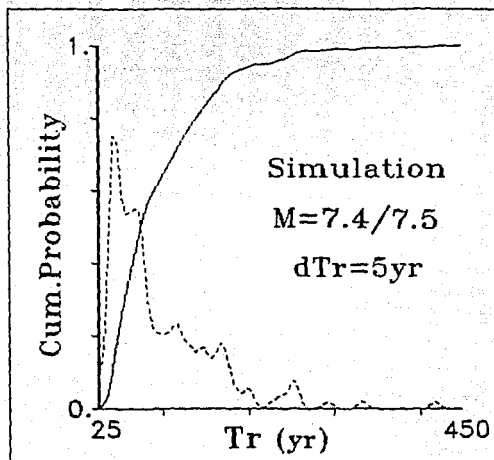


Fig.5.16 Distribución de tiempos de recurrencia para un evento de magnitud 7.4 dado uno de 7.5

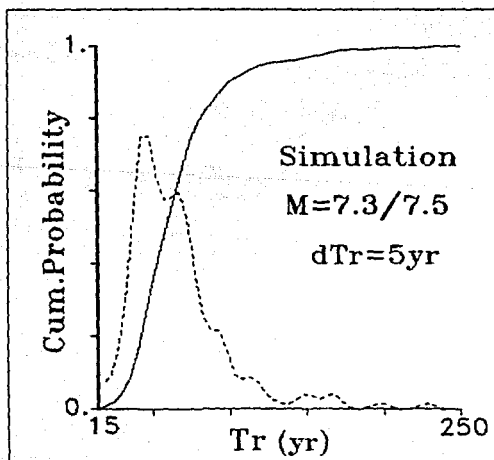


Fig 5.17 Distribución de tiempos de recurrencia para un evento de magnitud 7.3 dado uno de 7.5

M \geq	F	P						
	1990.6	1991	1992	1995	2000	2010	2040	2090
7.3	.066	.004	.012	.054	.145	.352	.792	.953
7.4	.024	.002	.006	.033	.096	.240	.552	.770
7.5	<.001	<.001	<.001	<.001	.011	.054	.155	.284

Cabe señalar que en las curvas de distribución de magnitudes no se incluyó (aunque podría haberse hecho fácilmente) la posibilidad de ocurrencia de sismos con $M \geq 7.9$, como podría parecer necesario para modelar la ocurrencia del evento de 1907 para el cual Nishenko y Singh (1987) asignan $M=8.2$. Consideramos que, para generar un evento tal se necesitan romper dos gaps adyacentes, ninguno de los cuales tiene por sí solo la extensión necesaria para generar un sismo tan grande; Nishenko y Singh (1987) propusieron que tanto ASM como la región de Ometepec se rompieron durante 1907, pero ahora parece que el extremo sureste de la región ASM, alrededor de los $99^\circ W$, se localiza en la frontera entre dos regiones que rompen independientemente (González-Ruiz y McNally, 1988; Singh y Mortera, 1991), de manera que una ruptura mayor que el gap ASM necesitaría probablemente extenderse hacia el NW en cualquier caso esperaríamos que un evento así "recurriera" cuando ambos gaps estén en un estado de alta energía y posiblemente un sismo en uno de ellos dispare la ruptura del otro, propagándose así a través de ambos. Por otro lado, la magnitud del sismo de 1907 podría no ser mayor de alrededor de 7.75 (González-Ruiz y McNally, 1988), en cuyo caso puede ser modelado por las curvas de distribución actuales.

VI. CONCLUSIONES

Basado en la elaboración de un catálogo para sismos de la Trinchera Mexicana, y con suposiciones de la ocurrencia de sismos dependiendo de la cantidad de energía almacenada en la región de ASM. Se aplicó un método de simulación estocástica, basado en un mínimo de suposiciones, que produjo resultados que reproducen muy satisfactoriamente las observaciones y permitirá una evaluación realista del peligro sísmico como función del tiempo para varios de los gaps sísmicos en la trinchera mexicana.

La operación del modelo señaló además, algunas características interesantes del proceso sísmico modelado y, si son apropiadas las suposiciones, del proceso real. Entre ellas podemos mencionar el papel de los sismos de magnitudes altas inferiores al sismo GF+. Para la región ASM, si consideramos a los sismos GF+ como aprox. 7.5-7.6, podemos tener sismos característicos aprox. 7.1-7.275 que, cuando ocurren a niveles bajos de energía excluyen a la ocurrencia inmediata de sismos comparables a ellos; cuando a niveles altos de energía liberan de .3 a .1 de la energía liberada por un sismo GF, por lo que reducen muy poco la probabilidad de ocurrencia de éste y no excluyen en modo alguno la ocurrencia de más sismos comparables a ellos. Es muy importante, por lo tanto, considerar el nivel de energía de una región antes de opinar acerca de la probabilidad de ocurrencia inminente de otros sismos en alguna región donde recién haya ocurrido un sismo de magnitud intermedia.

Se obtuvieron niveles actuales de peligro sísmico para la región Acapulco-San Marcos que indican probabilidades mínimas ($\approx 1\%$) para la ocurrencia de un sismo con $M \geq 7.5$ antes del año 2000, pero

probabilidades de casi 10% y 15% para eventos con $M \geq 7.4$ y $M \geq 7.3$, respectivamente; y, para la ocurrencia de estos eventos antes de 1995 da probabilidades pequeñas (3.3% y 5.4%) pero no despreciables. Por tanto, el sismo inminente, predicho por Singh *et al.* (1982), tiene baja probabilidad de ocurrencia de alcanzar una magnitud GF+, a menos que dispare la ruptura de todo el gap de Guerrero.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1981). A probability synthesis of precursory phenomena, in *Earthquake Prediction*, D. Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 566-574.
- Anderson, J. (1979). Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69 135-158.
- Anderson, J. and J. Luco (1983). Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 471-496.
- Anderson, J., S. Singh, J. Espindola, and J. Yamamoto (1989). Seismic strain release in the Mexican subduction thrust, *Phys. Earth Planet Interiors*, 98, 307-332.
- Astiz, L., and H. Kanamori, and H. Eissler (1987). Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* 4, 1326-1346.
- Båth, M. (1981) Earthquake recurrence of a particular type, *Pageoph* 119, 1063-1076
- Beroza, G., J. Rial, and K. McNally (1984). Source mechanisms of the June 7, 1982 Ometepe, México, earthquakes, *Geoph. Res. Letters* 11, 689-692.
- Carlson, R. (1981). Boundary forces and plate velocities, *Geoph. Res. Letters*, 8, 958-961.
- Chael, E. and Stewart, G. (1982). Recent large earthquake along the Middle American trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.* 87, 329-338.

- Eissler, H. and McNally (1984). Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *J. Geophys. Res.* 89, 4520-4530.
- Espíndola, V. y F. Nava (1990). Sismicidad en la trinchera Mexicana, 1900 a 1990, *Com. Tec. IGF, UNAM INV*- en prensa.
- Fedotov, S. (1965). Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile islands and northeastern Japan. *Trans. Acad. Sc. USSR, Inst. Phys. Earth* 35, 66-93
- Ferreira, S. (1971). Probabilidad de ocurrencia de temblores sucesivos de magnitud en la Ciudad de México, *Geof. Int.* 11 151-161.
- Ferreira, S. (1986). Bayes theorem and the probabilistic prediction of inter-arrival times for strong earthquakes felt in Mexico city, *J. Phys. Earth* 34, 71-83.
- Figueroa, J. (1970) *Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana*, reporte #272, Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- González-Ruiz, J. and K. McNally (1988). Stress accumulation and release since 1882 in Ometepe, Guerrero, Mexico: Implications for failure mechanisms and risk assessments of a seismic gap, *J. Geophys. Res.* 93, 6297-6317.
- Gutenberg, B. and C. Richter (1954). *Seismicity of the Earth and associated phenomena*, Princeton Univ. Press, Princeton, USA, 310pp

Habermann, R. (1981). Precursory seismicity patterns: stalking the mature seismic gap, in *Earthquake Prediction*, D., Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 29-42.

Isacks, B., J. Oliver, and L. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.* 73, 5855-5899.

Kanamori, H. and K. McNally (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1241-1253.

Kelleher, J. L. Sykes, and J. Oliver (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their applications to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.* 78, 2547-2585.

Kijko, A. and M. Sellevoll (1981). Triple exponential distribution, a modified model for the occurrence of large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2097-2101.

Lay, T. and H. Kanamori (1981). An asperity model of large earthquake sequences, in *Earthquake Prediction*, D., Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 579-592.

LeFevre, L. and McNally, K. (1985). Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.* 90, 4495-4510.

- Le Pichon, X., J. Francheteau and J. Bonnin (1973). *Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam, Holanda, 6, 80-84.
- Lomnitz, C. (1974) *Global tectonics and earthquake risk*. Elsevier Amsterdam, Holanda, 320pp.
- Lomnitz, C. and F. Nava (1983) (1983) The predictive power of seismic gaps, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1815-1824.
- Lomnitz-Adler, J. and C. Lomnitz (1978). A new magnitude-frequency relation, *Tectonophysics* 49, 237-245.
- Lomnitz-Adler, J. (1985). Asperity models and characteristic earthquakes *Geoph. J. R. astr. Soc.* 83, 435-450.
- McCann, W. R., Nishenko S. P., Sykes L. R., Krause J. (1979). Seismic gap and tectonics: seismic Potential for major boundaries, *Pageoph* 117, 1097-1104.
- McKenzie, D. and R. Parker (1967). The North Pacific, an example of tectonics on a sphere, *Nature* 216, 1276-1280.
- McNally, K. (1981) Plate subduction and prediction of earthquakes along the Middle America trench, in *Earthquake Prediction*, D., Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 63-72.
- McNally, K. and J. Minster (1981). Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.* 86, 4949-4459.

Mogi, K. (1981). Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, in *Earthquake Prediction*, D. Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 43-51.

Mogi, K. (1985) *Earthquake prediction*, Academic Press, Orlando, USA, 355pp.

Molnar, P. and L. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Bull. Geol. Soc. Am.* 80, 1639-1684.

Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 115-133.

Nava, F. y C. Lomnitz (1984). Estimación local de riesgo sísmico mediante simulación estocástica, *Geof. Int.* 23, 37-56.

Nava, F. L. González-Ruiz, K. McNally, L. Munguía, J. González-García, J. González-Ruiz, C. Stolte, G. Simula, G. Calderón (reporters), and the Interinstitutional Group for Deep Seismic Profiling in Guerrero (1988). A microearthquake study in the Acapulco-Ometepec, Mexico, region and the shallow earthquake generation band of the Middle America trench, *Com. Tec. IGF*, Inv-5, 37pp.

Nava, F. (1991). Numerical simulation of seismic rupture and the role of asperities, en preparación.

Nishenko, S. and S. Singh (1987). The Acapulco-Ometepec, Mexico earthquakes of 1907-1982: evidence for a variable recurrence history, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1359-1367.

Núñez-Cornú, F. (1983). *Sismotectónica del Estado de Oaxaca, México, basada en el análisis de temblores fuertes ($M_s > 7.0$)*. Tesis de Maestría, Fac. Ciencias, UNAM, 71pp.

Reid, H. (1910). *The mechanism of the earthquake, the California earthquake of April 18, 1906*, Informe de la Comisión senatorial de investigación, 2, Carnegie Institution, Washington, D.C. USA, 16-28.

RESMAC (19??) Boletín Sismológico Preliminar, DE A, ??pp.

Richter, C (1958). *Elementary seismology*, W, H, Freeman and Co., San Francisco, USA, 768pp.

Rikitake, T. (1974). Probability of earthquake occurrence as estimated from crustal strain, *Tectonophysics* 23, 299-312.

Rikitake, T. (1976) *Earthquake prediction*, Elsevier, Amsterdam, Holanda, 9, 245-301.

Sánchez, E. (1982). Lista cronológica de sismos históricos mexicanos, *Com. Tec. IIMAS, UNAM*, Inv.305, 22pp.

- Schwartz, D. and K. Coppersmith (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, *J. Geophys. Res.* 89, 5681-5698.
- Shimazaki, K. and T. Nakata (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geoph. Res. Letters* 7, 279-282.
- Sieh, K. (1978). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California, *J. Geophys. Res.* 83, 3907-3939.
- Sieh, K. (1981). A review of geological evidence for recurrence of large earthquakes, in *Earthquake Prediction*, D., Simpson and P. Richards (Eds), American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 181-207.
- Singh, S.K. E. Bazan, and L. Esteva (1980) Expected earthquake magnitude from a fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 903-914.
- Singh, S.K., J. Espíndola, J. Yamamoto and J. Havskov (1982). Seismic potential of the Acapulco-San Marcos region along the Mexican subduction zone, *Geoph. Res. Letters* 9, 633-636.
- Singh, S.K., & M. Rodríguez (1982). A catalog of shallow earthquakes of Mexico, *Reportes IGF, UNAM # 36*, 33p.
- Singh, S.K., M. Rodríguez and L. Esteva (1983). Statistics of small earthquakes and frequency of occurrence of large earthquakes

along the Mexican subduction zone, *Bull.Seism.Soc.Am.* 73, 1779-1796.

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

Singh,S.K. and F.Mortera (1991). Source-time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone and the extent of the Guerrero gap, submitted.

Smith,S. (1976). Determination of maximum earthquake magnitude, *Geoph.Res.Letters* 3, 351-354.

Sykes,I. and R.Quittmeyer (1981) Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries, in *Earthquake Prediction*, D.simpson and P.Richards (Eds) , American Geophysical Union, Washington, D.C., USA, 217-247.

Thatcher,W and T.Hanks (1973). Source parameters of southern California earthquakes, *J.Geophys.Res.* 78, 8547-8576.

Utsu,T. and A.Seki (1954). A relation between the area of after-shock region and the energy of main shock, *J.Seismol.Soc.Japan* 7, 233-240.

Wallace R. (1981). Active Faults, paleoseismology, and earthquake hazard in the western U.S., in *Earthquake Prediction*, D.,Simpson

and P.Richards (Eds), American Geophysical Union,
Washington,D.C., USA, 209-216.

Wallace R., J.Davies, and K.McNally (1984) Terms for expressing
earthquake potential, prediction, and probability,
Bull.Seism.Soc.Am. 74, 1819-1825.

Wyss M. (1979). Estimating maximum expectable magnitude of
earthquakes from fault dimensions, *Geology* 7, 336-340.

Youngs R. and K.Coppersmith (1985). Implications of fault slip rates and
earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard
estimates, *Bull.Seism.Soc.Am.* 75, 939-964.

Xu, S. and P. Shen (1981). Seismicity patterns in China, in *Earthquake
Prediction*, D.,Simpson and P.Richards (Eds), American Geophysical
Union, Washington, D.C., USA, 117-125.