

300615

UNIVERSIDAD LA SALLE 17



ESCUELA DE INGENIERIA
Incorporada a la U.N.A.M. 2y

**"RIESGO SISMICO EN LA CIUDAD DE
MEXICO"**

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO CIVIL
P R E S E N T A :
LUIS ROJI GURAIEB

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

INDICE

INTRODUCCION

I ASPECTOS FUNDAMENTALES

I.1 Origen de los sismos

I.2 Tectónica de placas

I.3 Deriva Continental

I.4 Tipos de onda

I.5 Intensidad y Magnitud

I.6 Instrumentos de medición sísmica

Referencias

II SISMICIDAD MUNDIAL Y NACIONAL

II.1 Sismicidad mundial

II.2 Sismicidad en la República Mexicana

Referencias

III RIESGO SISMICO

Referencias

IV ESTUDIOS GEOTECNICOS Y DE SISMICIDAD EN EL VALLE DE MEXICO

IV.1 Generalidades

IV.2 Fallas locales

IV.3 Suelos

IV.4 Sismicidad

IV.5 Respuesta de los suelos

V OBTENCION DE LOS ESPECTROS DE DISEÑO Y COEFICIENTES SISMICOS PARA EL DISTRITO FEDERAL

V.1 Acelerogramas

V.2 Espectros

V.3 Coeficientes Sísmicos

CONCLUSIONES

Apéndice A: Escala de Intensidad Mercalli Modificada

Apéndice B: Principales sismos del mundo

INTRODUCCION

El estudio del riesgo sísmico es una parte fundamental en el diseño de estructuras sismorresistentes, establecer un riesgo "razonable" para una estructura es una tarea en la que interviene el criterio del ingeniero, este debe basarse en el peligro potencial sísmico, los posibles efectos locales de amplificación, la importancia de la estructura y las pérdidas en vidas y bienes materiales. El objetivo de esta tesis es introducir al lector a las bases de la sismología para poder comprender el riesgo sísmico que existe en la Ciudad de México, explicando los fundamentos del estudio de éste y su aplicación práctica para fines de ingeniería.

En el capítulo I se tratan las bases de la sismología; se explican las teorías de la "Tectónica de placas" y de la "Deriva continental", incluyendo las más recientes investigaciones sobre éstas. Se explica en este capítulo desde el origen de los sismos hasta los aparatos para su medición, aspectos fundamentales para la comprensión de los capítulos siguientes.

La sismicidad mundial y nacional es tratada en el capítulo II; ahí se menciona la regionalización sísmica mundial y nacional, también los sismos más importantes que han acontecido.

En el siguiente capítulo llamado "Riesgo Sísmico", se tratan las bases para su establecimiento y los diferentes métodos que se utilizan para ello; también se encuentran ahí las fuentes de las que proviene el riesgo sísmico en nuestro país.

Estudios geotécnicos y de sismicidad en el Valle de México es el título del cuarto capítulo. Se hace en él un estudio de los suelos del Valle y de los estudios de sismicidad que se han hecho hasta la fecha, tomando en cuenta las duras experiencias del temblor del 19 de septiembre de 1985.

En el capítulo final, se habla de la aplicación práctica de los acelerogramas, espectros y coeficientes sísmicos en la ingeniería. Se mencionan los reglamentos vigentes en el Distrito Federal y las Normas Técnicas Complementarias para diseño por sismo.

No está en los alcances de esta tesis, explicar minuciosamente los métodos matemáticos y estadísticos para la obtención del riesgo sísmico; a lo largo de la tesis se encuentran referencias en las que el lector podrá profundizar.

CAPITULO I

ASPECTOS FUNDAMENTALES

I.1 ORIGEN DE LOS SISMOS

En la antigüedad se creía que los terremotos eran un castigo a las faltas humanas (2).* En la actualidad se explican los terremotos y la mayoría de sus características por medio de teorías físicas. Debido a la transformación geológica permanente que sufre nuestro planeta siempre habrá terremotos.

Por su origen los sismos pueden ser:

- 1) Tectónicos: Producidos por los movimientos de placas en la corteza terrestre. Son los sismos más fuertes y frecuentes y su estudio tiene gran importancia científica para el conocimiento del interior de la Tierra.
- 2) Volcánicos: Relacionados con las erupciones volcánicas, estas son resultado de fuerzas tectónicas. No siempre tienen que ocurrir al mismo tiempo la erupción que el sismo.
- 3) De colapso: Ocurren en regiones de cavernas subterráneas y minas. Son sismos pequeños. Otro tipo de terremotos de colapso es el que produce un

* Los números entre paréntesis indican la referencia correspondiente.

deslizamiento de tierras (cuando este no es producido por un movimiento tectónico).

4) Explosión: Producidos por artefactos químicos o nucleares. Explosiones nucleares muy fuertes pueden producir sismos de consideración.

5) De impacto: Producidos por meteoritos. Raros en la Tierra, porque la mayoría de ellos se consumen en la Atmósfera. Comunes en planetas y satélites sin atmósfera, como la Luna (13).

1.2 TECTONICA DE PLACAS

La mayoría de los terremotos son de origen tectónico. (1,2 y 3). Tienen su explicación en la teoría de la Tectónica de placas. La Tierra esta formada de la siguiente forma, el núcleo tiene una parte sólida que mide 1216 km., luego sigue una zona de transición de 500 km. y en su parte externa es líquido. Esta parte líquida mide 1700 km. Posteriormente esta el manto rocoso que mide 2650 km. Siguen 2 zonas de transición a 390 y 700 km. de distancia de la superficie terrestre respectivamente. La Astenosfera es la siguiente capa y abarca desde los 60 km. hasta los 250 km. de profundidad. La capa superficial es la litósfera que tiene 60 km. de espesor y la corteza está incluida en ella y tiene de 10 a 40 km. de espesor (10). Observar figura I.1 tomada de la misma referencia. Al límite inferior de la corteza se le conoce como **Discontinuidad de Mohorovic**. La corteza flota sobre la capa que tiene debajo y no es continua, sino que esta dividida en varios pedazos llamados placas. El movimiento entre las placas no es continuo. Esto se debe a la fricción que hay entre las placas. Los esfuerzos se van acumulando entre las placas y en el momento que son mayores que la fuerza de fricción se produce un desplazamiento

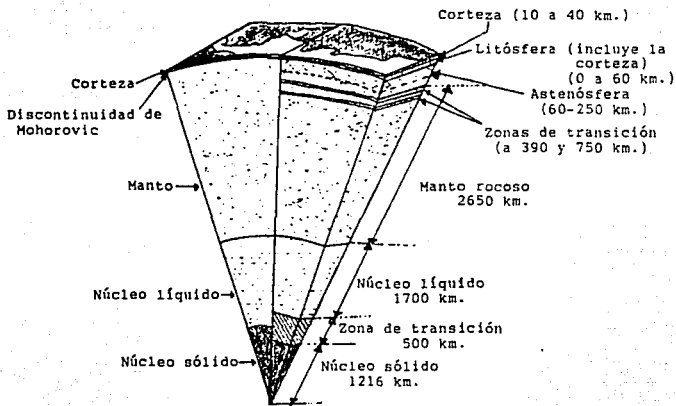


FIGURA 1.1 El interior de la Tierra. En la parte izquierda de la figura, se encuentra el interior de nuestro planeta como se creía que era; en la parte derecha esta su interior, según los conocimientos recientes.

súbito, que genera ondas vibratorias y esto es lo que llamamos un sismo.

Existen 10 placas principales. En los límites de estas placas se producen la mayoría de los sismos del mundo. Por estudios geofísicos se ha determinado que la estructura de las placas presenta cambios permanentes, los cuales se producen gradualmente. Observar figura 1.2.

La lava del interior de la tierra fluye en el centro de los océanos en las llamadas dorsales centrooceánicas.

Estas dorsales se denominan por esto, zonas de extensión. De esta manera, permanentemente se esta renovando el suelo oceánico y las placas se extienden hacia ambos lados de la dorsal.

Desde hace mucho tiempo geológicamente hablando, la Tierra conserva el mismo tamaño, por lo cual si se crea corteza nueva permanentemente, al mismo tiempo tiene que ser absorbida en el interior de la Tierra en otra parte. Estos lugares en que se absorbe corteza son las zonas de subducción, y ahí se encuentran las fosas oceánicas.

En el fenómeno de subducción una placa se introduce debajo de la otra gradualmente, y a cierta profundidad la presión y la temperatura hacen que la roca fluya y se mezcle con material más profundo del manto.

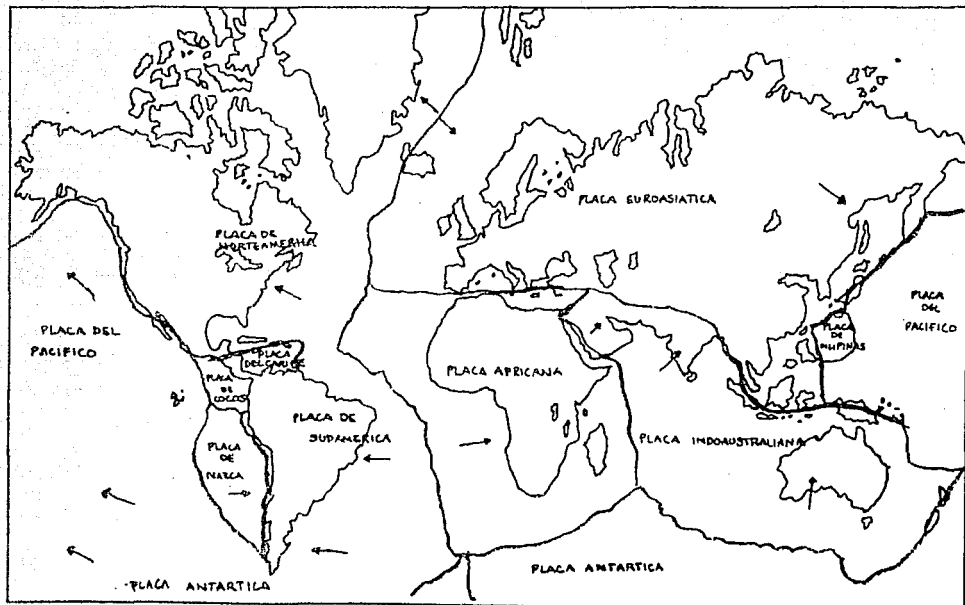


FIGURA I.2

Principales placas tectónicas. Las flechas indican hacia donde se mueven.

La placa del Pacífico está disminuyendo de tamaño, al mismo tiempo las placas que contienen África, América del Norte y del Sur y el continente Antártico están aumentando de tamaño (2).

Los terremotos que se producen en las dorsales oceánicas son producto del crecimiento de las placas, en ellas se rompen grandes bloques de roca y se producen rupturas que liberan gran energía.

Las grandes cadenas de montañas como el Himalaya, por ejemplo, se encuentran donde las placas chocan de frente, en estos lugares hay actividad sísmica constante.

Al hundirse una placa debajo de la otra se generan esfuerzos y fracturas que provocan los sismos superficiales, al continuar el movimiento de la placa hacia abajo, se generan más esfuerzos y fracturas que provocan los sismos profundos. A profundidades mayores de 650 km., la placa ha sido absorbida por la roca del interior y si no, sus propiedades están muy alteradas y ya no se libera energía sísmica.

Los temblores no se originan en un punto específico, sino en un cierto volumen de roca, pero como es conveniente especificar la fuente de un terremoto como si fuera un punto, a este punto se le llama foco o hipocentro. Al punto de la superficie que está sobre el foco se le llama epicentro o epifoco.

Los terremotos que ocurren dentro de la placa y no en sus bordes, no se explican tan fácilmente. Estos pueden surgir de sistemas en los que se concentran esfuerzos con alteración en la presión, temperatura y profundidad.

La mayoría de las líneas de los epicentros de los sismos se encuentran sobre los bordes de las placas, pero existen algunas discontinuidades horizontales que cruzan estas líneas de epicentros, las cuales llamamos fallas, las cuales tienen gran actividad sísmica (4).

Housner propone considerar 4 tipos de fallas en el estudio de los sismos destructivos: (12)

- a) Fallas de empuje inferior
- b) Fallas de empuje ascendente
- c) Fallas de extensión
- d) Fallas de deslizamiento horizontal

En la figura 1.3 se pueden observar estos tipos de fallas.

Existen segmentos en las placas que se conocen como brechas o zonas de quietud sísmica (gaps), las cuales tienen independencia relativa de movimiento (4).

Los tipos de fallamiento pueden ser representados por un par de fuerzas, la magnitud de este par se le llama momento sísmico (M_0). Es un parámetro importante para conocer el tamaño de un sismo; depende de la rigidez del medio, del área

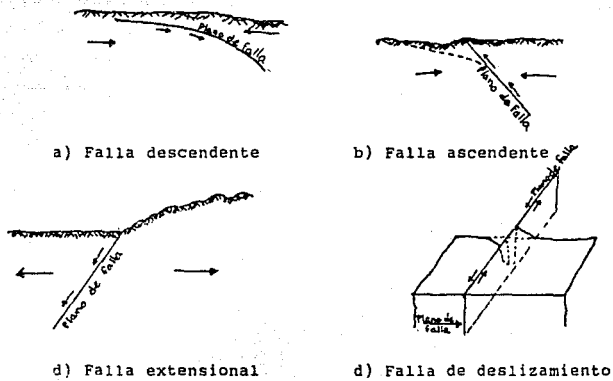


FIGURA 1.3 - Tipos de fallas.

de ruptura y del corrimiento promedio (13).

El rebote elástico es una causa inmediata de los terremotos, consiste en el deslizamiento brusco del terreno a lo largo de una falla; esto sucede cuando las fuerzas tectónicas superan a las de fricción. En la figura 1.4 se observa claramente este fenómeno.

El 10% de los sismos tienen su origen en las dorsales centrooceánicas y liberan solo el 5% de la energía sísmica total. Los terremotos de las fosas contribuyen con más del 90% de la energía sísmica total liberada en terremotos superficiales y también a la mayor parte en los terremotos de focos intermedios y profundos (2).

En forma arbitraria, los sismos con foco entre 70 y 300 km. de profundidad, se denominan focos intermedios y cuando el foco está a más de 300 km. de profundidad se llaman focos profundos (2).

En el mar, los terremotos producen grandes olas que se conocen como tsunamis o maremotos. (Tsunami es un nombre japonés, ya que en Japón son frecuentes los maremotos). Las crestas de las olas han llegado a ser superiores a 25 mts. (2), por lo que son muy peligrosas para las zonas costeras. Actualmente existe un sistema de alerta internacional de maremotos, en el momento que ocurre un gran terremoto se

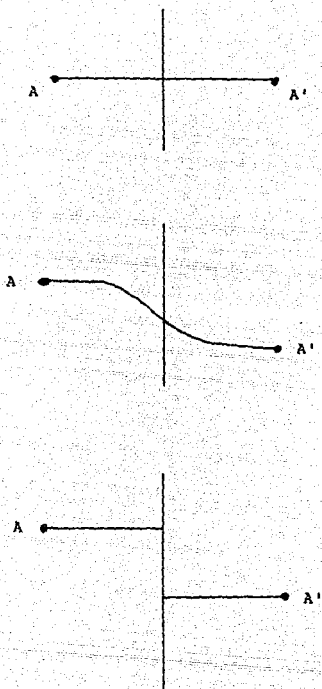


FIGURA 1.4 Teoría del Rebote Elástico.

radia al instante a cualquier hora a Honolulu, Hawaii, donde se calcula la intensidad con todos los datos recibidos y se manda la señal de alarma a donde se necesite.

1.3 DERIVA CONTINENTAL

La idea de las migraciones continentales es muy antigua, la correspondencia entre la costa occidental de Africa y la costa oriental de Sudamerica fue observada desde el siglo XVII; Francis Bacon comenta en su obra "Novum Organum" (1620) que tal parecido era difícil que fuera accidental (6). En 1650 Francois Placet escribió una memoria en la que decía que el Viejo y el Nuevo Mundo habían quedado separados por el Diluvio. En 1880, Alexander von Humboldt creía que el Océano Atlántico era un gran valle fluvial que había quedado separado por la gran cantidad de agua que cayó en el Diluvio (6). Antonio Snider-Pelligrini en 1858 hizo las primeras comparaciones geológicas entre los continentes separados por el Atlántico, posteriormente surgió la idea de que la Luna se había separado de la Tierra y provocado las migraciones continentales. A principios de nuestro siglo, Frank Taylor y Howard Baker expusieron sus ideas acerca de las derivas continentales simultáneamente (trabajaron independientemente). Alfred Wegener es considerado el pionero de la teoría de las migraciones continentales.

Gracias al estudio de la Paleontología, la Paleogeología, el Paleomagnetismo y el estudio del clima, se ha demostrado la teoría de la Deriva Continental.. (1 y 6)

Se acepta actualmente, que los continentes han sufrido transformaciones a lo largo de la historia de la Tierra. A continuación tenemos la historia de la transformación de los continentes en cada una de las eras geológicas basadas en los estudios del geólogo escocés Dixon (referencia 12).

PERIODO PRECAMBRICO.

El periodo Precámbrico comenzó con la formación de la Tierra hace unos 4500 millones de años y terminó hace 590 millones de años. Este es el periodo más difícil de determinar, existen todavía muchas dudas y misterios acerca de esta era. Se supone que los continentes estaban esparcidos en la superficie terrestre, moviéndose, chocando entre sí formando continentes más grandes y luego dispersándose otra vez. Desafortunadamente no se puede saber exactamente como fueron estas transformaciones de la superficie terrestre.

Las masas centrales de los actuales continentes, se componen de rocas precámbricas, lo que comprueba que los continentes actuales existían de alguna manera.

En la última parte del Precámbrico se crearon muchas montañas y ríos como consecuencia de estas.

ERA PALEOZOICA INFERIOR.

El Paleozoico inferior comprende los periodos Cámbrico,

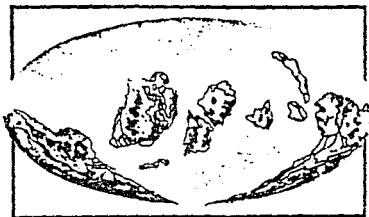
Ordovícico y Silúrico. Empezó hace 590 millones de años y terminó hace 408 millones de años. En la figura 1.5a se puede observar como era la tierra en esa era geológica.

Sudamérica, África, India, La Antártida y Australia estaban fusionados en un gran supercontinente en el Polo Sur. Los geólogos le llamaron Gondwana. El continente de Asia estaba dividido en 2 partes, cada una en un hemisferio. Norteamérica, Escandinavia y el sur de Europa eran continentes aislados. A los océanos que existían entre los continentes se les han dado sus nombres, entre Gondwana y la isla del sur de Europa estaba el Proto-Tethys y entre Norteamérica, Escandinavia y el sur de Europa estaba el Iapetus (situado donde ahora está el Océano Atlántico).

El movimiento continental más significativo en el Paleozoico inferior fue la unión de Norteamérica con partes de Europa, cerrando gradualmente el Océano Iapetus.

Mientras esto sucedía, las orillas de estos continentes se inundaban. Mares superficiales se extendían sobre grandes áreas continentales. Prueba de ello son gruesas capas de rocas con sedimentos marinos.

Conforme se movía un continente contra otro, tendían a arrugarse y deformarse en sus orillas, formando montañas conforme avanzaban. La parte norte de los Montes Apalaches en Norteamérica se formó por este fenómeno.



A) ERA PALEOZOICA INFERIOR



B) ERA PALEOZOICA SUPERIOR

FIGURA I.5

ERA PALEOZOICA SUPERIOR.

La era Paleozoica Superior comprende los periodos Devónico, Carbonífero y Pérmico. Empezó hace 408 millones de años y terminó hace 248 millones de años. En la figura 1.5b se puede observar como estaban situados los continentes en esta era, en la que hubo grandes movimientos continentales. El Océano Iapetus desapareció al chocar Norteamérica con Escandinavia. Esto formó una inmensa cadena montañosa, de ahí la parte norte de los Apalaches, las tierras altas de Escocia y las montañas de Noruega. Los geólogos llamaron montañas Caledonias a esta cadena. Deltas y pantanos cubrían gran parte del norte de los continentes.

Al final del Carbonífero, el supercontinente Gondwana se movió hacia el norte y chocó con Norteamérica y Europa. El impacto de Norteamérica con una parte de África produjo la parte principal de los Apalaches. Al chocar Europa y África se creó una cadena montañosa llamada Montañas Variscas, de las cuales quedan muy pocos vestigios.

En el periodo Pérmico todos los continentes se unieron formando un supercontinente. Europa chocó con el norte de Asia formando los Montes Urales. El este de Asia era la única masa continental que no formaba parte del supercontinente.

PERIODO TRIASICO DE LA ERA MESOZOICA.

El periodo Triásico (primero de la era mesozoica) comenzó hace 248 millones de años y terminó hace 213 millones de años. En la figura 1.6a se observa como se encontraban localizados los continentes en la superficie terrestre. La gran isla del sudeste de Asia y otros pequeños fragmentos de continentes se unieron finalmente al supercontinente y se formó "La Pangea" (del griego pan-todo y ge-tierra), supercontinente que se formaba de la unión de todos los demás. El resto de la Tierra quedaba cubierta por un gran océano llamado Panthalassa.

Un gigantesco golfo llamado Mar de Tethys se encontraba entre China y Europa, dividiendo Pangea en 2 porciones: en el sur Gondwana y en el norte Laurasia.

PERIODO JURASICO INFERIOR DE LA ERA MESOZOICA.

El periodo Jurásico inferior inició hace 213 millones de años y terminó hace 180 millones de años. Todavía existía la Pangea, pero las partes bajas de las orillas eran inundadas por el mar largos periodos. Esto se observa claramente en la figura 1.6b. Los desiertos de Europa se convirtieron en océanos y las Montañas Variscas eran islas a lo largo del mar superficial, el océano constantemente inundaba el norte de Canadá y Groenlandia.

La Pangea empezaba a quebrarse. Profundos valles empezaron



A) PERIODO TRIASICO



B) PERIODO JURASICO INFERIOR



C) PERIODO JURASICO SUPERIOR



D) PERIODO CRETACICO INFERIOR



E) PERIODO CRETACICO SUPERIOR

FIGURA 1.6

a aparecer en lo que sería la división de África y Europa y Norteamérica y Europa. Las montañas empezaron a actuar como una barrera como lo hacen actualmente, alejando el mar del interior de los continentes.

PERIODO JURASICO SUPERIOR DE LA ERA MESOZOICA.

Comprende entre hace 180 y 144 millones de años. La Pangea empezó a separarse. Norteamérica empezó a separarse de África aunque aún permanecía unida al norte de Europa, aunque esta unión continental estaba cubierta de mar superficial. El sur de África se separaba de la Antártida así como la India y Madagascar se separaban de la porción principal de África. Esto puede observarse en la figura 1.6c.

PERIODO CRETACICO INFERIOR.

Empezó hace 144 millones de años y terminó hace 90 millones de años. Gondwana se estaba separando. Antártida, Nueva Zelanda y Australia se separaban formando una sola masa continental, igual que India y Madagascar. En el oeste, Sudamérica se separaba de África; Norteamérica todavía no se separaba de Europa. Las Montañas Rocallosas tenían casi su altura actual. Laurasia era la parte de Pangea que quedaba más completa, en la figura 1.6d puede observarse lo anterior.

PERIODO CRETACICO SUPERIOR.

Empezó hace 90 millones de años y terminó hace 65 millones de años. En la figura 1.6e se puede observar como se encontraban los continentes en este periodo, casi todos ya se habían separado. Sólo quedaba Australia unida a la Antártida y Groelandia unida a Escandinavia. Los continentes se dirigían hacia sus posiciones actuales. El mar ocupó una gran superficie de la Tierra, pues las tierras bajas de los continentes que abundaban, fueron cubiertas por el mar. Norteamérica estaba separada en 2 partes y Europa con excepción de Escandinavia estaba totalmente sumergida, África también estaba dividida en 2 partes por el mar.

PERIODO TERCIARIO DE LA ERA CENOZOICA.

Empezó hace 65 millones de años y terminó hace apenas 2 millones de años. Los continentes continuaron moviéndose hasta alcanzar su posición actual. La Tierra empezó a enfriarse, los polos empezaron a helarse y el nivel de las mares bajó.

PERIODO CUATERNARIO DE LA ERA CENOZOICA.

Empezó hace 2 millones de años y es el periodo en el que estamos viviendo. En la figura 1.7 se observa como se encuentran distribuidos los continentes actualmente. Geológicamente hablando, el periodo Cuaternario empezó ayer,

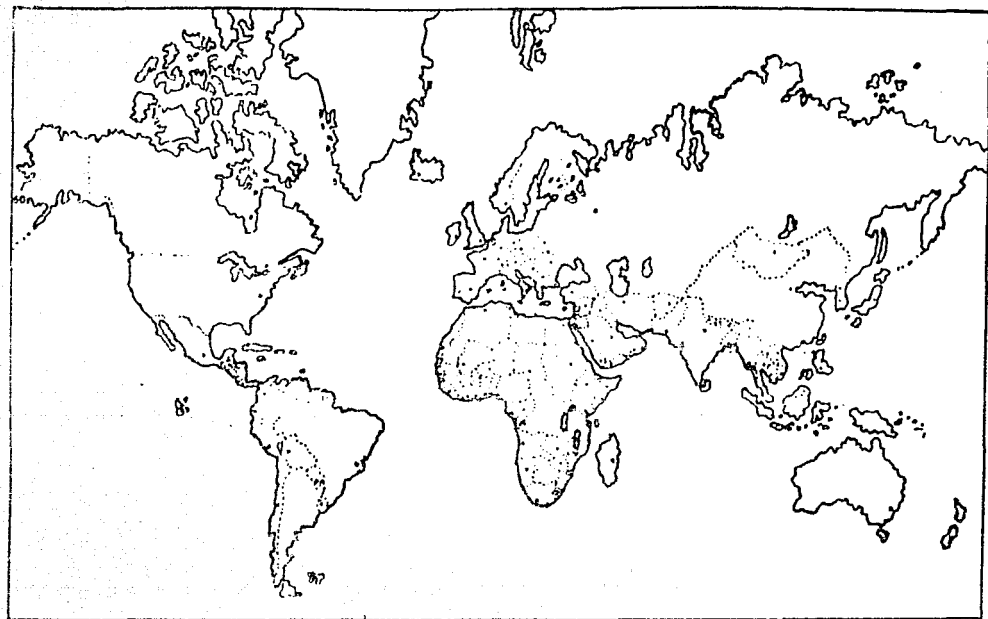


FIGURA I.7 ERA CENOZOICA. Es la era en la que estamos viviendo.

pues la tierra tiene 4500 millones de años. Esta era se divide en el periodo Pleistoceno (edad de hielo) y periodo Reciente que empezó hace 20000 años.

Como el periodo Cuaternario ha sido muy corto, no se aprecia el movimiento continental que ha acontecido, sin embargo, es un hecho que América y Europa se alejan cada año algunos centímetros, por lo cual se puede constatar que la deriva continental es un proceso que continúa.

1.4 TIPOS DE ONDA

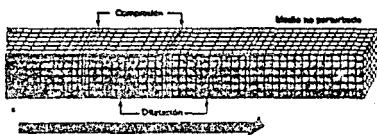
Las ondas sísmicas se producen porque las rocas de la Tierra tienen propiedades elásticas; por lo que sufren deformaciones y vibran cuando son aplicadas fuerzas sobre ellas. En los cuerpos elásticos, al aplicarse un golpe repentino se produce un temblor que se propaga desde el lugar del golpe hacia el resto del cuerpo elástico (2). Similarmente, cuando arrojamos una piedra a un estanque, aplaudimos o golpeamos una gelatina, se producen ondas que viajan desde el lugar de el impulso hacia el resto del cuerpo, en estos casos, hacia el estanque, a través del aire y por el resto de la gelatina, respectivamente.

Existen 3 tipos básicos de ondas sísmicas que causan daños en un terremoto y que sentimos:

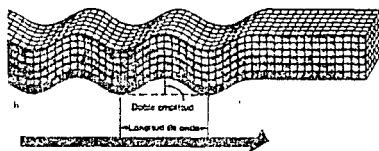
	Primarias (ondas P)
Ondas Sísmicas:	Secundarias (ondas S)
	Superficiales (ondas de Rayleigh y Love)

En la figura 1.8 podemos observar estas ondas sísmicas principales.

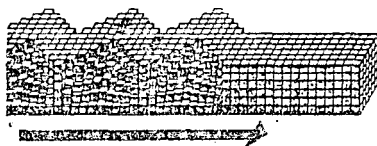
Las ondas primarias y secundarias se propagan en el interior de las rocas, las superficiales sólo en la



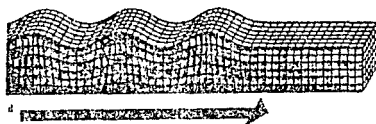
ONDAS PRIMARIAS



ONDAS SECUNDARIAS



ONDAS LOVE



ONDAS RAYLEIGH

FIGURA I.8

superficie del suelo (2).

Las ondas primarias son las que se propagan más rápido, su movimiento va comprimiendo y dilatando alternativamente la roca; se propagan en materiales sólidos y líquidos. Una pequeña fracción de ellas, cuando llega a la superficie, se transmite a la atmósfera como ondas sonoras las cuales a veces entran en el rango del oído humano y se escuchan (2). Esta puede ser una explicación del comportamiento de los animales antes de un temblor, pues el rango de su oído es en muchos casos en frecuencias más altas o bajas que el humano y pueden escuchar estas ondas.

Las ondas secundarias se propagan más lentamente que las primarias, su velocidad es aproximadamente (varía con el tipo de suelo) 45% menor que la de las ondas primarias (2). Deforman la roca lateralmente en ángulo recto a la dirección de propagación por lo que son llamadas ondas de cortante. No se transmiten a través de los líquidos, ya que los líquidos no toman la fuerza cortante.

La velocidad de las ondas sísmicas primarias y secundarias depende de la densidad y de las propiedades elásticas de las rocas y el suelo a través de los que pasan (2 y 11).

Las ondas superficiales son de dos tipos: ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Love mueven la superficie del suelo de un lado a otro en el plano horizontal, en ángulo recto a la dirección de propagación de las ondas. No tienen

desplazamiento vertical (2). Este tipo de onda afecta mucho a los cimientos de las construcciones. Las ondas Rayleigh tienen movimiento horizontal y vertical en el plano vertical orientado en la dirección de propagación. Este tipo de ondas produce en el suelo un movimiento parecido al de las olas del mar, mueve las partículas de roca o suelo en forma elipsoidal. Estas ondas producen grandes daños en construcciones de poca profundidad. La velocidad de las ondas superficiales es menor que la de las ondas secundarias, y las ondas de Rayleigh son más lentas que las de Love (2).

Las ondas Rayleigh afectan a los líquidos directamente por su componente vertical, producen oleaje. Las ondas Love sólo afectan a los líquidos en tanto que mueven los bordes de los lagos y bahías y estos al moverse empujan al agua.

Las ondas internas (P y S) se reflejan y refractan en las separaciones de las capas de roca de la corteza, hacia todas direcciones y algunas ondas P, se convierten en secundarias (2).

En las capas de arena licuada, las ondas S desaparecen en gran parte, pues tienen gran dificultad para propagarse.

Al llegar las ondas sísmicas a la superficie, parte de ellas se refleja hacia el interior de la corteza, por lo que se sienten movimientos hacia arriba y hacia abajo en la

sacudida. Por esta razón las ondas se amplifican mucho en la superficie produciendo mayores daños (2).

Las condiciones del suelo y topográficas de un lugar afectan en grado sumo las ondas sísmicas, donde las rocas son más rígidas, las ondas son menores y donde el suelo es poco firme, las ondas se amplifican (2, 4).

1.5 INTENSIDAD Y MAGNITUD

Aunque tanto la intensidad como la magnitud son conceptos que sirven para medir la fuerza de un sismo, no son sinónimos y no deben confundirse. La intensidad de un terremoto se mide por tres parámetros principales:

- 1) Daño en las construcciones
- 2) Movimiento de la superficie del suelo
- 3) Reacción humana y animal en la sacudida

Estos parámetros son subjetivos.

Rossi y Forel en 1880 hicieron la primera escala de intensidad. En 1902, Mercalli propuso la escala que lleva su nombre. Esta escala fue desarrollada por Wood y Neuman para adaptarla a California en 1931 y la revisó Richter en 1956. A esta revisión de Richter se le llamo Escala de Intensidad Mercalli Modificada (?).

En el Apéndice A se puede consultar la escala Mercalli Modificada.

Esta escala se usa en Estados Unidos y la mayoría de los países de América Latina incluyendo México. Algunos autores nacionales han sugerido adaptar esta escala para México, pues varían un poco los materiales, los suelos y los sismos característicos.

Otra escala importante es la MKS (Medvedev, Sponheuer y Karnik), se usa en la mayoría de los países de Europa y tiene

12 grados de intensidad, igual que la MM (Mercalli Modificada).

En Japbn, que es un país muy adelantado en sismología (tiene muy alta sismicidad y avanzada tecnología) se utiliza la escala de intensidad del Observatorio Meteorológico Central de Tokyo. Existen otras escalas, pero las mencionadas anteriormente son las más usadas.

Esteva y Rosenblueth encontraron experimentalmente una relación entre la intensidad I de la escala MM y la velocidad máxima del terreno (en cm/seg). Es bastante exacta hasta intensidades de 10, para 11 y 12 los autores proponen adaptar la escala MM para que concuerde con la relación por ellos propuesta. Esta relación es:

$$I = \log 14 v / \log 2$$

La magnitud de un sismo es la medida de la energía liberada por el sismo. Para medir la magnitud se utiliza universalmente la Escala de Richter, quien define la magnitud como: "El logaritmo común de la amplitud A de la traza, en micras, de un sismógrafo estándar (aparato Wood-Anderson con amplificación de 2800, periodo natural de 0.8 seg. y coeficiente de amortiguamiento de 80%) a una distancia de 100 km. del epicentro." (1)

$$M = \log A \text{ ----- (1.2)}$$

Como los aparatos de medición no están a 100 km. del epicentro, se emplea un nomograma para calcular la magnitud. Ver figura I.9. Richter definió esto para las características del estado de California y para distancias no mayores de 600 km. Los sismólogos utilizan otras escalas para cuantificar los sismos lejanos, principalmente dos: la magnitud de ondas de cuerpo Mb y la magnitud de ondas superficiales Ms ó M. Estas magnitudes tienen diferentes definiciones en el mundo, pero casi todas están basadas en el logaritmo de la amplitud del desplazamiento del terreno, corregidas por factores que dependen de la distancia, de la profundidad hipocentral y del periodo de las ondas observadas (13). Para fines prácticos de ingeniería estos valores difieren muy poco de los de Richter.

La magnitud del momento Mw se utiliza mucho actualmente. Su valor se calcula a partir del logaritmo del momento sísmico Mo como:

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.7 \quad (14)$$

La energía sísmica liberada puede calcularse mediante la ecuación siguiente(11):

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

donde: E= energía sísmica en ergios

M= magnitud del sismo

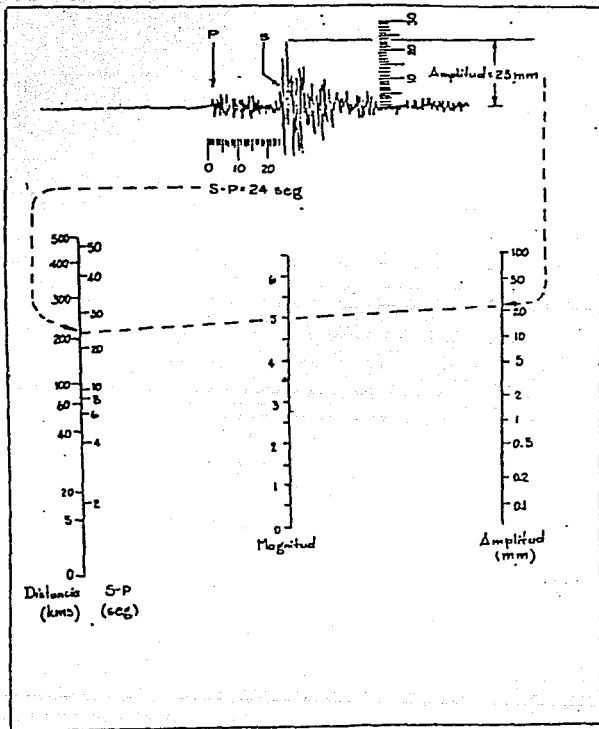


FIGURA I.9 Nomograma para calcular la magnitud "Richter" de un sismo.

La mayor magnitud que se haya registrado hasta hoy es de 8.9. Varios investigadores opinan que no se pueden registrar magnitudes mayores por las propiedades de la corteza. (12 y 13).

1.6 INSTRUMENTOS DE MEDICION SISMICA

Existen actualmente 3 tipos principales de instrumentos de medición sísmica: sismógrafo, acelerógrafo y sismoscopio. A continuación se describirá cada uno de ellos.

SISMOGRAFO:

Registra el desplazamiento del terreno. Sirve para estudiar la propagación de las ondas sísmicas en el interior y en la superficie de la Tierra, así como para determinar la profundidad, distancia y dirección a la que se origina el movimiento y para estudiar sismos lejanos. Estos instrumentos son de alta sensibilidad, lo que impide obtener registros completos de temblores intensos por salirse la línea del registro. La aceleración de la Tierra, junto con su velocidad y desplazamiento se pueden estimar de los sismogramas obtenidos(3).

Funcionamiento:

Para registrar el movimiento del suelo se necesita una referencia fija, por lo que el sismógrafo se basa en sistemas inerciales para su funcionamiento. El ejemplo clásico de este tipo de sistemas es el péndulo. El sismógrafo tiene también un sistema para registrar las diferencias de movimiento entre la masa y el soporte, y además un

amortiguador para evitar el movimiento después de terminaría la sacudida(5).

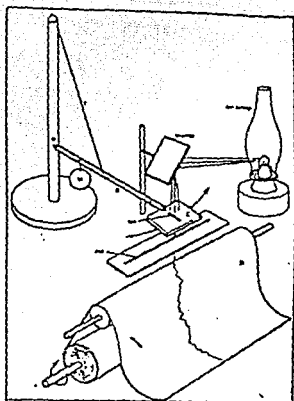
Las partes esenciales de un sismógrafo son: sistema inercial, sistema de captación de movimiento relativo, sistema de amplificación y sistema de registro.

Es necesario que la fracción de amortiguamiento crítico sea aproximadamente del 70% y que el sismógrafo tenga una frecuencia circular natural muy baja (esto se logra con un resorte de constante baja y una masa considerable). Para evitar el desperdicio de papel grabando un microsismo o una vibración sin importancia (maquinaria, vehículos, etc.), se instalan disipadores automáticos, que en el momento que surge un movimiento de intensidad apreciable accionan el mecanismo del sismógrafo(3).

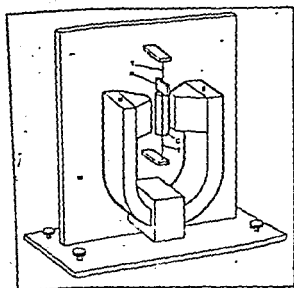
Existen varios tipos de sismógrafos:

- a) De sistema mecánico (Wiechert)
- b) De amplificación óptica directa (Milne-Shaw, Wood-Anderson)
- c) Electromagnéticos (Benioff)
- d) De deformación (Benioff, 1932)

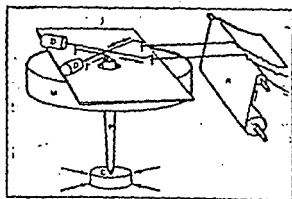
En la figura I.10 se pueden ver diferentes tipos de sismógrafos.



SISMOGRAFO DE MILNE



SISMOGRAFO WOOD-ANDERSON



SISMOGRAFO DE WIECHERT

FIGURA 1.10

ACELERÓGRAFO

Es un aparato inventado en 1932 que sirve para medir las aceleraciones del terreno. Estos aparatos son muy importantes porque a partir del registro de aceleraciones se obtiene la velocidad y el desplazamiento del terreno de una manera más exacta que utilizando el registro de un sismógrafo, pues es más exacto integrar que derivar.

También se usan en construcciones importantes (puentes, presas, edificios estratégicos, etc.) para revisar el comportamiento de la estructura. El problema es que el costo de los acelerógrafos es alto, y su número es insuficiente en la mayoría de las regiones del mundo, incluyendo nuestro país.

Los acelerógrafos tienen arrancadores automáticos que los ponen en marcha al ocurrir un sismo. El límite se fija para que no registre intensidades menores de 5 o 6 en la escala MM. La importancia física de los datos que se obtienen es esta: la aceleración se emplea a través del uso de espectros en el análisis dinámico; la velocidad máxima de la tierra esta relacionada con la destrucción producida; y el desplazamiento nos indica que deformaciones pueden sufrir las estructuras, sobre todo las de gran longitud como puentes, presas, etc.

Las partes básicas de un acelerógrafo son las mismas que las de un sismógrafo, pero su sistema inercial debe cumplir con los siguientes requisitos:

- a) El porcentaje de amortiguamiento crítico debe estar entre 50 y 100 % (5).
- b) La frecuencia circular debe ser muy alta (se logra con un resorte de constante alta y una masa pequeña) es por esto que el volumen de los acelerógrafos es mucho menor que el de los sismógrafos).

Los registros se obtienen mediante un estilete sobre rollos de papel cubiertos de parafina o por procedimiento óptico. Estos dos sistemas tienen la desventaja de que el cero no está fijo, es mejor usar una cinta magnética en frecuencia modulada, pues tiene la ventaja que se puede procesar la grabación para usarla en computadoras (5).

Se necesita elevada velocidad en la cinta o papel, pues se exige gran resolución en el tiempo, son comunes velocidades de 1 a 2 cm/seg (5).

SISMOSCOPIO.

El sismoscopio es un aparato que proporciona un solo punto de un espectro lineal de cualquier sismo que lo excite (5).

Nos da el registro del desplazamiento máximo con respecto

al terreno de un sistema de un grado de libertad.

El medio más común para obtener el registro usa un estilete que raya sobre un vidrio ahumado, esto introduce un poco de amortiguamiento no lineal. El amortiguamiento principal es proporcionado por una parte metálica del sistema oscilante que se mueve en un campo producido por imanes permanentes. Estos sismoscopios funcionan muy bien para periodos de 0.2 a 2 segundos (5). Un ejemplo es el sismoscopio de Wilmot. El sismoscopio de Prince (1963) consiste en una esfera rodando sobre un vidrio ahumado curvo. Existen sismoscopios para medir movimientos horizontales y verticales.

El sismoscopio es mucho más económico que el acelerógrafo, por lo que usualmente a cada acelerógrafo se le asocian varios sismoscopios.

REFERENCIAS CAPITULO I

- 1) Castillo Hernández, Alberto. APLINTES DE INGENIERIA SISMICA. Inédito, ULSA. Pp. 1-45
- 2) Polt, A. Bruce. TERREMOTOS. Ediciones Orbis. Segunda Edición. España. 1986. Pp.1-55
- 3) Estrada U., Gabriel. ESTRUCTURAS ANTISISMICAS. Edit. Continental S.A. Tercera impresión, México, D.F. 1981.
- 4) Herrera R., Ismael. "El sismo del 19 de septiembre de 1985: Aspectos Geofísicos." en REVISTA IMCYC, No. 176, Vol. 23, 1986. Pp. 27-37.
- 5) Newmark, N.M. y Rosenblueth, E. FUNDAMENTOS DE INGENIERIA SISMICA. Ed. Diana, Primera Edición. México, 1976. Pp. 604-610.
- 6) Tarling, D. y Tarling, M. DERIVAS CONTINENTALES. Ediciones Orbis, Primera Edición, España, 1986. Pp. 1-22.
- 7) Tatsch, J.H. EARTHQUAKES. Tatsch Associates. Massachusetts, U.S.A., 1977. Pp. 11-15.
- 8) Spencer, E.W. INTRODUCTION TO THE STRUCTURE OF THE EARTH. Second Edition. Mc. Graw Hill Kogakusha, LTD. Tokyo, Japón, 1977.
- 9) Vening, F.A.M. LA CORTEZA Y EL MANTO TERRESTRES. Ed. Alhambra S.A. Primera Edición Española, Madrid, 1970.
- 10) Sullivan, W. CONTINENTS IN MOTION. Mc. Graw Hill. U.S.A. 1974. Pp. 65 y 72.

- 11) Dixon, D. THE ILLUSTRATED DINOSAUR ENCYCLOPEDIA. Gallery Books. Italia, 1988.
- 12) Dowrick, D.J. DISEÑO DE ESTRUCTURAS RESISTENTES A SISMOS. Limusa. Primera edición. México, 1984.
- 13) Nava, A. TERREMOTOS. FCE. Primera edición. México, 1987.
- 14) Kanamori, H. (1977) "The energy release in great earthquakes". J. Geophysics Res., vol. 82, pp. 1981-1987, en referencia 13.

CAPITULO II

SISMICIDAD MUNDIAL Y NACIONAL

II.1 SISMICIDAD MUNDIAL

Existen dos zonas sísmicas principales en el mundo: el Cinturón Circumpacífico y el Cinturón Mediterráneo, también llamado Cinturón Alpino (3).

El Cinturón Circumpacífico debe su nombre a que bordea el Océano Pacífico, incluyendo la parte occidental del continente americano, desde el sur de Chile (paralelo 45 sur aproximadamente) hasta Alaska. De ahí sigue por la península de Alaska, continúa por el Arco de las Islas Aleutianas para luego empezar a bordear la parte oriental del continente asiático, pasando por el archipiélago de Japón, las islas Filipinas, siguiendo por Nueva Guinea, las Islas Salomon hasta las Islas Samoa y baja hasta Nueva Zelanda.

El Cinturón Mediterráneo empieza desde Singapur, pasando por Tailandia, Birmania, La India, el Asia Menor y el Mar Mediterráneo.

En la figura II.1 podemos ver la sismicidad mundial, nótese como resaltan el Cinturón Circumpacífico y el Alpino.

El Cinturón Circumpacífico es el más activo del planeta, contribuyendo con más del 80 % de los sismos destructores que se han registrado (3).

Las zonas de subducción donde están las fosas oceánicas, contribuyen con más del 90 % de la energía sísmica liberada en terremotos superficiales, que son los más destructivos; también contribuyen con la mayor parte de los terremotos de foco profundo e intermedio.

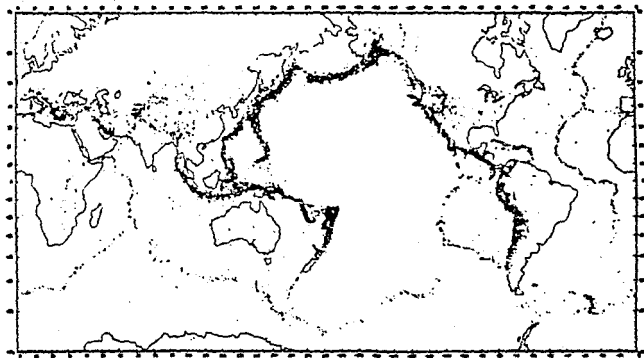


FIGURA II.1 SISMICIDAD MUNDIAL

El 10 % de los terremotos suceden en las dorsales oceánicas y contribuyen sólo con el 5 % de la energía sísmica total (2).

Richler y Gutenberg (4) consideran tres macrozonas, definidas por las áreas que corresponden a la faja circumpacífica, la faja alpina y transasiática y la macrozona de baja sismicidad. Los epicentros asociados a las dorsales oceánicas no los toman en cuenta por ser sismos pequeños.

Dentro de la zona de baja sismicidad (nunca se considera una región como de sismicidad nula) tenemos a: Australia, África, Antártida, Siberia, la costa oriental de América del Norte y Brasil.

En el Apéndice B puede verse una tabla con los principales sismos que se han registrado en la historia.

II.1 SISMICIDAD EN LA REPUBLICA MEXICANA

El Cinturón Circumpacífico bordea la costa sur de nuestro país, por lo que en esa zona de la República hay alta sismicidad.

En los grandes terremotos de nuestro país se libera el 3% de la energía sísmica mundial, ocurre un sismo de magnitud Richter mayor que 7.0 cada 2 años en promedio (8).

Nuestro país está dividido en 4 tipos de regiones sísmicas, en la figura II.2 se puede observar la regionalización sísmica de México. Se divide al país en 4 zonas: A, B, C y D (7).

La zona D es la de más sismicidad y la zona A es de sismicidad casi nula.

En nuestro país se consideran tres tipos de terreno, el terreno tipo I es firme; el terreno tipo II es de baja rigidez y el terreno tipo III es suave. En la referencia 7 se pueden consultar las consideraciones que se toman para cada tipo de suelo.

A pesar de que el Distrito Federal se encuentra en la zona B, de baja sismicidad, es afectado por los sismos que ocurren en la costa sur de México principalmente, como fue el caso del sismo del 19 de septiembre de 1985 con epicentro en la costa de Michoacán, ya que se pueden producir efectos de amplificación dinámica especialmente en la zona lacustre de la capital mexicana que corresponde a terreno de tipo III como se

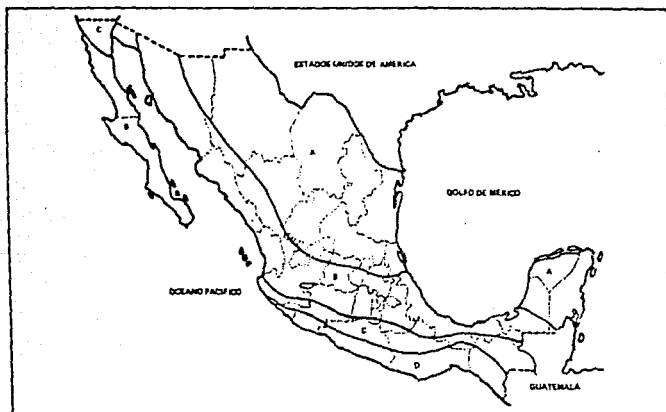


FIGURA II.2 Regionalización sísmica de México

verá en el capítulo IV.

Los sismos fuertes (Magnitud > 7.1) a lo largo de la costa del Pacífico son causados por la subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la placa de Norteamérica, en la figura II.3 podemos observar la localización de estas placas, mientras que en la figura II.4 pueden observarse los epicentros de los sismos importantes registrados en México.

El movimiento relativo entre la placa de Norteamérica y el Pacífico da origen a la actividad sísmica en el Golfo de California y en el norte de la Península de Baja California. Un ejemplo es el terremoto que ocurrió en Mexicali el 14 de octubre de 1979. La continuación del sistema de fallas de San Andrés y San Jacinto hacia el sur, es de donde se genera el potencial sísmico de la península de Baja California. Estas fallas tienen un desplazamiento relativo de 2.5 a 10 cm/año.

La placa de Cocos penetra debajo de la placa de Norteamérica con un ángulo que varía de 35 grados en Colima y Michoacán a 15 grados en Oaxaca; esto originó el Eje Volcánico el cual no es paralelo a la trinchera de Acapulco, lo cual no es muy común porque generalmente los ejes volcánicos van paralelos a las trincheras y fosas.

A profundidades entre 50 y 100 km., en la placa de Cocos se producen tensiones que originan sismos de gran magnitud, del orden de 6.5 a 7.0, que causan graves daños en poblaciones del interior de la República, sobre todo en los estados de Puebla,



FIGURA II.3 Placas litosféricas relacionadas con el tectonismo en México.

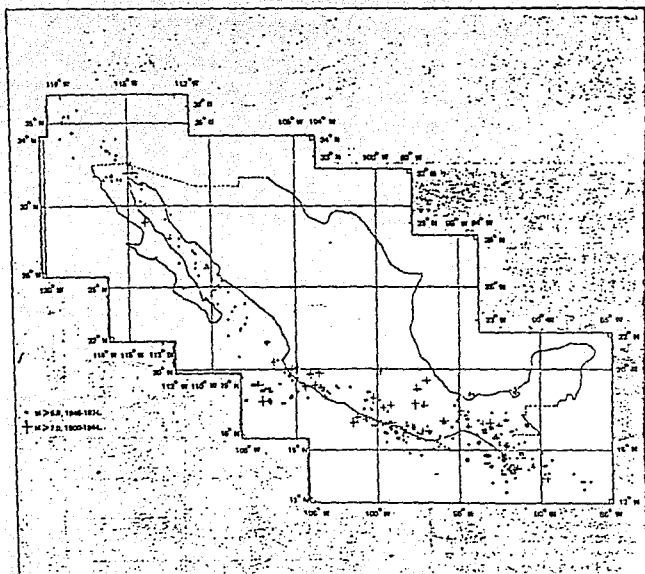


FIGURA II.4 Epicentros de sismos importantes en México

Veracruz y en el norte de Oaxaca. Este tipo de sismos también podrían ocurrir en la parte norte de los estados de Michoacán y Guerrero; como ejemplo de estos sismos interplaca tenemos el de Orizaba el 28 de agosto de 1973 con magnitud $M_s=6.9$. El peligro de estos sismos es que esta zona del país está densamente poblada.

En el territorio continental del sur de México ocurren también grandes sismos asociados al Eje Volcánico. Son de tipo de falla normal, de 5-15 km. de profundidad. Un ejemplo es el sismo ocurrido a 30 km. de Jalapa, Ver. en 1930 con $M_s=6.5$. Son peligrosos estos sismos por su poca profundidad, es importante que en el futuro cercano, instrumentar el Eje Volcánico para conocer su potencial sísmico.

La placa de Rivera se desplaza bajo el estado de Jalisco a una velocidad de 2.5 cm/año, mientras que la placa de Cocos tiene una velocidad relativa de 5 cm/año cerca de Manzanillo hasta unos 8 cm/año en Tehuantepec (1).

Dentro del continente, los terremotos fuertes tienen profundidades mayores de 40 km (1). En los últimos 86 años han ocurrido 34 temblores con $M_s > 7.0$ y 8 temblores con $M_s = 7.9$, lo que nos indica que es difícil que transcurran más de 10 años en nuestro país sin un terremoto de gran intensidad. En la tabla 1 se registran todos los temblores fuertes de México desde el siglo XIX.

Los periodos de recurrencia que se han observado en la zona

de subducción de los grandes temblores varia entre 30 y 75 años.

Las brechas sísmicas más importantes de nuestro país se encuentran en Jalisco, Michoacán, Guerrero, Ometepec y Tehuantepec; nótese que se encuentran todas en la zona de subducción mexicana. Los sismos de 1985 rompieron la Brecha de Michoacán.

La brecha de Guerrero es la que tiene el más alto potencial sísmico actualmente. La última secuencia de grandes temblores en esta brecha fue hace 75 años.

Los terremotos que ocurren en la zona del Pacífico pueden generar maremotos, la mayoría de los maremotos que se han producido en México se deben a sismos ocurridos en Guerrero y Jalisco (9). De 1732 a 1973 han ocurrido 20 tsunamis en México por lo menos. En 1925 en Zihuatanejo, un tsunami alcanzó los 12 metros de altura (10).

Como se puede observar en la figura II.2, la península de Yucatán y el centro y oriente de el norte de la República son las únicas zonas consideradas como asísmicas (Región D).

TABLA I

TERREMOTOS IMPORTANTES DE MEXICO

SIGLO XIX

Evento	Fecha	Región	Epicentro		M _s
			Lat (°N)	Long (°W)	
1	25 Mar 1806	Costa de Colima-Michoacán	18.9	103.8	7.5
2	31 May 1818	Costa de Colima-Michoacán	19.1	103.6	7.7
3	4 May 1820	Costa de Guerrero	17.2	99.6	7.6
4	22 Nov 1837	Jalisco	20.0	105.0	7.7
5	9 Mar 1845	Oaxaca	16.6	97.0	7.5
6	7 Abr 1845	Costa de Guerrero	16.6	99.2	7.9
7	5 May 1854	Costa de Oaxaca	16.3	97.6	7.7
8	19 Jun 1858	Norte de Michoacán	19.6	101.6	7.5
9	3 Oct 1864	Puebla-Veracruz	18.7	97.4	7.3
10	11 May 1870	Costa de Oaxaca	15.8	96.7	7.9
11	27 Mar 1872	Costa de Oaxaca	15.7	96.6	7.4
12	16 Mar 1874	Guerrero	17.7	99.1	7.3
13	13 Feb 1875	Jalisco	21.0	103.8	7.5
14	9 Mar 1875	Costa de Jalisco-Colima	19.4	104.6	7.4
15	17 May 1879	Puebla	18.6	98.0	7.0
16	19 Jul 1882	Guerrero-Oaxaca	17.7	98.2	7.5
17	3 May 1887	Avila, Sonora	31.0	109.2	7.3
18	29 May 1887	Guerrero	17.2	99.8	7.2
19	6 Sep 1889	Costa de Guerrero	17.0	99.7	7.0
20	7 Dic 1890	Costa de Guerrero	16.7	98.6	7.2
21	2 Nov 1894	Costa de Oaxaca-Guerrero	16.5	98.0	7.4
22	5 Jun 1897	Costa de Oaxaca	16.3	95.4	7.4
23	24 Ene 1899	Costa de Guerrero	17.1	100.5	7.9

SIGLO XX

Evento n ^o	Fecha	Epicentro		M _s	Profundidad (km) {S = poca profundidad { < 60 km}}
		Lat. (°N)	Long. (°O)		
1	20 Ene. 1900	20.00	105.00	7.9	S
2	16 May. 1900	20.00	105.00	7.4	S
3	14 Ene. 1903	15.00	98.00	8.1	S
4	15 Abr. 1907	16.70	99.20	8.0	S
5	26 Mar. 1908	16.70	99.20	8.1	80
6	27 Mar. 1908	17.00	101.00	7.5	S
7	30 Jul. 1909	16.80	99.90	7.4	S
8	7 Jun. 1911	19.70	103.70	7.7	S
9	16 Dic. 1911	16.90	100.70	7.5	50
10	19 Nov. 1912	19.90	99.60	7.0	80
11	2 Jun. 1916	17.50	95.00	7.1	150 ±
12	29 Dic. 1917	15.00	97.00	7.7	S
13	22 Mar. 1928	16.23	95.45	7.5	S
14	17 Jun. 1928	16.33	95.70	7.8	S
15	4 Ago. 1928	16.83	97.61	7.4	S
16	9 Oct. 1928	16.34	97.29	7.6	S
17	15 Ene. 1931	16.10	96.64	7.8	S
18	3 Jun. 1932	19.84	103.99	8.2	S
19	18 Jun. 1932	19.50	103.50	7.8	S
20	30 Nov. 1934	19.00	105.31	7.0	S
21	26 Jul. 1937	18.45	96.44	7.3	85
22	23 Dic. 1937	17.10	98.07	7.5	S
23	15 Abr. 1941	18.85	102.94	7.7	S
24	22 Feb. 1943	17.62	101.15	7.5	S
25	6 Ene. 1948	17.00	98.00	7.0	80 ±
26	6 Ene. 1948	17.00	98.00	7.0	80 ±
27	14 Dic. 1950	17.22	98.12	7.3	S
28	28 Jul. 1957	17.11	99.10	7.5	S
29	11 May. 1962	17.25	99.58	7.0	40
30	19 May. 1962	17.12	99.57	7.2	33
31	6 Jul. 1964	18.30	100.40	7.4	100
32	23 Ago. 1965	16.30	95.80	7.6	28
33	2 Ago. 1968	16.60	97.70	7.4	40
34	30 Ene. 1973	18.39	103.21	7.3	32
35	28 Ago. 1973	18.30	96.54	7.1	62
36	29 Nov. 1978	15.77	96.80	7.8	20
37	14 Mar. 1979	17.31	101.35	7.6	30
38	19 Sep. 1985	17.60	102.50	8.1	33
39	20 Sep. 1985	17.92	101.67	7.5	S

REFERENCIAS CAPITULO II.

- 1) Krishna Singh, Shri. "Revisión de la sismicidad de México y algunos comentarios sobre el efecto del sitio en el movimiento del terreno." (1988) Memorias del 3er. simposium nacional de Ing. Sismica, Guadalajara, Jal. 1988.
- 2) Bolt, A.B. TERREMOTOS. Edit. Orbis. Segunda Edición. España, 1986.
- 3) Castillo, A. APUNTES DE INGENIERIA SISMICA. Inédito. ULSA. pp. 18-19
- 4) Newmark, N.H. y Rosenblueth, E. FUNDAMENTOS DE INGENIERIA SISMICA. Diana. Primera edición, Mexico, 1976.
- 5) Herrera, I. "El sismo del 19 de septiembre de 1985: Aspectos Geofísicos." en REVISTA IMCYC. No. 176, Vol. 23, 1986.
- 6) Trigos, S.J.L. "Procedimientos para la reparación de estructuras dañadas." en REVISTA IMCYC. No. 176, Vol. 23, 1986.
- 7) Esteve, L. y Ordaz, M. "Riesgo sísmico y espectros de diseño en la República Mexicana." en Memorias del 3er. simposium nacional de Ing. Sismica; Guadalajara, Jal. 1988.
- 8) Herrera, I., Ponce, L. y Suárez, G. LOS SISMOS Y SUS CAUSAS. Instituto de Geofísica, UNAM. 1988.
- 9) Nava, A. TERREMOTOS. FCE, México, 1987.
- 10) Cruz, G. y Wyss, M. (1953). "Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the Pacific coast of Mexico and Central America." Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 73, pp. 553-570, en referencia 9.

CAPITULO III

RIESGO SISMICO

RIESGO SISMICO.

Se le llama riesgo sísmico a la probabilidad de ocurrencia, dentro de un periodo de tiempo, de un sismo que ocasione en un lugar determinado, un cierto efecto definido como pérdidas o daños determinados.

La definición de riesgo sísmico no es la misma en todos los países, varía de uno a otro, por ejemplo, para D. Vere-Jones (7), el concepto de riesgo sísmico se puede considerar desde tres puntos de vista:

- a) El riesgo geofísico que se refiere a la probabilidad de repetición de un terremoto catastrófico en un región específica.
- b) El riesgo técnico, se refiere a la probabilidad de que falle una estructura en particular.
- c) El riesgo de seguro, se refiere a la probabilidad de que las reclamaciones se atengan a una cantidad determinada.

La información con que contamos para estimar el riesgo sísmico es de dos clases: la primera consiste en información geofísica y la segunda se refiere a características de registros de temblores obtenidos en cada sitio de interés.

Newmark y Rosenblueth (8) agrupan la información disponible para el estudio de la sismicidad de la siguiente manera:

1. Semejanza con otros fenómenos físicos.

2. Detalles geotectónicos.
3. Datos estadísticos -sobre las coordenadas espaciotemporales de los focos sísmicos y las energías liberadas por los sismos en todo el mundo- durante el periodo de que tenemos información.
4. Información cualitativa de las variables del grupo anterior, retrocediendo a épocas históricas y geológicas, en partes del planeta.
5. Teorías y observaciones sobre la transmisión de ondas sísmicas.
6. Mapas geológicos y datos sobre las propiedades dinámicas de las formaciones de roca y suelo.
7. Datos estadísticos sobre las intensidades y registros de sismos.

Es importante mencionar que el riesgo sísmico depende enormemente de la cantidad y tipo de asentamientos humanos en el lugar que se analice. Por ejemplo, en algunas regiones de Alaska hay un altísimo potencial sísmico, pero el riesgo sísmico es pequeño porque están despobladas.

En las centrales nucleares y presas hay que tener un gran cuidado en el análisis del riesgo, pues daños en este tipo de estructuras podrían ocasionar más daños que el mismo sismo. En otro tipo de estructuras importantes como hospitales y escuelas, no se puede diseñar con un factor de seguridad tan alto que el riesgo sea bajísimo porque la estructura

sería incosteable, por lo que hay que escoger un riesgo "razonable."

El riesgo sísmico puede variar muchísimo en diferentes áreas de una misma ciudad; un ejemplo es la Ciudad de México. La zona del centro de la ciudad está construida sobre sedimentos lacustres, el riesgo ahí es muy alto; en la zona de Lomas de la ciudad el suelo es rocoso o firme por lo que el riesgo es mucho menor.

En México, el riesgo sísmico en un sitio determinado se expresa como la frecuencia media con que en ese sitio se excede cierta intensidad, la cual para fines de Ingeniería es la máxima aceleración o la máxima velocidad del terreno en el sitio durante el sismo. También puede expresarse como la ordenada del espectro de respuestas para valores dados de periodo natural y amortiguamiento.

Es muy frecuente que no se cuenta con información estadística obtenida con instrumentos que registren en el punto de interés, por ello se recurre a fuentes sísmicas vecinas. Para determinar la contribución de cada fuente potencial de actividad sísmica a un sitio, se requieren expresiones que permitan relacionar la magnitud y la distancia focal con valores máximos de aceleración o velocidad en terreno firme.

En México se utilizan actualmente las ecuaciones de atenuación de Luis Esteva (6), aunque hay que hacer notar que

Para distancias focales cortas se obtiene una dispersión relativamente grande, por lo que no es aplicable a distancias menores de 15 km. Estas ecuaciones son:

$$a = 5600 e^{-(0.8M)} (R + 40)^{-2} \quad (\text{cm/seg}^2)$$

$$v = 32 e^{-(M)} (R + 25)^{-1.7} \quad (\text{cm/seg})$$

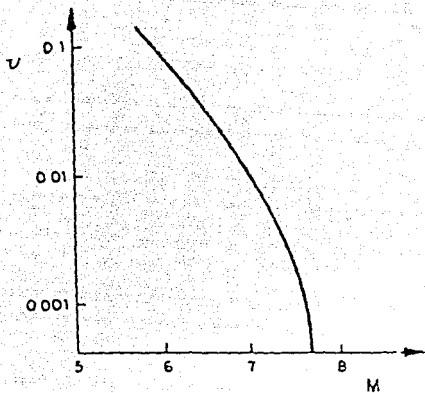
donde: M= magnitud

R= distancia focal

La actividad sísmica de una fuente puede representarse mediante una curva de tasa de excedencia como se puede observar en la figura III.1. La escala vertical es logarítmica donde ν es el número de veces por año que cada magnitud se excede en la fuente y el extremo derecho de la curva es asíntota a una vertical cuya abscisa es la mayor magnitud que puede generarse en dicha fuente.

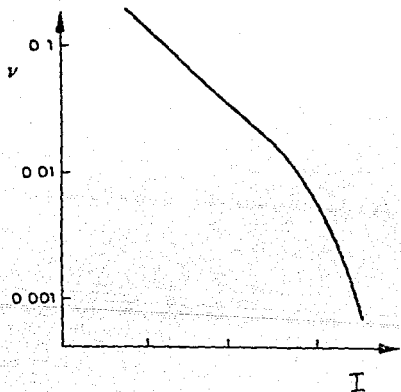
Para tomar decisiones relativas a la intensidad, el ingeniero analiza una figura como la III.2 para ver el riesgo de falla aceptable. La intensidad (I) está en el eje de las abscisas y ν es el número de veces por año que cada intensidad se excede en el sitio y está en el eje de las ordenadas. Ambos ejes son logarítmicos en esta figura.

Ante escasez de datos se utiliza mucho la estadística bayesiana. La fórmula de las probabilidades de la hipótesis o Teorema de Bayes, empieza con una distribución probabilística



Tasas de excedencia de magnitudes en una fuente sísmico

FIGURA III.1



Tasas de excedencia de intensidades en un sifio

FIGURA III.2

previa a la variable que se estudia, incorpora datos estadísticos y nos da una distribución probabilística posterior mejorada (8).

Se ha criticado mucho el uso del Teorema de Bayes por lo subjetivo y arbitrario de la distribución previa, pero Newmark y Rosenblueth opinan que los métodos alternativos disfrazan una elección automática de la distribución inicial, y que la elección inicial es menor arbitraria de lo que parece, porque cada variable que se tiene pertenece a un fenómeno que guarda alguna semejanza con otros que nos son familiares.

La fórmula de Bayes es (8):

$$P(H_i, A) = \frac{P(A/H_j) P(H_j)}{\sum_{i=1}^n P(A/H_i) P(H_i)} = \frac{P(A/H_j) P(H_j)}{P(A)}$$

donde: H_i , son las hipótesis exhaustivas, mutuamente exclusivas.

A , es un evento.

$P(H_j)$, probabilidad previa (absoluta) de que la hipótesis H_j sea cierta, independientemente de la ocurrencia del evento A .

$P(A/H_j)$, es la probabilidad (condicional) de que el evento A ocurra, cuando se sabe que H_j es cierta.

$P(H_j/A)$, es la probabilidad (condicional) posterior de que la hipótesis H_j sea cierta cuando se sabe que el evento A ha ocurrido.

Algunas características importantes de tipo estadístico de la sismicidad global son que la probabilidad de ocurrencia de un sismo de una magnitud es constante en el tiempo, esto significa que no depende de que acaben de suceder sismos grandes o que tengan mucho tiempo sin suceder; los intervalos cortos entre sismos son más probables que los largos, la probabilidad de que sean al mismo tiempo es muy pequeña. La distribución estadística que corresponde a estas características se llama distribución de Poisson. La suma de muchos procesos causales se comporta como un sistema de Poisson, es por esto que la sismicidad global del planeta (la suma de todas las zonas sísmicas) es de Poisson.

No es el mismo caso para un tipo específico, sobre todo si se encuentra cerca de una falla o zona sísmica activa. La distribución que debemos adoptar en estos casos depende de los registros y datos que se tengan del lugar.

Muchos investigadores han realizado estudios detallados sobre la distribución de magnitudes en áreas particulares, así como estudios generales del mundo entero. Sobresalen los de Gutenberg y Richter (3) quienes dedujeron la existencia de una relación empírica entre la magnitud y la frecuencia, esta es:

$$\text{Log } N = A - bM$$

donde:

N = número de sismos de magnitud M y mayor que M por

unidad de tiempo.

A y b = Constantes sísmicas que dependen de la región.

En la figura III.3 se puede observar esta relación.

La constante A varía mucho, mientras que b varía entre 0.5 y 1.5 en distintas regiones de la Tierra.

Kaila y Narain (3) relacionaron A y b de la siguiente manera: $A = 6.35 b - 1.41$

Es usual despreciar los valores de $M < 4.0$ porque abarcan sólo algunos años y pueden desviar inciertamente la ecuación de Gutenberg y Richter. El procedimiento que se utiliza para obtener la línea que mejor se ajuste a los datos viene claramente explicado en la referencia 3.

Predecir los desplazamientos máximos del suelo es mucho más difícil que la aceleración o la velocidad, pues generalmente se obtiene el desplazamiento de la doble integración de los registros de aceleración, por lo que se suman las incertidumbres con los errores numéricos.

Newmark y Rosenblueth(8) proponen una ecuación empírica para encontrar el desplazamiento:

$$5 < (ad / v^2) < 15$$

El valor de 15 se utiliza para distancia epicentrales pequeñas y el valor de 5 para distancias epicentrales del orden de 100 km.

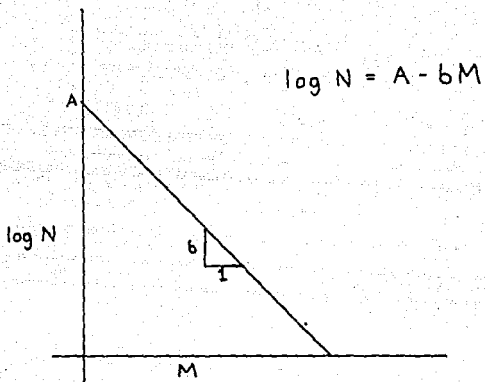


FIGURA III.3 Relación Magnitud-Frecuencia para ocurrencia de sismos.

Determinar en un país las zonas de alto y bajo riesgo sísmico dependiendo de las condiciones de cada sitio en el país, es lo que llamamos zonificación sísmica, y es básica para elaborar reglamentos de construcción.

Cuando la zonificación se hace con mucho detalle, por ejemplo para la Cd. de México, se llama microzonificación o microrregionalización.

El peligro potencial sísmico y el riesgo sísmico se consideran como invariantes en el tiempo, por lo que la zonificación es adecuada para los reglamentos de construcción. En nuestro país no existe un reglamento nacional de construcción y en la mayoría de las entidades federativas es poco detallado y en muchas no están implantados. A partir del sismo de 1985 se ha progresado mucho en la elaboración de reglamentos estatales. En la referencia 6 se estudia esto detalladamente.

Trigos Suárez hizo recientemente un estudio en las principales ciudades del país (analizó 116 ciudades) de los coeficientes sísmicos y espectros para diseño recomendables en cada lugar (6).

En las figuras III.4 a III.9 se pueden observar mapas de nuestro país que muestran aceleraciones y velocidades máximas que corresponden a periodos de recurrencia de 50, 100 y 500 años en terreno firme. Estos mapas fueron hechos con la

información sismológica obtenida hasta 1974. Como se puede notar, las máximas aceleraciones y velocidades se localizan en la región D, mientras que en la región A son mínimas. En la figura II.2 se puede observar la regionalización sísmica de nuestro país.

Cuando se realiza una obra de ingeniería importante, como presas, termoeléctricas, nucleoeeléctricas, complejos petroquímicos, etc., hay que hacer un detallado estudio de riesgo sísmico en el sitio.

El riesgo sísmico en México proviene de:

- 1) Sismos de subducción en la frontera entre las placas.
- 2) Eventos de falla normal en la placa subducida.
- 3) Temblores superficiales en la placa continental.

En este momento, la brecha de Guerrero es la que parece tener más alto potencial sísmico. En esta región se acumuló un momento sísmico (M_0) de casi 1.3×10^{28} dinas-cm (1).

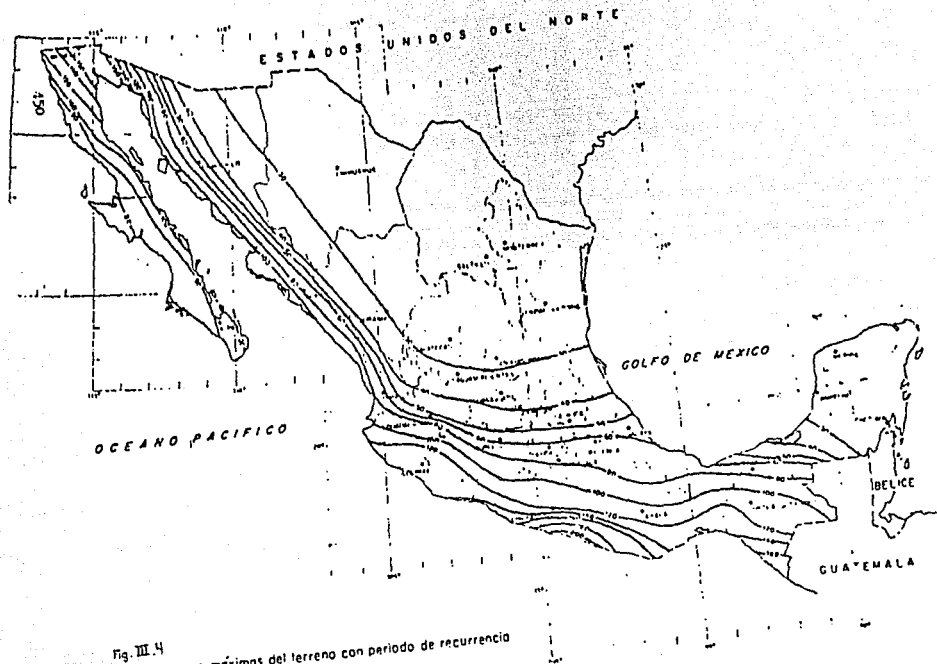


Fig. III.4
Aceleraciones máximas del terreno con periodo de recurrencia
igual a 50 años, en cm/s^2

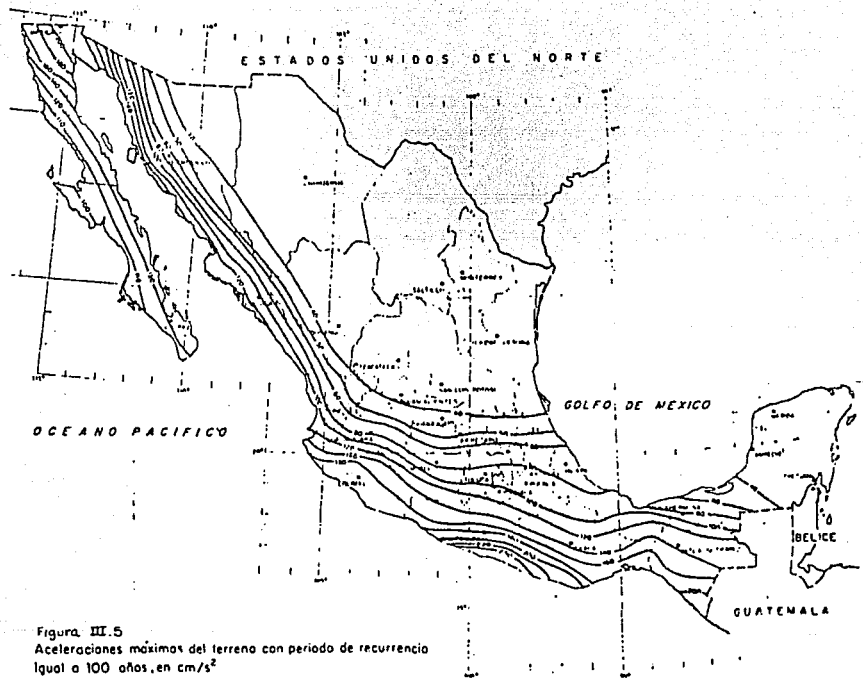


Figura III.5
 Aceleraciones máximas del terreno con periodo de recurrencia
 igual a 100 años, en cm/s^2

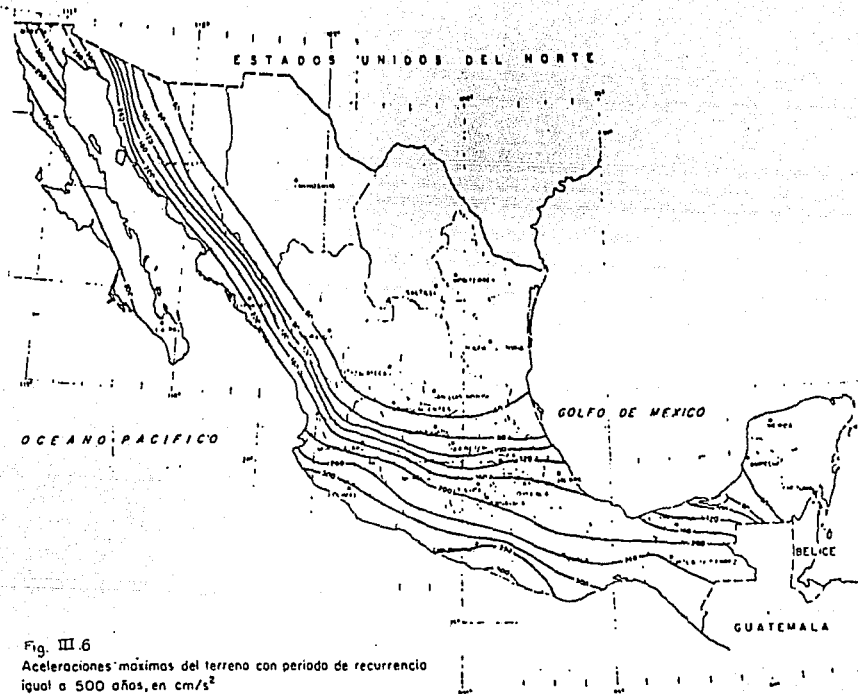


Fig. III.6

Aceleraciones máximas del terreno con periodo de recurrencia igual a 500 años, en cm/s^2

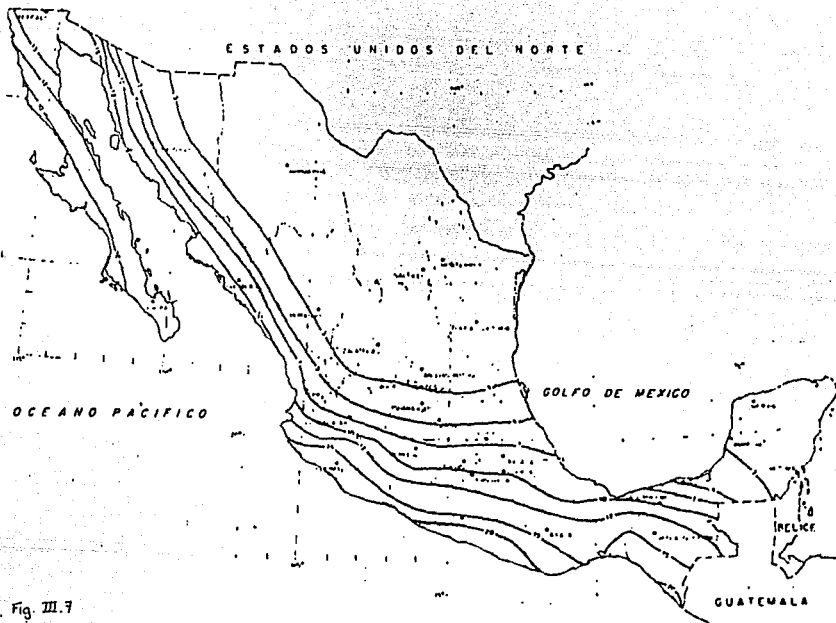


Fig. III.7

Velocidades máximas del terreno con periodo de recurrencia
 igual a 50 años, en cm/s

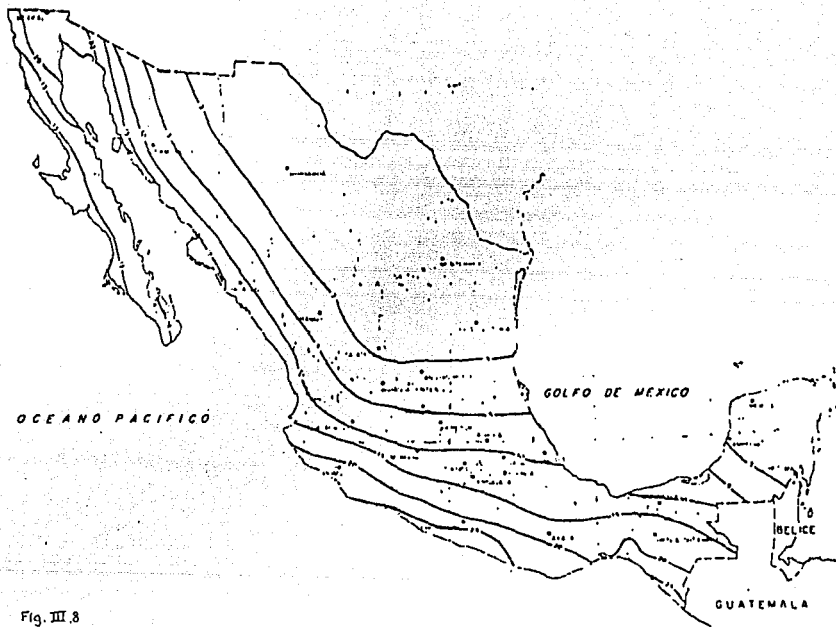


Fig. III.8

Velocidades máximas del terreno con periodo de recurrencia igual a 100 años, en cm/s

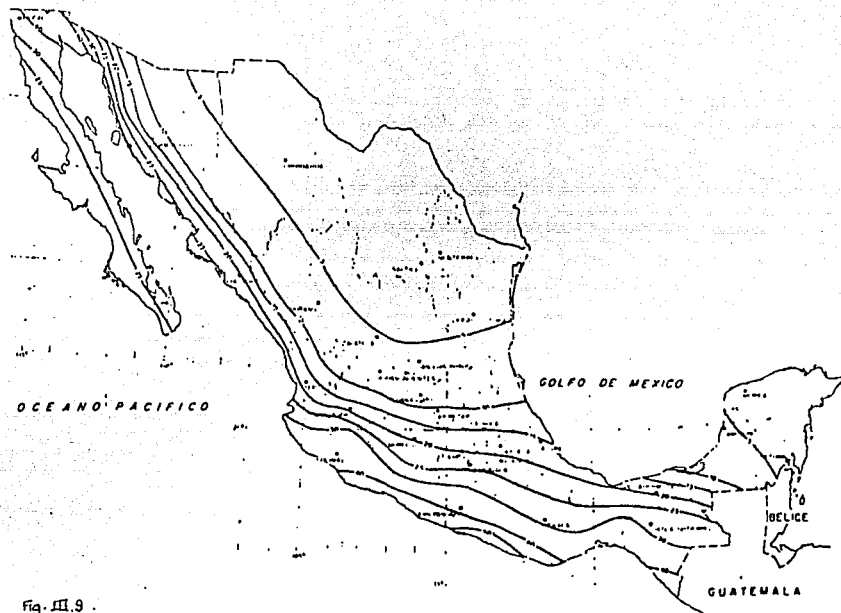


Fig. III.9.
Velocidades máximas del terreno con periodo de recurrencia
igual a 500 años, en cm/s

REFERENCIAS DEL CAPITULO III

- 2) UNESCO. Terremotos. Evaluación y mitigación de su peligrosidad. Edit. Blume. Espana, 1980.
- 3) Dowrick, D.J. Diseño de estructuras resistentes a sismos. Editorial Limusa, primera edición. México, 1984.
- 4) Nava, A. Terremotos. FCE. Primera edición. México, 1987.
- 5) Martínez Romero, E. y Wakabayashi, M. Diseño de estructuras sísmorresistentes. Edit. Mc. Graw Hill. Primera edición. México, 1988.
- 6) Trigos Suárez, J.L. "Riesgo sísmico, construcciones y reglamentos en México." Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sísmica. Guadalajara, 1988.
- 7) Vere Jones, D. 1973. "The statistical estimation of earthquake risk." Bull. N.Z. Soc. Earthquake Engng. 6 sept. 1973, pp. 122-127.
- 8) Newmark, N.M. y Rosenblueth, E. Fundamentos de Ing. Sísmica. Editorial Diana. Primera edición. México, 1976.

CAPITULO IV

ESTUDIOS GEOTECNICOS Y DE SISMICIDAD EN EL VALLE DE MEXICO

ESTUDIOS GEOTECNICOS Y DE SISMICIDAD EN EL VALLE DE MEXICO.

IV.1 GENERALIDADES

El Valle de México se localiza en el extremo sur de la Meseta Central o de Anáhuac. Es una cuenca cerrada, esta limitada al norte por las sierras de Tepotzotlán, Tezontlalpan y Pachuca; al sur por las sierras del Ajusco y Chichinautzín; al este por los llanos de Apan y la sierra Nevada, y al oeste por las sierras de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo. Hacia el centro de la cuenca y corriendo de oeste a este se encuentra la sierra de Guadalupe. En la parte del sur, en dirección este-oeste, se extiende la sierra de Santa Catarina (4).

La parte más baja del valle tiene una altitud de 2236 m.s.n.m. Hacia la cuenca fluyen varios ríos y arroyos, entre los que sobresalen los ríos Cuautitlán, Tlalnepantla, de los Remedios, Churubusco, Texcoco y de la Compañía. Estas corrientes de agua dieron origen a seis lagos: Zumpango, Xaltocan, San Cristóbal, Texcoco, Xochimilco y Chalco. Solo subsisten actualmente, porciones de los lagos de Zumpango, Texcoco y Xochimilco.

La ciudad de México es una de las áreas conurbadas más grandes del mundo con aproximadamente 18 millones de habitantes, el crecimiento que ha tenido en los últimos 30

años ha sido incontrolable. Gran parte de la ciudad esta asentada sobre los antiguos lagos, por lo que el suelo esta formado por arcillas muy blandas y compresibles. Esto trae problemas colaterales como el hundimiento regional en la zona del lago, provocado por el abatimiento piezométrico, lo cual trae serios problemas a las cimentaciones de las construcciones. La ciudad se encuentra en la zona B en la regionalización sísmica de México, pero debido a las características del suelo en la zona del lago, las ondas se amplifican haciendo que el riesgo sísmico sea muy alto.

IV.2 FALLAS LOCALES.

En el Valle de México debajo del relleno aluvial (0-500m) existen 2 sistemas de fracturas con orientación SSO-NNE y ONO-ESE. Parece ser que este último es una prolongación del sistema de fallas Acambay (Mooser, ref. 4). Se encuentran en la formación Balsas del cretácico superior. Ciertas fallas del basamento se prolongan hacia arriba y llegan en algunos casos a 200 metros de profundidad. Esto indica que estas fallas estuvieron activas hace unos 100,000 años. En la sierra de Guadalupe, el Instituto de Geología ha localizado fallas, algunas de las cuales pueden seguir activas. Tanto las fallas de esta sierra como las del interior del Valle, podrian reactivarse en un futuro próximo, generando sismos

locales de magnitud desconocida, pero esto es poco probable porque no se han registrado movimientos importantes en este siglo y desde el siglo XVI no hay constancia histórica de ningún temblor fuerte de procedencia local (2).

IV.3 SUELOS.

Este estudio de suelos se concentrará en los 150 metros más superficiales, por ser estos los más importantes para el comportamiento de las estructuras desde el punto de vista de la ingeniería de cimentaciones.

Las formaciones más superficiales de la cuenca desde el punto de vista geológico se dividen en Tarango, Tacubaya, Becerra y Reciente. La formación Tarango, del pleistoceno superior, esta constituida por brechas andesíticas, arenas y limos. Esta formación aflora al oeste y suroeste, se prolonga hasta el fondo de la cuenca, y constituye la base de los depósitos más recientes. La formación de Tacubaya esta constituida por arcillas producto de la deposición de cenizas volcánicas muy finas que fueron transportadas por agua o aire hacia los lagos de la cuenca. La formación Becerra contiene estratos de aluvión y polvo volcánico con abundancia de fósiles.

La división del área urbana de la ciudad que contempla el reglamento de construcciones vigente (RDF-87), fue propuesta por Marsal y Mazari en 1959. Esta división consiste

en tres zonas: zona de lomas (zona I), zona de transición (zona II) y zona del lago (zona III). En la figura IV.1 se puede observar esta división de la ciudad.

Recientemente, varios investigadores han propuesto agregar la zona del lago Xochimilco-Chalco, pues presenta condiciones diferentes a las del resto de la zona del lago.

La zona de lomas del oeste de la ciudad, se caracteriza por suelos compactos, arenolimosos, con alto contenido de gravas y por tobas pumíticas bien cementadas. Al sur se tiene el derrame basáltico del Pedregal, al oriente las faldas de la sierra de Santa Catarina y alrededor de Chimalhuacán, también se encuentra basalto (4).

La zona de transición se identifica por tener variaciones estatigráficas muy marcadas, se encuentra entre la zona de lomas y la zona de lagos. Se distingue también una transición entre la zona del lago de Texcoco y la del Xochimilco-Chalco, cuya irregular frontera esta entre Mexicaltzingo y Coyoacán. Es muy probable que la zona de transición represente los avances y retrocesos de las riberas de los lagos de Texcoco y Xochimilco-Chalco y en otros casos deltas de ríos; por esta razón se pueden encontrar alternancias de materiales limosos y arenosos compactos con estratos de arcilla muy blanda.

La zona del lago de Texcoco esta compuesta por un manto superficial duro, una secuencia de arcillas intercaladas con

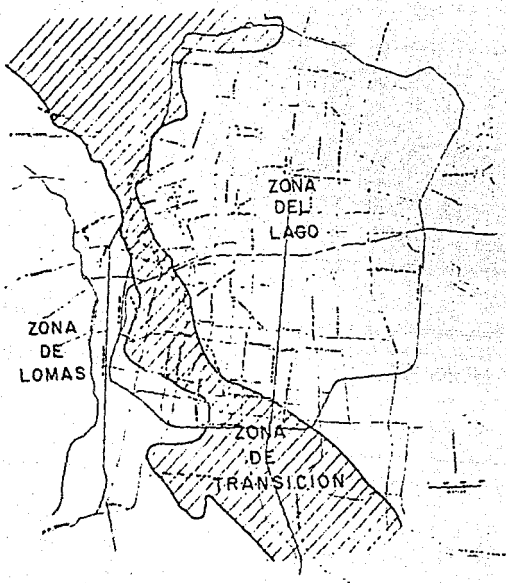


FIGURA IV.1 Zonificación del subsuelo de la Cd. de México

estratos delgados de arena, vidrio volcánico y fósiles, llamada formación arcillosa superior; una capa dura de limo arenoso cementado de espesor variable hasta un máximo de cinco metros; una formación arcillosa inferior, con espesor variable entre 4 y 14 metros; y finalmente por los llamados depósitos profundos.

La zona del lago Xochimilco-Chalco se caracteriza por tener capas de arcilla blandas de gran espesor, que llegan en algunas partes hasta los 110 metros de profundidad.

IV.4 SISMICIDAD.

Los sismos que afectan al Valle de México tienen 4 orígenes principales:

- a) Costa del Pacífico (zona de subducción mexicana)
- b) Parte continental de Oaxaca
- c) Sistema de fallas de Acambay (al norte del Valle)
- d) Locales (en el interior e inmediaciones de la cuenca)

De estos, los más frecuentes y que más afectan a la ciudad son los de la zona de subducción, como los sismos de 1985. Los sismos locales tienen periodos dominantes muy cortos, menores de 0.5 seg. y su duración rara vez es mayor que 5 seg. (11). Casi nunca se sienten lejos de su lugar de origen y algunas veces llegan a agrietar casas en Tacubaya, Contreras, etc.

IV.5 RESPUESTA DE LOS SUELOS.

Los sismos que afectaron a la Cd. de México en septiembre de 1985 han sido únicos en el mundo por sus características, nunca se habían presentado aceleraciones tan altas a 400 km de distancia del epicentro, amplificando las de su lugar de origen, tampoco se habían presentado valores máximos en un número tan alto de impulsos, a ritmos regulares y por un tiempo tan prolongado. Las aceleraciones que se presentaron en la zona del lago fueron mucho mayores que las contempladas por el reglamento entonces vigente (RDF-76). En muchos lugares del mundo, a 100 km. del epicentro la atenuación del movimiento sísmico es casi total.

Rosenblueth y Elorduy (4) opinan que la ciudad de México es única desde el punto de vista sísmico y que presenta las siguientes características:

- Periodos dominantes del suelo de hasta 5 segundos.
- Factores de amplificación hasta de 56 en el espectro de amplitudes de Fourier (1); entre 10 y 15 en términos de aceleraciones espectrales con 5% de amortiguamiento.
- Un gran efecto de interacción suelo-estructura.

Las aceleraciones que se observaron en los sismos de 1985 variaron entre 0.01 y 0.20 g.; la frecuencia de resonancia de los suelos de origen lacustre varía entre 1.4 y 5 segundos.

REFERENCIAS CAPITULO IV.

- 1) Singh, S.K. "Revisión de la sismicidad en México y algunos comentarios sobre el efecto del sitio en el movimiento del terreno." Memorias del tercer simposium nal. de Ingeniería Sísmica. Guadalajara, Jal. 1988.
- 2) Rosenblueth, E. "Sismicidad: avances recientes." Memorias del tercer simposium nal. de Ing. Sísmica. Guadalajara, Jal. 1988.
- 3) Iglesias, J. "Criterios de zonificación sísmica del D.F. y su posible impacto en la normatividad sísmica del país." Memorias del tercer simposium nal. de Ing. Sísmica. Guadalajara, Jal. 1988.
- 4) Jaime, Alberto. Geotecnia y sismicidad en el valle de México. Publicación D-29. Instituto de Ingeniería, UNAM. 1988.
- 5) "Informe sobre el sismo de México del 19 de sept. de 1985." Instituto Internacional de Mampostería de Concreto. EUA. Revista IMCYC, No. 176, 23-Dic-1986.
- 6) Moreno P., G. "La influencia de las condiciones locales de las formaciones naturales en el Riesgo Sísmico." Revista IMCYC. No. 176, 23-Dic.-1986.
- 7) Wakabayashi, M. y Martínez R., E. Diseño de estructuras sismorresistentes. Ed. Mc. Graw Hill. México, 1988.
- 8) Reglamento de construcciones para el Distrito Federal. 1987.
- 9) Trigos S., J.L. "Procedimientos para la reparación de estructuras dañadas." Revista IMCYC. No. 176, 23-Dic.-1986.
- 10) Prince, A.J. "Los tres acelerogramas de "campo libre" obtenidos el 19 de septiembre de 1985 en la ciudad de México." Revista IMCYC, No. 176. 23-Dic.-1986.
- 11) Figueroa, J. (1971), "Sismicidad en la cuenca del valle de México". Publicación de las series del I. de I., UNAM. No. 289.

CAPITULO V

ESPECTROS Y COEFICIENTES SISMICOS EN LA CIUDAD DE MEXICO

OBTENCION DE LOS ESPECTROS DE DISEÑO Y COEFICIENTES SISMICOS PARA EL DISTRITO FEDERAL.

V.1 ACELEROGRAMAS

A los registros obtenidos de los acelerógrafos se les llama acelerogramas, por medio de ellos se obtiene la aceleración del terreno e integrando se obtiene la velocidad; volviendo a integrar esta última obtenemos los desplazamientos del terreno.

Los acelerogramas suelen obtenerse inscribiendo mediante un estilete sobre rollos de papel cubierto de parafina o por un procedimiento óptico. El problema de estos métodos es que la marca del cero no está estrictamente fija, se puede mejorar si se pone la marca en el momento en que se está efectuando el registro. La cinta magnética o la frecuencia modulada dan mejores acelerogramas y tienen la ventaja de que se puede procesar la información más rápido y eficientemente.

La velocidad de la cinta o el papel debe ser alta, velocidades entre 1 y 2 cm/seg son comunes, esta es una razón por la que no son muy continuos los registros.

Algunas veces se pierden partes iniciales de los registros debido a la limitada sensibilidad de los mecanismos de arranque de los instrumentos comerciales para sismos intensos; para sismos moderados esto puede ser crítico, pues se puede perder gran parte del

registro. Este último problema, sumado con el de la referencia del cero, afectan mucho a las ordenadas espectrales de periodo largo y al cálculo de los desplazamientos del terreno; se han llegado a calcular desplazamientos totalmente irrazonables (hasta varios metros). Se han usado varios métodos para corregir este problema, pero ninguno de ellos es justificable ni satisfactorio (1). Si lo que nos interesa son espectros en el rango de periodos relativamente cortos, no afectan en forma importante los problemas anteriores. Lo más crítico son los periodos naturales largos y el cálculo de respuestas de sistemas marcadamente no lineales. Para los periodos naturales muy grandes, no se cuenta con espectros confiables de temblores intensos.

Otra cosa importante para los registros son las marcas de tiempo, pues la cinta podría variar su velocidad al desenrollarse.

Los acelerógrafos deben ubicarse en los distintos tipos de suelo de una región, para ver como se comporta el terreno en cada sitio. El caso que se estudia en este capítulo es la ciudad de México; en el sismo de 1985 sólo se contaba con 5 acelerógrafos, de los cuales 3 estaban en "campo libre"; es decir, sin la presencia de construcciones cercanas, por lo que los acelerogramas obtenidos son una representación fiel del movimiento del

terreno. Estas tres estaciones son: la del Instituto de Ingeniería de la UNAM, situada en terreno tipo I (zona de lomas); la de la SCT (Secretaría de Comunicaciones y Transportes), localizada en terreno tipo III (zona del lago) y la de la Central de Abastos, también situada en la zona del lago. Los tres acelerógrafos son digitales, marca Terra Technology, con capacidad de + 1g. Las otras dos estaciones son las de Viveros y Tacubaya, situadas en zona de terreno firme. En las figuras V.1a, V.1b y V.1c, se pueden observar los tres acelerogramas de campo libre mencionados anteriormente, y en la tabla 2 se presentan los datos principales de estos tres acelerogramas; se incluyen en la tabla las aceleraciones máximas que se habían presentado en la SCT.

Las aceleraciones que se registraron en la SCT e IdeI., superaron ampliamente a las registradas anteriormente, en la C. de A. no se tenían registros porque era de instalación reciente. Los acelerogramas que se muestran en las figuras anteriores, sólo abarcan los 60 segundos de máximas amplitudes, el acelerograma del IdeI., duró poco más de 5 minutos. El nivel de disparo de los acelerógrafos era de aproximadamente 5 cm/seg^2 ($0.5g$), por lo que la aceleración del terreno fluctuó arriba de ese nivel durante todo el registro.

Es importante notar que las componentes verticales

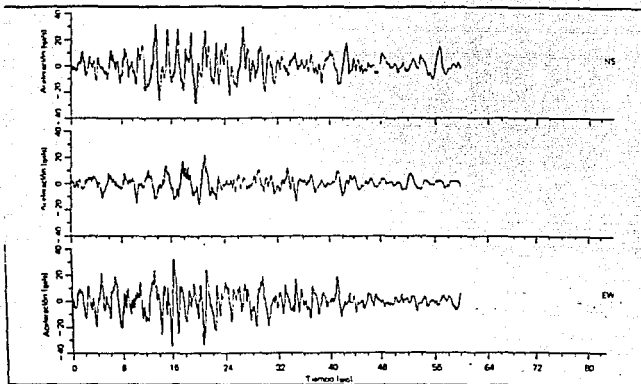


Figura V.1a. Acelerograma de la estación del Instituto de Ing. de la UNAM. Sismo del 19 de septiembre de 1985.

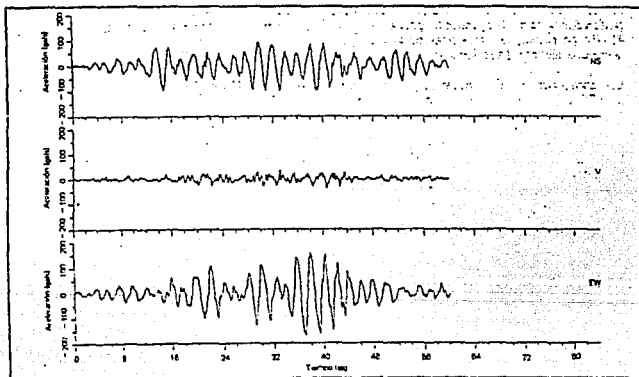


Figura V.1b. Acelerograma de la estación SCT. Sismo del 19 de septiembre de 1985.

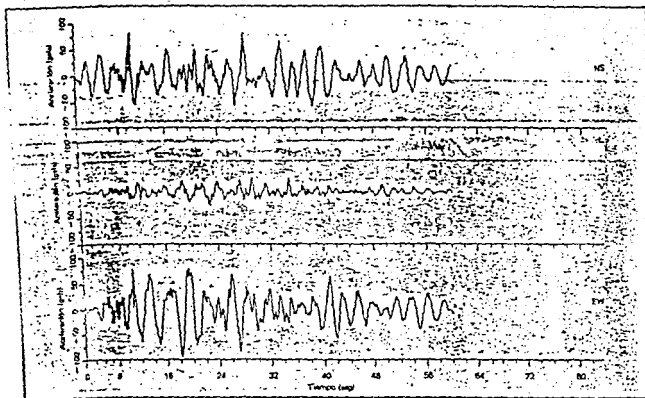


Figura 1k. Acelerograma de la estación Central de Abastos.
Sismo del 19 de septiembre de 1985.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Variable	Dirección	Idel (UNAM)	CdeA		SCT		
			Índx	CdeA/Idel	Índx	SCT/Idel	Máximo anterior/fecha
Aceleración (gals = cm/seg ²)	NS	32	81	2.53	98	3.06	34/24-10-80
	EW	34	95	2.79	168	4.94	30/14-03-79
	V	22	27	1.23	36	1.64	15/14-03-79
Velocidad (cm/seg)	NS	10	25	2.50	39	3.90	-
	EW	9	38	4.22	61	6.77	-
	V	8	9	1.13	9	1.13	-
Desplazamiento (cm)	NS	6	15	2.50	17	2.83	-
	EW	8	19	2.38	21	2.63	-
	V	7	8	1.14	7	1.00	-

**TABLA 2. Datos principales de los tres acelerogramas de
"campo libre" obtenidos durante el sismo del
19 de septiembre de 1985.**

de los tres acelerogramas son muy parecidas, sobre todo las de velocidad y desplazamiento; en cambio, en la dirección E-W que fue la más crítica, el cociente de $SCT/IdeI$ fue de 4.94 en las aceleraciones y de 6.77 en las velocidades. Como se aprecia, el sismo en la zona del lago fue 5 ó 6 veces más fuerte que en la zona de lomas, la cual no tuvo daños.

Hay que notar que en la SCT, el registro máximo anterior que se tenía en la dirección E-W, fue sobrepasado más de 5 veces. El registro obtenido aquí se considera que es el que mejor representa el movimiento que produjo el colapso en varias estructuras.

Actualmente en la ciudad de México, se ha instalado una red de más de 60 acelerógrafos, algunos localizados en estructuras; con esto se podrá obtener en sismos futuros, información muy valiosa, que contribuirá al progreso de la ingeniería sísmica en nuestro país.

V.2 ESPECTROS

La información que obtenemos a partir de acelerogramas no se puede aplicar directamente para fines de ingeniería, pero es la base para la elaboración de los espectros de diseño. En el diseño, nos interesa el valor numérico máximo de ciertas respuestas, algunas de las

cuales dependen solamente del periodo natural (T) y del amortiguamiento del sistema; se construyen curvas que representen las respuestas máximas de estructuras simples en función de su periodo natural o frecuencia para cada grado de amortiguamiento. A estas curvas les llamamos espectros de respuesta.

En el eje de las abscisas del espectro se colocan los diferentes periodos de los osciladores, y en el eje de las ordenadas, las aceleraciones máximas de cada oscilador.

Para lograr la réplica de un sismo se utilizan los acelerógrafos y de ahí, por métodos matemáticos encontramos la respuesta de cada oscilador (su desplazamiento máximo). Entre los métodos que se utilizan esta el de la resolución de la integral de Duhamel, pero algunos autores (9) prefieren el uso de métodos numéricos que den una respuesta directa; un ejemplo es el método de Newmark (9) el cual se adapta a sistemas no lineales con cualquier número de grados de libertad. La computadora es una herramienta indispensable para la aplicación de los métodos numéricos.

Como lo que obtenemos con estos métodos son desplazamientos, a partir de éstos calculamos las velocidades y aceleraciones; como no son exactas, se denominan pseudoespectros de velocidad (S_v) y

pseudoespectros de aceleración (S_a), respectivamente; entonces tenemos que:

$$S_v = s$$

$$S_a = s$$

donde s es la frecuencia circular del sismo y s es el desplazamiento.

Basándonos en las experiencias anteriores, podemos presentar en una sola gráfica tetralogarítmica (logarítmica por los cuatro lados) como la de la figura V.2; en ella podemos encontrar el desplazamiento, la velocidad y la aceleración para un periodo natural determinado.

Estudiando un número grande de espectros de respuesta, encontramos las siguientes características generales:

- 1) Las oscilaciones disminuyen notablemente cuando se introduce un pequeño amortiguamiento, al igual que las respuestas máximas, sobre todo para periodos cortos.
- 2) La respuesta máxima es muy sensible a errores pequeños en el cálculo de periodos.
- 3) La geología del lugar juega un papel determinante en el espectro de respuesta.

Un espectro de respuesta es muy irregular para usarlo en el diseño estructural, por lo que se trazan numerosos espectros de respuesta y se dibuja una

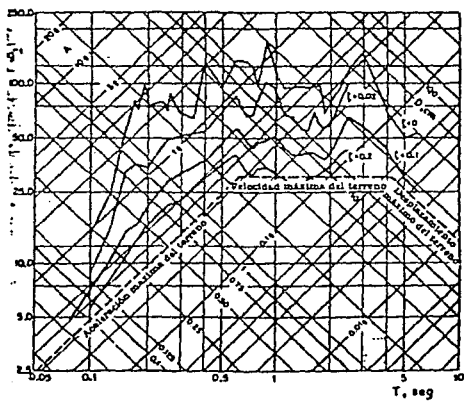


Figura V.2. Espectro tetralogarítmico

envolvente a las curvas medias de estos; esta envolvente es el espectro de diseño. Este último no puede cubrir todos los picos de los espectros de respuesta, porque entonces obtendríamos aceleraciones muy grandes que nos generarían fuerzas sísmicas enormes sobre nuestra estructura, lo cual sería incosteable.

La manera de usar los espectros de diseño, es entrar al espectro con el periodo de la estructura que estamos diseñando, para conocer la aceleración que le corresponde y así obtener la fuerza sísmica; si la estructura tiene varios grados de libertad, el reglamento indica que debemos tomar como mínimo los tres primeros modos, y si en el siguiente modo, $T > 0.4$ segundos, ya no se toma en cuenta. Por lo tanto, tendremos 3 valores de T y 3 fuerzas sísmicas. Para calcular la fuerza que actúa en cada nivel se usa mucho el criterio de Rosenblueth de tomar "la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados". Diseñar contra la fuerza sísmica obtenida del primer modo de vibración, es un criterio demasiado conservador y por lo tanto, menos económico.

En el capítulo tres de las Normas Técnicas Complementarias para diseño por sismo en el Distrito Federal, encontramos las ordenadas del espectro de aceleraciones que debemos usar con el método dinámico. Dependen de la zona en la que se encuentre la estructura

y de su periodo natural. La ordenada del espectro se encuentra como fracción de la gravedad (a). Las expresiones que nos dan la ordenada son:

$$\begin{aligned}
 a &= (1 + 3T/T_a) c/4, & \text{si } T \text{ es menor que } T_a \\
 a &= c, & \text{si } T \text{ está entre } T_a \text{ y } T_b \\
 a &= qc, & \text{si } T \text{ excede de } T_b \\
 q &= (T_b/T)^{-r}
 \end{aligned}$$

donde:

T, es el periodo natural de interés

T, T_a y T_b están expresados en segundos

c, es el coeficiente sísmico

r, es un exponente que depende de la zona en que se halla la estructura.

Los valores de T_a, T_b y r, aparecen en la siguiente tabla (corresponde a la tabla 3.1 de las Normas Técnicas Complementarias por sismo):

ZONA	T _a	T _b	r
I	0.2	0.6	1/2
II	0.3	1.5	2/3
III	0.6	3.9	1

La parte sombreada de la zona II (ver figura 3.1 tomada de las Normas Técnicas en la siguiente página) tendrá los mismos coeficientes que la zona III.

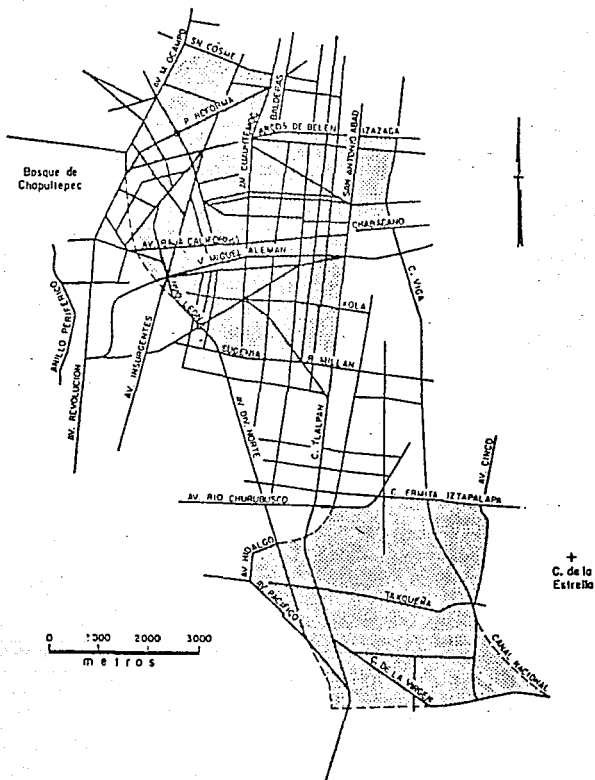


Figura 5.1 Subdivisión de la zona del lago y de la zona de transición.

**SIMBOLOGIA
INSTALACIONES DEL METRO**

- LINEA SUBTERRANEA
- LINEA SUPERFICIAL
- LINEA ELEVADA
- ESTACION
- LINEA EXPRESS
- LIMITE DEL D.F.

ZONIFICACION GEOTECNICA

- LAGO VIVAHEN, 19
- LAGO CENTRAL, C.U.
- LAGO CENTRAL II, C.U.
- TRANSICION BAJA, T4
- TRANSICION ALTA, T4
- LOMAS, L4
- ARANCOS ALIVIALES
- CERROS
- ZONA DE INFLUENCIA DE LOS CERROS TRANSICION ALIVIALES
- CERROS BASALTEA DEL NITRO
- RIOS

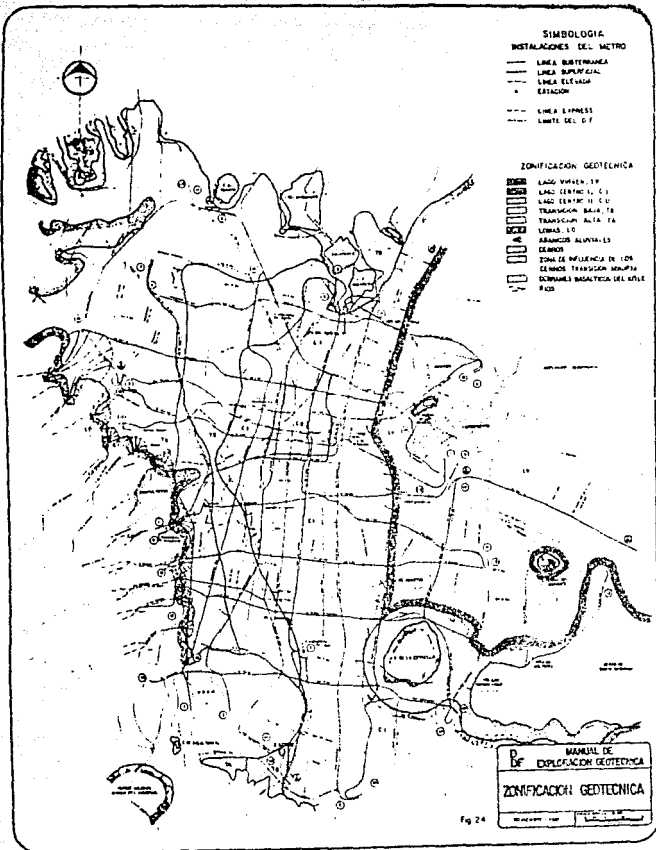


Fig 24

Cuando se utiliza el análisis estático, se utilizan los coeficientes sísmicos que aparecen en el artículo 206 del reglamento actual (RDF-87). En el análisis estático obtenemos generalmente fuerzas mayores que en el análisis dinámico.

En los espectros de diseño del reglamento, está considerado el Riesgo Sísmico, según el criterio de los que lo elaboraron. Cuando se utiliza el método paso a paso, el diseñador tiene que considerar el riesgo sísmico, por lo que tiene que realizar y evaluar un estudio de riesgo sísmico en el sitio (capítulo III).

El espectro de respuesta de el temblor de El Centro, California, en 1940; es muy utilizado por muchos autores, en la figura V.3 podemos observar la comparación de la velocidad de respuesta de este sismo, contra la observada en la estación SCT en el sismo de 1985. Como podemos observar, la velocidad espectral para El Centro, excede a la registrada en la SCT en periodos de hasta 1.4 segundos aproximadamente; para periodos mayores la de la SCT fue muy superior.

Los edificios que tenían un periodo cercano a los dos segundos alrededor de la SCT, fueron los que tuvieron daños serios o se colapsaron. Los edificios de poca altura (menos de 7 niveles) sufrieron pocos daños porque su periodo es mucho menor al de 2 segundos del suelo de esa zona.

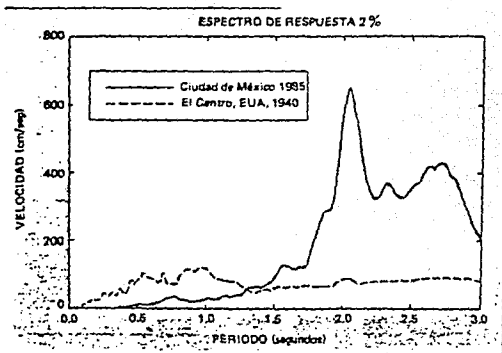


Figura V.3. Comparación del espectro de respuesta del sismo de El Centro, California, con el sismo del 19 de septiembre de 1985 en la ciudad de México (estación SCT).

En la figura V.4 podemos observar dos espectros de un mismo temblor, pero uno en terreno firme y el otro en terreno suave. Nótese que en el terreno firme los periodos son cortos y en el terreno suave son largos.

Entre un temblor y otro, la amplificación de sus ondas puede variar muchísimo, al igual que su frecuencia. El sismo de 1985 ha sido el de más alta magnitud e intensidad que se haya registrado en el Distrito Federal (sección IV.5).

V.3 COEFICIENTES SISMICOS

El coeficiente sísmico está definido en el artículo 206 del RDF-87 como el cociente de la fuerza cortante horizontal que actúa en la base de la construcción por efecto del sismo, entre el peso de esta sobre dicho nivel; resumiendo:

$$c = V \text{ basal} / W \text{ estructura}$$

El coeficiente sísmico coincide con la ordenada máxima del espectro de diseño, los coeficientes sísmicos que considera el reglamento son los siguientes:

	ZONA I	ZONA II	ZONA III
ESTRUCTURAS TIPO B	0.16	0.32	0.40
ESTRUCTURAS TIPO A	0.24	0.48	0.60

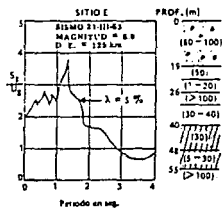
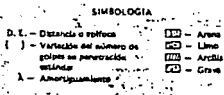
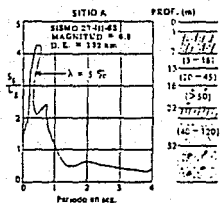


Figura V.4. Espectros de respuesta del mismo temblor, en diferente sitio.

La parte sombreada de la zona II tendrá los mismos coeficientes que la zona III.

Si se utiliza el método simplificado de análisis (estructuras menores de 13 metros de altura), los coeficientes que se utilizan son mucho menores y pueden consultarse en la página 10 de las Normas Técnicas Complementarias para diseño por sismo.

Los coeficientes que se utilizaban en el reglamento anterior, eran menores que los actuales, excepto en la zona del lago que no se alteró el 0.4; en la realidad el coeficiente no es igual, pues las nuevas normas son más severas que las anteriores, sobre todo para las columnas.

Se considera óptimo el coeficiente de diseño que nos conduce a la mínima suma de dos conceptos:

- a) Costo inicial de la estructura
- b) Esperanza del valor presente de las pérdidas por daños debidos a sismos.

REFERENCIAS CAPITULO V.

- 1) Rosenblueth, E. (1988), "Sismicidad: Avances recientes - Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sismica Guadalajara, Jalisco.
- 2) Wakabayashi, M. y Martinez, R.E. Diseño de Estructuras Sismorresistentes. Ed. Mc Graw Hill, Primera Edición. México, 1988.
- 3) Iglesias, J. (1988). "Criterios de zonificación sísmica del D.F. y su posible impacto en la normatividad sísmica del país." Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sismica. Guadalajara, Jalisco.
- 4) Valle del, C.E. (1988). "Normatividad: Aspectos Generales." Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sismica Guadalajara, Jalisco.
- 5) Esteve, M.L. y Ordaz, M. "Riesgo sísmico y espectros de diseño en la República Mexicana." Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sismica. Guadalajara, Jalisco.
- 6) Trigos S., J.L. "Riesgo Sísmico, Construcciones y Reglamentos en México." Memorias del tercer simposium nacional de Ing. Sismica. Guadalajara, Jalisco.
- 7) Reglamento de Construcciones del Distrito Federal (1987)
- 8) Normas Técnicas Complementarias del Reglamento de Construcciones del Distrito Federal (1987).
- 9) Newmark N.M. y Rosenblueth, E. Fundamentos de Ing. Sismica. Ed. Diana. Primera Edición, México, 1976.

CONCLUSIONES

Las conclusiones a las que se ha llegado en la elaboración de esta tesis son las siguientes:

1.- El riesgo sísmico en nuestro país proviene de sismos de subducción en la frontera entre las placas, de eventos de falla normal en la placa subducida y de sismos superficiales en la placa continental. Los más frecuentes y de mayor intensidad son los sismos de subducción.

2.- Los sismos que afectan a la Ciudad de México tienen 4 orígenes: zona de subducción mexicana, parte continental de Oaxaca, sistema de fallas de Acapbay y fallas locales. De éstos, los más frecuentes y de mayor intensidad son los que provienen de la zona de subducción mexicana, como lo fue el sismo del 19 de septiembre de 1985. Los sismos de origen local son muy pequeños y no se tiene ningún registro histórico de alguno de gran magnitud.

3.- La zona de Xochimilco-Chalco presenta características diferentes a la zona del Lago de Texcoco. Es importante instrumentar esta zona para conocer mejor su comportamiento y considerarla dentro de la zonificación sísmica del Distrito Federal. Actualmente tiene poca densidad de construcciones, pero hay que considerar el desmesurado crecimiento que sigue teniendo la ciudad.

4.- La microzonificación del Distrito Federal, sobre todo en la zona del lago, es básica para una mejor estimación

del riesgo sísmico, pues el sismo de 1985 demostró que en una misma zona, el riesgo varía de un punto a otro. La obtención de registros mediante la nueva red de acelerógrafos ya instalada, va a ayudarnos para realizar esta microzonificación.

5.- Los sismos que son producidos en la placa subducida, están asociados al eje volcánico. De este tipo de sismos se tiene poca información y hay muchas cosas que desconocemos de ellos. Es importante instrumentar esta área, porque es una zona densamente poblada, encontrándose en ella varias ciudades grandes, por ejemplo, Puebla, Orizaba, Córdoba y Tlaxcala, entre las principales.

6.- La principal variable que interviene en la estimación del riesgo sísmico son las vidas humanas. Si una región tiene una sismicidad muy grande pero poco poblada, el riesgo es muy bajo; por el contrario, si tenemos una planta nuclear en una zona de sismicidad media pero se tiene una ciudad cerca, el riesgo es alto.

7.- La brecha de Guerrero es la que tiene el más alto potencial sísmico actualmente, la probabilidad de un temblor grande ($M_s > 7.0$) en esta región es considerable en un futuro cercano.

distintas partes del Distrito Federal, los espectros estarán más apegados a la realidad y se podrá realizar una microrregionalización de la zona de transición y del lago.

9.- La localización de acelerógrafos en estructuras, nos ayudará a conocer su comportamiento real durante el sismo.

10.- La elaboración de códigos de construcción está realizándose en varios estados de la República, pero aún hay muchos sin ellos; aunque estén en zonas asísmicas, hay que prever otros desastres naturales como por ejemplo el Huracán Gilberto, que en 1988 causó daños muy serios en las ciudades de Cancón y Monterrey, ambas ciudades están situadas en la región D (asísmica) en la regionalización sísmica de México.

ESCALA DE INTENSIDAD MERCALLI MODIFICADA

Construcciones A, B, C, D. Para evitar ambigüedades de lenguaje la entidad de la construcción, edificio o otro material, es específica por las siguientes letras.

Construcciones A. Estructuras de acero y hormigón armado, bien diseñadas, calculadas para resistir fuerzas horizontales. Bases construcciones, materiales de primera calidad.

Construcciones B. Estructuras de hormigón armado, no diseñadas en detalle para resistir fuerzas laterales. De sus construcciones y materiales.

Construcciones C. Estructuras no tan débiles como para fallar la salida de las esquinas, pero no reforzadas al diseñadas para resistir fuerzas horizontales. Construcción y materiales corrientes.

Construcciones D. Construcciones de materiales pobres, tales como el adobe; baja calidad de construcción. No resistentes a fuerzas horizontales.

VALOR DE INTENSIDAD

DESCRIPCIÓN

- I. No sentido.
- II. Sentido por personas en posición de descanso, en pisos altos o situación favorable.
- III. Sentido en el interior. Objetos suspendidos caídas. Vibraciones como si pasara un camión ligero. Duración apreciable. Puede no ser reconocido como un terremoto.
- IV. Objetos suspendidos caídas. Vibraciones como al paso de un camión pesado o en posición de actividad como de un barco pesado golpeando las paredes. Automóviles parados se balancean. Ventanas, platos, puertas vibran. Los cristales tintados. Los charcos de barro se mueven. En el rango alto de IV, los tabiques y armazones de maderas trajes.
- V. Sentido al aire libre: se aprecia la dirección. Los que están durmiendo se despiertan. Los líquidos se agitan, algunos se derraman. Objetos pequeños inestables desplazados o volcados. Las puertas se balancean, se cierran, se abren. Contraventanas y cuadros se mueven. Los péndulos de los relojes se paran, comienzan a andar, cambian de período.
- VI. Sentido por todos. Muchas se sacuden y salen al exterior. La gente anda inestablemente. Ventanas, platos y objetos de vidrio se rompen. Acerones, libros, etc. se caen de las estanterías. Los cuadros se caen. Los espejos se pegan o vuelcan. Los revestimientos débiles y las construcciones de tipo D se agrietan. Las campanas pequeñas suenan (gitanas, coletoles). Árboles, arbustos movidos visiblemente.
- VII. Difícil mantenerse en pie. Sentido por los conductores. Objetos suspendidos tiemblan. Muebles rotos. Dado a edificios del tipo D incluye grietas. Las chimeneas débiles se rompen a ras del tejado. Caída de cielos rasos, ladrillos mates, piedras, tejas, cornisas, también estepuchos no asegurados y ornamentos de arquitectura. Algunas grietas en edificios de tipo C. Ocas en antenas, agua enturbada con barro. Pequeños corrimientos y hundimientos en arena o montones de grava. Campanas grandes suenan. Canales de cemento para riego dañados.
- VIII. Choqueo de los coches afectados. Daños en edificios del tipo C; colapso parcial. Algunas casas o construcciones de tipo B; más en edificios de tipo A. Caída de techos y algunas paredes de mampostería. Ocas, caída de chimeneas, frentos de fábrica, monumentos, torres, depósitos elevados. La estructura de las casas se mueve sobre los cimientos si no está sujeta; troncos de pared caídos, arrancados. Ramas de árboles rotas. Cambios en el nivel y temperatura de fuentes y pozos. Grietas en suelo húmedo y pendientes fuertes.
- IX. Pánico general. Construcciones del tipo D destruidas; edificios tipo C seriamente dañados; algunas veces con colapso total; edificios tipo B con daños importantes. Daño general en los cristales. Estructuras de armazón, si no están sujetas, desplazadas de los cimientos. Almacenes arruinados. Deben ser en sus bases. Tubos en bombas rotas. Algunas grietas en el suelo. En áreas de elevada agitación de arena y barro, aparecen fuentes y chorros de arena.
- X. La mayoría de las construcciones y estructuras de armazón destruidas con sus cimientos. Algunos edificios bien construidos en maderas y puentes, destruidos. Deben ser en puentes, diques y terraplenas. Grandes corrimientos de tierra. El agua rebasa las orillas de canales, ríos, lagos, etc. Arena y barro desplazados horizontalmente en playas y tierras bajas. Carriles torcidos.
- XI. Carriles muy retorcidos. Tubos subterráneos completamente fuera de servicio. Daño prácticamente total. Grandes masas de rocas desplazadas. Vitriles y fieltros de nivel deformados. Objetos proyectados al aire.
- XII.

APENDICE B

PRINCIPALES TERREMOTOS DEL MUNDO

AÑO	FECHA (GMT)	REGION	MUERTOS	MAGNITUD	COMENTARIOS
856	Diciembre	Corinto, Grecia	45.000		
1036	9 enero	Shensi, China	23.000		
1057		Chihli, China	26.000		
1248		Sicilia, Asia Menor	60.000		
1290	27 septiembre	Chihli, China	100.000		
1293	20 mayo	Kamakura, Japon	30.000		
1531	26 enero	Lisboa, Portugal	30.000		
1556	23 enero	Shensi, China	630.000		
1663	5 febrero	Rio San-Lorenzo, Canada			Intensidad X Se rompieron las chimeneas en Massachusetts
1667	Noviembre	Shemaka, Caucaso	80.000		
1693	11 enero	Catania, Italia	60.000		
1737	11 octubre	Calcuta, India	300.000		
1755	7 junio	Norte de Persia	40.000		
1755	1 noviembre	Lisboa, Portugal	70.000		Gran tsunami
1783	4 febrero	Calabria, Italia	50.000		
1797	4 febrero	Quito, Ecuador	40.000		
1811	16 diciembre	New Madrid, Missouri	Varios		Intensidad XI Tambien hubo 23 enero y 7 febrero de 1812
1812	21 diciembre	Costa de Santa Bar- bara, California	Varios heridos		Intensidad máxima X Tsunami incierto
1819	16 junio	Cuch, India	1.543		
1822	5 septiembre	Aleppo, Asia Menor	22.000		
1828	18 diciembre	Echigo, Japon	30.000		
1857	9 enero	Fuerte Tejon, California			Rotura de la falla de San Andreas. Intensidad X-X.
1868	13 agosto	Peru y Bolivia	25.000		
1868	16 agosto	Ecuador y Colombia	Ecuador 40.000 Colombia 30.000		
1872	26 marzo	Valle de Owens, California	Aprox 50		
1886	31 agosto	Charleston-Summervil- le, Carolina del Sur	Aprox. 60		
1891	28 octubre	Mino-Owari, Japon	7.000		
1896	15 junio	Riku-Ugo, Japon	22.000		Tsunami
1897	12 junio	Assam, India	1.500	8,7	
1899	3 y 10 sep- tiembre	Bahia de Yakutat, Alaska		7,8 y 8,6	
1906	18 abril	San Francisco, California	700	8,25	
1908	28 diciembre	Messina, Italia	120.000	7,5	
1915	13 enero	Avezzano, Italia	30.000	7	

AÑO	FECHA (GMT)	REGION	MUERTOS	MAGNITUD	COMENTARIOS
1920	16 diciembre	Kansu, China	180.000	8,5	
1923	1 septiembre	Kwanto, Japon	143.000	6,2	Gran fuego en Tokio
1932	26 diciembre	Kansu, China	70.000	7,6	
1935	31 mayo	Quetta, India	60.000	7,5	
1939	24 enero	Chillan, Chile	30.000	7,75	
1939	27 diciembre	Erzincan, Turquia	23.000	8,0	
1948	26 junio	Fukui, Japon	5.131		
1949	5 agosto	Delileo, Ecuador	6.000		
1960	29 febrero	Agadir, Marruecos	14.000	5,9	
1960	21-30 mayo	Sur de Chile	5.700	8,5	
1962	1 septiembre	Noroeste de Iran	14.000	7,3	
1963	26 julio	Skopje, Yugoslavia	1.200	6,0	
1964	28 marzo	Alaska	131	8,6	Tsunami en la bahia Prince William
1968	31 agosto	Iran	11.600	7,4	Falla superficial 530.000.000 de dolares daños. Gran desprendimiento de rocas
1971	9 febrero	San Fernando, California	66	6,5	550.000.000 de dolares de daños
1972	23 diciembre	Managua, Nicaragua	5.000	6,2	
1975	4 febrero	Provincia de Liaoning, China	Pocos	7,4	Predicho
1976	4 febrero	Guatemala	22.000	7,9	200 kilometros de rotura en la falla de Motagua
1976	6 mayo	Friuli (Gemona), Italia	985	6,5	Importantes daños No hubo fallamiento superficial
1976	27 julio	Tangshan, China	Aprox. 650.000	7,6	Gran daño económico, quizá 780.000 heridos. No predicho
1977	4 marzo	Vrancea, Rumania	2.000	7,2	Daño en Bucarest
1978*	16 septiembre	Tebas, Iran	20.000		
1979	16 enero	Región del NO	100		
1979	15 abril	Yugoslavia	200		35 victimas en Albania
1979	12 diciembre	Colombia	700		350.000 damnificados
1980	10 octubre	El Asuam, Argelia	3.000	7,5	
1980	23 noviembre	Sudeste de Napoles	4.500		200.000 personas sin hogar
1981	14 febrero	Napoles	2.916		
1981	11 junio	Sudeste de Iran	5.000	6,8	
1981	28 julio	Kerman, Iran	8.000		
1982	13 diciembre	Yemen del Sur	3.000		700.000 personas sin hogar
1983	31 marzo	Popsyan, Colombia	300		
1983	20 octubre	Enzurum, Turquia	1.300		75.000 personas sin hogar
1983	22 diciembre	Guinea	400		
1985	3 marzo	Chile	700	7,9	
1985	18 septiembre	Michoacán, México	19.000	8,1	Daños Cd. de México