



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS PROFESIONALES
"ARAGON"**

42
24

**"NOCIONES DE SISMOLOGIA PARA
INGENIEROS CIVILES"**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO CIVIL**

**P R E S E N T A :
HECTOR RUIZ MOYA**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

MEXICO, 1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

I N D I C E

CAPITULO I. INTRODUCCION.	1
CAPITULO II. GENERALIDADES Y ANTECEDENTES HISTORICOS.	
2.1. TERMINOS IMPORTANTES.	5
2.2. SISMOS EN LA ANTIGUEDAD.	6
2.3. SISMOS IMPORTANTES PARA EL DESARROLLO DE LA INGENIERIA SISMICA.	7
2.3.1. Terremotos importantes en el mundo.	7
2.3.2. Terremotos importantes en México.	13
2.4. DESARROLLO SISMOLOGICO.	15
CAPITULO III. ORIGEN DE LOS TERREMOTOS Y SISMICIDAD DE LA TIERRA.	
3.1. ORIGEN DE LOS SISMOS.	
3.1.1. Bosquejo histórico.	17
3.1.2. Fuentes sísmicas.	19
3.1.2.1. De origen natural.	19
3.1.2.2. Artificiales.	21
3.2. FALLAS GEOLOGICAS.	
3.2.1. Fallas.	22
3.2.2. Tipos de fallas.	24
3.2.3. Rebote elástico.	26
3.2.4. Ruptura sísmica.	28
3.2.4.1. Premonitorios.	31
3.2.4.2. Réplicas.	32
3.2.4.3. Enjambres.	33
3.3. ESTRUCTURA DE LA TIERRA.	33
3.4. DERIVA CONTINENTAL Y TECTONICA DE PLACAS.	36
3.4.1. Accidentes tectónicos en la vecindad del territorio mexicano.	49
3.4.2. Zonificación.	51
3.5. ONDAS SISMICAS.	53
3.5.1. Tipos de ondas sísmicas.	53
3.5.1.1. Ondas de cuerpo.	53
3.5.1.2. Ondas superficiales.	57
3.5.2. Localización de epicentros.	57
3.5.3. Ondas complejas.	61

CAPITULO IV. INSTRUMENTACION SISMICA.

4.1. INSTRUMENTOS DE MEDICION.	63
4.2. INSTRUMENTACION SISMICA EN MEXICO.	73

CAPITULO V. INTENSIDAD Y MAGNITUD DE TERREMOTOS.

5.1. INTENSIDAD.	82
5.2. MAGNITUD.	84

CAPITULO VI. CONCLUSIONES. 94

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS. 99

I N T R O D U C C I O N

1. INTRODUCCION.

Una de las catástrofes naturales más destructoras está constituida por los terremotos; algunos de ellos pueden, en segundos, causar cientos de miles de muertos y daños muy graves en áreas de miles de kilómetros cuadrados, afectando, entre otras cosas, las obras de ingeniería civil.

Todas las civilizaciones han sufrido los efectos de los terremotos; sin embargo, su estudio sistemático es bastante reciente; las primeras investigaciones serias comenzaron a mediados del siglo pasado.

Dos disciplinas se encargan del estudio de los sismos, la sismología y la ingeniería sísmica.

La sismología es una rama de la geofísica que se encarga del estudio de todo lo referente a los sismos: la fuente que los produce, las ondas que generan, el medio físico que atraviesan dichas ondas, efectos, tamaño, dirección, etc.

La sismología tiene varias aplicaciones prácticas muy importantes, entre las que podemos mencionar: la búsqueda de yacimientos de minerales y de hidrocarburos; la realización de grandes obras, como diques, puentes, edificios, presas, etc., requiere un estudio sísmico previo para conocer las características estructurales y elásticas de las zonas donde se asentarán; otra de las tareas que tiene es la de investigar cómo está estructurada, internamente, la Tierra, a través del estudio de la propagación de las ondas sísmicas por el interior de nuestro planeta, cabe hacer mención que la mayor parte de los datos que se tienen, sobre este tema, han sido proporcionados por la sismología.

Por otra parte, la ingeniería sísmica estudia los daños que los sismos causan a las edificaciones, con el objeto de adquirir conocimientos que permitan desarrollar técnicas para disminuir dichos efectos.

A los ingenieros civiles no nos es necesario profundizar en conocimientos de sismología, sin embargo, sí es importante que

tengamos nociones de esta materia, para que comprendamos mejor el problema que enfrentamos, por ejemplo, del tipo de ondas que generan los sismos dependen los daños producidos a las estructuras; y sus registros permiten afinar los métodos de cálculo; también es indispensable conocer las características de sismicidad de la región en la que se realizará la construcción. Por esta razón, en los cursos de ingeniería sísmica, impartidos en la Universidad Nacional Autónoma de México, el primer capítulo lo constituyen las nociones de sismología.

En esta tesis se desarrollan los temas de sismología que se juzgan de conocimiento imprescindible para el ingeniero civil, se aspira a que ésta pueda ser útil para los estudiantes de ingeniería sísmica y también para los que hayan llevado o estén llevando la materia de diseño estructural.

En primer término se presentan antecedentes históricos que ilustran la evolución de la ingeniería sísmica y la sismología en el mundo, también se definen algunos conceptos que se utilizan en estas disciplinas, aunque otros se analizarán conforme se vayan usando.

Después se explica el origen de los terremotos, sus causas y los procesos que siguen; los diferentes tipos de ondas sísmicas y la manera en que se propagan; también se describe la

forma en que está constituida la Tierra, en especial su parte superficial, y cómo es que esto influye en la ocurrencia de los sismos en el mundo y en México.

La importancia de estudiar este tipo de fenómenos radica en el interés que tenemos de poder controlar los daños que producen, y esto sólo podemos lograrlo teniendo algunos valores de su dimensión que podamos relacionar con las destrucciones que causan; es por esto la gran relevancia que tiene para nosotros la medición de los sismos, y por este motivo en dos capítulos de esta tesis se habla del tema, en uno, de los instrumentos que se utilizan, y en el otro, de los tipos de escalas empleados para determinar el tamaño de los terremotos.

CAPITULO II

GENERALIDADES Y ANTECEDENTES HISTORICOS

2.1. TERMINOS IMPORTANTES.

En sismología, al igual que en otras ramas del conocimiento, se manejan algunos términos especiales que es necesario definir.

El término sismo o seísmo (del griego seiein = mover) se emplea para designar a cualquier movimiento vibratorio de la corteza terrestre; a un sismo pequeño se le denomina temblor; mientras que a uno grande, que pudiera causar daños, le llamamos terremoto (del latín terra = tierra y motus = movimiento).

Cuando las vibraciones de un sismo son percibidas por el hombre, se denominan macrosismos, y los que únicamente pueden ser registrados con dispositivos especiales, se llaman microsismos.

Se calcula que en un año ocurren alrededor de 300,000 sismos potencialmente perceptibles, 1,800 potencialmente dañosos, 18 muy dañosos y 2 catastróficos, en todo el mundo.

Los sismos pueden ocasionar perturbaciones en los cuerpos de agua; a las olas provocadas en el mar se les nombra maremoto o tsunami (palabra de origen japonés), y a las vibraciones en los lagos se les llama Seiche (de origen alemán).

Otros conceptos serán tratados con más detalle en los siguientes capítulos.

2.2. SISMOS EN LA ANTIGÜEDAD.

El hombre siempre ha padecido los devastadores daños producidos por los terremotos. Se tiene memoria de numerosos sismos que afectaron a las civilizaciones antiguas, destruyendo monumentos importantes de estas culturas.

Como ejemplo, podemos mencionar la destrucción del faro de Alejandría, una de las siete maravillas del mundo antiguo, la cual, a pesar de las restauraciones que le hicieron, no soportó los efectos de los numerosos sismos y terminó por desaparecer.

Casos como el anterior son de gran interés histórico, sin embargo, científicamente no tienen mucha importancia, puesto que de ellos no hay mediciones con las que pudiéramos correlacionar el tamaño de los sismos con los daños que causaron. Esta falta de datos se debe a que se carecía de instrumentos para cuantificarlos y a la creencia de que los sismos eran un castigo de los dioses y que sus devastadoras consecuencias no se podían evitar.

2.3. SISMOS IMPORTANTES PARA EL DESARROLLO DE LA INGENIERIA SISMICA.

Los sismos históricos que más nos interesan son aquellos que de alguna manera han contribuido al desarrollo de la ingeniería sísmica. A continuación se describirán algunos de estos acontecimientos, primero analizaremos algunos terremotos a nivel mundial y después los que han dejado mayores enseñanzas en México.

2.3.1. Terremotos importantes en el mundo.

*Sismo de Lisboa (1-XI-1755). Es de los sismos históricos que más ha sido comentado en todo el mundo. Estuvo constituido

por tres sacudidas, la primera a las 9:40 hr y las otras a las 10:00 y 12:00 horas. Se sintió a más de 3,000 km de distancia, cubriendo casi toda Europa.

Durante la primera sacudida se produjeron olas gigantes, las cuales alcanzaron alturas entre los 5 y 15 metros, que barrieron los diques y la zona portuaria de Lisboa. En esta ciudad quedaron destruidas unas 15,000 casas y las pérdidas de vidas humanas fueron aproximadamente 60,000.

Fue el primer sismo en el que se realizaron encuestas para conocer su intensidad en diferentes localidades. El interés por construir edificios sismoresistentes, hizo que recurrieran a la utilización de representaciones físicas que les permitieran determinar, en forma aproximada, el comportamiento de distintas estructuras ante un sismo; ponían a prueba varios modelos de construcción, para saber cuál era el mejor los colocaban en una plataforma y la golpeaban con mazas para simular un terremoto. Los ensayos permitieron concluir que la mampostería en masa resiste más si se le incorpora un cuadro con diagonales. Para reconstruir la ciudad se planeó hacerlo mediante la utilización de prefabricados.

*San Francisco, California (18-IV-1906). Comenzó 12

minutos después de las 5 de la madrugada, en forma de una pequeña vibración que se fue incrementando durante 40 segundos. Después de una interrupción de 10 segundos sucedió una sacudida violenta con duración de 25 segundos.

Las destrucciones fueron muy importantes en la ciudad de San Francisco, destacando las causadas por los incendios, las cuales se estimaron en un 90% de los totales. La forma de presentarse el terremoto permitió que muchas personas abandonaran sus casas antes de producirse la sacudida principal, por ello el número de muertos sólo se elevó a 390.

Con este terremoto se comprobó la influencia del terreno de cimentación concluyendo que los efectos destructivos eran del orden de 5 a 10 veces mayores en edificios construidos sobre terrenos blandos, que en los asentados en terrenos compactos y duros.

Las enseñanzas que dejó el terremoto fueron muy valiosas, tanto en el terreno de la construcción, como en sismología. Se comprobó la influencia de los diferentes tipos de construcción y los materiales empleados, también se observó que los daños en edificios cimentados en terrenos blandos eran mucho mayores que en los asentados sobre terrenos compactos y duros. Fueron estudiadas las causas de los terremotos, produciéndose la teoría

del rebote elástico.

Basándose en los registros instrumentados se realizó la primera norma sísmica, que se puso en vigor el 5 de julio de 1906.

***Terremoto de Kanto, Japón (1-IX-1923).** En Tokio a las 11:58 hr. se sintió un leve movimiento sísmico que luego se incrementó de repente hasta alcanzar gran violencia. El epicentro, según los cálculos, se situó en el mar a unos 90 kilómetros al sur de Tokio y el radio de la zona donde la destrucción fue máxima se estimó de 180 kilómetros:

Los daños fueron impresionantes, sobre todo porque se concentraron en una pequeña zona y ocurrieron en unas cuantas horas. A los hundimientos de los edificios se unieron los efectos de numerosos incendios, favorecidos por un fuerte viento y el predominio de la madera en las construcciones. El terremoto causó la muerte a más de 140,000 personas en Tokio, Yokohama y otros centros de la provincia de Kanto, y aproximadamente 500,000 casas fueron destruidas por el fuego.

En este sismo, Kanai pudo correlacionar la intensidad de los daños con las características dinámicas del suelo y de las estructuras.

***El Centro, California (18-V-1940).** Primer sismo con abundantes registros instrumentales de aceleraciones fuertes.

Estos registros han permitido gran número de estudios de ingeniería sísmica en todo el mundo.

***Chile (21 y 22-V-1960).** Se inició con un terremoto de magnitud 7.5 al que le siguieron una serie de grandes terremotos que culminaron al día siguiente con el mayor de ellos, de magnitud 8.4. Durante dos días se sucedieron 5 terremotos de magnitud mayor que 7. La actividad sísmica se prolongó por más de un año durante el que cientos de sismos de magnitud por encima de 5 fueron sucediendo.

Los terremotos produjeron enormes daños materiales y pérdidas de vidas humanas (de 4000 a 6000 muertos). Provocaron un tsunami con olas hasta de 6m que penetraron en Puerto Saavedra dos kilómetros tierra adentro; alcanzó las islas Hawaii y Japón donde causaron grandes daños. Este episodio sísmico se vió acompañado por la erupción del volcán Puyehue.

Después de la catástrofe se pudo observar, que los edificios en los que se respetaron las normas sísmicas,

resistieron mejor los efectos de los sismos; también se vió la gran influencia que tiene una buena construcción en el comportamiento de la estructura; y se vió que no se podía asegurar que una zona no sea sísmicamente activa a base de las observaciones de períodos recientes, pues en el caso de Chile, la ciudad de Valdivia, no estaba incluida entre las zonas de máxima actividad y sin embargo fue la más importantemente afectada.

*Niigata, Japón (16-VI-1964). Se produjo a las 12:01 hr. Presentó fenómenos de subsidencia. Los mayores daños ocurrieron en la ciudad de Niigata y en otras zonas próximas al epicentro, las cuales tienen la característica de ser suelos blandos.

Este sismo ocasionó la destrucción de 2130 edificios y dejó seriamente dañados 6240. En cuanto a la pérdida de vidas humanas se estima que éste produjo 26 muertos. Las grandes olas, del tsunami, alcanzaron una altura de 5.8m en Shioya, y afectó a más de 1000 km de costas japonesas.

Después del terremoto se vió que era posible predecir en situación y fecha aproximada un futuro sismo, esto en base a las nivelaciones geodésicas realizadas antes y después del evento, y en la observación de que, en el período inmediato, las

subsidiencias y deformaciones del terreno eran mayores.

2.3.2. Terremotos importantes en México.

México es uno de los países de mayor sismicidad en el mundo. Se tienen descripciones históricas de sismos en México que se remontan a 1460; sin embargo, la observación de estos fenómenos a través de instrumentos comenzó en nuestra nación, a fines del siglo pasado, en 1887, cuando el Ing. Mariano Bárcena instaló un sismógrafo tipo Padre Sechi en el Observatorio Meteorológico Central. Fue hasta el 5 de septiembre de 1910 cuando el gobierno mexicano decretó la fundación del Servicio Sismológico Nacional como parte de la celebración del primer centenario de la Independencia Nacional.

Para el desarrollo de la ingeniería sísmica en México los sismos más importantes han sido los siguientes:

*Sismo de Madero (7-VI-1911). Coincidió con la entrada triunfal de Francisco I. Madero a la ciudad de México. El epicentro se situó en Jalisco, con una magnitud de 7.9.

Causó grandes daños en la ciudad de México, y la muerte a 45 personas.

Fue el primero en México que se registró con instrumentos.

***Sismo del Angel (28-VII-1957).** Ocurrió en la madrugada, a las 2:00 hr. El epicentro fue en el estado de Guerrero, con magnitud de 7.7.

Ocasionó la muerte a 160 personas y graves daños en la Capital (cayó el ángel de la Independencia).

A raíz de este sismo, se publicó el primer reglamento mexicano, con bases racionales, para diseño sísmico de edificios.

***Sismo de 1985 (19 y 20 de septiembre de 1985).** El primer terremoto (el más grande) ocurrió el día 19 a las 7:19 hr, con una magnitud de 8.1 y su epicentro se localizó frente a Lázaro Cárdenas, Michoacán. El segundo, el 20 de septiembre, sucedió a las 19:00 hr, con una magnitud de 7.6 y epicentro frente a la Unión Guerrero.

Causaron daños a la región de la costa de Michoacán, Colima y Guerrero, donde se localizaron sus fuentes, pero los mayores perjuicios se registraron en la Ciudad de México, situada

a más de 300 km de distancia de aquellas, debido entre otras cosas, a la densidad de población y a las características locales del suelo y de las estructuras. Fueron colapsados 1000 edificios y se perdieron alrededor de 10,000 vidas humanas.

Se obtuvieron registros en varios puntos de la ciudad y se pudo constatar la importancia de dichos datos para la elaboración y modificación del reglamento de construcción, el cual fue publicado en 1987.

No siempre los terremotos más grandes son los que causan mayor número de desgracias. Otros factores que influyen en la cantidad de daños que se producen son: la densidad de población en las regiones cercanas al lugar de ocurrencia del terremoto; la profundidad del foco del sismo; el tipo de construcción en la zona afectada y las condiciones locales del suelo; la probabilidad de que se provoquen otros desastres colaterales, como inundaciones, aludes o incendios; la hora local en que sucede el sismo y las condiciones del clima (pueden entorpecer labores de rescate o incomodar excesivamente a los damnificados).

2.4. Desarrollo sismológico.

En la antigüedad, los conocimientos que el hombre tenía,

respecto a los terremotos, eran muy limitados; lo cual se explica por las limitaciones en sus métodos de investigación, y porque la necesidad real de poseer esta información no era muy grande, ya que las construcciones alcanzaban alturas pequeñas y los perjuicios sufridos eran escasos. Al paso del tiempo, con la creación de las grandes ciudades, las formas y proporciones de las estructuras se han ido complicando, pero también la destrucción provocada por los sismos fue creciendo, es decir, el desarrollo trajo consigo el incremento de los daños; la que ha aumentado el interés por crear construcciones sismo resistentes.

La preocupación por construir estructuras sismo resistentes, ha originado en los últimos años, que los conocimientos sobre los terremotos y la ingeniería sísmica hallan experimentado un progreso importantísimo, tanto en lo que se refiere a las investigaciones teóricas como a las experimentales.

En cuanto a la ingeniería sísmica, otro de los factores que ha contribuido en su desarrollo es el intercambio de ideas, experiencias y datos a nivel internacional. Con el fin de coordinar todos estos conocimientos, se fundó en la ciudad de Tokio en 1960 la Asociación Internacional de Ingeniería Sísmica, a la cual pertenecen numerosas asociaciones nacionales, entre las que se encuentra la Asociación Mexicana de Ingeniería Sísmica, creada en 1962.

CAPITULO III

ORIGEN DE LOS TERREMOTOS Y SISMICIDAD DE LA TIERRA

3.1. ORIGEN DE LOS SISAMOS.

3.1.1. Bosquejo histórico.

A través de la historia, el hombre ha atribuido a muy diversas causas el origen de los sismos.

Algunas culturas antiguas atribuían los sismos a la cólera de los dioses, por ejemplo, a Poseidón o a Neptuno en las mitologías griega y romana respectivamente. En muchos países, las leyendas populares afirmaban que los terremotos eran ocasionados por monstruos que estaban bajo la Tierra; los japoneses creían que un gran bagre (pez gato) yacía bajo la Tierra y al agitar su cuerpo producía los terremotos, la actividad de esta criatura era controlada por un dios (daimyojin) que manejaba un gran mazo de

piedra, pero cuando el daimyojin se distraía, el pez se movía y el suelo temblaba. En Siberia éstos eran atribuidos al paso de un dios en trineo bajo la Tierra. Los maoríes creían que un dios llamado Raumoko, enterrado accidentalmente por su madre, gruñía causando vibraciones en la Tierra.

Los filósofos griegos fueron los primeros en atribuir causas naturales y no míticas a los terremotos. Anaxímenes (siglo V a J.C.) pensaba que se debían al hundimiento de cavernas subterráneas, originadas por las aguas que penetran en la Tierra. Anaxágoras y Demócrito (siglo V a J.C.) creyeron que en el interior del planeta existía agua, aire y fuego, y que cuando encontraban una salida al exterior producían las erupciones volcánicas y los terremotos; esta idea fue recogida por Aristóteles, quien sugirió que eran causados por vientos subterráneos que encendían los materiales combustibles del subsuelo.

Durante la edad media, todas las explicaciones naturalistas del origen de los terremotos eran tomadas como heréticas, en Europa la única explicación aceptada fue la cólera divina. Hasta principios del siglo XVII se volvió a especular a cerca de las causas naturales.

Alexander von Humboldt (1769-1859) fue el primero en relacionar los terremotos con las fallas geológicas, y en

especial con los volcanes.

Eduardo Suess publicó en 1873 su obra "Das Antlitz der Erde", en donde explica científicamente la relación entre fallas y terremotos, la cual fue adoptada por los pioneros de la sismología, Montessus de Ballore y Sieberg. Koto y Milne, a consecuencia de un terremoto en 1881, afirmaron que las fallas eran el origen de la energía sísmica. A raíz del estudio realizado al sismo de San Francisco, H. Reid, propuso el primer modelo mecánico de la fuente sísmica; versiones refinadas de este modelo son las actualmente investigadas.

3.1.2. Fuentes sísmicas.

En la actualidad podemos clasificar a los sismos, según su forma de generarse, en dos grandes grupos, naturales y artificiales.

3.1.2.1. De origen natural.

En este grupo podemos considerar a los sismos tectónicos; a los volcánicos; y a los provocados por colapsos, deslizamientos o impactos.

Tectónicos.- Se producen cuando hay un rompimiento repentino de las rocas, como respuesta a las diversas fuerzas

geológicas. Son los más importantes, ya que son los que presentan con mayor frecuencia y causan mayores daños.

Volcánicos.- Se producen conjuntamente con actividad volcánica, provocados por la expulsión violenta de lava y los derrumbamientos que la acompañan.

Frecuentemente antes de una erupción, la actividad sísmica aumenta en las proximidades del volcán. A algunos kilómetros debajo de la chimenea volcánica, el magma se mueve lentamente bajo una gran presión de vapor, a través de una red de venas y arterias de una cámara de almacenamiento a otra. A medida que este movimiento tiene lugar, las fuerzas que se producen fracturan las rocas, produciéndose ondas sísmicas.

Algunas veces la ruptura de una falla, próxima al volcán, precede al movimiento del magma y a la erupción de lava. Las ondas sísmicas pueden sacudir el material fundido en los lugares de almacenaje bajo el volcán. El vapor y el gas, disueltos en el magma, empiezan a formar burbujas de vapor muy caliente, que aceleran la salida de la lava desde los tubos superficiales y que escapan como material gaseoso. Por otro lado, los cambios de presión resultantes de una erupción pueden propiciar la liberación de energía elástica, que puede estar almacenada en la región, por sismos someros.

Sismos por colapso.- Son pequeños, ocurren en regiones de cavernas subterráneas y minas. Las ondas que producen no son peligrosas; aunque el colapso en sí pueda serlo. La causa de estos temblores de tierra es el colapso del techo de la mina o caverna.

Sismos por deslizamientos.- Parte de la energía gravitacional liberada en el rápido movimiento del suelo y rocas hacia abajo se convierte en ondas sísmicas.

Sismos por impacto.- El impacto de un meteorito también puede provocar un sismo de pequeña intensidad, afectando a la región próxima.

Se pudiera suponer que el impacto de un meteorito generaría ondas sísmicas apreciables, sin embargo, se ha observado que en varios casos, los habitantes de lugares próximos al punto de impacto no sintieron las ondas sísmicas generadas y algunas veces ni siquiera fueron registradas por sismógrafos cercanos. Es probable que la energía del impacto se libere principalmente a la atmósfera, y que tanto el tamaño como la velocidad de los meteoritos sean disminuidos por el roce con la atmósfera terrestre.

3.1.2.2. Artificiales.

Producidos por el hombre a través de explosiones. Pueden

ser accidentales o provocados.

Accidentales. - El hombre no tiene el control de ellos.

Provocados. - Se utilizan para conocer las características de nuestro planeta, para realizar sondeos en áreas determinadas y también se provocan microsismos para probar el comportamiento de estructuras ante movimientos del suelo.

Se pueden emplear artefactos químicos o nucleares.

Algunas explosiones nucleares subterráneas han sido lo bastante grandes como para enviar ondas sísmicas a través del interior de la Tierra, y ser registradas en estaciones sismográficas lejanas, con amplitudes equivalentes a terremotos de magnitud 7 en la escala de Richter.

3.2. FALLAS GEOLOGICAS.

3.2.1. Fallas.

Como se mencionó antes, los sismos que más nos interesan son los de origen tectónico, es decir, los asociados con fallas.

Llamamos falla a una fractura o zona de fractura en rocas

a lo largo de la cual los dos lados se han desplazado, el uno con relación al otro, paralelamente a la fractura. Estos cambios en la estructura del terreno pueden ser observados en las orillas de las carreteras y en acantilados. En algunos lugares puede verse un tipo de roca apoyado contra otro diferente a lo largo de una línea de contacto. En otros sitios han tenido lugar claros desplazamientos de estratos de la misma roca, ya sea horizontal o verticalmente.

Las fallas pueden variar en longitud desde unos metros a algunos kilómetros. Unas llegan hasta la superficie, son visibles y se extienden, a veces, a profundidades considerables en la capa más externa de la Tierra.

Los movimientos en las fallas pueden ser deslizamientos lentos, que no producen temblor del suelo, o una ruptura repentina, que provoca vibraciones perceptibles, es decir, un terremoto.

Las fallas pueden ser activas o inactivas, dependiendo de que puedan o no presentarse movimientos en ellas. En el primer caso, los desplazamientos han cesado, por lo que no provocan terremotos; las fuerzas disruptivas locales pueden haber disminuído hace mucho tiempo y algunos procesos químicos, incluyendo el movimiento de aguas, pueden haber cicatrizado las fracturas, especialmente en profundidad. Lógicamente, las fallas

activas son las que más nos interesan, ya que a lo largo de ellas se esperan desplazamientos; muchas de estas fallas se encuentran en zonas tectónicamente activas, tales como cordilleras centro-oceánicas y cadenas montañosas jóvenes; sin embargo, fuera de estas regiones también pueden ocurrir desplazamientos súbitos de fallas.

En una falla, llamamos echado al ángulo que forman el plano de falla con la horizontal. El ángulo formado entre la proyección del plano de falla y el Norte, se llama rumbo o azimut. El plano de falla corta la superficie horizontal del suelo a lo largo de una línea, ésta recibe el nombre de traza de la falla. Fig. 1

3.2.2. Tipos de fallas.

Ya sea en la tierra o en los océanos, los desplazamientos de las fallas pueden clasificarse en tres tipos: normal o de deslizamiento, invertida o de cabalgadura, y transcurrente o de desgarre.

Cuando la roca del lado de la falla que está encima de la fractura (techo) se desplaza hacia abajo, quedando más baja que el otro lado, tenemos una falla normal, resulta de esfuerzos de tensión. La falla inversa ocurre cuando los esfuerzos son compresionales, en ésta la pared de la falla, que está por encima

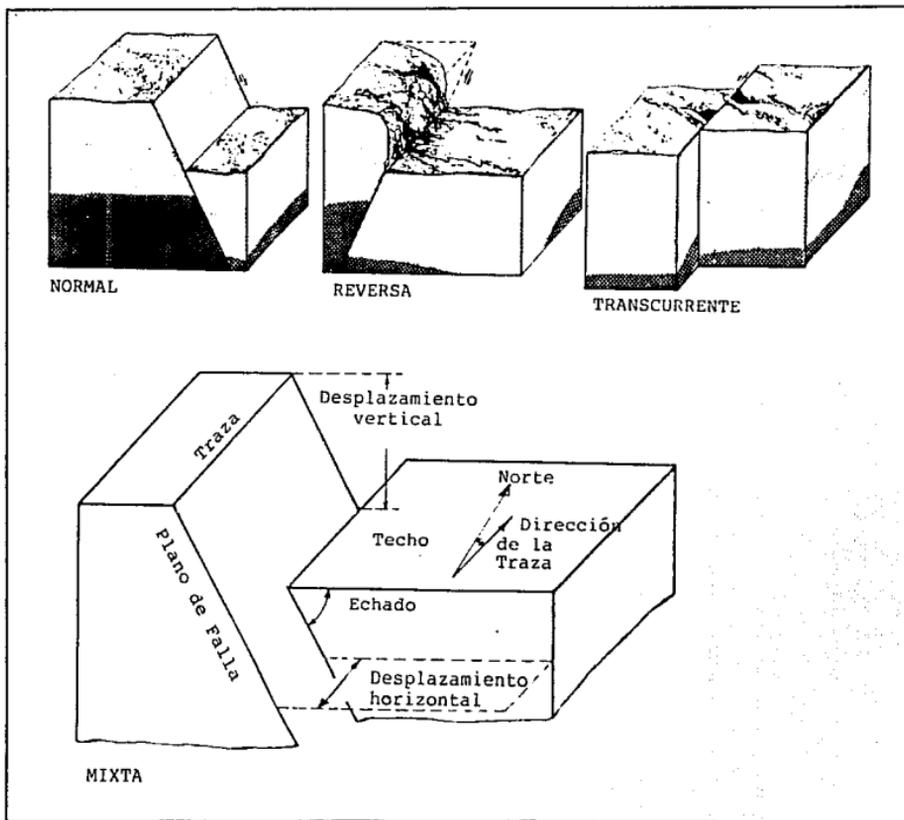


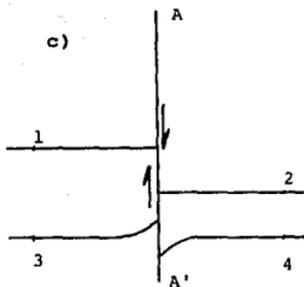
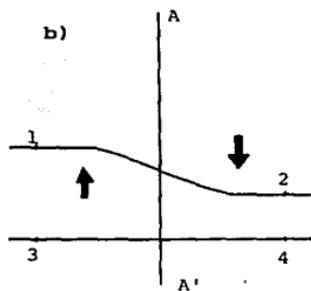
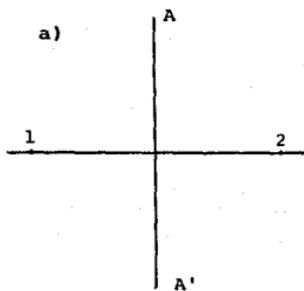
Figura 1. Tipos de fallas.

de la fractura, se desplaza hacia arriba. El tercer tipo, el transcurrente, se produce cuando los esfuerzos son cortantes sin componente vertical; en este caso el corrimiento es horizontal. A veces una falla puede ser una mezcla de movimiento vertical y desgarre, en este caso se le llama falla mixta. Fig. 1.

3.2.3. Rebote elástico.

El modelo del rebote elástico, nos da una idea mecánica, de cómo una falla del terreno puede producir un terremoto. Este fue propuesto por Reid en 1910, y se ilustra en la figura siguiente.

Imaginemos que en la figura (a) está representada la línea central de una carretera (1-2) que cruza en ángulo recto la traza de una falla (A-A'), en este momento todavía el camino no ha sido deformado por las fuerzas indicadas con flechas gruesas. Con el paso del tiempo, figura (b), la carretera ya ha sido deformada, al igual que el terreno, y además se construyó una nueva carretera (3-4). La deformación elástica continuará hasta que, en la figura (c), las rocas más débiles, o aquellas situadas en el punto de mayor deformación ya no soporten los esfuerzos y se rompan. Esta fractura será seguida por un salto hacia atrás o rebote a cada lado de la fractura; la carretera antigua recobra su forma recta, pero queda una discontinuidad sobre el plano de falla, mientras que la carretera nueva (3-4) ha quedado deformada



Rebote Elástico.

en las cercanías de la falla. La distancia $D-D'$ nos indica qué tanto se desplazó un lado de la falla con respecto del otro; la mitad de este desplazamiento es llamado corrimiento o corrimiento de falla.

A medida que las rocas se deforman elásticamente, almacenan más energía. Cuando la falla sufre ruptura, se libera la energía elástica almacenada en las rocas, en parte como calor y en parte como ondas elásticas, las que constituyen el terremoto.

3.2.4. Ruptura sísmica.

La energía sísmica, es decir, la energía liberada en forma de ondas sísmicas, es tan sólo una pequeña fracción de la energía total gastada durante un sismo. El resto de la energía elástica que estaba almacenada en forma de esfuerzo en la roca deformada se gasta en crear la falla, romper la roca, vencer la fricción entre las caras de la fractura y otra parte puede permanecer en la roca (esfuerzo residual).

La energía total gastada durante el sismo depende del corrimiento promedio en la falla, del tamaño (área) y del nivel promedio de esfuerzos en ella.

Los sismos más grandes llegan a liberar una enorme cantidad de energía, del orden de 10^{25} ergs. A modo de

comparación, podemos mencionar que la bomba atómica que destruyó Hiroshima era de 20 kilotones, cada kilotón equivale a 4.2×10^{19} ergs., por tanto la energía que desprendió esta bomba fue de 8.4×10^{20} ergs, de lo que podemos concluir que para igualar la energía de un terremoto importante con bombas de las características de la mencionada, se necesitarían 100,000 de estos artefactos.

La resistencia a la ruptura de las rocas varía de un lugar a otro, dentro del plano de falla, pudiéndose encontrar concentraciones de esfuerzo muy elevadas. Se han realizado pruebas de laboratorio en las que se comprimen muestras de roca con presiones de confinamiento semejantes a las que hay en el interior de la tierra (de 9kbar a 33 km de profundidad, 31 kbar para 100 km, 170 kbar en 500 km) encontrando que se requieren esfuerzos cortantes de decenas de miles de bars (1 bar = 1 atmósfera) para que fallen las muestras.

Los esfuerzos pueden concentrarse en lugares donde exista una zona con resistencia a la ruptura mayor que la de los materiales que la rodean y que haya resistido mientras se rompían las rocas adyacentes. También pueden ocurrir concentraciones de esfuerzos en lugares adyacentes a zonas de baja resistencia a la ruptura o a microfallas, donde el corrimiento de las caras produce concentraciones de deformación y, posiblemente, debilitamiento de la roca.

Una vez que se rompe el sitio donde hay una gran concentración de esfuerzo el fallamiento, con su corrimiento, produce concentraciones de esfuerzo en los bordes de la ruptura, y si son mayores que la resistencia de la roca la falla se propagará, hasta que ya no sean lo suficientemente grandes para romper la roca, y la ruptura pare.

El punto donde se inicia la ruptura recibe el nombre de foco, centro, hipofoco o hipocentro. Al punto sobre la superficie terrestre que se encuentra directamente arriba del foco se le denomina epicentro o epifoco. Según la profundidad a la que se encuentre el foco, los sismos pueden ser considerados como someros si ocurren a menos de 60 km, intermedios, los generados entre los 60 y 300 km, y a los que suceden a más de 300 km se les toma como profundos.

Los terremotos superficiales son los que producen los mayores daños y los que contribuyen aproximadamente con las tres cuartas partes de la energía liberada por terremotos en todo el mundo.

Al ocurrir un sismo grande no se rompe toda el área al mismo tiempo, sino que la ruptura se propaga paulatinamente, tardándose un cierto tiempo para alcanzar su extensión total, a éste se le denomina tiempo de ruptura. A la función que describe la forma en que se propaga la ruptura durante este período se le

llama función temporal de fuente.

La función de fuente de los sismos de Michoacán del 19 y 20 de septiembre duró 61 y 15 segundos, respectivamente; el primer suceso constó de dos subsucesos cada uno de 17 segundos separados por un lapso de 27 segundos.

A las coordenadas del epicentro y al tiempo en que se produce un sismo se les denomina Suceso Sísmico; las primeras se dan en función de latitud sobre el Ecuador y longitud respecto al Meridiano de Greenwich, y el tiempo es el GMT (Greenwich Meridian Time).

Así, por ejemplo, para definir el sismo del 19 de septiembre, como un Suceso Sísmico, diríamos que su epicentro se localizó en las coordenadas latitud 18.02° N y longitud 102.75° W; y la hora en que ocurrió fue a las 13 hr, 17 min y 44.3 seg GMT.

3.2.4.1. Premonitorios.

En ocasiones antes de un sismo grande pueden ocurrir algunos temblores, a los que llamamos premonitorios. Un premonitor estaría causado por una ruptura incipiente en el material fracturado y deformado a lo largo de la falla, que no se propaga porque las condiciones físicas aún no son favorables. El efecto que producen es concentrar los esfuerzos que darán lugar

al sismo principal.

No siempre los premonitorios son sismos de pequeña intensidad, a veces un terremoto puede ser precedido de otro más grande.

Actualmente los premonitorios se estudian por su posible aplicación en la predicción de la ocurrencia del evento principal.

3.2.4.2. Réplicas.

Durante algún tiempo, que puede durar horas e incluso meses, después de la ocurrencia de un terremoto pueden presentarse numerosos sismos menores, localizados en el área de ruptura del evento principal o en su periferia. A estos temblores se les nombra réplicas. Se supone que pueden deberse a la ruptura de áreas resistentes que no se rompieron durante el evento principal y a la extensión del plano de falla.

A veces después de un suceso grande sigue otro de tamaño semejante al principal, en este caso no se le puede considerar como réplica, sino que ambos sismos se consideran como un suceso múltiple.

La localización cuidadosa de las réplicas permite determinar el área de ruptura del sismo principal, aunque el área así inferida tiende a ser un poco mayor que la

correspondiente al sismo principal.

3.2.4.3. Enjambres.

Llamamos enjambre a una serie de sismos en el mismo lugar, ninguno de ellos de tamaño mucho mayor que los restantes, sin suceso principal. Los sismos que lo constituyen raramente son muy grandes y se presentan en zonas donde la corteza terrestre puede alcanzar altas temperaturas, como las volcánicas, geotérmicas y de creación de nueva corteza terrestre.

3.3. ESTRUCTURA DE LA TIERRA.

En la figura 2 se muestra cómo está constituido internamente nuestro planeta. La capa exterior se llama corteza, su espesor varía entre 12 y 60 km, las rocas que la forman, principalmente, están compuestas por sílice y aluminio por lo que también se le denomina "sial". En la corteza podemos distinguir dos capas: la corteza oceánica (fondo de los mares) cuyas rocas son basaltos y la corteza continental (continentes) que es primordialmente granítica. Al cambio entre estas dos capas se le conoce como discontinuidad de Conrad, la cual se encuentra alrededor de los 27 km de profundidad.

Bajo la corteza se encuentra el manto, que llega hasta los 2,900 km de profundidad, está compuesto principalmente por

silicatos de magnesio por lo que también se le denomina "sima". A la frontera entre la corteza y el manto se le conoce como discontinuidad de Mohorovicic o Moho en honor del científico yugoslavo que la descubrió en 1909. La astenósfera es una parte del manto que está situada entre los 100 y 250 km de profundidad, se encuentra cercana al punto de fusión, y se comporta como un líquido para escalas de tiempo geológicas; a ésta también le nombran "capa de baja velocidad", porque a través de ella las ondas sísmicas se transmiten a una velocidad relativamente menor.

En seguida del manto, separado por la discontinuidad de Gutenberg, hasta los 4,980 km de profundidad, se encuentra el núcleo externo. Este se supone compuesto de hierro-níquel y se sabe que es líquido porque no transmite las ondas de cortante. Debajo del núcleo externo, separado de éste por la discontinuidad de Lehman, y en el centro de la Tierra (hasta los 6,370 km de profundidad) se encuentra el núcleo interno, que a pesar de tener temperaturas del orden de los 4,000 C es sólido, y se cree que está constituido por compuestos de hierro.

Al núcleo se le denomina "nife", porque en él existen, principalmente, hierro y níquel.

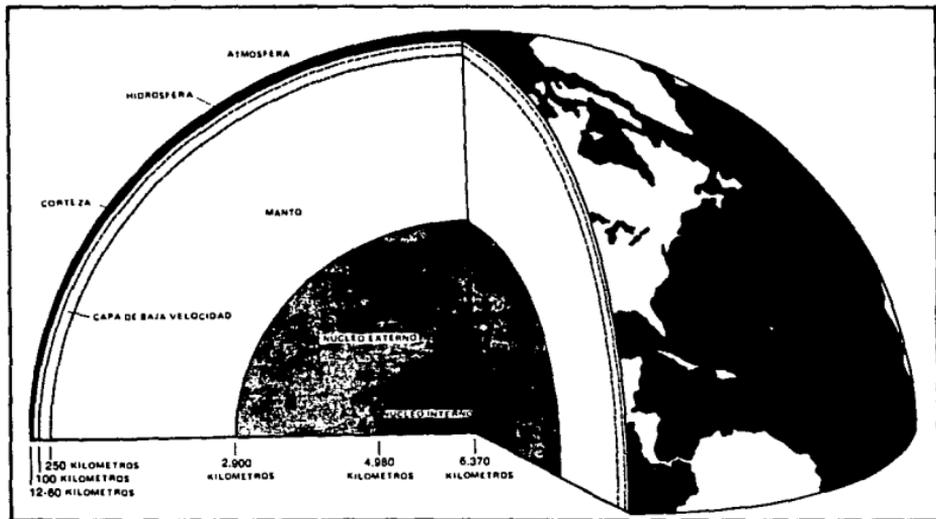


Figura 2. Estructura de la Tierra.

(ref. 24).

3.4. DERIVA CONTINENTAL Y TECTONICA DE PLACAS.

Como ya se mencionó; los sismos más importantes son los tectónicos, a continuación veremos cómo y dónde se producen los enormes esfuerzos que los causan.

La figura 3 muestra la distribución de la actividad sísmica en la superficie de la Tierra; como se puede observar, los sismos se encuentran concentrados a lo largo de líneas o bandas. Si moviéramos Africa y Suramérica de manera que coincidiera con la línea indicada por la sismicidad en el Atlántico Sur, sus costas calzarían casi perfectamente. Este ajuste de las costas ocurre también en otros lugares del mundo. Los estudios hechos en estas costas revelan continuidad de formaciones geológicas y parentesco de especies animales y vegetales de un continente a otro.

En 1920, el austriaco Alfred Wegener expuso la teoría de la Deriva Continental, según la cual los actuales continentes provienen de un continente único llamado Pangea. A semejanza de los icebergs, los continentes debían flotar en una masa de mayor densidad, desplazándose. Wegener no pudo explicar el por qué se movían y por esta razón su teoría no fue aceptada.

Actualmente, la teoría aceptada mundialmente es la de Tectónica de Placas. La idea básica es que la litósfera (formada

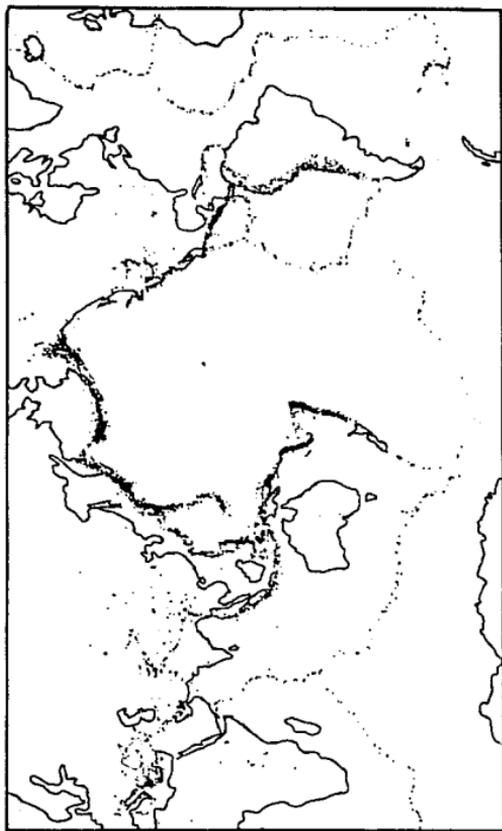


Figura 3. Distribución de la actividad sísmica en la superficie terrestre.

por la corteza y la parte superior del manto) está constituida por varios bloques amplios y bastante estables llamados placas. Cada placa se mueve horizontalmente en relación a las placas vecinas sobre una capa de rocas más viscosas que se encuentran inmediatamente debajo. Este movimiento puede ser de tres formas: frontal (choque o subducción de dos placas); lateral (se mueven a lo largo de un plano pero en direcciones opuestas) y distensivo (se separan en sentido transversal al plano que las delimita). La figura 4 muestra la distribución geográfica de las principales placas y la figura 5 indica las direcciones en que se mueven.

El choque de las placas provoca la formación de montañas como el Himalaya o los Andes. La separación origina grandes fracturas (llamadas rift) por las cuales puede ascender material caliente del manto que se solidifica y forma una nueva corteza de tipo oceánico. El magma que asciende forma una cordillera submarina (dorsales oceánicas) formada por una cresta de dispersión.

En las dorsales oceánicas se crea nueva corteza. En las fosas o trincheras oceánicas la antigua corteza es consumida, en éstas, el fondo del mar se introduce bajo un continente regresando al manto. Este proceso es conocido como subducción.

Existe generalmente una gran cantidad de sismos a lo largo de la zona donde ocurre la subducción. La zona definida por

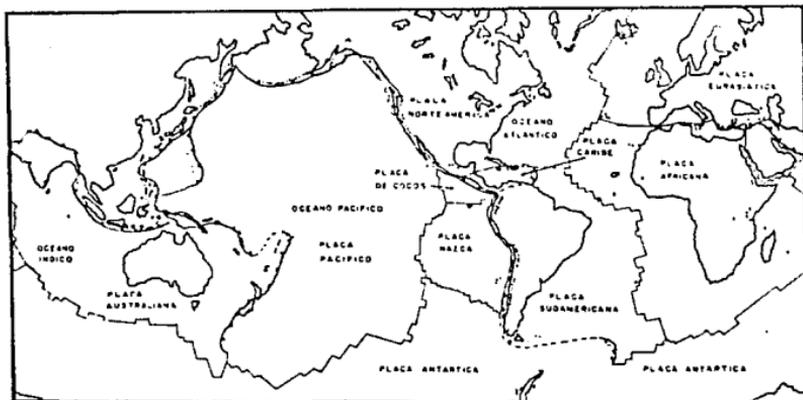


Figura 4. Distribución geográfica de las principales placas.
(ref. 11).

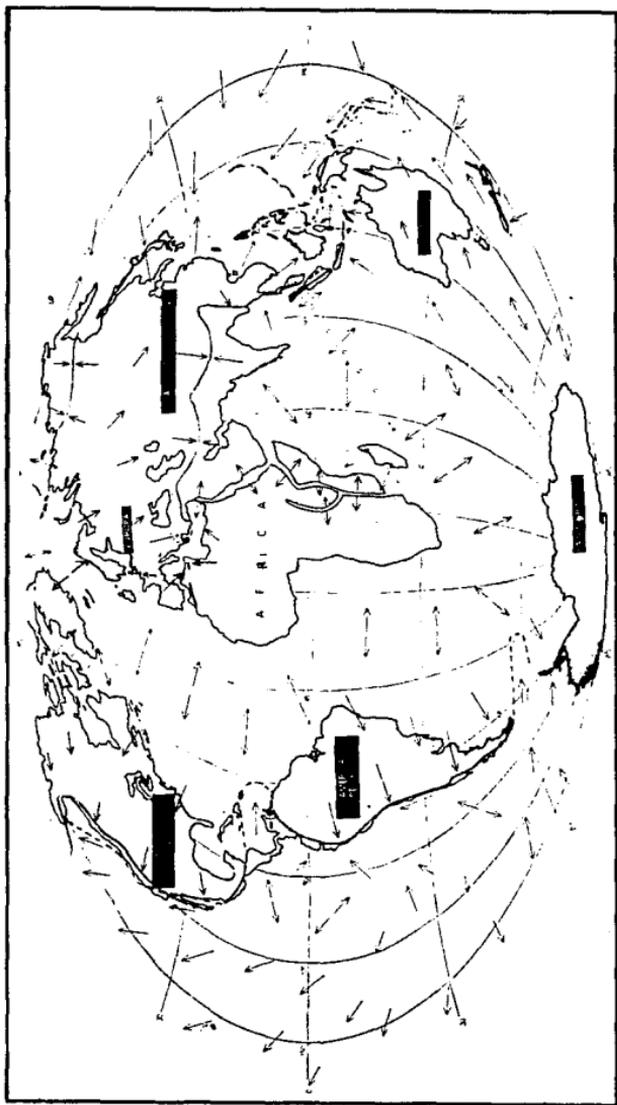


Figura 5. Movimiento de las placas tectónicas. (ref. 24).

esos sismos es llamada zona de Benioff.

Todo el rededor del Océano Pacífico está formado por zonas de subducción de placas oceánicas bajo placas continentales. Por esta razón se explica el llamado "cinturón de fuego" cadena de volcanes y zonas de alta sismicidad que bordean a dicho océano. En este cinturón se genera el 90% de la energía sísmica del planeta.

Una falla lateral o transcurrente que separa zonas de subducción o dispersión se llama falla transformada. Fig. 6

De acuerdo con estas teorías se han hecho estudios que muestran cómo ha evolucionado la disposición de los continentes.

Hace unos 200 millones de años, a finales de la era primaria o paleozoica, las masas continentales constituían un sólo continente denominado Pangea, rodeado por un gran océano, Panthalasa. Fig. 7

Al final del Triásico, hace unos 180 millones de años, se distinguían dos conjuntos continentales: uno septentrional, Laurasia, que comprendía los actuales América del Norte, Europa y la mayor parte de Asia; y otro meridional, Gondwana, que incluía América del Sur, Africa, Arabia, India, Australia, Nueva Zelanda y la Antártida. Entre ambos conjuntos se desarrolló una amplia

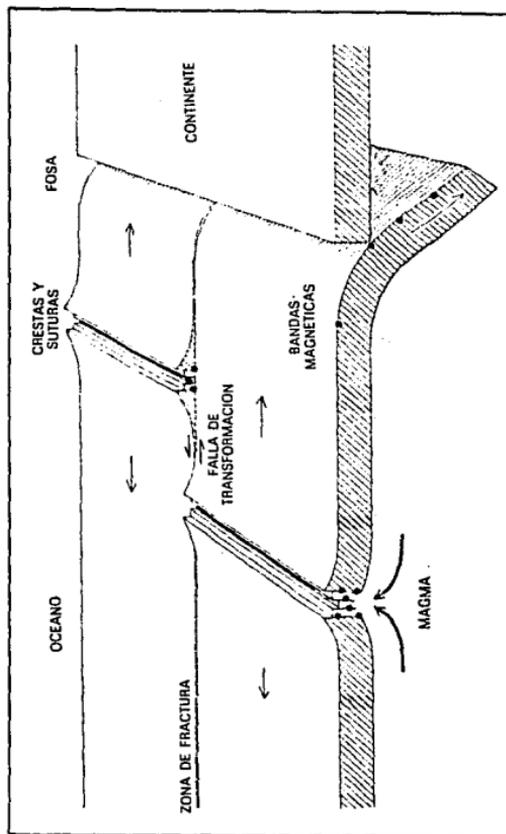


Figura 5. Falla transformada. (ref. 24).

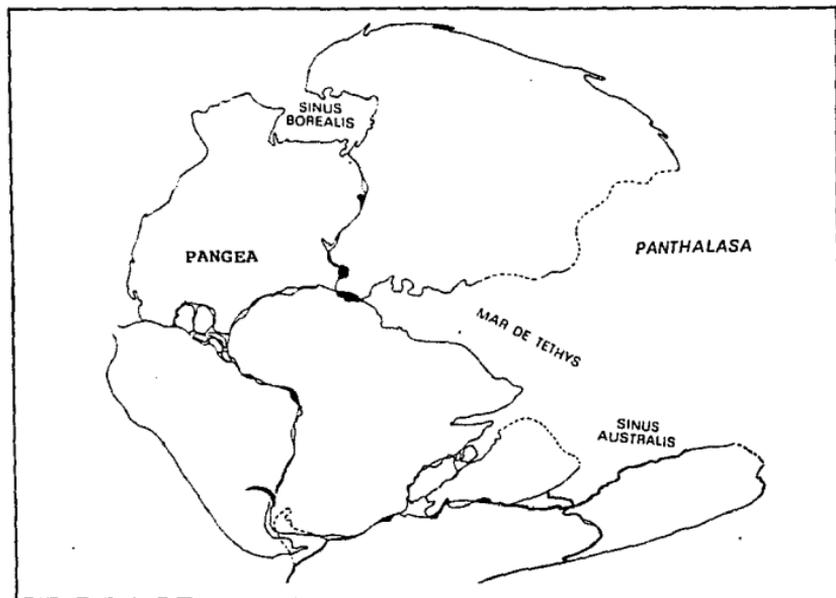


Fig. 7. La Tierra hace 200 millones de años. (ref. 24).

zona oceánica, el mar de Tethys, que es el antecedente del mar Mediterráneo. La fragmentación de la Gondwana se inició al final del Triásico debido a la formación de un conjunto de rift en forma de Y, que determinaron la separación de la India, Australia y la Antártida del conjunto formado por América del Sur y África. Fig. 8

A finales del Jurásico, hace 135 millones de años, se inició la formación del Atlántico Norte y el Océano Indico se desarrolló notablemente. Fig. 9a.

Hace 65 millones de años, al final del período Cretácico, se ensancha el Atlántico Sur. También en este período continuó la expansión del Atlántico Norte. Fig. 9b.

Durante la era cenozoica se produjeron los últimos acontecimientos que configuraron la actual disposición y distribución de los continentes: se unieron las dos Américas mediante el istmo de Panamá; la India siguió desplazándose hacia el norte hasta chocar con Asia; por último Australia se separó de la Antártida e inició su desplazamiento hacia el norte hasta alcanzar la posición que ocupa actualmente. Fig. 10

La actividad tectónica no se ha detenido, y por este motivo se espera que la situación actual de los continentes se siga modificando con el paso del tiempo.

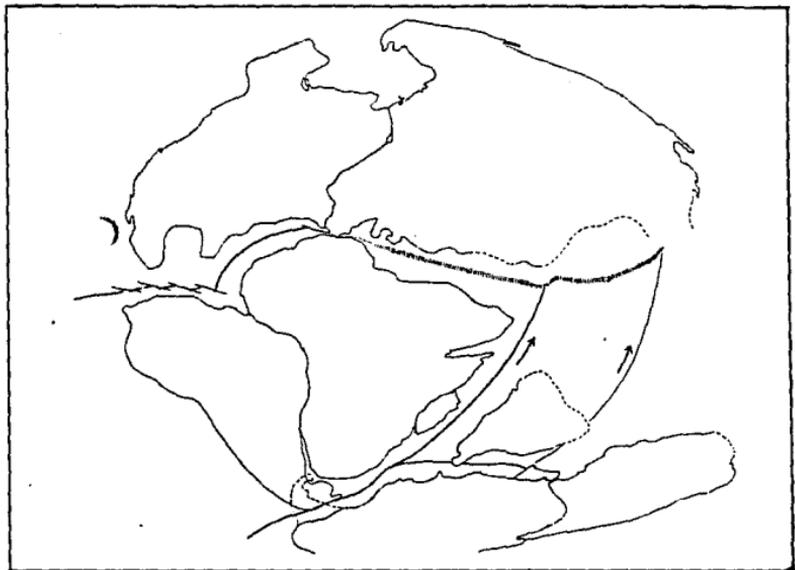


Fig. 8. La Tierra hace unos 180 millones de años.
(ref. 24).

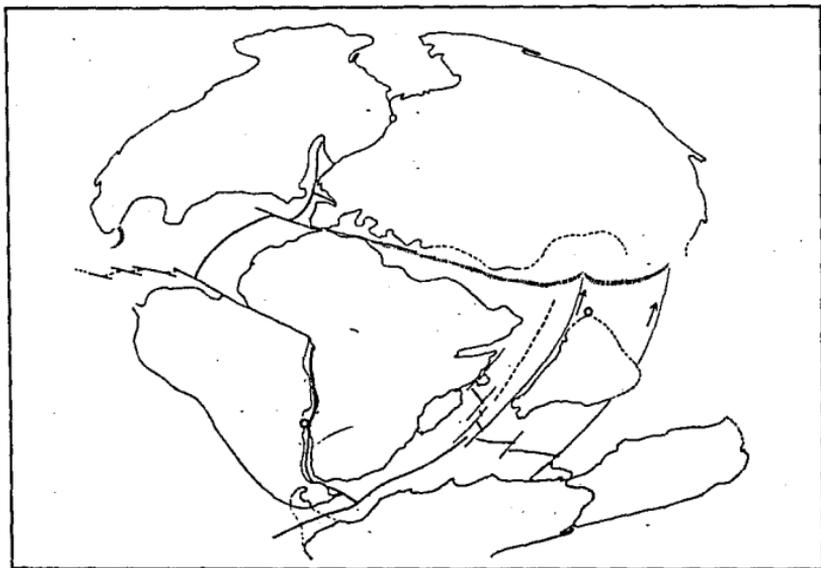


Fig. 9a. A finales del Jurásico hace 135 millones de años.
(ref. 24).

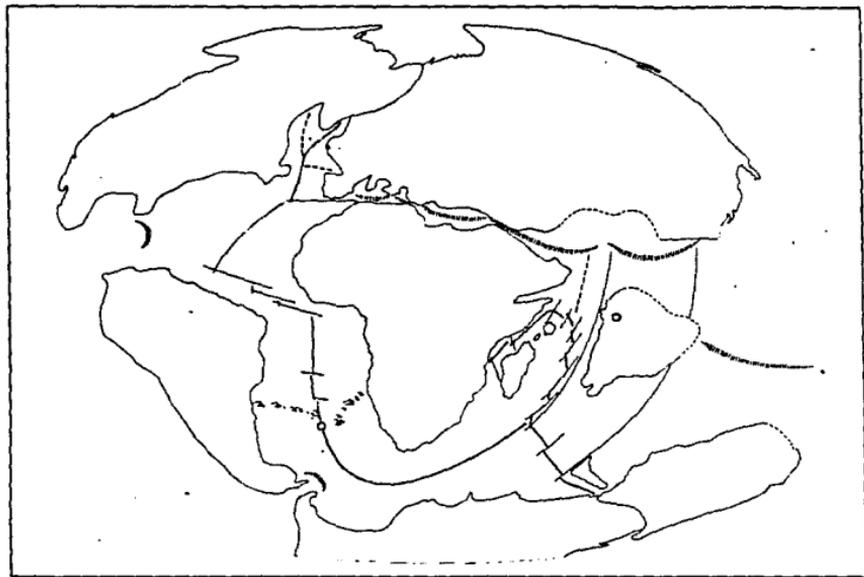


Fig. 9b. Hace 65 millones de años, final del Cretácico.
(ref. 24).

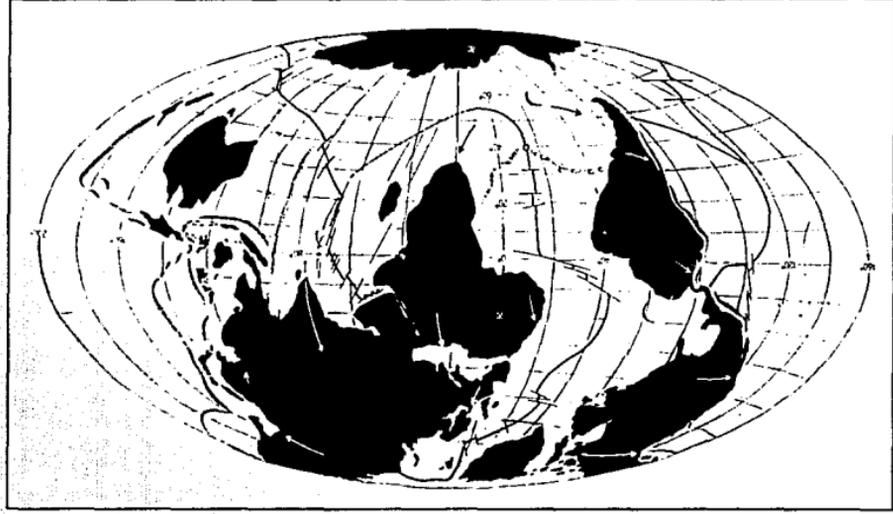


Figura 10. Posición actual de los continentes. (ref. 24).

3.4.1. Accidentes tectónicos en la vecindad del territorio mexicano.

México, incluyendo su mar territorial, está repartido entre cuatro placas: la de Norteamérica, que va desde México hasta el Artico; la del Pacífico que incluye parte de México y Estados Unidos así como casi todo el Pacífico del Norte; la de Cocos que ocupa una porción del Océano Pacífico, frente a las costas de México y Centroamérica, y se extiende al sureste hasta Costa Rica; y la pequeña placa de la Riviera, que se encuentra en la boca del Golfo de California. Fig. 11.

Nuestro país está dentro del Cinturón de Fuego o Cinturón Circunpacífico, y es sacudido frecuentemente por fuertes sismos, causados por la penetración de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, frente a las costas de Chiapas, Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco. Se tienen también problemas sísmicos causados por el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y la Norteamericana, a lo largo de la falla de San Andrés.

Otras causas de los sismos que afectan a la República Mexicana son: los desplazamientos relativos entre las placas de Norteamérica y del Caribe, a lo largo de la falla del Gran Caimán, y los movimientos que se producen en el Eje Volcánico y las fallas de Clarión y Zacamboxo.

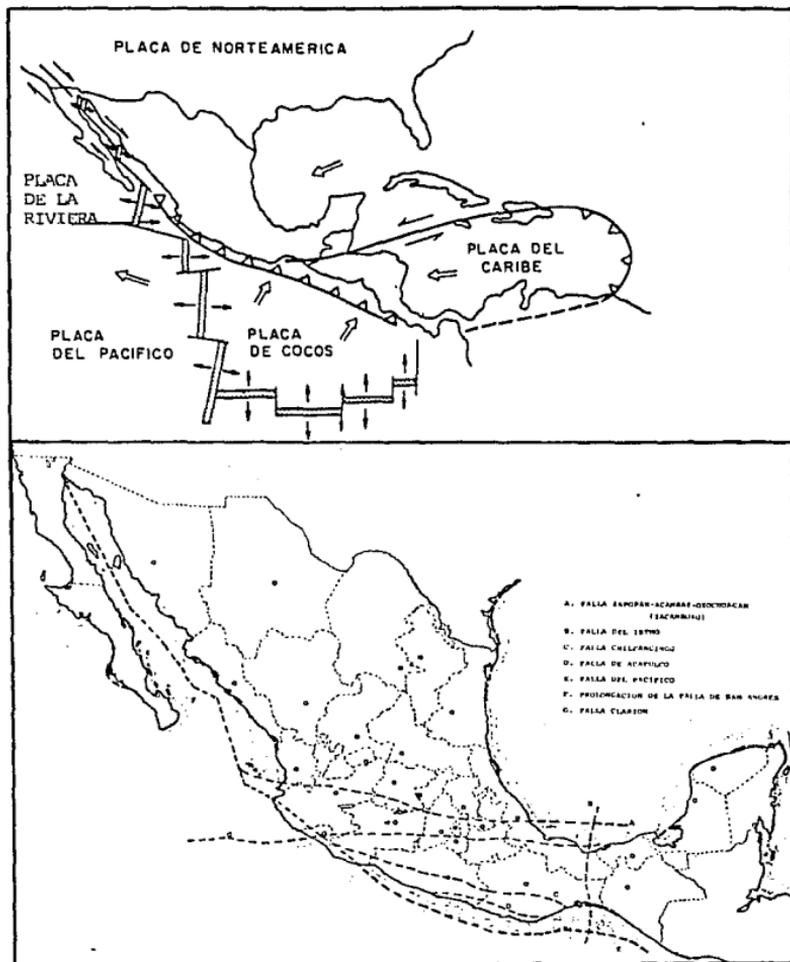


Figura 11. Accidentes tectónicos en la vecindad del territorio mexicano. (referencias 9 y 13).

3.4.2. Zonificación.

Determinar en un país o una región las zonas de alto y bajo riesgo sísmico según las condiciones locales que afectarían a una construcción tipo, se llama zonificación, es de gran utilidad para la elaboración y aplicación de normas de construcción.

La zonificación se realiza a través de estudios geológicos (cercanía a fallas activas, peligro sísmico en ellas, efectos de la estructura local del suelo, etc.), estadísticos y probabilísticos.

En base a estos estudios se ha definido la zonificación de nuestro país (Fig. 12), constituyéndola cuatro zonas:

- A) Zona asísmica, Noreste del país (Monterrey, Tuxpan, San Luis Potosí, Durango, Chihuahua, Cd. Juárez) y la Península de Yucatán;

- B) Zona penisísmica, Península de Baja California, Pacífico Norte (Hermosillo, Culiacán, Tepic), Altiplano y Golfo Sur (Veracruz), en ésta también se encuentra la zona metropolitana de la Ciudad de México, sin embargo, las características del subsuelo la hacen tener un alto riesgo sísmico y constituirse en una zona especial;



Figura 12. Zonificación de la República Mexicana. (ref. 19).

- C) Zona sísmica, Sierra Madre del Sur (Cd. Guzmán, Iguala, Oaxaca, Tuxtla Gutiérrez) y el Valle de Mexicali;

- D) Zona hipersísmica, Costera del Pacífico Sur (Acapulco, Puerto Vallarta, Manzanillo, Lázaro Cárdenas, Salina Cruz, Tapachula).

3.5. ONDAS SISMICAS.

Si comparamos la extensión de la fuente sísmica con el área en que se manifiesta en la superficie un sismo, vemos que esta última es muy grande en relación con la primera; ésto supone la liberación de energía que emana de la fuente y la cual se propaga en forma de ondas sísmicas.

3.5.1. Tipos de ondas sísmicas.

Las ondas producidas por un sismo pueden viajar por el interior de la Tierra (ondas de cuerpo), o por la superficie (ondas superficiales).

3.5.1.1. Ondas de cuerpo.

Las ondas de cuerpo pueden ser de dos tipos: ondas primarias (ondas P) y, secundarias (ondas S).

Ondas P. Provocan en las partículas, movimientos en el

mismo sentido de la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio. Estas ondas P, como las ondas sonoras, son capaces de viajar a través tanto de rocas sólidas, como de materiales líquidos, tales como magma volcánico o el agua de los océanos.

La forma en que se propagan este tipo de ondas se puede visualizar mejor si pensamos en un resorte como el que se muestra en la figura 13. Si comprimimos un extremo del resorte y luego lo soltamos, el material comprimido se extiende en la dirección que indica la flecha, comprimiendo el material que está junto a él. En la figura; v es la velocidad con que se propaga la onda a lo largo del resorte; C indica compresión; D , dilatación; y d , las direcciones del desplazamiento de las partículas del resorte.

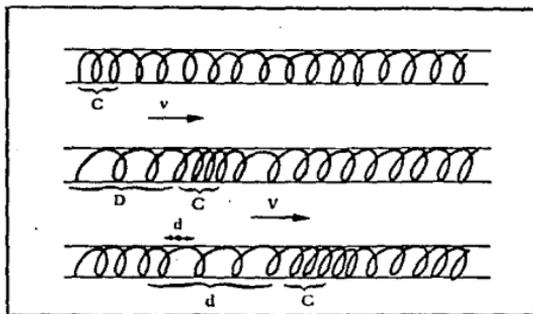


Figura 13. Onda de compresión propagándose a lo largo de un resorte. (ref. 20).

Esta es la más veloz de todas las ondas sísmicas (más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas.

Ondas S. Son aquellas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, produciendo en el terreno esfuerzos cortantes. Ya que los líquidos no soportan estos esfuerzos, las ondas S no se propagan en ellos. Para poder visualizarlas podemos pensar en las ondas que viajan por una cuerda tensa (fig. 14) si movemos uno de sus extremos perpendicularmente a ella. Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas pequeñas, jalando a sus vecinos; de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda (indicada por la flecha grande) perpendicularmente en la dirección del desplazamiento de cada pedazo de cuerda.

Las ondas S son más lentas que las P; su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, V_p , dividida entre $\sqrt{3}$ ($V_s = V_p/\sqrt{3}$). Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P, y se siente más fuerte que ésta. Por generar esfuerzos cortantes, este tipo de ondas es responsable de los daños en las estructuras.

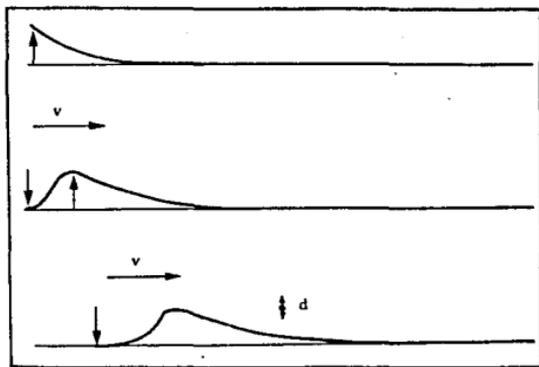


Figura 14. Onda de cortante propagándose.
(ref. 20).

3.5.1.2. Ondas superficiales.

Las ondas superficiales pueden dividirse en dos tipos: Rayleigh (ondas R) y Love (ondas L).

Ondas R. Al paso de este tipo de ondas, el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno se da en forma de elipse retrógrada. Fig. 15.

Ondas L. Su movimiento es similar al de las ondas S pero no tienen desplazamiento vertical; mueve el suelo de lado a lado en un plano horizontal paralelo a la superficie de la Tierra, perpendicular a la dirección de propagación. Fig. 16.

Las ondas superficiales viajan más despacio que las ondas de cuerpo, y de ellas las más lentas son las ondas Rayleigh. Ref. 4.

3.5.2. Localización de epicentros.

Como ya vimos la velocidad entre ondas P y S no es igual, y por tanto el tiempo de arribo a las estaciones sismológicas, donde serán registradas, será diferente. Esta diferencia nos permite determinar el epicentro.

Por ejemplo; suponiendo que el intervalo de arribo entre las ondas P y S es de 21 segundos, y utilizando los valores de velocidad $V_p = 8.5$ km/s y $V_s = 5$ km/s, calcular la distancia del

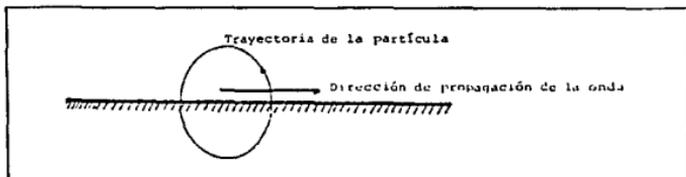


Figura 15. Onda Rayleigh. (ref. 11).

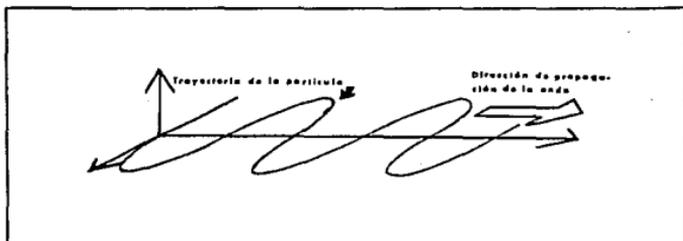


Figura 16. Onda Love. (ref. 11).

epicentro.

Podemos calcular la distancia con la siguiente expresión

$$d = V \cdot t$$

para las ondas P quedaría

$$d = V_P \cdot t$$

y como las ondas S llegan 21 segundos después, para éstas

$$d = V_S (t + 21)$$

como la distancia recorrida por las ondas P y S es la misma, podemos igualar estas dos expresiones

$$V_P \cdot t = V_S (t + 21)$$

sustituyendo los valores de velocidad quedaría

$$8.5 t = 5(t + 21)$$

de donde

$$t = 30 \text{ seg}$$

y finalmente

$$d = V_P \cdot t = 8.5(30) = 255 \text{ km}$$

Una estación puede proporcionar la distancia al epicentro pero no su dirección, de manera que es necesario contar con un mínimo de tres estaciones sismológicas para poder estimar la ubicación del epicentro (Fig. 17).

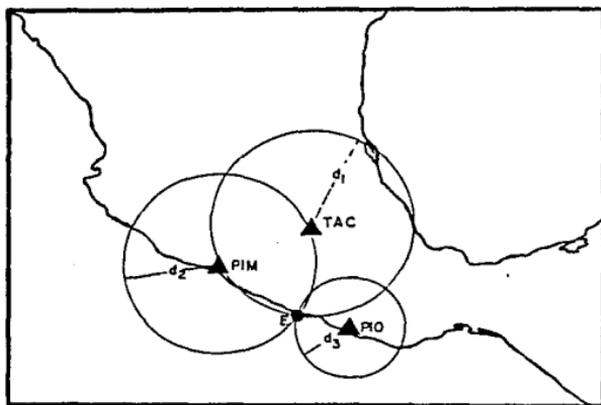


Figura 17. Localización de un epicentro a través de tres estaciones sismológicas. (ref. 26).

3.5.3. Ondas complejas.

Cuando una onda de cuerpo incide en una discontinuidad se refleja o se refracta, y puede cambiar de naturaleza. Así, una onda P o S al encontrar una discontinuidad puede dar lugar a ondas P y S.

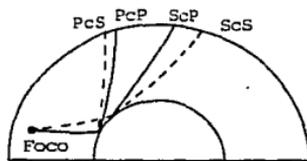
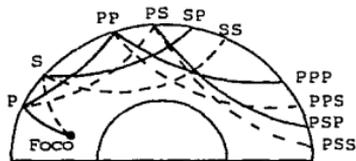
En la figura 18 se indican las diferentes direcciones que tomarían las ondas engendradas en un foco, situado en la superficie terrestre. La trayectoria de las ondas P se dibuja con línea continua, mientras que las punteadas representan la propagación de ondas S.

Las ondas que viajan directamente hasta alcanzar algún punto de la superficie se denotan simplemente por P o S.

Las ondas que tienen una trayectoria quebrada se representan por combinaciones de letras, las cuales indican la forma de propagación a lo largo de distintos tramos.

Las ondas, que se reflejan en la superficie, se distinguen agregando el símbolo correspondiente a la forma en que se propagó después de rebotar. Estas pueden alcanzar cualquier punto de la superficie terrestre, pero su amplitud decae rápidamente, por lo que no es común observar un gran número de reflexiones.

Una *c* minúscula (núcleo = core, en inglés), colocada entre las letras, indica que la onda fue reflejada en el núcleo. Las ondas que penetran en el núcleo (únicamente ondas P) se representan por *k* (núcleo = kern, en alemán); por ejemplo una onda P que llegue al núcleo, se propague por su interior y sale de él como S, la denominaremos *PkS*.



— Ondas P
 - - - Ondas S

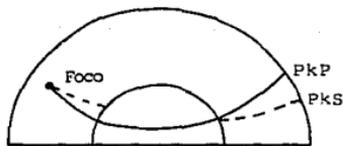


Figura 18. Ondas Complejas.

I N S T R U M E N T A C I O N S I S M I C A

4.1. INSTRUMENTOS DE MEDICION.

Los instrumentos para medición de sismos tienen una gran importancia para el diseño y construcción de obras civiles, ya que proporcionan los datos indispensables para el estudio del comportamiento dinámico de suelos y estructuras, y para la formulación de criterios de diseño sísmico.

La necesidad de estudiar el movimiento que produce un sismo, ha hecho que el hombre diseñara diversos artefactos. Los primeros que se inventaron fueron los sismoscopios, estos instrumentos no daban la historia completa durante el sismo, sino simplemente la dirección del primer impulso.

El sismoscopio más antiguo fue un instrumento inventado

por el sabio chino Chan Heng, también conocido con el nombre de Choko, alrededor del año 132 d.C., y fue instalado en la entonces capital de China. Este instrumento consistía en un cuerpo esférico, el cual tenía pegadas, a igual altura, ocho cabezas de dragón, con una bola en cada una de sus bocas. Al producirse el sismo, alguno de los dragones soltaba la bola, ésta caía en la boca de la rana que estaba debajo, marcando la dirección de donde procedía el sismo (Fig. 19).

En 1703 De Haute-Feuille presenta su sismoscopio. Estaba formado por un vaso esférico invertido, con su casquete superior ahuecado a modo de plato, en el que se depositaba mercurio. Tenía ocho canales labrados sobre la esfera, por éstos, en caso de un sismo, el mercurio se derramaba y caía en ocho vasos. La cantidad de mercurio derramada, daba la idea de la intensidad del terremoto, Fig. 20.

En Lisboa un aparato análogo fue instalado por Chandler en 1742, la diferencia radicaba en que en lugar de mercurio él utilizó agua.

Los primeros en utilizar un péndulo para registrar los movimientos sísmicos, fueron los italianos Travacini y Bina. Emplearon un péndulo de gran masa colgando de un hilo muy largo. En el extremo libre de la masa una aguja se encargaba de registrar, sobre una capa de arena, la amplitud y dirección de

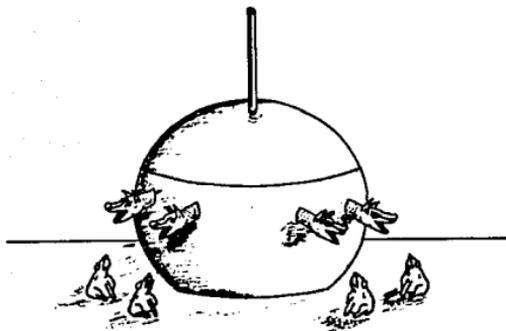


Figura 19. Sismoscopio chino de Chang Heng (Choko).



Figura 20. Sismoscopio ideado por De Haute Feuille.

los movimientos del terreno en relación con la posición de la masa del péndulo. En 1885 Kreil consiguió registrar el movimiento en una banda fijada sobre un cilindro giratorio, Fig. 21.

El progreso tecnológico ha permitido construir aparatos denominados sismógrafos, éstos tienen la capacidad de captar permanentemente registros continuos de movimientos del terreno. Sus gráficas o registros se llaman sismogramas.

Las leyes matemáticas que rigen el movimiento de los sismógrafos, fueron establecidas en 1898 por el geofísico Emil Wiechert, lo que permitió el perfeccionamiento de estos instrumentos y la posibilidad de investigar características mecánicas en los registros sismográficos. El mismo Wiechert, en 1900, desarrolló el péndulo invertido, Fig. 22. Estos instrumentos registran sobre papel ahumado y requieren de una masa de varias toneladas.

El sismógrafo de torsión, mucho más pequeño que el de Wiechert, fue perfeccionado por Wood y Anderson en 1922. Utiliza registro fotográfico y cabe en una plataforma de aproximadamente 30 cm de largo. Paralelamente, en la Unión Soviética, Nikiforov desarrolló un instrumento de torsión similar al de Wood y Anderson.

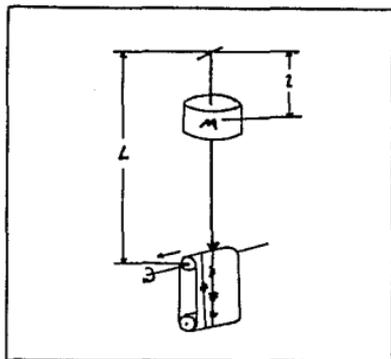


Figura 21. Péndulo con cilindro giratorio. (ref. 2).

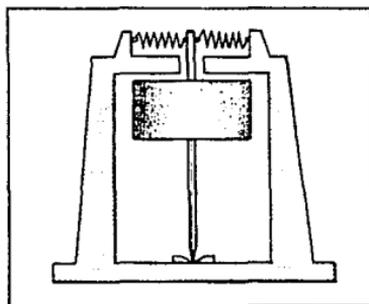


Figura 22. Péndulo invertido.

El primer sismógrafo electrónico efectivo, fue desarrollado por el físico ruso Boris Galitzin en 1906. Este tipo de instrumentos hacen que el movimiento de un péndulo genere una pequeña variación de corriente eléctrica, la cual al pasar a través de un galvanómetro sensitivo puede ser registrada fotográficamente. La introducción de dispositivos electrónicos, en los sismógrafos, motivó el diseño de equipos que aún se utilizan.

Los sismógrafos actuales están diseñados para registrar el movimiento, ocurrido durante un sismo, en una o tres direcciones. Son aparatos muy sensibles que captan y amplifican hasta 100,000 veces las vibraciones del terreno; debido a esto, están destinados a captar sismos de pequeña magnitud y movimientos originados a gran distancia del lugar donde se ubica la estación.

Estos instrumentos operan las 24 horas del día y pueden transmitir datos por telemetría a un centro de registro.

Su registro se utiliza para estudiar las características y mecanismos de generación de los temblores, estimar la distancia entre la estación y el epicentro, calcular la profundidad a la que se generó el sismo y determinar su tamaño.

Para fines de diseño de estructuras, investigar las

características de sismos de gran magnitud es lo que más interesa. Los instrumentos que se emplean para registrar movimientos fuertes son los acelerógrafos. Estos tienen la característica de ser más sensibles a los cambios de aceleración que a los cambios de desplazamiento del suelo durante los movimientos sísmicos. Su amplificación es del rango de 1 a 20, lo que les permite captar completo un sismo fuerte. Son capaces de registrar aceleraciones del suelo superiores a las de la gravedad.

Los acelerógrafos no registran continuamente, cuentan con un dispositivo especial de arranque que los acciona cuando las ondas del sismo alcanza cierta intensidad.

Su evolución ha sido considerable, los hay de registro fotográfico y digitales (figuras 23 y 24); los actuales capturan la información en memoria de estado sólido o en cinta magnética, lo que permite utilizar computadoras para agilizar el procesamiento de la información.

Estos instrumentos registran cambios de aceleración, en función del tiempo, en tres direcciones simultáneamente, norte-sur, este-oeste y vertical. Sus registros, acelerogramas, son de gran importancia para la ingeniería, ya que conociendo las aceleraciones del terreno se puede estimar las fuerzas de inercia que se generan en la base de las estructuras. Las

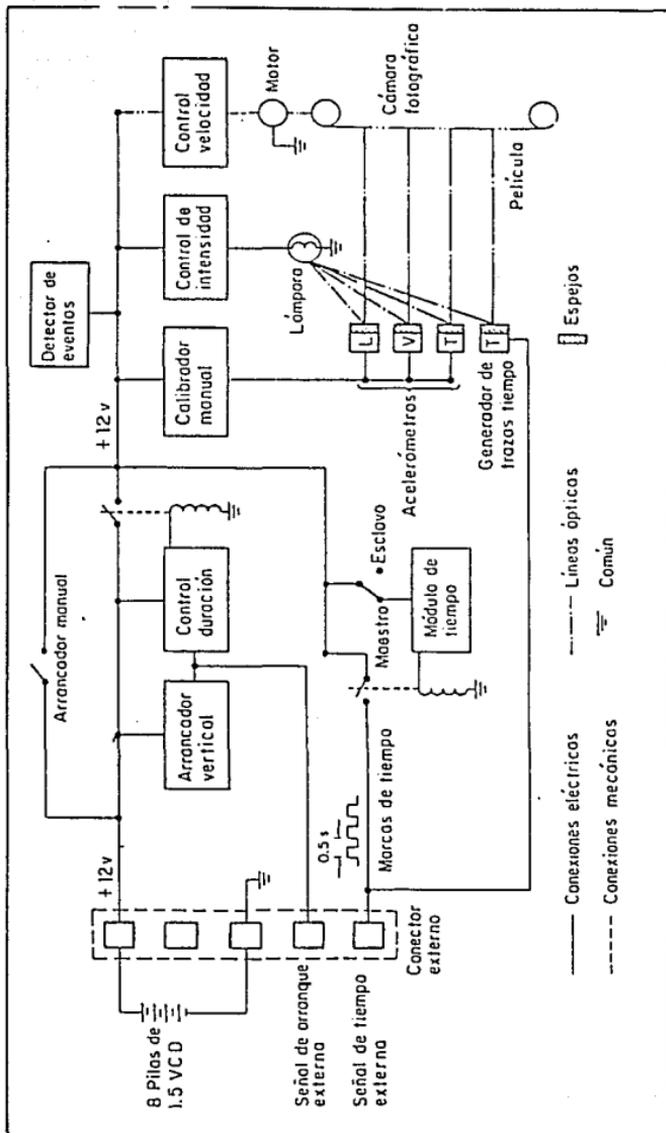


Figura 23. Diagrama simplificado de un acelerógrafo de registro fotográfico. (ref. 21).

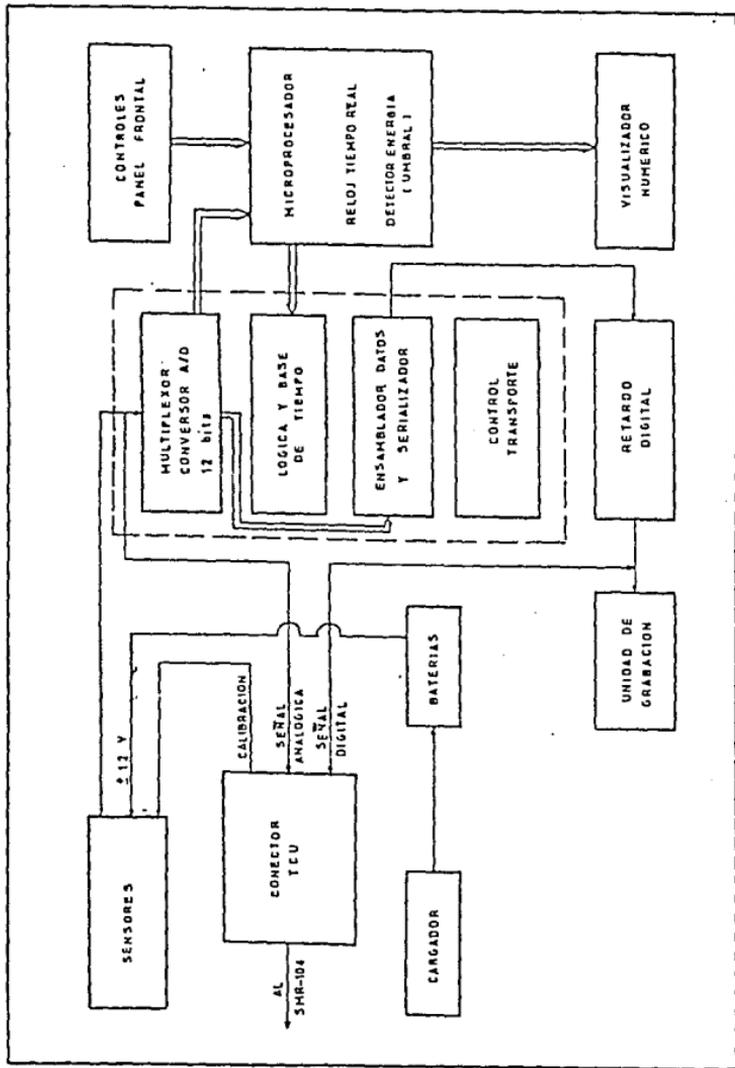
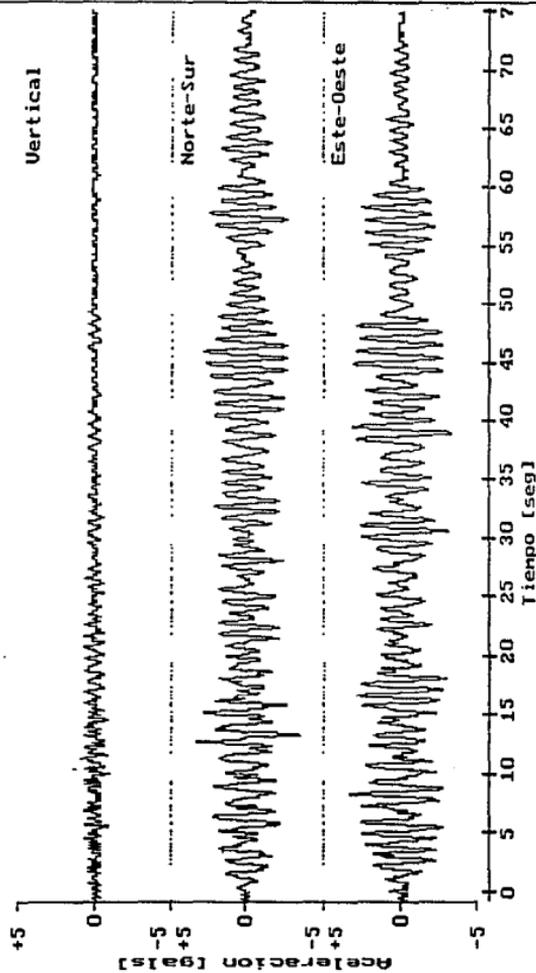


Figura 24. Diagrama simplificado de un acelerógrafo digital. (ref. 21).

CENTRO DE INSTRUMENTACION Y REGISTRO SISMICO, A.C.



Archivo:	54100017	Max (m/s ²)	Min (m/s ²)
Hora de inicio:	07:36:27 Local	Vertical: 0.00854	-0.01061
Fecha:	Abril 1, 1991	Norte - Sur: 0.03381	-0.03562
Estacion:	54	Este - Oeste: 0.03272	-0.03432
Nombre:	Parque J de Coyoacan	Maximo Absoluto:	3.56 gals (NS)
Ubicacion:	Dalias e Iris	Maximo Horizontal:	4.04 (modulo)

Registro obtenido por un acelerógrafo digital. (ref. 5).

aceleraciones son registradas en gals (1 gal = 1 cm/seg²)

4.2. INSTRUMENTACION SISMICA EN MEXICO.

La medición de los temblores por medio de instrumentos en nuestro país, se inicia en 1910, cuando el Gobierno de México establece una Red Sismológica (Servicio Sismológico Nacional) dependiente del Instituto Geológico Nacional, cuyo proyecto inicial contemplaba la instalación de 60 sismógrafos, de los cuales únicamente se instalaron 10 estaciones. Inicialmente, la Red estuvo constituida por la Estación Central de Tacubaya y las ubicadas en Oaxaca, Mazatlán y Mérida. El sismógrafo que se instaló en Tacubaya era del tipo Wiechert y tenía un peso de 17 toneladas.

Los primeros acelerógrafos fueron instalados en nuestro país después del sismo de 1957, que produjo muchos daños en la Ciudad de México.

La década de los 60's marca una nueva etapa en la instrumentación sísmica en México. En 1961 el Instituto de Ingeniería de la UNAM, instaló los primeros acelerógrafos que operaron en el país, ubicados en la Alameda Central y en CU.

En los 70's el Instituto de Ingeniería creó el Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX) con el propósito de obtener datos de la sismicidad de la cuenca del Valle de México. A finales de esta década comenzó a funcionar en el Instituto de Investigación de Matemáticas Aplicadas (IIMAS) de la UNAM, el proyecto Red Sísmica Mexicana de Apertura Continental (RESMAC), con el objeto de capturar información sísmica telemétrica en forma digital en una computadora central. Actualmente, las estaciones de RESMAC están a cargo del Instituto de Geofísica.

La constante actividad sísmica en las costas del Estado de Guerrero, determinó la instalación de la Red Acelerográfica de Guerrero, la cual comenzó a ponerse en operación en 1983 y para 1985 contaba con 20 estaciones. En la actualidad esta Red consta de 30 acelerógrafos (Fig. 25).

Al presentarse el terremoto de 1985 la Ciudad de México contaba con diez acelerógrafos; tres en CU, dos en la Central de Abastos, dos en Tláhuac, uno en la zona de Viveros Coyoacán, otro en el sismológico de Tacubaya y el último en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes.

Los sismos del 19 y 20 de septiembre de 1985, provocaron un auge en la instalación de instrumentos para registro de movimientos fuertes. La Red Acelerográfica de la Ciudad de

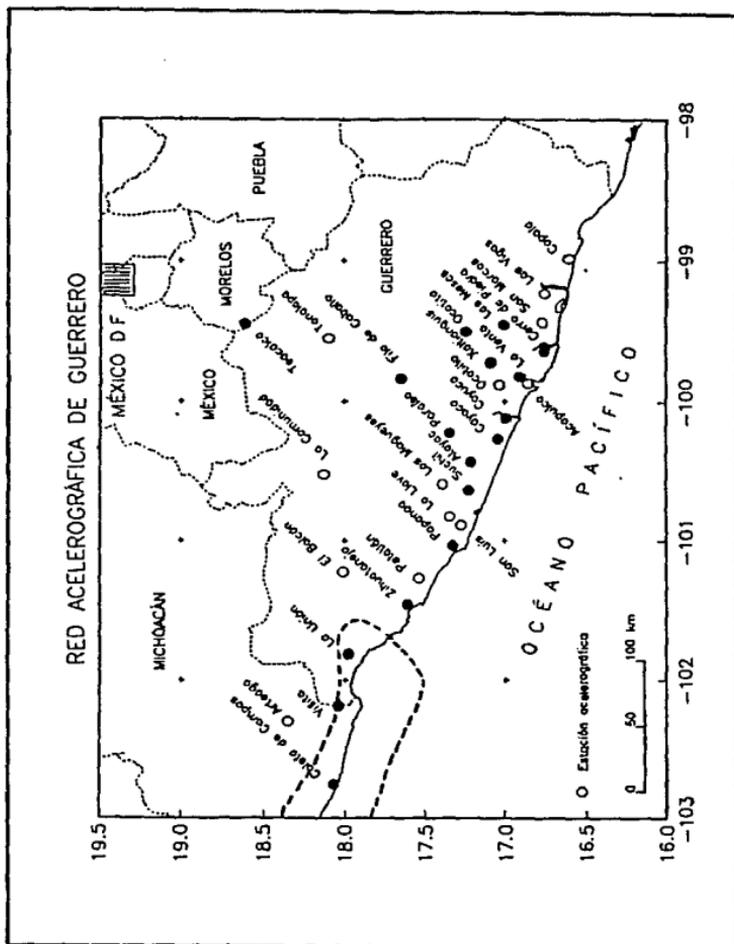


Figura 25. Red acelerográfica de Guerrero. (ref. 1).

México en la actualidad cuenta con más de cien aparatos, los cuales están bajo la supervisión del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) perteneciente a la Fundación Barros Sierra (Fig. 26), la Fundación ICA (Fig. 27), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (Fig. 28) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Fig. 29). Además del incremento de acelerógrafos en la Ciudad de México, el Instituto de Ingeniería ha puesto en operación una Red de Atenuación (Fig. 30) con el fin de estudiar el comportamiento que siguen las ondas sísmicas hasta llegar a esta ciudad.

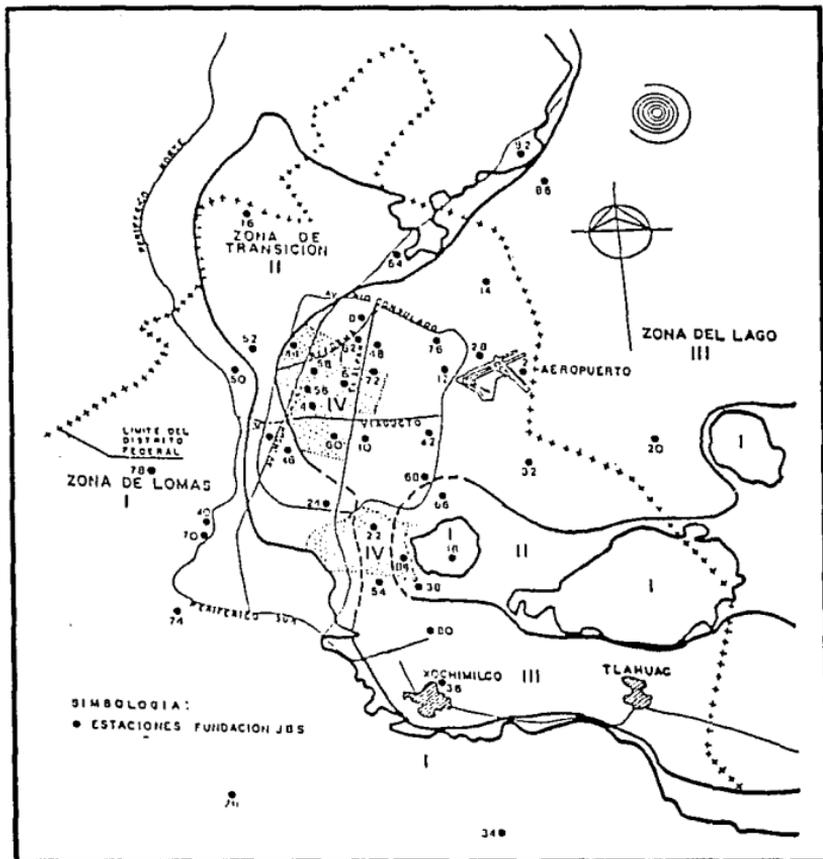


Figura 26. Acelerógrafos de la Fundación Javier Barros Sierra. (ref. 9).

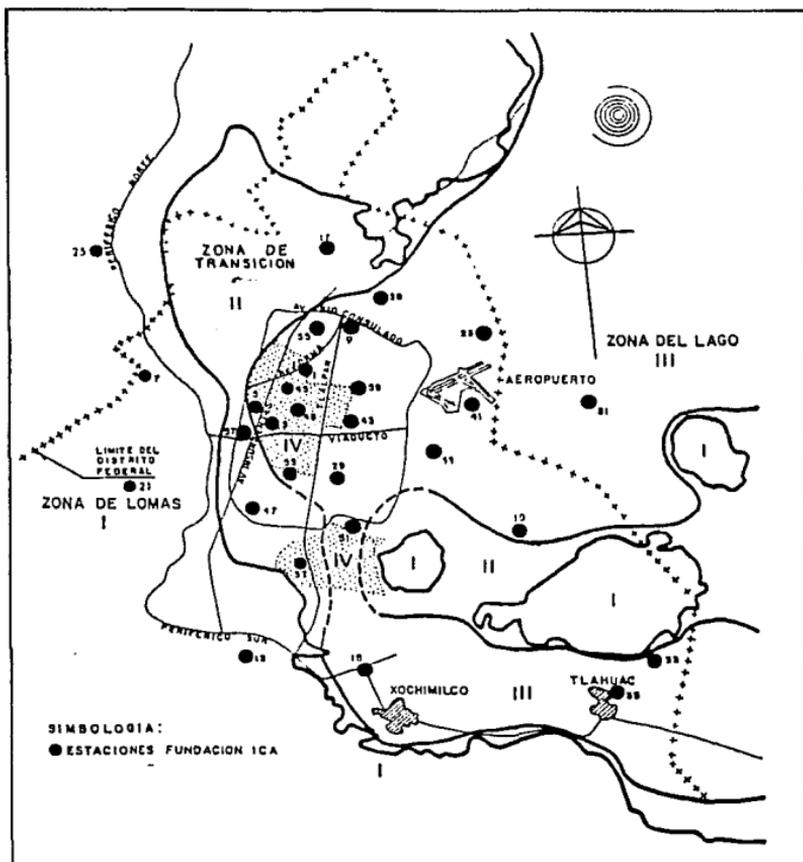


Figura 27. Estaciones acelerográficas de la Fundación ICA. (ref. 9).

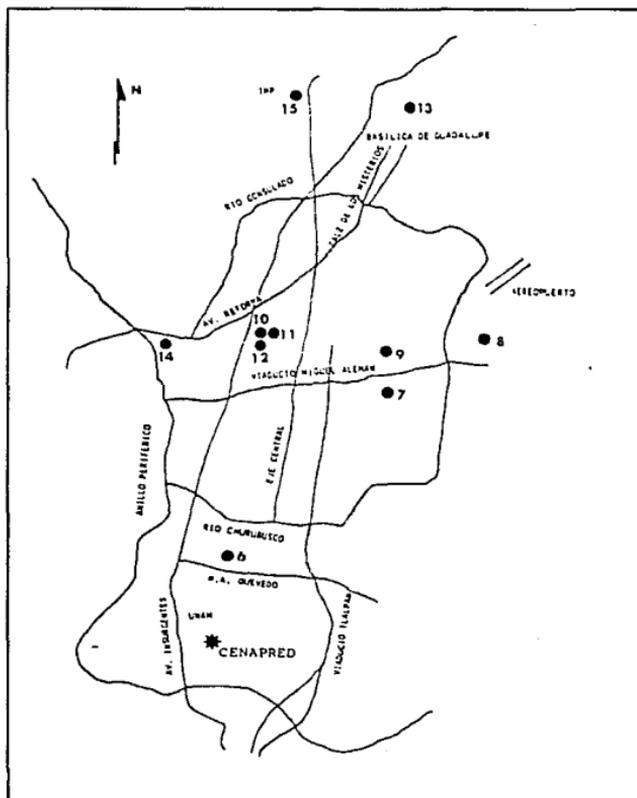


Figura 28. Acelerógrafos del CENAPRED. (ref. 25).

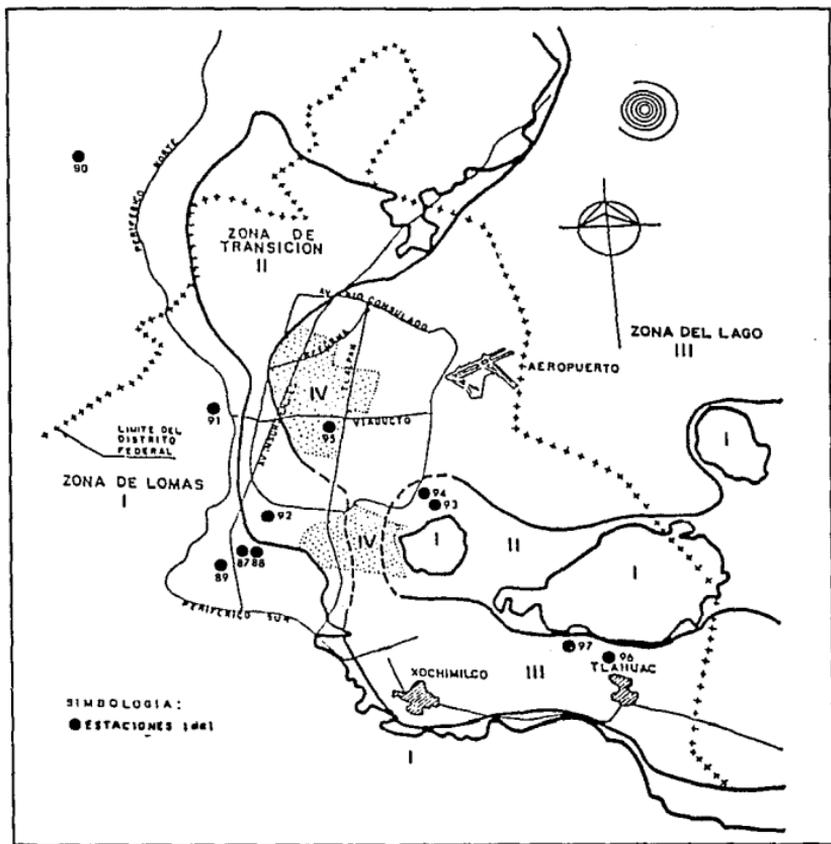


Figura 29. Estaciones acelerográficas del Instituto de Ingeniería de la UNAM. (ref. 9).

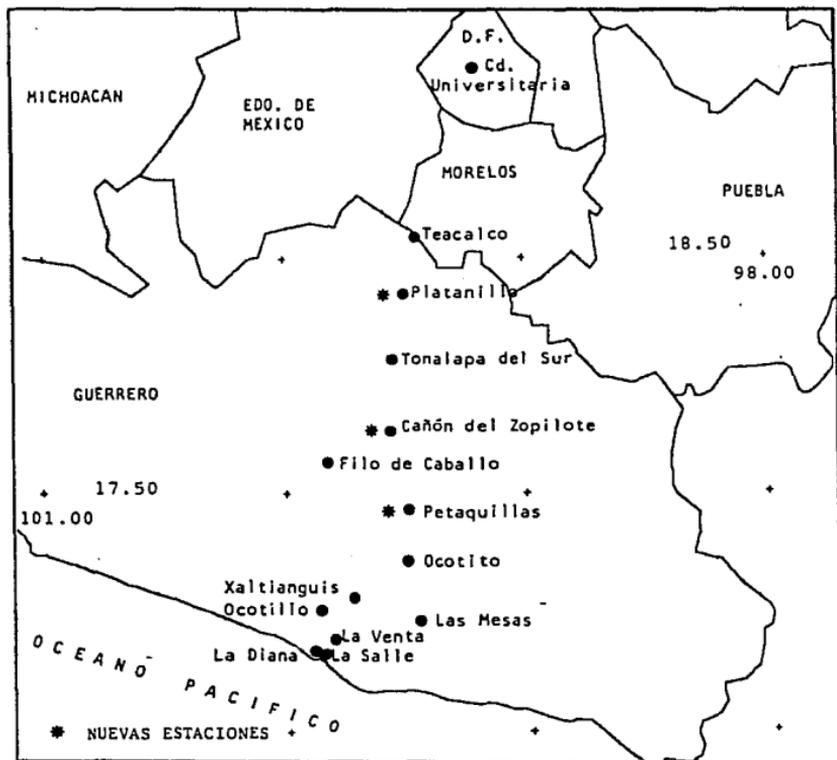


Figura 30. Localización de estaciones de la Red de Atenuación Acapulco-Cd. de México. (ref. 6).

C A P I T U L O V

I N T E N S I D A D Y M A G N I T U D D E T E R R E M O T O S

5. INTENSIDAD Y MAGNITUD DE TERREMOTOS.

Existen dos medidas principales para determinar el tamaño de un sismo: la intensidad y la magnitud, ambas expresadas en grados.

5.1. INTENSIDAD.

La intensidad es una medida de los efectos causados por un sismo en un lugar determinado de la superficie terrestre.

El grado de intensidad, para un sismo, puede variar de un lugar a otro, ya que ésta depende de la distancia al epicentro y de el tipo de suelo. Así, un sismo pequeño puede causar en un sitio cercano alarma y grandes daños, en cuyo caso se dice que

su intensidad es grande; y un sismo grande en un lugar lejano puede apenas ser sentido, en este caso la intensidad, en ese lugar, será pequeña.

Una de las primeras escalas la intensidad fue desarrollada por Rossi y Forel, en 1883, y constaba de 10 grados. En la actualidad se utilizan diferentes escalas en el mundo. Por ejemplo, la escala MSK (de 12 grados), propuesta en 1964 por Medvedev, Sponheuer y Karnik, se utiliza en la mayoría de los países de Europa; la escala JMA (de 7 grados) es la que se emplea en Japón.

La escala más común en América es la de Mercalli Modificada (MM), adaptada en 1931 por H. O. Wood y F. Neumann, con 12 grados representados por números romanos seguidos de MM. Un sismo de grado I sólo puede ser detectado con instrumentos, para el grado V corresponden sismos que ocasionan daños leves y el grado XII representa la destrucción total.

En la tabla de las páginas 89-93 se describe cada uno de los grados que componen la escala de intensidad de Mercalli Modificada. Se refiere a construcciones de mampostería, cuya calidad se especifica con las siguientes letras:

Construcción A: Buena calidad de mano de obra, mortero y diseño; reforzada, en especial lateralmente, utilizando acero o

concreto; diseñada para resistir fuerzas laterales.

Construcción B: Buena mano de obra y mortero; reforzada, pero no diseñada en detalle para resistir fuerzas laterales.

Construcción C: Mano de obra y mortero ordinarios, no extremadamente débiles, sin defectos en las uniones de esquinas, pero tampoco reforzada ni diseñada para soportar fuerzas horizontales.

Construcción D: Materiales débiles, como el adobe; mortero pobre; bajo estándar de mano de obra; débiles horizontalmente.

Es común representar en un mapa los efectos de un sismo mediante curvas, llamadas isosistas, que representan los lugares donde se sintió la misma intensidad. La figura 31 muestra el mapa isosístico del sismo del 19 de septiembre de 1985. Generalmente se observan las mayores intensidades cerca de la zona epicentral; aunque, a veces, pueden existir ciertos factores que ocasionen que un sismo cause mayores daños a distancias lejanas del epicentro, por ejemplo las condiciones particulares del terreno.

5.2. MAGNITUD.

La intensidad es una medida relativa que nos dá una idea

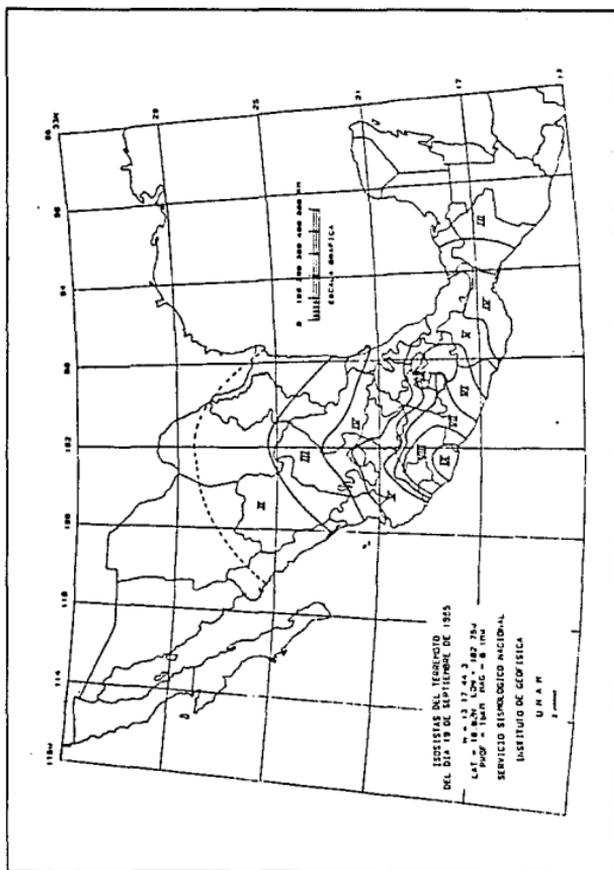


Figura 31. Mapa isosísmico del sismo del 19 de septiembre de 1925.
(ref. 26).

de la severidad con que se manifiestan los sismos en diversos sitios, pero no cuantifica la energía liberada en la fuente; con este último fin se desarrolló la escala de magnitud.

Una escala que cuantifica la energía liberada durante un sismo fue ideada en 1931 por el sismólogo japonés Wadati; él observó, al comparar los sismogramas de diferentes temblores, que la amplitud máxima de las ondas sísmicas registradas parecía proporcional a la dimensión del sismo. Tiempo después, en 1935, Charles Richter se encargó de desarrollar este concepto.

La magnitud de Richter o magnitud local, indicada usualmente por M_L , está definida como el logaritmo decimal de la máxima amplitud (A), en micras, registrada por un sismógrafo Wood-Anderson (con amplificación de 2800, período natural de 0.8 segundos y coeficiente de amortiguamiento del 80%), menos una corrección correspondiente al logaritmo de la amplitud (A_0) que debe tener, a esa distancia (epicentro-lugar de registro), un sismo de magnitud cero:

$$M_L = \log A - \log A_0$$

El temblor de magnitud cero se define como aquel que, teniendo su epicentro a 100 km de distancia, deja una traza de una micra en un sismógrafo Wood-Anderson.

La escala original de Richter tomaba las amplitudes

máximas de ondas superficiales de sismos ocurridos a distancias cortas. Posteriormente, su uso se extendió para calcular magnitudes a grandes distancias, utilizando las amplitudes máximas de ondas P (m_b) o de las ondas superficiales (M_s). El sismo del 19 de septiembre de 1985, por ejemplo, tuvo un valor de magnitud de 8.1 en la escala M_s .

La selección de la escala de magnitud más adecuada depende de la magnitud del sismo y de la distancia a la cual se encuentren las estaciones sismológicas. Sin embargo, suelen ocurrir confusiones de información ya que la magnitud ofrecida al público se da generalmente sin especificar qué tipo de escala se utilizó. Algunas veces se crean situaciones confusas, ya que se reportan diversos valores de magnitud para un mismo sismo. Esto resulta porque muchas veces M_L , m_b y M_s no tienen valores idénticos para un mismo sismo.

A partir de la magnitud es posible estimar la energía liberada por un sismo, para lo cual se han propuesto varias fórmulas con las que es posible calcularla. Gutenberg y Richter proponen la siguiente relación:

$$\log E = 11.4 + 1.5M$$

donde E es la energía (en ergios) y M la magnitud.

Un sismo de magnitud 3 liberaría una energía igual a

7.9×10^{15} ergios; uno de magnitud 4, 2.5×10^{17} ergios. Si comparamos ambas energías vemos que para igualar la energía de un temblor de magnitud 4 necesitaríamos aproximadamente 32 de magnitud 3. Y si quisiéramos alcanzar la energía provocada por un terremoto de magnitud 8 ($E = 2.5 \times 10^{23}$) se necesitarían alrededor de 32 millones de temblores de magnitud 3. De aquí podemos ver que la ocurrencia de sismos pequeños no sirve como válvula de escape para la energía de deformación que dará lugar a sismos grandes.

ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA

	Efectos en :		
Grado	Calificación	Personas	Cosas
I	Instrumental		Registrado sólo por sismógrafos.
II	Ligero	Sentido sólo por personas que se hallan en reposo, en edificios altos o en lugares que favorecen la percepción.	
III	Ligero	Sentido en el interior de las habitaciones puede no ser reconocido como sismo. La vibración es parecida al paso de un camión ligero. Es posible estimar su duración.	Objetos colgantes se balancean.
IV	Moderado	Sentido por todos en el interior de las habitaciones. Vibración semejante al paso de camiones pesados o sensación como si una pelota pesada golpeará las paredes.	Oscilación de objetos colgantes, crujidos de paredes, tintineo de cristales y vajillas. Ligeras oscilaciones de algunos coches parados.

Efectos en:			
Grado	Calificación	Personas	Cosas
V	Regular	Es sentido fuera de las casas; puede estimarse su dirección. Las personas dormidas despiertan.	Los líquidos se agitan, algunos se derraman. Objetos pequeños inestables desplazados o volcados. Oscilación de puertas y objetos colgados en paredes. Los relojes de péndulo se detienen, echan a andar o cambian de velocidad.
VI	Fuerte	Lo sienten todas las personas, muchas de ellas se asustan y abandonan sus casas. Se dificulta caminar.	Rotura de cristales, vajillas, platos, caída de estanterías, cuadros y objetos colgados de las paredes, oscilan muebles pesados. Suenan campanas pequeñas (iglesias y colegios). Árboles y arbustos sacudidos. Revestimientos débiles se agrietan.
VII	Muy fuerte	Difícil mantenerse de pie. Sentido por los conductores.	Los objetos colgantes vibran. Rotura de muebles, aleros y tejados débiles; desprendimiento de yeso, tejas, cornisas y adornos
			Daños a construcciones tipo D incluyen grietas. Algunas en construcciones tipo C.
			Las construcciones tipo D se agrietan.

Efectos en:	Coseas	Estructuras
arquitectónicos. Derrumbes y aludes en bancos de arena o grava. Los canales de irrigación quedan dañados. Se producen olas en la superficie de los estanques y se enturbian las aguas. Sonido general de campanas.		Daños a las construcciones tipo C; colapso parcial. Algunos deterioros en las construcciones B.
Caída de estuco y de algunas paredes de ladrillo. Torcedura y caída de chimeneas, monumentos, torres, tanques elevados. Se rompen las ramas de los árboles. Cambios de caudal o nivel en manantiales y pozos. Grietas en terreno húmedo y en pendientes empinadas.	Se dificulta conducir un vehículo y quizás hasta se pierde el control del auto.	
Averías generales a los cimientos, y muy serias en cisternas y presas. Rotura de conducciones subterráneas, agrietamiento del suelo, deformaciones	Pánico general.	Construcciones de tipo D destruidas; edificios tipo C seriamente dañados; algunas veces con colapso total; las tipo B con daños importantes.

Efectos en:

Grado	Calificación	Personas	Cosas	Estructuras
X	Muy ruinoso	Pánico general.	<p>en las vías de ferrocarril. En zonas aluviales, expulsión de arena y fangos, y formación de los denominados volcanes de arena.</p>	<p>La mayor parte de las construcciones de mampostería y de armazón, así como sus cimientos son destruidos. Algunas estructuras y puentes, cuidadosamente contruidos, caen.</p>
XI	Catastrófico	Pánico general.	<p>Los rieles quedan muy doblados, y las tuberías subterráneas fuera de servicio.</p>	<p>Prácticamente no queda nada en pie ninguna estructura de mampostería. Graves daños en edificios, incluso de buena calidad.</p>

Grado	Calificación	Personas	Efectos en:	Estructuras
XII	Apocalíptico	Pánico general	<p data-bbox="174 507 189 558">Cosas</p> <p data-bbox="228 430 461 636">Grandes desplazamientos de tierras, proyección de objetos hacia lo alto, formación de grandes fallas, notables deformaciones en el terreno. Se producen grandes cambios en la topografía de las zonas afectadas.</p>	<p data-bbox="228 182 265 404">La destrucción es casi total.</p>

C O N C L U S I O N E S

6. CONCLUSIONES.

De lo expuesto en esta tesis, resalta el hecho de que los sismos son fenómenos de gran importancia para la sociedad y de que el interés principal para la ingeniería civil, es el de desarrollar técnicas que mitiguen los daños causados por ellos.

Para ese desarrollo debe partirse de las siguientes consideraciones:

- a) La magnitud de la energía liberada y los enormes esfuerzos y volúmenes involucrados en el proceso sísmico, hacen que sea imposible, para el hombre, detener un terremoto. A manera de comparación, cabe mencionar que la energía liberada por un temblor de magnitud 5.5 es comparable a la producida por la

explosión de una bomba atómica similar a la detonada en Hiroshima, y que para igualar la energía de uno de magnitud 8.5, serían necesarias 27,000 de esas bombas.

- b) Sin embargo a través de técnicas adecuadas de construcción, se pueden mitigar los daños producidos por esos fenómenos, como ha sido comprobado durante la ocurrencia de terremotos en diferentes ciudades del mundo, en las que las edificaciones que se realizaron de acuerdo con un buen reglamento de construcción sufrieron daños mínimos en comparación con los producidos por terremotos similares en lugares donde no se tenía ninguna norma.

Los daños que causa este fenómeno a la sociedad son muy importantes, no solamente en sus bienes y personas, sino desde el punto de vista psicológico, político y social; por este motivo la atención adecuada del problema requiere de una acción multidisciplinaria, en la que todos debemos participar, preparándonos para la emergencia sísmica en todos los niveles. En la familia y como personas, tenemos que saber cómo actuar en una emergencia para resguardar nuestras vidas y bienes; desde el punto de vista social es importante saber cómo cada profesionista puede contribuir para que la sociedad antes, durante y después de la ocurrencia de un sismo pueda afrontarlo de la mejor manera. Al respecto, el Gobierno de México ha fomentado en todos los centros de trabajo y en todas las comunidades la formación de comités de

protección civil, para que cada integrante de la sociedad tome conciencia de cuál es su papel y qué puede hacer para enfrentar una emergencia.

¿Se pueden predecir los sismos?. Esta posibilidad es de gran interés para la ingeniería civil. Desde hace siglos se han hecho intentos para la predicción, mediante la observación del estado del tiempo, la disposición de los planetas y el comportamiento de los animales antes del terremoto. La mayoría de estos intentos han sido infructuosos.

De una manera probabilista, sí es factible predecir los sismos; los estudios de las distribuciones de sismicidad histórica mundial han hecho posible indicar el lugar probable en que puede esperarse que ocurra un terremoto destructor.

Sin embargo, esta información no facilita la predicción de la fecha exacta e intensidad. Si se pudieran realizar este tipo de predicciones, las pérdidas, sobre todo de vidas se reducirían considerablemente; por esta razón diferentes grupos de investigadores trabajan al respecto. Algunas de las líneas que han seguido son las siguientes:

- a) En China se ha estudiado la conducta de los animales mediante la observación en el laboratorio y en el campo. Los animales son más sensibles que el hombre a determinados cambios

físicos que preceden a un terremoto: serpientes que abandonan su madriguera, peces que saltan fuera del agua, animales domésticos que actúan nerviosamente y muchos otros casos. La dificultad para obtener las observaciones ha limitado el avance de las investigaciones; además, la respuesta de los animales sería de utilidad solamente a muy corto tiempo.

- b) En Japón, las investigaciones se han encaminado a observar los cambios de elevación del suelo. Las deformaciones sufridas por las rocas bajo tensión antes de un terremoto pueden ser detectadas como cambios topográficos. La elevación de las deformaciones promedio y de la velocidad con que ocurren, permite evaluar una probabilidad de ruptura con relación a las mayores deformaciones que pueden soportar las rocas. El gran número de instrumentos, necesarios para realizar las evaluaciones, hace muy costosa la aplicación de este método.
- c) Los sismólogos han puesto especial atención en la diferencia del tiempo de arribo de las ondas P y S. Proponen alarmas accionadas al detectarse ondas P, las cuales darían un tiempo de previsión antes de la llegada de las ondas S, causantes de los daños. Lamentablemente, este tiempo de previsión es muy corto.
- d) Observaciones hechas en el campo electromagnético de la

Tierra, señalan la aparición de cambios previos a la ocurrencia de terremotos. Sin embargo, este método es poco confiable, ya que estas variaciones pueden deberse a otros motivos, como la presencia de cables de alta tensión, cercanos a los instrumentos de medición.

La ocurrencia de terremotos es ineludible e impredecible por ahora. Nuestro interés, como ingenieros, es disminuir los daños que causan los sismos. Para lograrlo, la instrumentación sísmica juega un papel muy importante, ya que nos proporciona los datos necesarios para realizar estudios del comportamiento dinámico de suelos y estructuras, que son indispensables para la formulación de criterios de diseño sísmico.

La sismología es una disciplina no indispensable para los ingenieros civiles, sin embargo, sí es útil que tengamos nociones de esta materia para que comprendamos mejor el problema y así poder enfrentarlo adecuadamente.

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS.

- 1.- Alcántara, Leonardo. "Catálogo de acelerogramas procesados del sismo del 19 de septiembre de 1985". Series del Instituto de Ingeniería de la UNAM No. 529. México.
- 2.- Beles, A.; Ifrim, M.; García Yagüe, A. . "Elementos de Ingeniería Sísmica". Ediciones Omega S.A. . Barcelona, España.
- 3.- Biblioteca Salvat de Grandes Temas. "Cordilleras, Terremotos y Volcanes". Salvat Editores, S.A. . Barcelona, 1973.
- 4.- Bolt, Bruce A. . "Terremotos". Ediciones Orbis S.A. . Barcelona, 1986.
- 5.- Camarillo, L.; Pineda, C.; Silva, R. . "Sismo de abril 1 de 1991". Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, A.C. de la Fundación Javier Barros Sierra. México, abril de 1991.
- 6.- Castro Parra, Gerardo. "Instalación y operación durante 1989 y 1990 de tres nuevas estaciones acelerográficas en la Red de Atenuación Acapulco-México". Informe interno del Instituto de Ingeniería de la UNAM. México, enero de 1991.
- 7.- Centro de Investigación Sísmica. "Boletín Vol. 1 Num. 1". Fundación Javier Barros Sierra. México, abril 1991.
- 8.- Departamento del Distrito Federal. "Sismos". Edición especial. México, septiembre 1990.

- 9.- Departamento del Distrito Federal; Secretaría General de Obras. "Estudios sobre sismicidad en el Valle de México". Elaborado para el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, del Centro de las Naciones Unidas para los Asentamientos Humanos. México, 1988.
- 10.- Espíndola, J.M. . "Las catástrofes geológicas". Cuadernos del Instituto de Geofísica No. 3, UNAM. México, 1990.
- 11.- Espíndola, J.M.; Jiménez Z. "Terremotos y Ondas Sísmicas". Cuadernos del Instituto de Geofísica No. 1. UNAM. México, 1984.
- 12.- Espinosa, J.M.; Frontana, B.; Contreras, O.R.; Ibarrola, G. "Sismo de mayo 11 de 1990". Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, A.C. de la Fundación Javier Barros Sierra. México, mayo de 1990.
- 13.- Figueroa, Jesús A. ."Carta Sísmica de la República Mexicana". Sobretiro de los anales del Instituto de Geofísica de la UNAM, Vol. 5. México, 1959.
- 14.- Figueroa, Jesús A. . "Sismicidad en el Estado de Guerrero". Revista Ingeniería, Facultad de Ingeniería de la UNAM, Vol. XLII NÚM. 1, enero-marzo 1972, páginas 3-19.
- 15.- Figueroa, Jesús A. . "Sismicidad en la Cuenca del Valle de México". Revista Ingeniería, Facultad de Ingeniería de la UNAM, Vol. XLI NÚM. 3, julio-septiembre 1971, páginas 237-248.
- 16.- Fundación ICA. "Respuesta Sísmica en el Valle de México". México, septiembre 1987.

- 17.- Gamow, George. "Un planeta llamado Tierra". Ed. Espasa-Calpe, S.A. . Madrid, España.
- 18.- Lugo Hubp, José. "La superficie de la Tierra, un vistazo a un mundo cambiante". La ciencia desde México. Ed. Fondo de Cultura Económica. México 1988.
- 19.- Manual de Diseño de Obras Civiles. "Diseño por Sismo". Comisión Federal de Electricidad. México.
- 20.- Nava, Alejandro. "Terremotos". La ciencia desde México. Ed. Fondo de Cultura Económica. México, 1987.
- 21.- Quaas, R.; Almora, D.; Vázquez, R. . "Operación y mantenimiento durante 1990 de la Red Acelerográfica de SCT. Procesamiento preliminar de los registros". Instituto de Ingeniería de la UNAM. México, 1991.
- 22.- Richter, Charles F. "Elementary Seismology". W. H. Freeman and Company, Inc. . San Francisco, 1958.
- 23.- Rosenblueth, E.; Newmark, N. M. ."Fundamentos de Ingeniería Sísmica". Ed. Diana. México.
- 24.- Selecciones de Scientific American. "Deriva Continental y Tectónica de Placas". 2^a Edición. H. Blume Ediciones. Madrid, España.
- 25.- Seminario Internacional. "Instrumentación Sísmica y uso de elementos disipadores de energía en el comportamiento estructural". Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica A.C. México, D.F. , octubre 11 y 12 de 1990.

26.- Suárez, G.; Jiménez, Z. "Sismos en la Ciudad de México y el terremoto del 19 de Septiembre de 1985". Cuadernos del Instituto de Geofísica No. 2, UNAM. México, 1987.

27.- Tazieff, Haroun. "Cuando la Tierra tiembla". Ed. Siglo XXI. México, 1970.