UNIVERSIDAD PARA TODOS

Curso elemental

SISMOLOGÍA

PARTE 1

Precio: 1.00

ISBN 978-959-270-184-7

Í N D I C E

Parte 1

PRESENTACIÓN / 2
INTRODUCCIÓN / 2
¿QUÉ SON LOS TERREMOTOS? / 3
Peculiaridades de un terremoto como fenómeno natural / 3
Comparación ilustrativa: terremoto-ciclón / 3
PÉRDIDAS CAUSADAS POR TERREMOTOS / 3
SISMOLOGÍA: UNA CIENCIA TEÓRICA Y APLICADA / 4
Divisiones de la sismología / 4
EVOLUCIÓN DE LAS HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DE LOS TERREMOTOS / 5
Modelo del rebote elástico / 5
Principios de la elasticidad / 6
Comportamiento elástico y plástico de los cuerpos / 6
Esfuerzo y deformación. Ley de Hooke / 6
La fuente sísmica / 7
Fuentes sísmicas puntuales y de dimensiones finitas / 7
Tipos de fuentes sísmicas / 7
ONDAS SÍSMICAS / 8
Tipos de ondas sísmicas / 8
Los sismogramas / 8
ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA / 9
INSTRUMENTACIÓN SISMOLÓGICA / 9
Desarrollo histórico de la instrumentación sismológica / 10
Nuevos sensores sismológicos / 11
Redes de estaciones sismológicas / 11
Desarrollo de las observaciones sismológicas en Cuba / 11
MEDICIÓN DE LOS TERREMOTOS / 12
Magnitud / 12
Intensidad / 13
Mapas de isosistas de terremotos / 13
Escala de intensidades basada en los efectos inducidos por los terremotos en el entorno natural /14
Catálogo de terremotos de Cuba / 14
SISMICIDAD Y TECTÓNICA DE PLACAS / 15

Parte 2

SISMICIDAD Y TECTÓNICA DE PLACAS (cont.) / 2
Tectónica de placas y sismicidad de Cuba y de sus áreas aledañas / 2
Terremotos notables ocurridos en Cuba / 3
EL RIESGO SÍSMICO Y SUS COMPONENTES / 5
El peligro sísmico / 6
Métodos determinísticos / 6
Métodos probabilísticos / 6
El peligro sísmico en Cuba / 7
Peligro sísmico a escala urbana: microzonificación sísmica / 8
Ejemplos de microzonificación sísmica en áreas urbanas de Cuba / 8
Peligros geológicos inducidos por los terremotos / 9
La licuación del suelo o licuefacción / 9
Deslizamientos / 9
Tsunamis / 10
VULNERABILIDAD SÍSMICA / 10
EL RIESGO Y LOS DESASTRES DE ORIGEN SÍSMICO / 11
Importancia de las experiencias pasadas y de la memoria histórica / 11
Los escenarios de daños / 11
El mapa de riesgo sísmico de la provincia Santiago de Cuba / 12
Impacto socioeconómico de los desastres de origen sísmico / 12
PREDICCIÓN DE TERREMOTOS / 12
Predicción a largo plazo / 12
Gaps o brechas sísmicas / 12
Migración de terremotos / 13
Predicción a mediano y corto plazos / 13
Sismos premonitores o preeventos / 13
Zonas de quietud. Patrones de sismicidad / 13
Otros premonitores sismológicos / 14
Premonitores no sismológicos / 14
Aspectos sociales de la predicción de terremotos / 14
QUÉ HACER ANTES, DURANTE Y DESPUÉS DE UN TERREMOTO / 15
BIBLIOGRAFÍA / 15
ANEXOS / 15

COORDINADOR

Dr. José Leonardo Álvarez Gómez, J´Dpto. Sismología, Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS)

COLECTIVO DE AUTORES

Dra. Bertha Elena González Raynal, Investigadora Titular (CENAIS)
Lic. Manuel Alonso Serrano Herrera, Especialista Superior en Tecnología y Equipamiento (CENAIS)
Dr. Tomás Jacinto Chuy Rodríguez, Investigador Titular (CENAIS)
Dr. Julio Antonio García Peláez, Investigador Agregado (CENAIS)
Luis David Pérez Lara, Técnico Superior (CENAIS)
Emelina Fernández Soler, Técnico Superior (CENAIS)

COLABORADORES

Dr. José Alejandro Zapata Balanqué, Investigador Auxiliar (CENAIS)
Dr. José Leonardo Álvarez Gómez, J´Dpto. Sismología (CENAIS)
Dr. Fernardo Guasch Hechavarría, Investigador Auxiliar (CENAIS)
Dr. Bladimir Moreno Toirán, Director (CENAIS)
Ing. Grisel Morejón Blanco, Vicedirectora Científica (CENAIS)

GRUPO DE EDICIÓN
EDITORIAL ACADEMIA

Edición y corrección editorial: *Lic. Dulce María García Medina*
Diseño y tratamiento de imágenes: *Marlene Sardiña Prado*
ISBN: 978-959-270-184-7 (Parte 1)

2010, «Aniversario 51 del Triunfo de la Revolución»

PRESENTACIÓN

El curso elemental de Sismología de Universidad para Todos fue concebido por la Dra. Bertha Elena González Raynal, Investigadora Titular del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, y académica de la Academia de Ciencias de Cuba. El trabajo que se presenta fue elaborado en su mayoría por ella con la colaboración de otros colegas. Lamentablemente, el 17 de mayo de 2007 la doctora dejó de existir, quedando inconclusa su obra, pues se comenzaban a planificar las clases del curso, que fundamentalmente ella daría. Ante la actualidad del tema, el CENAIS retoma la idea y enfrenta la impartición del curso. El trabajo preparado por la doctora se respetó en su totalidad y sólo se añadieron algunos detalles sobre la sismicidad reciente en Cuba y el mundo. De manera que este curso se convierte en su obra póstuma.

INTRODUCCIÓN

La Sismología es la ciencia que se dedica al estudio de los terremotos. Estos fenómenos naturales se pueden analizar desde diversas perspectivas por geofísicos, geólogos, ingenieros, expertos en planeamiento urbano y otros profesionales vinculados con la gestión ambiental y de riesgos. Sin embargo, los conceptos básicos que se presentan en este texto son comunes a todos ellos. Su contenido también puede servir de apoyo a personas interesadas en los temas relacionados con las ciencias naturales y que deseen profundizar en ellas.

A fin de mostrar una panorámica de las técnicas utilizadas para detectar y estudiar los sismos, se incluyen elementos básicos acerca del desarrollo de la instrumentación sismológica, las redes de estaciones y el uso de software especializados para el análisis de las señales.

Se ofrece también una síntesis del desarrollo de las investigaciones sismológicas básicas y aplicadas a la ingeniería en Cuba. Como complemento, se exponen algunos procedimientos que se vienen utilizando en algunos países para prever estos fenómenos naturales.

El propósito fundamental del tabloide es brindar conocimientos básicos sobre los terremotos, sus causas y efectos, utilizar diversos recursos para ilustrar y ejemplificar los fenómenos sísmicos y ofrecer información actualizada sobre las metodologías más recientes empleadas en el mundo para prevenir y mitigar sus consecuencias.

¿QUÉ SON LOS TERREMOTOS?

Los terremotos constituyen sacudidas de la superficie terrestre producidas por la súbita liberación de colosales cantidades de energía que se han acumulado durante un largo período de tiempo, en una porción del interior de la Tierra a profundidades que alcanzan decenas de kilómetros. La magnitud de esta energía acumulada es, algunas veces, incomparablemente superior a la de la energía liberada por las explosiones nucleares más potentes. Por esta razón, los fenómenos presentan en ocasiones una singular violencia y pueden en un breve lapso de tiempo, del orden de las decenas de segundos, causar la destrucción total de una gran ciudad, la muerte de miles de personas y desastres ecológicos de consecuencias irreversibles.

La vulnerabilidad de los asentamientos poblacionales ante la ocurrencia de tan peligrosos eventos se agrava en gran medida, porque cerca de un tercio de la población mundial vive en zonas con amenaza símica, en viviendas no diseñadas para soportar las vibraciones del terreno producidas por estos eventos.

Sufrir un fuerte terremoto puede constituir una experiencia traumática desde el punto de vista físico y mental para los habitantes de las zonas sísmicas. Sin embargo, una correcta preparación y conocimientos básicos sobre estos fenómenos naturales pueden ayudarles a proceder adecuadamente ante una situación de emergencia y lo más importante, a proteger sus vidas.

Peculiaridades de un terremoto como fenómeno natural

El escenario que genera un terremoto en el momento mismo de su ocurrencia, lo distingue sustancialmente del generado por otros fenómenos naturales. El terremoto presenta la peculiaridad de que su ocurrencia es impronosticable y por tanto, imprevista y sorpresiva. Quien se ve involucrado en un evento de este tipo, ve con asombro y horror que el piso, las paredes y el techo de su propia casa, que hasta ese momento constituían elementos materiales muy afines a él y conformaban su entorno de seguridad, se convierten súbitamente en elementos letales. Igual situación se presenta si el terremoto los sorprende en la calle. En este caso, la ocurrencia de derrumbes, grietas en el terreno, escape de gas e incendios conforman súbitamente un escenario dantesco. De forma diferente otros eventos naturales con características catastróficas, dan la posibilidad de disponer de un tiempo razonable para que se puedan tomar al menos, medidas elementales para preservar las vidas humanas.

Comparación ilustrativa: terremoto-ciclón

Para comprender mejor las particularidades que distinguen a los terremotos de otros fenómenos de la naturaleza, se les puede comparar con los ciclones tropicales, eventos que con mayor frecuencia afectan a nuestro país.

Los ciclones tropicales son sistemas de baja presión que se forman en los océanos en un ambiente homogéneo; requieren de ciertas condiciones para su formación y desarrollo, y se producen durante los meses de verano en la mayoría de los océanos tropicales del mundo. Condiciones para que se produzcan:

- Existencia de una perturbación representada por un área extensa de nubosidad con lluvias, chubascos y tormentas eléctricas.
- Temperaturas cálidas de las aguas del océano, igual o superior a 26,6 °C, hasta una profundidad de 45 m apróximadamente.
- Vientos débiles en la atmósfera superior, cuya dirección y velocidad no experimenten variaciones significativas.

El ciclo de vida de un ciclón tropical es corto, de dos semanas o más sobre las aguas del océano. Durante ese intervalo de tiempo estos organismos pueden recorrer una extensa trayectoria. Por lo general, las zonas donde se desarrollan los ciclones y sus trayectorias se relacionan con el mes en que se forman y son bien conocidas.

De la misma manera que existen condiciones favorables para la formación de un ciclón tropical, existen otras que promueven su debilitamiento y disipación como la pérdida de la fuente principal de humedad, y el efecto de fricción que ejerce la topografía sobre la circulación superficial de los vientos cuando este toca tierra firme.

En los ciclones, además de conocerse previamente los lugares y épocas del año en que se producen, se puede también anticipar si una temporada será más o menos activa que otra, e incluso predecir el número de organismos susceptibles de afectar una región en un año.

La evolución temporal de un ciclón se puede monitorear, lo cual permite tomar decisiones anticipadas para proteger a la población y a la economía, y decretar a su debido tiempo las diferentes fases en las que se incluyen medidas orientadas por la Defensa Civil que las distintas entidades y la población en general deberán cumplir.

En el caso de los terremotos, lamentablemente, no se dan estas condiciones. La acumulación de tensiones que ocasiona la deformación del material hasta el momento en que se produce la ruptura puede durar, en el caso de los terremotos de gran magnitud, decenas o cientos de años. Por el contrario, el proceso de liberación de la energía acumulada en forma de ondas sísmicas que se propagan hasta la superficie de la Tierra, ocurre de forma súbita y su duración no sobrepasa las decenas de segundos.

La preparación de un terremoto no dura pocos días como la de un ciclón tropical, sino muchos años. Aún en las zonas de mayor sismicidad del planeta, los grandes terremotos poseen períodos de recurrencia del orden de las decenas de años. Incluso, han existido zonas prácticamente inactivas durante un largo período de tiempo que, a partir de un momento dado, comienzan a manifestar actividad.

A pesar de que se conocen las zonas más activas del planeta y las grandes fallas con las que se relacionan, poco se sabe sobre las características de la sismicidad en el interior de los continentes. En las zonas continentales han ocurrido, con menor frecuencia, terremotos muy destructivos como los de China y la parte este de los Estados Unidos.

Los terremotos, hasta el momento, tampoco se han podido pronosticar de forma confiable. No se puede entonces ignorar la potencialidad sísmica de una determinada zona, aunque no sea alta la frecuencia de ocurrencia de terremotos en ella.

Para evaluar la potencialidad símica de una falla geológica, se utiliza el principio básico de la repetibilidad de los terremotos. En él se plantea que si un terremoto ocurrió en una cierta porción de la falla en el pasado, necesariamente se repetirá en el futuro. Ello indica que los sismos en Cuba, si bien no son fenómenos recurrentes, no se pueden considerar como algo ajeno al país. Por el contrario, la ciudadanía se debe preparar para enfrentarlos.

La prevención es el medio más eficaz para reducir las consecuencias de los desastres de origen sísmico. Toda medida que se pueda tomar antes del terremoto para reducir la vulnerabilidad de las edificaciones y de las personas que las habitan, deberá tener un alto nivel de prioridad.

PÉRDIDAS CAUSADAS POR TERREMOTOS

Para valorar el colosal esfuerzo que se viene realizando a nivel mundial para mitigar las consecuencias de los terremotos y cobrar conciencia de la importancia de su estudio, es necesario conocer algunas de las calamidades producidas por estos fenómenos naturales desde los albores de la civilización.

La Tabla 1 muestra una relación en orden cronológico de algunos de los eventos sísmicos más relevantes y de los efectos adversos que provocaron.

De acuerdo con esta tabla se puede constatar que no siempre los terremotos de gran magnitud son los que producen mayores daños. En la cuantía de las pérdidas fatales y daños materiales influyen diversos factores como la densidad de población en la zona cercana al epicentro, los tipos de construcciones y su estado técnico, la profundidad del terremoto y las condiciones del suelo. Estas últimas pueden amplificar las ondas sísmicas y propiciar la ocurrencia de otros fenómenos geológicos con un alto potencial destructivo. Entre ellos se destacan la licuación de los suelos, los deslizamientos de tierra, el hundimiento de la superficie del terreno y la formación de grietas y fracturas. La hora del día y época del año en que ocurre un terremoto pueden también influir de manera decisiva en la importancia de las pérdidas humanas y materiales.

Algunos sismos de gran magnitud como los ocurridos en Alaska en 1899 y 1964, ocasionaron pocas víctimas fatales por la escasa población en la zona. Sin embargo, otros terremotos de magnitud moderada como los de Managua (1972, M = 6,2) y el Salvador (1986, M = 5,5), causaron gran número de victimas fatales y enormes pérdidas económicas.

La preparación integral de la población constituye un factor fundamental en el enfrentamiento a fenómenos naturales como los sismos que ocurren de forma inesperada.

Los grandes terremotos no sólo se recuerdan por la muerte y la destrucción que causaron, sino porque algunos de ellos marcaron hitos en el desarrollo de la Sismología como ciencia.

Tabla 1. Relación de terremotos causantes de grandes desastres

Fecha	Localización	Víctimas fatales	Magnitud	Comentarios
1177 a.C	China	Numerosas		Primer terremoto histórico reportado
856, diciembre 22	Damghan, Irán	200 000		
893, marzo 23	Ardavil, Irán	150 000		
893	Daipul, India	180 000		
1138, agosto	Aleppo, Siria	230 000		
1201, julio 5	Egipto, Siria	1 100 000		
1201	Mar Egeo	100 000		
1268	Asia Menor	60 000		
1290, septiembre	Chihli, China	100 000		
1531, enero 26	Lisboa, Portugal	30 000		
1556	Shansi, China	830 000		
1667	Shemakha, Caucasia	80 000		
1693, enero 11	Sicilia, Italia	60 000		
1727, noviembre 18	Tabriz, Irán	77 000		
1730, diciembre 30	Hokkaido, Japón	137 000		
1731, noviembre 30	Pekín, China	100 000		
1737, octubre 11	Calcuta, India	300 000		
1755, noviembre 1	Lisboa, Portugal	70 000	8,7	Gran tsunami, cuyas olas se propagaron hasta el mar Caribe
1783, febrero 4	Calabria, Italia	50 000		
1868, agosto 13	Perú y Ecuador	250 000		
1875, diciembre 16	Nápoles, Italia	12 000	6,5	
1896, junio 15	Riku-Ugo, Japón	27 120		
1897, julio 6	Assam, India	1 500	8,7	
1899, septiembre 10	Yakutat Bay, Alaska		8,5	
1902, abril 19	Quetzaltenango, Guatemala	Numerosas	8,3	
1906, abril 18	San Francisco, EE.UU.	700	8,3	Grandes incendios que destruyeron la ciudad, dejando a 250 000 personas sin hogar. 300 km de ruptura
1906, agosto 17	Santiago y Valparaíso, Chile	20 000	8,2	
1908, diciembre 28	Messina, Italia	70 000 o más	7,5	Tsunami
1920, diciembre 16	Gansu, China	200 000	8,6	Fracturas y deslizamientos de tierra
1923, septiembre 1	Kwanto, Japón	143 000	8,3	Gran incendio que arrasó con la ciudad de Tokio
1927, mayo 22	Nan- Shan, China	200 000	8,3	
1932, diciembre 25	Gansu, China	70 000	7,6	
1946, agosto 4	La Española, noreste de República Dominicana	Algunos	8,0	Produjo un tsunami. Terremoto de mayor magnitud registrado en el Caribe
1948, octubre 5	Ashgabat, Turkmenia, USSR	110 000	7,3	
1960, mayo 22	Chile	Numerosas	9,5	El terremoto de mayor magnitud registrado de forma instrumental Produjo un tsunami global
1964, marzo 27	Anchorage, Alaska, EE.UU.	131	9,0	Gran destrucción por tsunami, cuyas olas alcanzaron el archipiélago de Japón

Entre ellos se destacan el terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755, que constituyó el punto de partida de la sismología moderna; el terremoto de Nápoles del 16 de diciembre de 1857, a partir del cual se desarrolló la teoría del foco sísmico, y el terremoto de San Francisco de 1906, el cual permitió elaborar el primer modelo mecánico que explica el origen de los terremotos relacionados con la actividad de las fallas.

La falla de San Andrés en California generó el destructivo terremoto de 1906, y es una de las fallas más activas del mundo. Constituye un laboratorio natural para las investigaciones dirigidas a la predicción sísmica que se realizan hoy en los Estados Unidos de América.

Las lecciones aprendidas sobre los efectos de los terremotos fuertes, históricos y recientes, permiten modelar escenarios detallados de daños que se pueden utilizar en la mitigación de las consecuencias de futuros terremotos.

SISMOLOGÍA: UNA CIENCIA TEÓRICA Y APLICADA

El término sismología proviene de la unión de dos palabras griegas *seísmos*, que significa agitación o movimiento rápido y *logos*, que significa ciencia o tratado. El fenómeno sísmico era conocido por los antiguos griegos como *seismos tes ges*, que traducido al latín significa *térrea motus*. De este último se deriva la palabra terremoto en español.

La primera definición de sismología se debe al físico y matemático inglés Robert Milne quién escribió en 1858, que las observaciones de los hechos relativos a los terremotos y el establecimiento de su teoría constituyen la Sismología. A partir de entonces el vocablo ha pasado a todas las lenguas.

Pese a la longevidad del registro histórico de los terremotos la Sismología como ciencia es relativamente joven. Ha experimentado un desarrollo vertiginoso desde comienzos del siglo xx hasta la fecha, utilizando a la Tierra como su laboratorio y auscultando con sus instrumentos de medición (sismógrafos), las sacudidas violentas de estos fenómenos, no igualados por ningún otro en la naturaleza.

La alta tecnología de la instrumentación sismológica actual, distribuida en numerosas estaciones en los cinco continentes, y el gran número de observatorios sismológicos que hoy existen, analiza e interpreta minuciosamente las ondas sísmicas. Con estos análisis se ha logrado arrancar los secretos del interior de la Tierra, y se realizan intentos para que algún día, se logre predecir el momento de ocurrencia de estos destructivos fenómenos.

La Sismología constituye hoy una ciencia de gran complejidad que ha penetrado en los campos de la física, la matemática, la geología, la ingeniería, la historia, la geografía y la informática.

Divisiones de la Sismología

Aunque pueden aparecer en la literatura diferentes divisiones a la propuesta en este tabloide, la sismología se divide en tres ramas fundamentales:

- Sismología general.
- Sismología aplicada a la ingeniería.
- Sísmica de prospección.

La Sismología general se subdivide en:

- Sismología teórica.
- Sismología observacional.

Tabla 1. Cont.

Fecha	Localización	Víctimas fatales	Magnitud	Comentarios
1968, agosto 31	Irán	11 600	7,4	
1970, mayo 31	Perú	68 000	7,8	
1972, diciembre 23	Managua, Nicaragua	11 000	6,2	
1976, febrero 4	Guatemala	22 000	7,9	200 km de ruptura de la falla
1976, julio 27	Tiangshan, China	300 000	7,6	
1978, septiembre 16	Irán	15 000	7,4	
1985, septiembre 19	Michoacán, México	20 000	8,1	
1986, octubre 10	San Salvador, Salvador	1 500	5,7	
1995,	Kobe, Hanshin, Japón	6 000		Se produjo el colapso de más de 20 000 estructuras
1999, agosto 17	Kosaeli, Turkía	17127	7,4	110 km de ruptura de la falla de Anatolia
2004, diciembre 26	Costa occidental de Sumatra, Océano Índico	Mas de 250 000	9,3	Produjo un devastador tsunami que ocasionó gran destrucción en 11 países. Se propagó hasta las costas de África. El terremoto que lo originó fue el segundo de mayor magnitud registrado de forma instrumental

La Sismología teórica tiene estrechos vínculos con la Física, en particular con la mecánica de los medios continuos y la Teoría de la Elasticidad. En ella se pueden identificar dos grandes apartados. El primero se ocupa de los procesos de generación de los terremotos, que incluyen la acumulación de esfuerzos y la ruptura del material. El segundo estudia la propagación de las ondas sísmicas producidas por los terremotos, a través del volumen o la superficie de la Tierra. De estos estudios se derivan los conocimientos básicos sobre la estructura interna del planeta.

La Sismología observacional se ocupa del análisis e interpretación de las observaciones sismológicas, utilizando sensores denominados sismómetros. Estas observaciones constituyen la base fundamental de los estudios dirigidos a la prevención y mitigación del riesgo sísmico y a la predicción de los terremotos.

La Sismología aplicada a la ingeniería, se ocupa del análisis y la caracterización de los movimientos producidos por los terremotos en la superficie terrestre y de sus efectos sobre los edificios y otras estructuras construidas por el hombre. El objetivo de este análisis es lograr diseñar y construir estructuras que sean más resistentes a las fuerzas de los terremotos.

Para que el diseño sismorresistente sea más eficiente y seguro, es necesario evaluar antes el peligro sísmico de la zona donde serán emplazadas las estructuras. Para realizar la evaluación se analiza un grupo de factores relacionados con la generación de los terremotos y la propagación de las ondas sísmicas, y con el comportamiento del suelo. Por ello, estas investigaciones requieren del concurso de especialistas de diferentes ramas de las geociencias y la ingeniería.

La Sísmica de prospección, tercera rama de la sismología, se ocupa de la aplicación de métodos sísmicos a la búsqueda de recursos minerales, en particular de yacimientos de petróleo y gas. Estos métodos utilizan explosivos u otros tipos de fuentes para generar ondas sísmicas en puntos determinados. En puntos cercanos elegidos adecuadamente, se detecta el momento de llegada de las ondas (reflejadas o refractadas) por las discontinuidades en las formaciones rocosas con ayuda de dispositivos llamados geófonos. Como resultado de la aplicación de estas técnicas se confeccionan perfiles sísmicos de refracción o reflexión, que permiten interpretar la composición de los estratos por donde estas ondas pasaron. En la actualidad se utilizan técnicas avanzadas para la generación de señales, combinadas con sofisticados sistemas de registro digital, que permiten un mejor análisis de los datos.

EVOLUCIÓN DE LAS HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DE LOS TERREMOTOS

Desde sus orígenes, el hombre experimentó preocupación y un inusual temor por los terremotos. Las antiguas civilizaciones crecieron y se desarrollaron en regiones afectadas por estos fenómenos naturales, los cuales constituyeron impactos negativos importantes en el desarrollo sostenible de la humanidad. Por ejemplo, de las siete maravillas del mundo antiguo, al menos dos, El Coloso de Rodas, en el año 225 después de Cristo, y el Faro de Alejandría en el año 800, fueron destruidas por terremotos.

Al comienzo se les daba una explicación mística, asociando estos fenómenos con diversas leyendas como las del hundimiento de la Atlántida y el diluvio de Ogiges. También dieron origen a supersticiones de todo tipo, considerándose por muchas personas como malos augurios.

Cuando las ficciones, leyendas y fábulas dejaron de satisfacer la curiosidad humana, los sabios comenzaron a formular hipótesis sobre sus posibles causas de acuerdo con los conocimientos de las distintas épocas.

Los filósofos de la antigua Grecia fueron los primeros en asignarle causas naturales a los terremotos. Anaxímedes, Anaximandro y Demócrito (siglos V-IV a.C.), creían que la humedad y el agua los originaban.

Más tarde (siglo IV a.C.), otros filósofos naturalistas como Anaxágoras, Empedocles y Aristóteles formularon la hipótesis de que los terremotos se producían por salidas súbitas de aire caliente. Esta hipótesis, que devino en teoría respetable de la época, llega hasta la edad media a través de los romanos Séneca y Plinio el Viejo (siglo I a.C.), difundiéndose después por Avicena, Alberto Magno y Tomás de Aquino.

Durante el medioevo, particularmente en Europa, las explicaciones de los naturalistas se consideraron heréticas y se aceptaba como causa única de los terremotos, la cólera de Dios.

Sólo a comienzos del siglo XVII se retoma el origen natural de estos fenómenos, proponiéndose diferentes hipótesis relacionadas con la presencia de conductos de fuego que atraviesan la Tierra, fuegos de origen químico y descargas eléctricas subterráneas.

La última de estas hipótesis mantuvo su vigencia hasta el siglo XIX, cuando comenzaron a aparecer otras explicaciones como la rotación de la Tierra, los cambios barométricos bruscos, el movimiento de la Tierra alrededor del Sol, las distancias a la Luna en los tiempos de apogeo y perigeo, el movimiento de las estrellas fugaces y los cometas. Por ultimo, se habló hasta de una relación entre los terremotos y las manchas solares, sin que ninguna de ellas pudiera explicar satisfactoriamente su influencia sobre la corteza terrestre y sobre la generación de terremotos.

El Barón Alejandro de Humbolt fue presuntamente el primero en establecer una relación directa entre las fallas geológicas observables en el terreno y los terremotos. Esta hipótesis no fue aceptada universalmente por la comunidad científica de la época.

La idea de esta relación fue retomada en 1875 por el geólogo alemán Suess y adoptada por Montessus de Ballore y Sieberg, científicos considerados como los pioneros de la Sismología.

Años después, Koto y Milne, después de estudiar el terremoto de Japón de 1881, afirmaron que las fallas eran el origen de la energía sísmica.

La relación entre los terremotos y las fallas se abrió camino con los años, en buena medida por los trabajos de Gilbert (1884), de manera que a finales del siglo XIX, era comúnmente aceptado que los sismos se originaban por el movimiento relativo de las dos partes de una fractura de la corteza terrestre.

Modelo del rebote elástico

El terremoto de San Francisco de 1906, que produjo una fractura de más de 300 km, ocupa un lugar importante en la historia de la ciencia sismológica, ya que sobre la base de esta experiencia el investigador norteamericano Reid, en 1911, propuso el primer modelo mecánico de generación de terremotos tectónicos: el modelo del rebote elástico. Según Reid, las deformaciones elásticas se van acumulando lentamente durante decenas de años en una región del interior de la Tierra. Cuando la resistencia del material rocoso es superada por esta fuerza de origen elástico, se produce lo que se denomina una fractura con desplazamiento relativo de sus par-

tes, liberándose la energía acumulada en forma de ondas sísmicas que se propagan hasta la superficie de la Tierra, provocando movimientos oscilatorios de catastróficas consecuencias (Fig. 1).

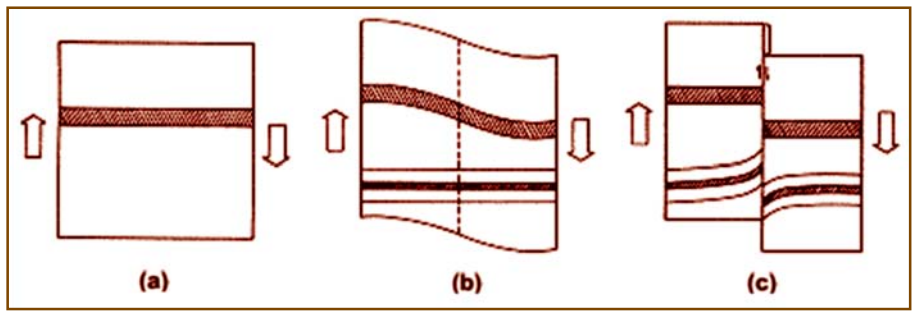

Fig. 1. Modelo del rebote elástico. Situación antes y después del terremoto.

La generación de un sismo, según el modelo propuesto por Reid, consta de dos etapas: una etapa de acumulación lenta de la energía elástica, conocida también como «preparación del terremoto» y otra de relajación súbita. Mientras que la primera etapa, puede durar muchos años, la segunda sólo dura algunas decenas de segundos.

El tema más debatido en relación con la causa de los terremotos tectónicos, es el origen de los grandes esfuerzos que actúan sobre el material rocoso, deformándolo. Se han formulado diversas hipótesis como la de contracción de la corteza terrestre, la isostasia, la termal cíclica y la de cambios físicos y químicos en el magma. Sin embargo, en las últimas décadas la Teoría de las Placas Tectónicas se ha abierto paso como causa principal de los esfuerzos diferenciales que provocan la deformación del material y la acumulación de tensiones.

Principios de la elasticidad

Para comprender mejor el proceso de generación de los terremotos tectónicos propuesto por Reid, es necesario introducir algunos conceptos básicos de la Teoría de la Elasticidad, rama de la Física que se basa en los procesos de deformación de medios no estrictamente rígidos bajo los efectos de presiones y esfuerzos de diferentes tipos. Esta teoría trata sobre los medios elásticos, cuya propiedad más interesante es su capacidad de producir ondas elásticas. De ahí la importancia que tiene su estudio para caracterizar los terremotos que son el resultado de ondas que se propagan en un medio aproximadamente elástico.

La generación y propagación de ondas elásticas se basa en el principio: la partícula desplazada tiende a oscilar sobre su posición neutral; mientras su desplazamiento ocurre, ella interacciona con sus vecinas y tiende a desplazarlas a ellas también, de modo que se produce una transmisión de la perturbación de partícula en partícula. De esta manera se produce el fenómeno, muy interesante, de la propagación de una onda: aunque cada partícula oscila sobre su posición de equilibrio sin trasladarse, como un efecto neto, la perturbación se propaga en el medio, de modo que se produce una transmisión de energía. Esta onda tiene asociada además de su energía una velocidad de propagación y una frecuencia de oscilación.

Para medios elásticos de igual densidad, la velocidad de la perturbación será mayor en la medida que las características elásticas del medio sean más favorables, es decir cuanto mayor sea la fuerza restauradora por unidad de longitud de desplazamiento de la que sufre la deformación. La idea se puede comprender mejor si se piensa en un muelle con una partícula en su extremo, de forma que en un movimiento oscilatorio constantemente almacena energía potencial elástica y la convierte en energía cinética y viceversa. Del mismo modo, en una sucesión infinita las partículas del medio van convirtiéndose en osciladores que tienen asociada energía potencial elástica y energía cinética. Por otra parte, para dos medios con iguales propiedades elásticas, la velocidad de propagación será menor mientras mayor sea la densidad En medios homogéneos, perfectamente elásticos, es válida la fórmula que da la velocidad de propagación de la onda $v = \sqrt{T/ñ}$.

Donde v se incrementa en la medida que la magnitud de T, la fuerza restauradora, aumenta. De igual modo se aprecia que en la medida que la densidad aumenta, la velocidad de propagación de la onda disminuye. Aunque simplificado en extremo, y referido al caso específico de las ondas transversales, este modelo resulta muy esclarecedor para comprender el mecanismo de propagación de las ondas sísmicas.

El mecanismo de propagación de las ondas sísmicas longitudinales se basa en el mismo principio de transmisión de energía a través de movimientos oscilatorios de partículas vecinas.

Comportamiento elástico y plástico de los cuerpos

Cuando a un cuerpo que se encuentra en reposo se le aplica una fuerza, cada punto del mismo cambia de lugar con respecto a la posición que tenía originalmente. A este cambio se le denomina desplazamiento. En el caso de la ocurrencia de un terremoto es obvio que las causas de los efectos desastrosos son los desplazamientos. Es necesario añadir que si todos los puntos del cuerpo se desplazan de la misma manera, este no cambia de forma, pero si cada punto lo hace de manera diferente, el cuerpo se deforma.

Se entiende por deformación al cambio de posición de cada punto de un cuerpo con respecto a los puntos que lo rodean. Por otra parte, si al cesar la fuerza que actúa sobre el cuerpo este recobra su forma inicial se dice que es elástico o que se comporta elásticamente. Si en cambio, cuando cesa de actuar la fuerza el cuerpo no recobra su forma original, se dice que es plástico o que se comporta plásticamente. Los conceptos de cuerpos elásticos y plásticos están estrechamente relacionados con la capacidad de los materiales que constituyen estos cuerpos de almacenar energía: un material completamente plástico no puede almacenar energía. En cambio, un cuerpo o medio material absolutamente elástico tiene idealmente, la capacidad de almacenar toda la energía que se le suministre. En ambos casos se habla de energía elástica. Una interpretación muy clara de este concepto se tiene mediante la oscilación del muelle visto anteriormente. En un momento determinado del movimiento oscilatorio del muelle, específicamente en los dos extremos, toda la energía cinética se ha almacenado en forma de energía elástica.

En un contexto mucho más complejo los conceptos de medio plástico y elástico y de ondas que transportan energía elástica tienen una interpretación en el caso de la ocurrencia de sismos, que son fenómenos ondulatorios originados en un medio elástico muy peculiar. En la Tierra, particularmente en su capa exterior rígida llamada litosfera, de aproximadamente 100 km de espesor se generan la gran mayoría de los sismos, por un típico fenómeno de acumulación de energía elástica. Parte de esta energía se propaga en forma de ondas, ya sean longitudinales y transversales.

El tipo de deformación que se va a producir en un material por la acción de una fuerza dependerá de la orientación de la fuerza y de la superficie sobre la cual esta se aplica. Es necesario especificar, no solamente la magnitud de las fuerzas que se aplican, sino también la dirección de aplicación de estas respecto a una superficie orientada que se toma como referencia.

Esfuerzo y deformación. Ley de Hooke

Como el sismo es un fenómeno esencialmente volumétrico, en el que con mucha frecuencia hay que hablar de superficies que envuelven estos volúmenes, es más apropiado hablar de presiones que de fuerzas como tal. En este sentido, es necesario establecer algunas definiciones como las de esfuerzo y deformación. Por tanto, a la fuerza por unidad de área se le denominará esfuerzo. Conviene establecer además, que si se aplica un esfuerzo sobre un material elástico este necesariamente, sufrirá una deformación. Bajo determinadas condiciones, la deformación siempre será directamente proporcional al esfuerzo que la provocó. Es decir, a mayor esfuerzo, en proporción lineal, mayor deformación. Esta relación es consecuencia de lo que en Física se conoce como Ley de Hooke.

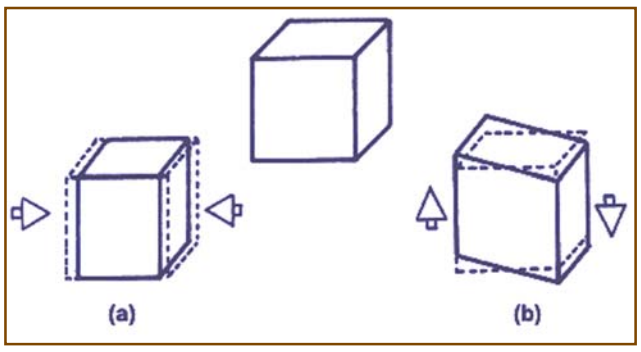

Fig. 2. Cubo sometido a compresión (a) y a cizalla (b).

En la Fig. 3 se muestra la relación existente entre esfuerzo y deformación. Se observa que el sector inicial de la curva de la figura constituye una línea recta, y la relación esfuerzo-deformación se puede representar mediante la formula: $\rho.\delta = E.\varepsilon$, donde E es el llamado módulo de elasticidad o módulo de Young. En este sector de la curva el medio se comporta de forma elástica. Si cesa el esfuerzo este recupera su forma inicial. Por tanto, se puede decir que su comportamiento de acuerdo con la Ley de Hooke indica su condición de idealmente elástico. El punto de la curva a partir del cual la Ley de Hooke se deja de cumplir, recibe el nombre de límite elástico. Se trata de una especie de frontera entre un comportamiento elástico y otro, que como se verá a continuación será el plástico. La región de la curva situada inmediatamente después del límite elástico se denomina región de deformaciones plásticas o de ductilidad. Este fenómeno, en

el caso de la propagación de algunos tipos de ondas, es complejo e importante y requiere para su caracterización modelos matemáticos relativamente complejos. Además, existe un punto de la curva de la Fig. 3, a partir del cual el cuerpo sufre una ruptura abrupta. Esto ocurre cuando se supera el límite de resistencia del material. Es práctica común en la tecnología de las construcciones realizar pruebas de este tipo para caracterizar los diversos materiales.

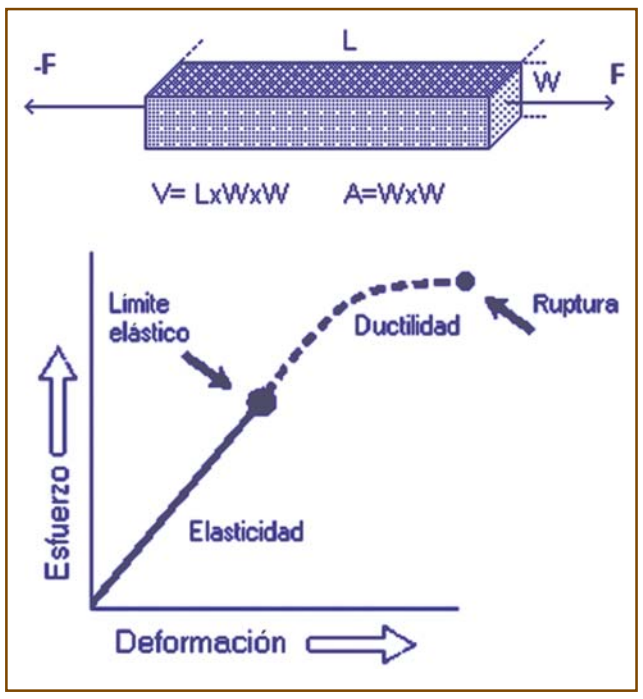

Fig. 3. Relación entre esfuerzo y deformación.

Por otra parte, de la misma manera que el oscilador ideal almacena energía por unidad de longitud de desplazamiento, los medios materiales almacenan energía por unidad de volumen. Las ondas sísmicas son el producto de colosales cantidades de energía almacenada en grandes volúmenes, que en un momento determinado son súbitamente liberadas. Sin embargo, por su complejidad los eventos sísmicos difieren mucho de admitir una descripción física sencilla. La mayoría de los materiales presentes en la litosfera y otras capas de la Tierra tienen un comportamiento elasto-plástico. Por tanto, hay que tener en cuenta que si a un medio de esta naturaleza se le aplica un esfuerzo demasiado grande, este se rompe o se deforma de modo permanente. Si el esfuerzo se aplica durante un tiempo muy largo, el material sólido se puede tornar en un líquido viscoso. Otra muestra de que los materiales rocosos de la naturaleza no son perfectamente elásticos es que no toda la energía aplicada en su proceso de deformación se puede almacenar en forma de energía potencial. Indudablemente, una parte apreciable de ella se consume en procesos disipativos.

La fuente sísmica

Más del 90% de los terremotos registrados hasta el presente son de origen tectónico, ya que se relacionan con fallas activas. Una parte apreciable de ellos se origina en el interior de la corteza terrestre, que constituye la porción más frágil de la litosfera. Esta capa es la más externa del planeta y tiene la característica de ser un medio aproximadamente elástico es decir, adecuado para la generación y propagación de ondas sísmicas.

Un terremoto tectónico es el resultado de la fracturación y sucesivo desplazamiento de dos bloques separados por una falla. Las fallas se dividen en cuatro, en dependencia del tipo de movimiento (Fig. 4):

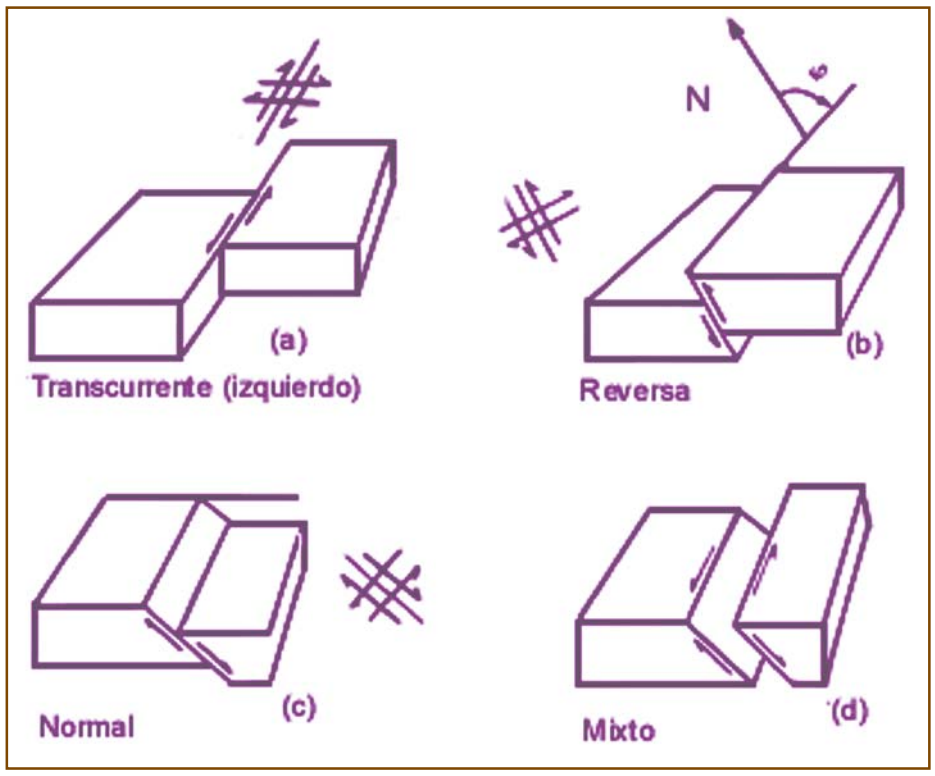

Fig. 4. Tipos de fallas.

- Normales.
- Inversas.
- Transcurrentes.
- Mixtas.

Las fallas normales ocurren como resultado de los esfuerzos de tensión. Un ejemplo de tensión muy común en la vida cotidiana es el de un cable de acero, sometido a fuerzas por sus extremos que tienden a romperlo. Por el contrario, las fallas inversas (o de cabalgadura) son el resultado de esfuerzos de compresión. Las fallas transcurrentes, que deben su nombre a que el movimiento relativo entre un bloque y otro es de carácter lateral, se producen por esfuerzos cortantes. Por último, las fallas mixtas son normales o inversas con una importante componente de corrimiento horizontal; son una combinación de las anteriores. Aparecen con más frecuencia en la naturaleza, ya que la formación de una falla de «tipo puro» es menos probable.

Entre las fallas más conocidas por las fatales consecuencias de los terremotos que han generado en los últimos 100 años se encuentran: la Falla de Anatolia en Turquía, responsable de la ocurrencia, entre otros del catastrófico terremoto de Izmit de 1999 y la Falla de San Andrés, en la costa oeste de Estados Unidos, causante de muchos terremotos importantes que han afectado las ciudades norteamericanas de Los Ángeles y San Francisco en California. Esta falla es muy popular en el mundo cinematográfico, pues aparece en diferentes filmes de catastrofismo. Sin dudas, todo ello ha contribuido a despertar el interés por la sismología en gran parte del mundo.

La principal falla sismogénica de Cuba es la Falla Oriente o Bartlett-Caimán, responsable de la alta actividad sísmica de la región sur oriental del país. Esta falla como las anteriores es de tipo transcurrente y ha generado terremotos destructivos como el del 3 de febrero de 1932 en Santiago de Cuba, la segunda en importancia de Cuba, que ocasionó la ruina de más del 70% de las edificaciones de esta ciudad. Por su carácter activo, constituye una amenaza permanente como lo demuestra el comportamiento estadístico de los eventos sísmicos de la región. Por la imposibilidad de pronosticar la ocurrencia de estos fenómenos, es necesario tomar todas las medidas para minimizar sus efectos desastrosos. Estas medidas son de carácter profiláctico y se relacionan con el reforzamiento y mantenimiento esmerado de las edificaciones existentes.

Fuentes sísmicas puntuales y de dimensiones finitas

Cuando una falla es pequeña, o está situada a gran distancia del punto de interés, se puede considerar una fuente sísmica puntual. Sin embargo, las fuentes sísmicas reales no son puntuales sino de dimensiones finitas. Estas se representan como la porción de una falla profunda de la litosfera terrestre o como una fractura que se propaga a lo largo del plano de una falla. La diferencia entre una fuente puntual y una que no lo es, resulta esencial y determina la característica específica del modelo matemático que se debe desarrollar para su estudio. Una falla es esencialmente una zona de debilidad de la corteza terrestre, susceptible de fracturarse o de sufrir desplazamientos. El punto donde comienza el efecto de fractura en la falla es el hipocentro o foco del terremoto. Por otro lado, la proyección vertical del hipocentro en la superficie terrestre se denomina epicentro.

Los terremotos tectónicos se pueden clasificar, en función de la profundidad del foco, en tres tipos: corticales ($h \leq 35{,}0$ km), intermedios ($35 < h \leq 200$ km) y profundos ($200 < h < 700$ km). Los terremotos corticales, incluso los de magnitudes moderadas, pueden ser muy dañinos. De los terremotos intermedios y profundos sólo ocasionarán daños de consideración aquellos de magnitudes grandes, ya que durante la propagación de las ondas ocurren fenómenos de atenuación.

Tipos de fuentes sísmicas

Las fuentes sísmicas pueden ser naturales o artificiales. Las naturales son la ruptura de una falla, en el caso de los terremotos tectónicos analizados; las erupciones volcánicas que dan origen a los terremotos volcánicos, el colapso de las cavidades cársicas o cavernas, responsable de la generación de los terremotos de colapso y las tormentas de microsismos de origen natural.

Las fuentes de sismos artificiales o inducidos son las explosiones nucleares, el vaciado y llenado de las presas y embalses, el laboreo minero, la inyección de agua en los pozos y los microsismos de origen antrópico, entre otras. Los tipos de fuentes sísmicas se presentan en la Fig. 5.

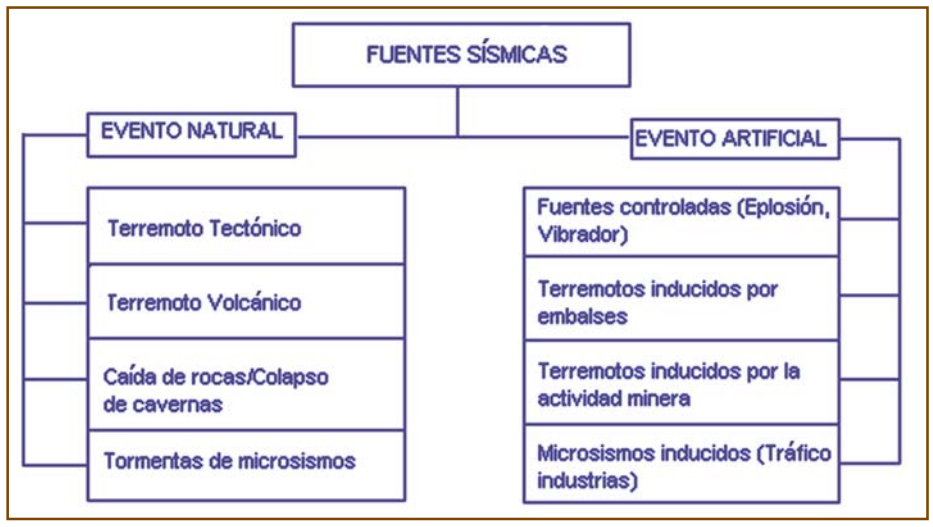

Fig. 5. Tipos de fuentes sísmicas.

ONDAS SÍSMICAS

Durante la ocurrencia de un terremoto desde el foco o hipocentro se emiten ondas de diversos tipos, las llamadas ondas sísmicas. Se trata de ondas acústicas de baja frecuencia que se propagan en la tierra sólida elástica a lo largo de la superficie o atravesando todo el volumen de esta. El estudio de la propagación de las ondas ha contribuido notablemente a revelar la estructura interna de la tierra, ha permitido delimitar las regiones que la forman y la distribución de la densidad y las constantes elásticas. Con el estudio del fenómeno de la propagación de estas ondas el hombre ha logrado conocer más sobre el interior del planeta que habita.

Tipos de ondas sísmicas

Las ondas sísmicas de acuerdo con sus características se dividen en:

- Ondas internas o de volumen.
- Ondas superficiales.

A su vez, las ondas de volumen son de dos tipos de acuerdo con la posición relativa de la oscilación y la dirección de propagación: longitudinales o de compresión (tipo P), y transversales o de corte (tipo S). Las velocidades de propagación de estas ondas son diferentes, siendo las de tipo P las más rápidas. La determinación exacta de estas velocidades se realiza mediante fórmulas relativamente sencillas que se muestran a continuación. Las velocidades dependen de los módulos de elasticidad: «k» y «μ», y de la densidad del medio «ρ». Se aprecia cómo, a pesar de la complejidad del fenómeno que describen, estas fórmulas guardan una analogía conceptual con la fórmula que da la velocidad de propagación de una onda transversal pura en una cuerda de densidad ρ:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3\,\mu}{\rho}} \qquad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Las ondas P u ondas de compresión son aquellas que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación; producen compresiones y dilataciones en el medio. Por ser la más veloz de las ondas sísmicas y la primera en llegar a cualquier punto y en ser registrada por los sismógrafos, se le denominó a la onda P primera o primaria.

En el caso de las ondas S o de corte, las partículas del medio se propagan perpendicularmente a la dirección de propagación. La onda S es más lenta que la onda P. Para una amplia gama de rocas se ha comprobado que su velocidad de propagación (V_s) es aproximadamente igual a un tercio de la velocidad de la onda P, (V_p). Como esta onda es la segunda en arribar a cualquier punto, recibe el nombre de onda segunda o secundaria. Las ondas S tienen mayor amplitud que las P.

Durante el paso de las ondas S el desplazamiento de las partículas del terreno se puede efectuar en cualquier dirección contenida en el plano perpendicular a la dirección de propagación. Sin embargo, estas ondas se desplazan a veces en una única dirección. Cuando esto ocurre, se denominan ondas polarizadas. En este caso, a la componente vertical de la onda S se le denomina SV, mientras que a la componente horizontal SH.

Las ondas superficiales son ondas que viajan por la superficie de la tierra. Por consiguiente, la amplitud de estas ondas es máxima en la superficie terrestre y disminuye exponencialmente con la profundidad, es decir se atenúan muy rápidamente. Debido a que estas ondas se estudiaron teóricamente por Rayleigh (1885) y Love (1911), los dos tipos de ondas superficiales existentes recibieron el nombre de estos científicos.

Se considera que las ondas superficiales se pudieran producir por la interferencia de las ondas de volumen, siendo mucho más lentas que estas últimas. Las ondas superficiales se observan claramente en los registros de los sismos lejanos (telesismos) que se generan a distancias superiores a 1000 Km de la estación de que se trate.

A causa de la interacción de las ondas P y SV (superficiales de componente vertical) surgen las ondas de Rayleigh (R). El movimiento de cada una de las partículas de la superficie del terreno al paso de la onda genera, en el plano de oscilación, una especie de elipse retrógrada llamada así, porque se recorre angularmente en sentido contrario a las manecillas del reloj. Estas ondas son las más lentas de todas, con velocidades de grupo de 1-4 km/seg. La velocidad de grupo es la velocidad con que se trasmite la energía.

También existe otro tipo de onda superficial, originada por las interferencias constructivas de las ondas polarizadas de tipo SH (superficiales de componente horizontal). Este nuevo tipo de ondas se denomina de Love (L).

Por sus características específicas, las ondas superficiales se utilizan ampliamente en las investigaciones de las capas más superficiales del planeta. En su recorrido por los distintos materiales que forman la tierra, las ondas sísmicas sufren las influencias del medio por el que se propagan como reflexión, atenuación, difracción, transformación, etc. Estas influencias dejan sus huellas en los diferentes tipos de ondas.

A los efectos del análisis de las ondas sísmicas es importante el hemisferio de la tierra en que se encuentre la estación. De igual modo, la geología regional y la tectónica, así como las heterogeneidades presentes en el medio, pueden cambiar el aspecto del registro en cada estación. También es importante tener en cuenta que el tipo de falla que origina el terremoto y su geometría pueden jugar un papel decisivo en la distribución espacial de las ondas sísmicas que se generan y en las características del movimiento del suelo provocado por ellas. A pesar de que la alteración de las características geológicas en la zona aledaña a la falla puede introducir modificaciones, es razonable esperar que las fallas normales o inversas originen movimientos fuertes del suelo con una mayor componente vertical y que las fallas transcurrentes originen mayores movimientos horizontales. En la Fig. 6 se muestran los diferentes tipos de ondas sísmicas.

Los sismogramas

El registro gráfico de un terremoto obtenido por un sismómetro se denomina sismograma. Su aspecto o apariencia está determinada por la distancia a la cual se encuentra el epicentro del evento sísmico, su magnitud, profundidad y el tipo de instrumento utilizado. El rango de distancias para el cual es posible detectar un terremoto depende de la magnitud de este, mientras que las amplitudes de las ondas registradas y los tiempos de llegada de las distintas ondas sísmicas dependen de la distancia epicentral y de la profundidad del foco.

Atendiendo a estos parámetros se distinguen dos tipos básicos de sismogramas: de terremotos locales (hasta distancias de 1000 km) y de telesismos (distancias mayores de 1000 km). En los sismogramas de los terremotos locales aparecen registradas las ondas que se transmiten y (o) reflejan en la corteza y el manto superior. En los correspondientes a las telesismos son las ondas P y S que se transmiten por el interior del

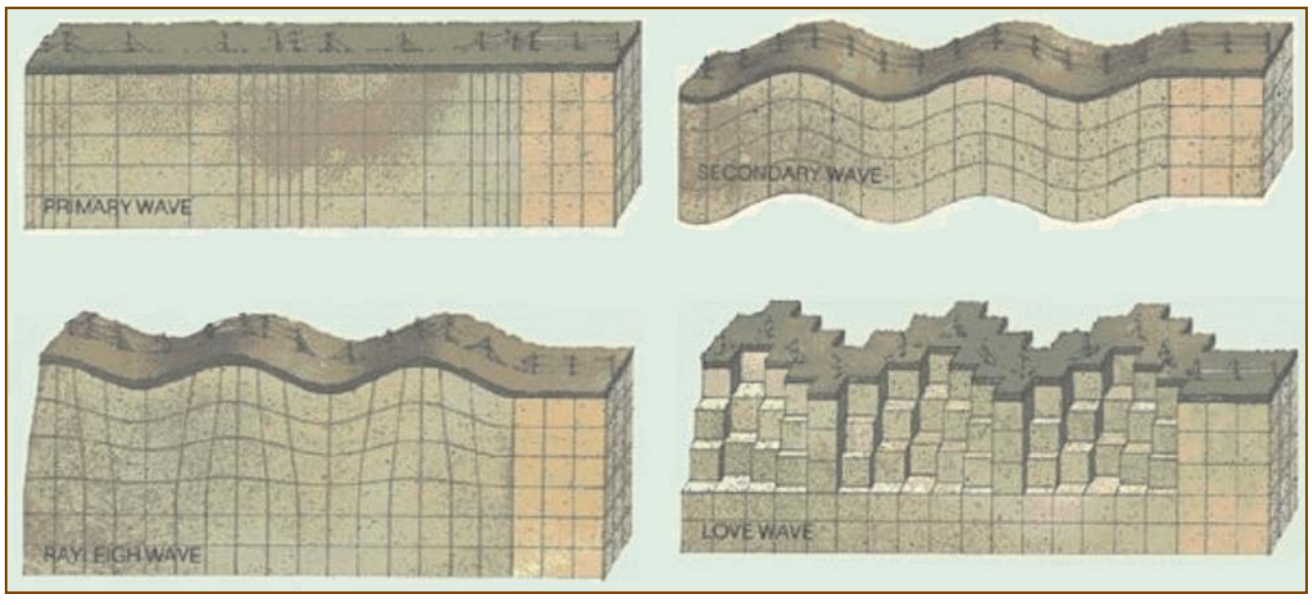

Fig. 6. Tipos de ondas sísmicas.

manto. Cuando el terremoto es superficial y es registrado por instrumentos de periodo largo, las mayores amplitudes en el sismograma corresponden a las ondas superficiales (Fig. 7).

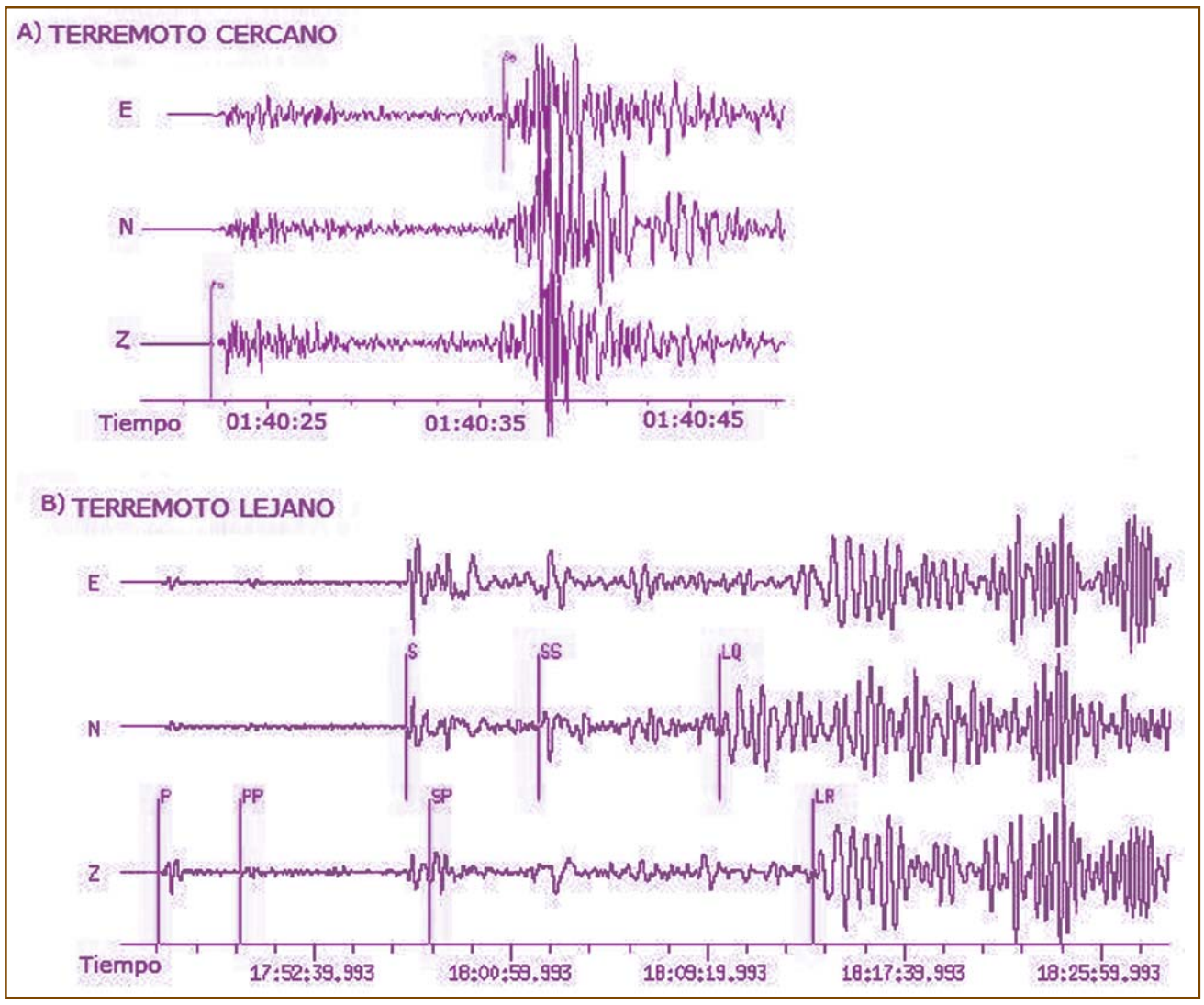

Fig. 7. Ejemplos de sismogramas.

En los sismogramas cada una de las ondas que se pueda identificar recibe el nombre de fase sísmica. El nombre fase tiene aquí un sentido específico, y no tiene que ver con el concepto de fase utilizado en Física para el estudio de las ondas. El punto del sismograma que marca la llegada de una fase sísmica se denomina arribo. El tiempo correspondiente al arribo recibe el nombre de tiempo de arribo de la fase respectiva. El tiempo de arribo se refiere al Tiempo Coordinado Universal (UCT), que es radiado por varias estaciones en el mundo, y ha reemplazando en los últimos tiempos al Tiempo Medio de Greenwich (GMT).

Por otra parte, cuando el arribo se manifiesta por un movimiento brusco y empinado, que lo distingue claramente del ruido de fondo se denomina impulsivo. Este tipo de arribo es característico de los sismos locales y cercanos que ocurren a distancias inferiores a 1000 km.

Cuando el arribo es gradual y su comienzo es difícil de determinar, se denomina emergente. Los arribos emergentes son característicos de los terremotos lejanos o de las fases poco energéticas que se enmascaran por el ruido de fondo del sismograma. Por lo tanto se trata de un fenómeno de solapamiento de ondas.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

A partir de los datos proporcionados por la sismología, y en particular de las observaciones sobre los tiempos de recorrido de las ondas P y S que atraviesan todo el volumen terrestre, se ha podido establecer que el planeta posee una estructura interna estratificada. Se trata de la existencia de tres capas concéntricas principales bien definidas: la corteza, el manto y el núcleo.

La capa exterior se denomina corteza, que puede ser de dos tipos, continental y oceánica, y presenta un espesor que varía entre 10 km, en las regiones oceánicas y 70 km, en las regiones montañosas de los continentes. Debido al aporte insignificante de esta a la masa total de la tierra, se puede representar por una capa homogénea con un espesor promedio de 35 km.

La corteza terrestre se puede subdividir en tres capas: sedimentaria, granítica y basáltica Entre las capas granítica y basáltica aparece una zona denominada discontinuidad de Conrad.

En las cortezas oceánicas típicas la capa granítica está prácticamente ausente, mientras que en las cortezas de tipo continental esta alcanza un espesor considerable, especialmente bajo las grandes cadenas montañosas como las del Himalaya en el continente asiático.

Bajo la corteza terrestre se encuentra el manto que llega hasta 2870 km de profundidad. La frontera que separa la corteza del manto recibe el nombre de discontinuidad de Mohorovicic o discontinuidad M, en honor al científico yugoslavo que la descubrió en 1909. En la frontera, las velocidades de las ondas P y S crecen de forma brusca, así como la densidad del material. Debido al comportamiento de las ondas sísmicas, a estas fronteras se les denomina sísmicas.

El manto terrestre que está compuesto por silicatos se puede subdividir, en manto superior con una estructura relativamente rígida que se extiende desde la base de la corteza hasta 700 km de profundidad, y manto inferior de composición fluida. La parte del manto comprendida entre 100 y 200 km de profundidad recibe el nombre de astenosfera. Por presentar una temperatura cercana a su punto de fusión su estado es aproximadamente el de un líquido viscoso.

Mientras más se profundiza, se advierte que desde la base del manto hasta 6371 km de profundidad, aparece el llamado núcleo de la Tierra. Este es mucho más denso y se compone de hierro con impurezas de elementos más ligeros. El núcleo está compuesto por una capa externa (fluida) y una interna en estado sólido, a pesar de las altas temperaturas del orden de 4000 Kelvin.

Las discontinuidades entre el manto inferior y el núcleo externo, y entre el núcleo externo y el interno, donde se producen cambios súbitos y bruscos en las velocidades de las ondas sísmicas reciben el nombre de discontinuidad de Gutemberg y de Lehman, respectivamente. En la Fig. 8 se muestra un esquema de la estructura interna de la tierra. Investigaciones más detalladas, realizadas recientemente muestran que tanto el manto como el núcleo presentan una estructura aún más fina. En esta se destacan capas de baja velocidad, de transmisión y de crecimiento anómalo de las velocidades de propagación de las ondas P y S que alternan entre sí.

INSTRUMENTACIÓN SISMOLÓGICA

La Sismología es una ciencia que tiene como base las observaciones. El conocimiento presente sobre los terremotos se debe fundamentalmente a las observaciones de las ondas sísmicas. Estas permiten obtener información de los procesos de generación de los sismos y de la estructura del medio por el cual se propagan.

Hasta principios del siglo XVIII solo se realizaban observaciones a simple vista de los efectos producidos por la acción de las ondas sísmicas sobre la naturaleza, las obras construidas por el hombre, y las personas. Como ello sólo es posible en caso de terremotos grandes a estas observaciones se les llama macrosísmicas.

La Sismometría es la parte de la Sismología que se ocupa de las observaciones instrumentales de los eventos sísmicos. A partir del siglo XVIII comienzan las observaciones con la invención de los sismoscopios y los sismógrafos.

El Sismoscopio es un instrumento que permite detectar, que ha ocurrido un sismo. El pri-

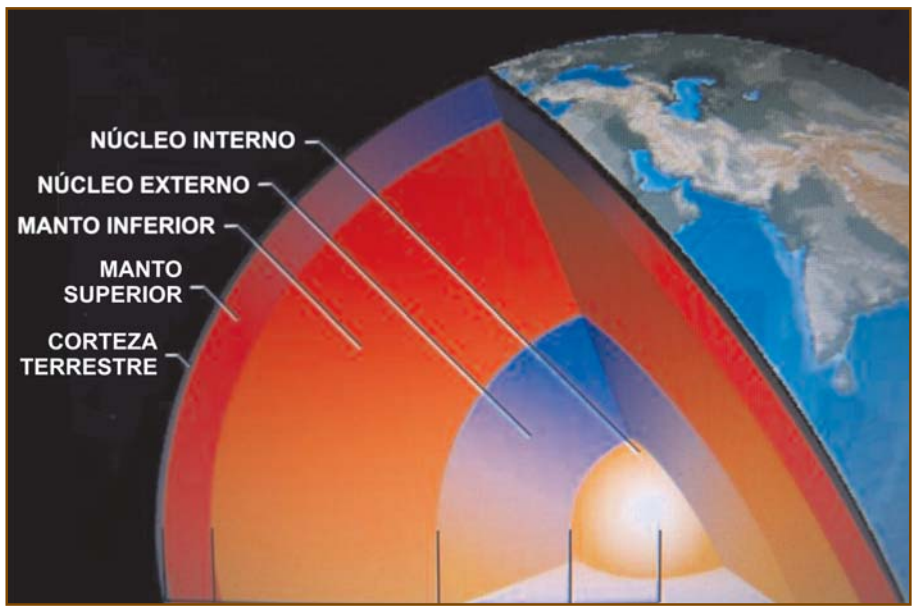

Fig. 8. Estructura interna de La Tierra.

mer sismocospio que se conoce lo inventaron los chinos a principios de nuestra era (Fig. 9).

Fig. 9. Primer sismoscopio para detectar terremotos.

El movimiento del suelo producido por un sismo hacía que uno de los dragones soltara la bola que tenía aprisionada entre sus mandíbulas. Esta bola caía en la boca de la rana, indicando no sólo que se había producido un sismo, sino también la dirección donde había ocurrido.

La medición del movimiento es uno de los problemas más viejos al que se ha dedicado la Física. Sin embargo, en la Sismometría el problema adquiere una característica especial pues, para medir el movimiento de un objeto es necesario tener un sistema de referencia fijo, lo cual es muy difícil de lograr sobre la superficie de la Tierra, cuando es perturbada por la acción de las ondas sísmicas.

Un sismógrafo es un conjunto de dispositivos que permiten detectar y registrar el movimiento ondulatorio del terreno provocado por las ondas sísmicas. El principal dispositivo que forma parte de un sismógrafo es el sensor (sismómetro) de ese movimiento ondulatorio.

Las ondas sísmicas que se observan en un punto de la superficie terrestre pueden tener una amplia variedad de frecuencias (espectro de frecuencia). Estas frecuencias van aproximadamente desde 0,001 hasta 100 hz, y sus amplitudes oscilan entre varios nanómetros hasta decenas de cm (rango dinámico). El sismógrafo debe ser capaz de detectar y registrar con la mayor fidelidad posible el amplio conjunto de los distintos tipos de las ondas sísmicas (Fig. 10).

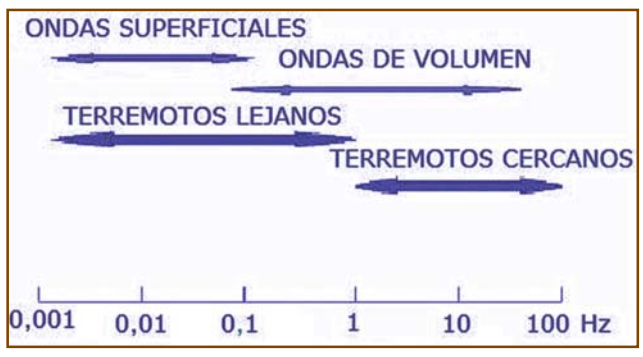

Fig.10. Rango de frecuencias que abarcan los distintos tipos de ondas sísmicas.

Existen dos tipos de sensores sismológicos (sismómetros) para medir el movimiento producido por las ondas sísmicas:

- Sensores extensiométricos que miden el movimiento de un punto de la superficie terrestre relativo a otro punto.
- Sensores inerciales, los cuales miden el movimiento del terreno utilizando una referencia inercial (una masa que tiene un acoplamiento débil con la superficie terrestre que representa el sistema de referencia fijo).

En la Fig. 11 se observa el principio de funcionamiento de los sensores extensiométricos: sobre el terreno se anclan dos pilares (A y B) a varias decenas de metros uno del otro. Mediante algún dispositivo (óptico, mecánico, etc.) se mide el movimiento relativo entre estos (Y (t)), causado por el paso de las ondas sísmicas (X (t)). Debido a sus grandes dimensiones y a las condiciones especiales que requieren para su instalación, estos sensores sólo se emplean en muy pocos observatorios sismológicos.

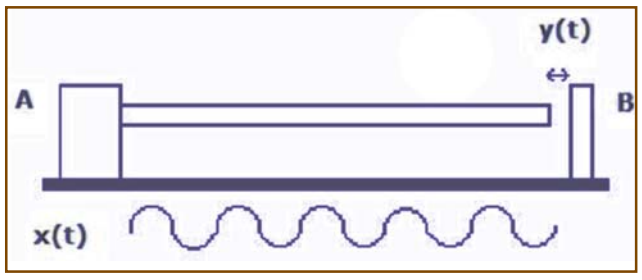

Fig. 11. Modelo de sensor extensiométrico.

El modelo mecánico de un sensor sismológico inercial se muestra en la Fig. 12.

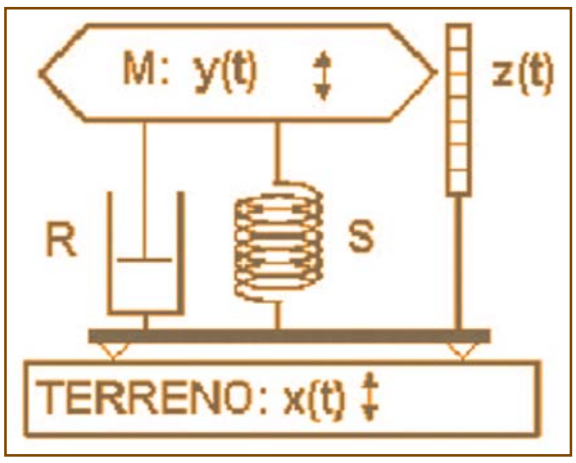

Fig. 12. Modelo de un sensor inercial.

Una masa inercial M es obligada a moverse en una sola dirección. Mediante un muelle de rigidez S, esta masa es mantenida en suspensión. El elemento R suministra el amortiguamiento adecuado al sistema oscilatorio formado por la masa y el muelle. Cuando el movimiento x(t) del terreno actúa sobre el sistema, se produce un movimiento y(t) de la masa. Debido al acoplamiento débil que existe entre la masa y el terreno, esta tiende a permanecer en reposo cuando se mueve la base del sismómetro acoplada al terreno y se genera un movimiento relativo $z(t)=y(t)-x(t)$ entre la masa y la base. Los sensores inerciales constituyen en la actualidad los dispositivos más utilizados para detectar las ondas sísmicas, tanto en las investigaciones de la ciencia sismológica como en la ingeniería sismológica y la sísmica de prospección. Como el movimiento del suelo es muy complejo y se produce en un espacio de tres dimensiones, los sismómetros se construyen para que detecten el movimiento en una sola dimensión. Entonces, para obtener el movimiento completo del suelo se necesitan tres sismómetros en cada sitio. Por lo general se registran dos dimensiones ortogonales en el plano horizontal y una en el plano vertical. Los sismómetros horizontales se orientan en las direcciones norte-sur y este-oeste.

Desarrollo histórico de la instrumentación sismológica

En el desarrollo de las observaciones sismológicas instrumentales se pueden distinguir varias etapas:

La primera se extiende desde el siglo XVII hasta mediados del siglo XIX. Los instrumentos utilizados en esa época sólo permitían detectar que había ocurrido un sismo, es por ello que se llamaron sismoscopios.

La segunda se extiende desde mediados del siglo XIX hasta las primeras décadas del siglo XX. En esta etapa se produce la invención del sismómetro y el sismógrafo (Fig. 13).

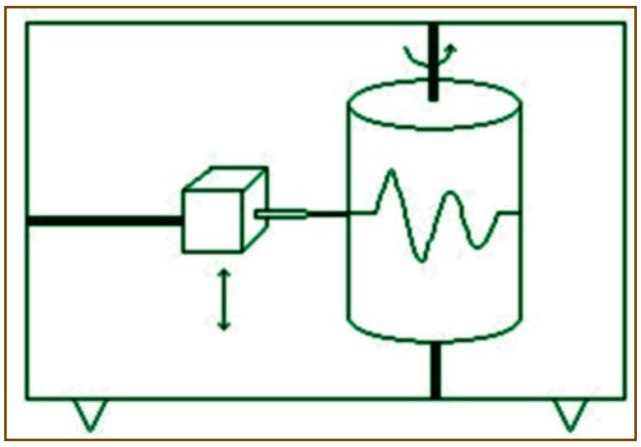

Fig. 13. Esquema de un sismógrafo de la 2da etapa.

Los primeros sismógrafos estaban compuestos por sismómetros inerciales, los cuales registraban la señal sísmica directamente en el dispositivo registrador que estaba dentro del cuerpo del sensor. El registro (sismograma) se realizaba en papel ahumado. Estos instrumentos tenían la característica de ser muy voluminosos y podían llegar a pesar cientos de kilogramos. Poseían muy baja sensibilidad, ya que podían amplificar el movimiento del terreno sólo varias centenas de veces.

La tercera etapa es la comprendida desde comienzos del siglo XX hasta la década del 80. En las primeras décadas del siglo pasado, el sismómetro inercial se equipó con un transductor electromagnético compuesto por un imán y una bobina**.** El imán se fija a la base del sismómetro y la bobina a la masa inercial o viceversa, por lo que el movimiento relativo que se produce entre la base y la masa inercial también se efectúa entre el imán y la bobina. Esto último genera un voltaje en los terminales de la bobina (una señal eléctrica) análoga al movimiento sísmico. El sensor es un sismómetro electromagnético. Para registrar la señal eléctrica producida por el sismómetro, se acopla un galvanómetro de espejo a la bobina del transductor. Las variaciones del voltaje generado por la bobina del sismómetro hacen mover el espejo del galvanómetro. Para registrar este movimiento se hace incidir un fino rayo de luz en el espejo, que al reflejarse es grabado en un papel fotográfico.

Estas innovaciones técnicas significaron un gran avance en el desarrollo de la Sismometría, ya que se lograron sismógrafos más sensibles que podían amplificar el movimiento decenas de miles de veces, se amplió el rango dinámico de registro y el espectro de frecuencias que se podían registrar, se pudieron construir sismógrafos verticales, se obtuvieron sismogramas con excelente calidad de registro, se pudo separar el cuerpo del sensor del dispositivo registrador.

Tanto los primeros sismógrafos como los sismógrafos electromagnéticos registraban las ondas sísmicas de forma analógica, lo que conducía a que los sismógrafos fueran de banda muy estrecha con un rango dinámico muy pequeño. Esto significa que un sismógrafo podía registrar solamente una porción muy pequeña de todo el conjunto de frecuencias y amplitudes que poseen las ondas sísmicas. Para lograr una ban-

da ancha y un mayor rango dinámico de registro, era necesario tener varios equipos sintonizados en los diferentes sectores del conjunto de las ondas sísmicas que se requería registrar.

Los sismógrafos se clasificaban de periodo corto (CP) para el registro de las ondas sísmicas de alta frecuencia (1-100 Hz), de periodo medio (MP) para el registro de las de frecuencias medias (1-0,04 Hz) y de periodo largo (LP) para el registro de las de baja frecuencia (0,04-0,001). Esta denominación se debe al período de las oscilaciones libres del sismómetro (Fig. 14).

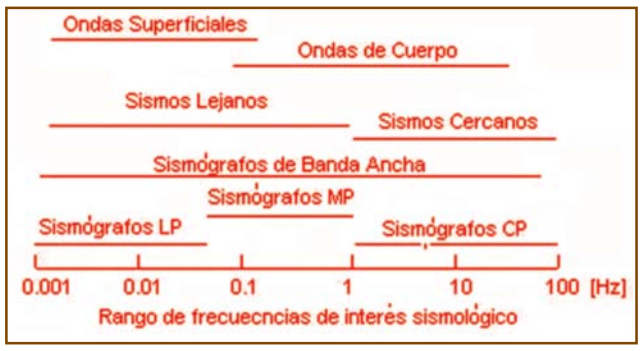

Fig. 14. Banda de trabajo que cubren los distintos tipos de sismógrafos.

La cuarta etapa comenzó en la década del 80 del siglo pasado debido al desarrollo vertiginoso de la electrónica, la computación y las telecomunicaciones. Primeramente, se introdujeron los sismómetros de banda ancha y amplio rango dinámico. Un sismómetro de este tipo es en principio un sismómetro electromagnético al cual se le modifican electrónicamente las fuerzas mecánicas que rigen el movimiento de la masa inercial, y con ello se pueden modificar los parámetros que determinan su respuesta a la acción de las ondas sísmicas.

El registro se transformó en digital y computarizado, de forma tal que permitiera ser grabado sin que se presenten efectos de saturación, es decir sin que se interrumpa el registro de las amplitudes en todo el rango dinámico de las ondas sísmicas. Anteriormente, el registro analógico permitía solo grabar amplitudes con una relación de 1 a 100. En cambio, el registro digital es capaz de grabar amplitudes con una relación de 1 a 16 000 000. La unión de estos dos dispositivos dio origen a los sismógrafos de banda ancha que pueden detectar y registrar prácticamente todo el espectro de frecuencias y amplitudes que componen las ondas sísmicas.

La conversión del registro primario, un simple gráfico que en términos matemáticos se denomina función analógica a la forma digital, se realiza de la siguiente manera: el sistema sismométrico realiza una primera conversión de la señal sísmica analógica X(t), mediante el sismómetro electromagnético S, en una señal eléctrica analógica E(t) y una segunda conversión de esta señal, mediante el dispositivo digital de adquisición de datos (DDAD) en una señal digital V(t). Esta es la señal que se guarda en el registrador R. Para ello se utiliza la numeración binaria (dígitos 0 y 1 solamente). En la Fig. 15 se muestra este proceso.

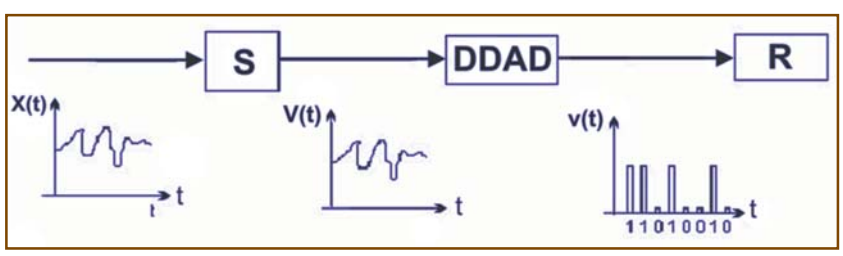

Fig. 15. Esquema de un sismógrafo moderno.

El registro digital permite realizar el análisis de los sismogramas asistido por computadoras, en los cuales se utilizan diferentes programas de cómputo que posibilitan efectuar cálculos y observaciones que anteriormente eran imposibles de realizar con los registros analógicos.

Nuevos sensores sismológicos

La rápida evolución de las tecnologías de fabricación de semiconductores ha posibilitado el desarrollo y la producción masiva de sensores que utilizan estos. En la Fig. 16 se muestra la estructura de un sensor de este tipo.

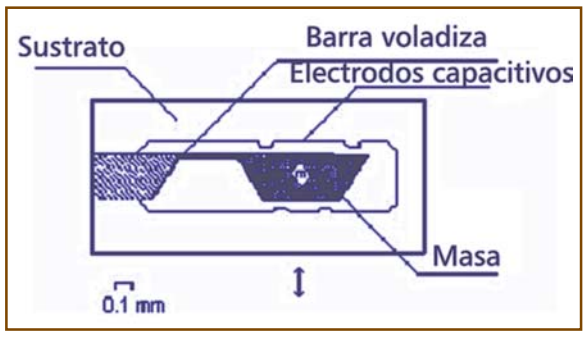

Fig. 16. Esquema de un sensor microelectrónico.

Una barra en voladizo sostiene una masa inercial colocada entre dos electrodos capacitivos, que permiten convertir el movimiento del terreno en una señal eléctrica. Este chip se acopla a un chip electrónico de funciones específicas, y todo es encapsulado en un portador estándar de circuito integrado. El producto final es un sensor triaxial (sismógrafo), el cual permite detectar dos componentes horizontales y una vertical del movimiento del terreno y con unas dimensiones muy pequeñas (sólo tiene 25 mm por lado).

Redes de estaciones sismológicas

Para conocer los rasgos característicos de las zonas sísmicas de una región es necesario realizar con determinado nivel de precisión, la clasificación energética y la ubicación espacio-temporal de los sismos que allí han ocurrido. La magnitud, el tiempo de origen, las coordenadas del epicentro y la profundidad del foco son parámetros fundamentales que se obtienen del análisis de los registros sísmicos.

Las estaciones sismológicas están provistas de un sistema de sensores de tres ejes que captan las vibraciones en las tres direcciones fundamentales: Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste, con sus correspondientes circuitos amplificadores de bajo ruido y de sensibilidad ajustable, con sus respectivos filtros de frecuencia, etc. Además, se incluyen equipos de Sistema de Posicionamiento Global (GPS) que permiten determinar las coordenadas geográficas del lugar, así como relojes precisos que registran el tiempo en que se efectúan las observaciones.

Cuando se utiliza el registro de una sola estación, la precisión con la que se determinan los parámetros es mucho menor que cuando se emplean los registros de varias estaciones. Mientras mayor sea el número de estaciones que registra un sismo, menor será el error que se cometa en el cálculo de los parámetros mencionados. Por ello, en la actualidad, las estaciones sismológicas se utilizan en forma de redes con un centro (estación central), donde se realiza el análisis conjunto de los sismogramas provenientes del grupo de estaciones.

También existen redes de interconexión internacional que permiten una caracterización muy precisa de los eventos sísmicos mundiales.

En la Fig. 17 se muestra la ventana de un software para analizar sismogramas. En este caso se observan las señales triaxiales de una estación que ha detectado un evento. La primera señal: U-D (arriba-abajo) contiene la componente vertical o Z. Las otras dos contienen las componentes horizontales. La segunda, es la Este-Oeste (E-W) y la tercera la Norte-Sur (N-S).

Los softwares poseen otras ventanas que pueden mostrar simultáneamente el registro de varias estaciones, además de múltiples aplicaciones de procesamiento matemático.

Desarrollo de las observaciones sismológicas en Cuba

La historia de las observaciones sismológicas en Cuba comienza en 1551, cuando un terremoto fuerte destruyó el primer templo y algunas viviendas de la Villa de Bayamo, fundada en 1513.

Durante la época colonial sólo se hicieron observaciones descriptivas de los sismos sentidos por los habitantes del país. La primera esta-

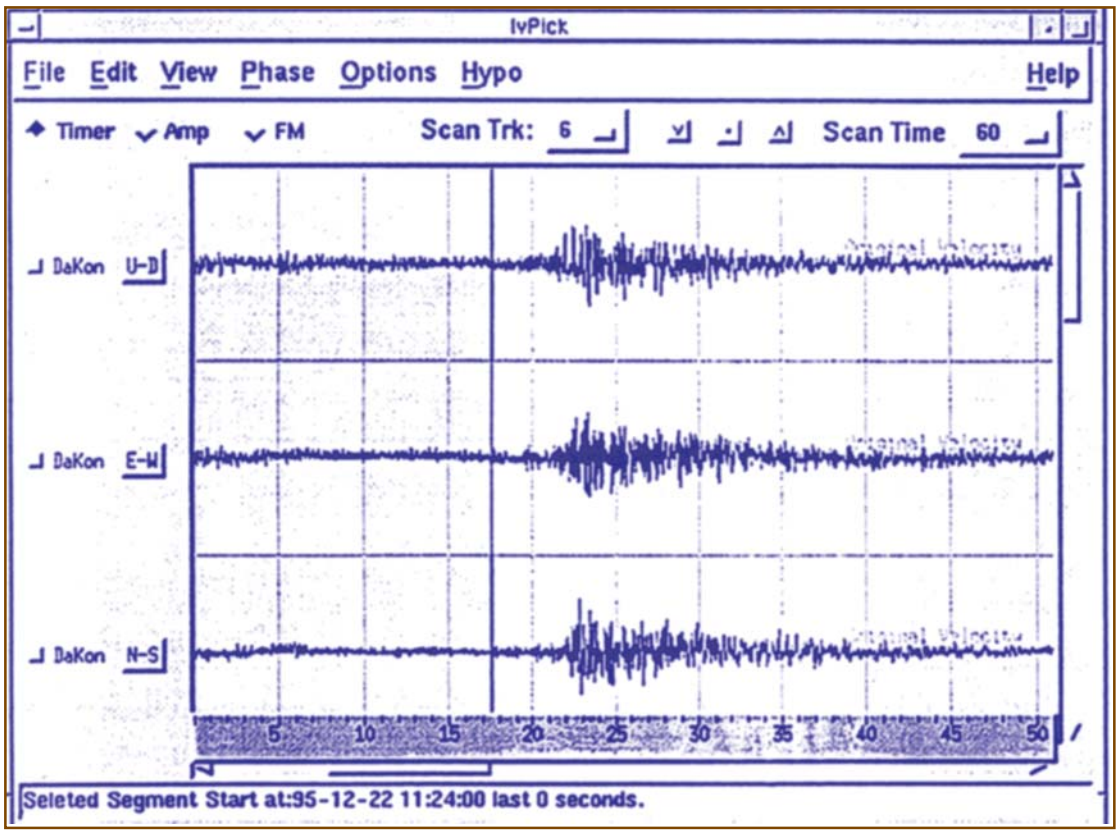

Fig. 17. Ejemplo de software para el análisis de sismogramas.

ción sismológica se instaló en Cuba el 3 de febrero de 1907 en Ciudad de La Habana, en el Colegio de Belén de la Orden de los Jesuitas. La estación sismológica constaba con dos sismógrafos de tipo Bosh-Omori que permitían registrar en papel ahumado, las componentes horizontales EW y NS de las ondas sísmicas. La estación estuvo funcionando hasta 1920.

Como se aprecia en la siguiente descripción, el desarrollo de la Red Sismológica Nacional fue vertiginoso a partir del triunfo de la Revolución, especialmente estimulada por la creación en 1962 de la Academia de Ciencias de Cuba.

El 28 de julio de 1964 se instala la estación sismológica de Soroa, Pinar del Río (Fig. 18). La estación tenía dos complejos de instrumentos sismológicos, uno de periodo corto para la detección y registro de las ondas sísmicas de terremotos cercanos (<1000 km) y otro de periodo medio para terremotos lejanos (>1000 km). En ambos casos se registraban en papel fotográfico dos componentes horizontales (EW y NS) y una vertical (Z) de las ondas sísmicas.

Fig. 18. Estación sismológica Soroa (SOR) fundada en 1964.

A mediados de 1965 se instala cerca de Santiago de Cuba la estación sismológica de Río Carpintero. En esta estación inicialmente había sólo sismógrafos de periodo medio. Posteriormente se instalaron los sismógrafos de periodo corto. En ambos casos se registraban, en papel fotográfico, dos componentes horizontales y una vertical de las ondas sísmicas.

Entre 1979 y 1980 se instalaron tres nuevas estaciones sismológicas: Pinares de Mayarí en Holguín, Las Mercedes en Granma, y Maisí en Guantánamo. Estas estaciones se equiparon con sismógrafos de período corto de tres componentes y registro en papel fotográfico.

En 1983 se instaló cerca de Cascorro, en Camagüey una estación sismológica que tenía sismógrafos de períodos cortos y otra estación de períodos medios, ambas de tres componentes. En esta estación se registraban las señales sísmicas en papel fotográfico y disponía además de un sismógrafo de período corto, de una sola componente vertical que registraba en papel con plumilla de tinta.

En 1988 se instaló una red de cinco estaciones sismológicas alrededor de Santiago de Cuba. Cada estación tenía una componente vertical de corto período y enviaba la señal del sismómetro mediante un enlace de radio a la estación central situada en Santiago de Cuba, donde se registraba en papel con plumilla de tinta.

Durante todos estos años para realizar trabajos específicos, se instalaron estaciones sismológicas temporales en diferentes lugares del país: Pilón, Cienfuegos, Camagüey, Holguín, entre otros. Esto se hizo con el fin de obtener registros de réplicas de terremotos o precisar la sismicidad de una determinada región.

Entre 1997 y 1998 se llevó a cabo una modernización tecnológica de la instrumentación con la que se realizaban las observaciones sismológicas. Con este fin se instalaron sismógrafos de banda ancha con registro digital. El análisis de los sismogramas comenzó a ser asistido por computadoras en las estaciones de Soroa, Río Carpintero, Cascorro, Las Mercedes, Moa y Maisí. También se creó la estación de banda ancha de La Piedra en Manicaragua y se instaló un sismógrafo de periodo corto con registro digital y análisis de sismogramas asistido por computadora en Holguín. Se instalaron durante este periodo en la región oriental, una red de cinco estaciones sismológicas automáticas de período corto que envían la señal sísmica en tiempo real a la Estación Central, en Santiago de Cuba, del Servicio Sismológico Nacional (SSN), y dos acelerógrafos digitales.

Como parte de estos esfuerzos quedó consolidada la Estación Central del Servicio Sismológico Nacional (SSN) en Santiago de Cuba (Fig. 19) donde se concentran y procesan todos los registros de las estaciones que componen el sistema unificado de observaciones sismológicas del país. En la Fig. 20 se muestra la red actual de estaciones sismológicas.

Actualmente se está realizando la modernización de todo el equipamiento del SSN que permitirá ampliar el rango dinámico de las amplitudes así como el espectro de las ondas sísmicas que se registran. También se recibirán en el centro principal del SSN en Santiago de Cuba y en los dos centros secundarios la señal en tiempo real de todos los sismógrafos instalados en el pais.

Fig. 19. Obsevatorio Geodinámico de Santiago de Cuba.

MEDICIÓN DE LOS TERREMOTOS

Existen dos medidas principales del tamaño y la fuerza de un terremoto, denominadas magnitud e intensidad. Estas son muchas veces confundidas por los no especialistas a pesar de que expresan propiedades diferentes.

La magnitud es una medida de la energía liberada en la fuente o foco del terremoto y de su tamaño.

La intensidad, describe los efectos observados de los movimientos sísmicos sobre las personas y el medio ambiente natural y construido.

Magnitud

El sismólogo norteamericano Charles Richter definió en 1935 el concepto de magnitud. Su idea fue introducir un parámetro que describiera de algún modo, la energía sísmica liberada por un terremoto en la fuente sísmica. Para ello tomó como base las características de los sismos ocurridos en California, Estados Unidos.

La magnitud en la escala de Richter se define como el logaritmo decimal de la máxima amplitud (A_{max} en cm) observada en un sismógrafo de tipo Wood-Anderson (de péndulo horizontal), a la que se le resta una corrección por la distancia (D) entre el epicentro del sismo y el lugar de registro. Esta corrección corresponde al logaritmo de la amplitud (A_o), que debe tener a esa distancia un sismo de magnitud igual a cero.

$$M = \log Amax - \log A_o$$

La escala de Richter recibe hoy la denominación de escala de magnitud local (Ml). Su utilidad se restringe al análisis de los sismos que ocurren hasta una distancia de 600 km. Cada grado de esta escala equivale a un incremento de la amplitud 10 veces y 40 veces la cantidad de energía liberada.

Otra escala muy utilizada para determinar la magnitud de los sismos locales se basa en la longitud de la coda (cola) del registro de los sismos. Es también una escala logarítmica y se designa usualmente por Mc, y tiene la ventaja de ser muy estable.

Fig. 20. Red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional.

A partir de los trabajos de Gutemberg- Richter (1945) las escalas de magnitud para medir sismos locales se hacen extensivas a sismos lejanos. Además, se elimina el uso de un tipo particular de sismógrafo.

En la actualidad existen otras escalas de magnitud basadas en las ondas de volumen (P y S) y en las ondas superficiales. Estas se denotan por mb y Ms.

Cada año se producen en el mundo alrededor de 50 000 terremotos de magnitudes bajas entre 3 y 4, cerca de 800 de magnitudes moderadas entre 5 y 6, y sólo un terremoto de gran magnitud entre 8 y 9. Aunque no se considera para las escalas de magnitud un límite superior, este debe ser de aproximadamente 9,5. Ello se explica por las propiedades físicas de las rocas donde ocurre el proceso de preparación de un futuro terremoto.

La energía liberada en el foco de un terremoto es la suma de la energía que se transmite en forma de ondas elásticas y la que se disipa en forma de calor (Tabla 2).

Tabla 2. Energía liberada por terremotos de diferente magnitud

Magnitud	Energía (ergios)
8,5	$3,6 \times 10^{24}$
8,0	$6,3 \times 10^{23}$
7,5	$1,1 \times 10^{23}$
7,0	$2,0 \times 10^{22}$
6,5	$3,6 \times 10^{21}$
6,0	$6,3 \times 10^{20}$
5,5	$1,1 \times 10^{20}$
5,0	$2,0 \times 10^{19}$
4,5	$3,6 \times 10^{18}$
4,0	$6,3 \times 10^{17}$

Para los grandes terremotos, las magnitudes mb y Ms no dan una real dimensión de su tamaño, ya que estas escalas se saturan. Por ello, la sismología moderna ha recurrido al uso de otros parámetros de tamaño como el momento sísmico Mo y la magnitud de momento Mw.

Las magnitudes de momento correspondientes a los sismos mayores ocurridos durante el siglo xx en Valparaíso, Chile y en Anchorage, Alaska fueron 9,5 y 9,2 respectivamente. El sismo tsunamigénico ocurrido recientemente al oeste de la Isla de Sumatra tuvo una magnitud de momento de 9,3.

Intensidad

La intensidad sísmica es un parámetro de carácter subjetivo debido a la forma en que se mide la capacidad destructiva de un terremoto. A lo largo de la historia se han utilizado diferentes escalas de intensidad, en las que se define cada grado por una serie de factores que requieren para su identificación, una evaluación detallada de los efectos ocasionados por el terremoto.

Es necesario realizar una inspección visual sobre las edificaciones de diferente tipo para valorar los daños ocasionados. También se realizan trabajos de campo para detectar posibles efectos sobre el medio natural geográfico. El objetivo de estos trabajos es detectar grietas y fracturas, deslizamientos de tierra, licuación de suelos y asentamientos del terreno, entre otros efectos. También se requiere encuestar a un número representativo de personas para lograr una descripción, lo más fidedigna posible de la forma en qué sintieron el movimiento sísmico.

La primera escala de intensidades fue la propuesta por Rossi y Forel (1883), la cual estaba dividida en 10 grados (I-X). Una modificación de esta escala fue realizada por Mercalli en 1902. La primera constaba con 10 grados y después, a propuesta de Cancani, se amplió a 12 grados (I-XII). Esta última versión sirvió de base a las escalas utilizadas en la actualidad.

En el continente americano se usa mayoritariamente la escala de Mercalli modificada (MM), propuesta por Wood y Newmann en 1931 y mejorada por Richter en 1956.

La escala utilizada desde 1964, en una parte importante de Europa consiste en los trabajos de Medvedev, Sponheur y Karnik (MSK). Esta posee 12 grados y se asemeja en su estructura a la de Mercalli modificada. La escala MSK también sufrió modificaciones en 1978 y 1992. La última modificación dio origen a la nueva escala EMS. La escala MSK (ANEXO 1), en sus diferentes versiones, y fue la más utilizada en nuestro país para evaluar los efectos de los sismos perceptibles y fuertes.

Una de las razones por las que se confunden con mucha frecuencia la magnitud y la intensidad es que los terremotos de magnitudes grandes se consideran siempre dañinos. Gran número de terremotos ocurre a poca profundidad (menos de 15 km). A esta profundidad los terremotos de magnitudes moderadas son generalmente destructivos. Los terremotos profundos sin embargo, deben tener necesariamente magnitudes mucho mayores para que sus efectos, en términos de intensidad, sean equivalentes a los anteriores.

Se ha comprobado también que los terremotos muy profundos de magnitudes grandes producen intensidades moderadas. Sin embargo, debido a que estas intensidades están distribuidas sobre un área extensa, el número total de daños puede resultar considerable. Un ejemplo de este tipo son los sismos de foco intermedio (h > l00 km) de Vrancea, Rumania.

Existen sismos de magnitudes pequeñas muy superficiales, que en ciertos tipos de suelo producen intensidades muy altas en una zona limitada. Ejemplos de ellos son los eventos sísmicos del 3 de febrero de 1991 de M = 2,0 asociados al sistema de fallas Pajarito al norte de Río Grande, Nuevo México, Estados Unidos y el sismo de Ganuza, municipio de San José de Las Lajas de M = 2,8. En ambos casos se produjeron intensidades anormalmente grandes de V-VI en las escalas MSK y MM, siendo perceptibles en un área inferior a 6 km^2 aproximadamente.

La única correlación directa entre la magnitud de un terremoto y la intensidad que el mismo produce ocurre en la zona epicentral. En esta zona se reporta la mayor intensidad (I_o), conocida como intensidad en el epicentro o epicentral.

En la Fig. 21 se muestra una comparación entre las diferentes escalas de intensidad sísmica.

Mapas de isosistas de terremotos

A partir de los valores de las intensidades evaluadas para los diferentes puntos de un área, después de la ocurrencia de un terremoto fuerte, se confeccionan los llamados mapas de

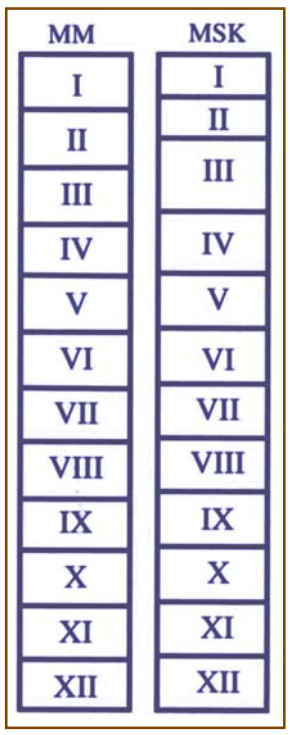

Fig. 21. Comparación entre las escalas Mercalli Modificada (MM) y MSK (Medvedev-Sponhauer-Karnik).

isosistas. Las isosistas son curvas que delimitan zonas donde se registra la misma intensidad. Estos mapas constituyen una base fundamental para delimitar el área en que un sismo fue perceptible y realizar múltiples estudios.

Como una primera aproximación, las isosistas se pueden considerar como circunferencias concéntricas alrededor del epicentro del sismo. Existen también modelos teóricos de elipses concéntricas alrededor del epicentro. Sin embargo, las isosistas reales no son ni circunferencias ni elipses perfectas. Presentan una forma irregular, mostrando variados patrones para las diferentes regiones sísmicas.

Los factores que determinan la forma de las isosistas dependen de las características del foco, de la trayectoria de propagación de las ondas y de las condiciones locales del suelo y del subsuelo. Los vinculados con las características del foco son la magnitud, la profundidad y la posición relativa entre la fuente sísmica y la región respectiva. Los relacionados con la trayectoria de propagación de las ondas sísmicas son la atenuación y las heterogeneidades regionales. Concerniente a las condiciones del suelo y el subsuelo, el efecto de amplificación de las capas geológicas superficiales tiene también una gran influencia en la forma de las isosistas.

La forma del plano focal es el factor determinante en el patrón de las isosistas. El tamaño de las regiones focales se relaciona con la magnitud del terremoto. En los terremotos pequeños el foco se puede considerar como una fuente puntual, y las isosistas se pueden aproximar por circunferencias concéntricas. Sin embargo, para los terremotos de gran magnitud la energía sísmica es liberada por un área de dimensiones finitas (plano de falla) y la forma del plano focal se refleja en las isosistas.

El efecto de la trayectoria de propagación de las ondas en la forma de las isosistas se debe a las heterogeneidades regionales en el valor de Q, que recibe el nombre de factor de calidad del medio. Estas heterogeneidades pueden hacer que las isosistas se deformen, produciendo por ejemplo, la elongación o estiramiento en una dirección determinada. Este efecto se observa claramente en las isosistas del terremoto de Torriente Jagüey-Grande en la provincia de Matanzas ocurrido en diciembre de 1982 (Fig. 22).

Fig. 22. Isosistas del terremoto de Torriente-Jagüey Grande.

Por otra parte, las condiciones geológicas superficiales tienen una marcada influencia en las irregularidades que presentan algunos mapas de isosistas. Para evidenciarlo mejor se deben realizar encuestas muy detalladas en la zona epicentral. Se debe tener en cuenta el parámetro sísmico de la intensidad, en el que las encuestas refieren la forma en que la población sintió el sismo.

La intensidad es el único parámetro que se puede utilizar en la caracterización de los movimientos sísmicos cuando no existen registros instrumentales de terremotos fuertes. Las evaluaciones de la intensidad con ayuda de las escalas sísmicas han constituido y aún constituyen, la información más utilizada para analizar los daños en las áreas afectadas por terremotos.

Escala de intensidades basada en los efectos inducidos por los terremotos en el entorno natural

Esta escala se basa en las observaciones de los efectos inducidos por los movimientos sísmicos en el medio natural. Surge por la necesidad de realizar determinaciones más precisas del efecto de los terremotos de gran intensidad en la zona epicentral. Si bien es cierto que los peligros geológicos inducidos se tenían en cuenta en las escalas sísmicas anteriores, también es cierto que no se les daba el peso relativo que les correspondía.

La nueva escala opera de la siguiente manera: se quiere evaluar el efecto de un terremoto de gran intensidad (Io > IX) que ocasiona el colapso casi total de las estructuras construidas por el hombre. En este caso se puede recurrir a un minucioso reconocimiento del terreno por parte de los geólogos con el objetivo de identificar las deformaciones geológicas residuales. Estas deformaciones se producen cuando existen las condiciones propicias en el medio y la intensidad del sismo es lo suficientemente grande como para servirle de disparador. De esta forma, la evaluación de la intensidad es menos subjetiva. Indiscutiblemente, la nueva escala no puede sustituir a las anteriores, sino que es una especie de complemento de ellas propiamente, pues solo funciona a partir de un nivel de intensidad determinado. Como se dijo, para intensidades muy bajas los terremotos sólo son perceptibles por los seres vivos; es a partir del grado V que comienzan a aparecer efectos destructivos en los edificios y solo para las intensidades mayores, los efectos sobre el terreno son notables.

Catálogos de terremotos

Los catálogos de terremotos constituyen una relación en orden cronológico de los sismos ocurridos en una determinada región. Para cada terremoto existe un conjunto de parámetros llamados de localización y de tamaño, que incluyen fecha, coordenadas geográficas del epicentro, profundidad del foco, tiempo de origen, magnitud (M) e intensidad en el epicentro I_o o intensidad máxima I_{max}, cuando se trata de un sismo perceptible. En el catálogo también se pueden adicionar algunos comentarios de interés relacionados con la aparición de fallas o grietas en el terreno y licuefacción, entre otros. Los terremotos del catálogo de cualquier región del planeta se obtienen a partir de dos fuentes: históricas e instrumentales. Esto se debe a que el registro instrumental de eventos sísmicos a nivel internacional comenzó a finales del siglo XIX.

La evaluación del peligro sísmico requiere de datos correspondientes a períodos de observación prolongados. Por ello, es imprescindible contar siempre con la información de los terremotos históricos. Como la Sismología es una ciencia relativamente joven, la mayoría de los catálogos de sismos registrados por sismógrafos datan de sólo algunas decenas de años.

Existen catálogos históricos descriptivos muy antiguos como el de China, cuya historia sísmica comienza en el siglo XII a.C. Los catálogos japoneses, también muy antiguos, se remontan al año 599 de nuestra era.

Cuba es uno de los países que ha confeccionado catálogos de terremotos de forma rigurosa y detallada, a pesar de carecer de una red sismológica operada durante muchos años.

Catálogo de terremotos de Cuba

El primer catálogo de terremotos de Cuba se publicó en París en 1855 por Poey y Aguirre. Se le denominó Tabla Cronológica de Temblores de Tierra sentidos en la Isla de Cuba desde 1551 hasta 1855.

En la década del 80 se publicaron algunos catálogos macrosísmicos parciales correspondientes a diferentes regiones del país. La instalación de estaciones sismológicas de periodo corto para el registro de sismos locales en la década del 60 incrementó de forma significativa el volumen de datos, posibilitando la confección de catálogos basados en información instrumental. Hasta 1978 la sismicidad del país se abordaba en varias publicaciones, pero aún no se disponía de un catálogo completo. En 1979 se inició el proceso de instalación de varias estaciones sismológicas (10 en total) lo que permitió realizar por primera vez, un estudio detallado de la sismicidad de Cuba, referido a los parámetros fundamentales de los sismos registrados por las estaciones del Servicio Sismológico Nacional de Cuba. En otro catálogo importante concluido en 1990, se estimaron por primera vez las magnitudes de sismos históricos desde 1528 sobre la base de los reportes evaluados de intensidad sísmica, incluyendo su representación cartográfica.

En la Fig. 23 se muestra un mapa con estos eventos. A través de este catálogo fue posible caracterizar la peligrosidad sísmica de todo el país con mayor precisión por abarcar un período de tiempo mayor. Una primera aproximación a este parámetro se representa en el mapa de intensidades sísmicas máximas reportadas (Fig. 24).

Como resultado del trabajo de muchos años, un numeroso grupo de investigadores y técnicos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas confeccionó un catálogo de terremotos para Cuba y sus áreas aledañas. Este catálogo cubre desde el periodo comprendido entre el siglo XVI (1502) hasta nuestros días. En él se presentan diferentes tipos de datos: información macrosísmica histórica e instrumental proveniente de la red sismológica local, sobre todo a partir de 1964. Las magnitudes de los sismos son también de diferentes tipos Ms, mb, local y determinada a partir de información macrosísmica. Debido a que el catálogo de terremotos se preparó con el fin de realizar estudios de peligro sísmico del territorio nacional, se concibió con dos niveles de completamiento, uno regional para terremotos fuertes y uno local para terrremotos débiles.

Para cada sismo se consideró un grupo de parámetros de localización y de tamaño, determinados con diferentes niveles de confiabilidad en dependencia de la época y el desarrollo tecnológico alcanzado en el país. A pesar de sus insuficiencias, dadas por las diferentes aproximaciones realizadas, Cuba es uno de los pocos países de América Latina que cuenta con un catálogo con información acumulada de más de 500 años de antigüedad.

Fig. 23. Mapa de terremotos perceptibles y fuertes de Cuba (1528-1990).

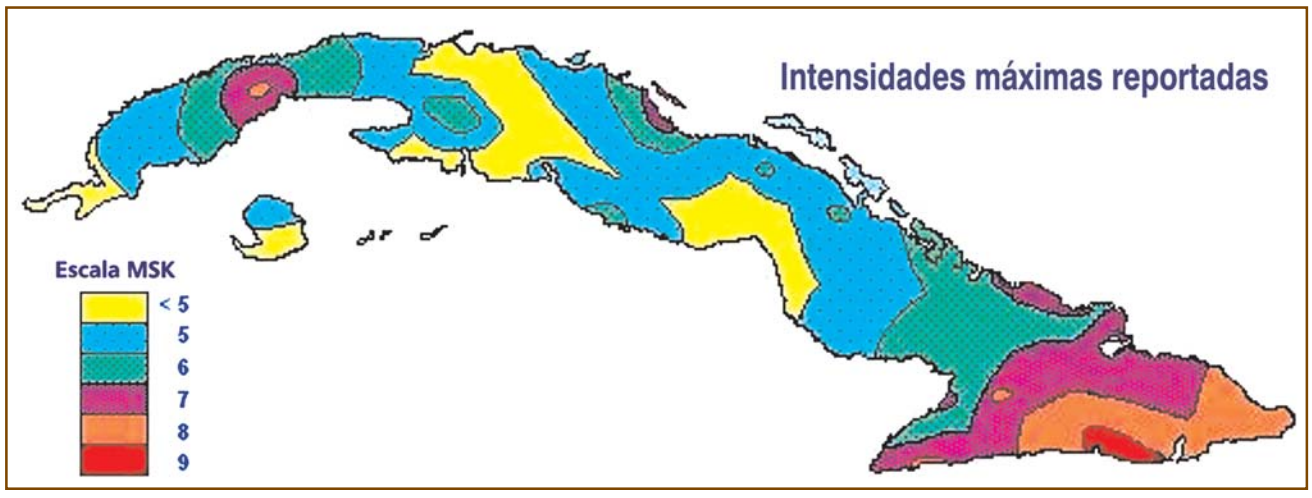

Fig. 24. Mapa de intensidades máximas reportadas en Cuba (1528-1990).

SISMICIDAD Y TECTÓNICA DE PLACAS

Se denomina sismicidad a la distribución espacial, temporal y energética de los terremotos que ocurren en una región. Su estudio y caracterización requiere la recopilación y el análisis de una voluminosa información de los parámetros de localización y tamaño de estos eventos.

Se conoce que algunas regiones del mundo están más expuestas que otras a la ocurrencia de terremotos. Este hecho permite distinguir zonas activas de otras que no lo son. Una característica importante de los terremotos es que, en mayor o menor medida se concentran a lo largo de franjas estrechas o «cinturones», las cuales sirven de frontera a determinadas áreas con una sismicidad relativamente baja o prácticamente asísmicas. Estas franjas pueden tanto delimitar las márgenes de los continentes como situarse en el interior de los océanos.

La profundidad (h) de los sismos de estas franjas oscila en un amplio margen, por los que se clasifican en: someros ($h < 60$ km); intermedios ($60 \leq h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km).

La teoría de la tectónica de placas plantea que la litosfera terrestre está fragmentada en una serie de placas independientes que se asemejan a las piezas de un enorme rompecabezas. En los límites o bordes de estas placas se concentra la mayor actividad sísmica y volcánica del planeta (Fig. 25). Se pueden identificar seis placas principales (macroplacas) y 17 consideradas como importantes (mesoplacas). También se ha propuesto un gran número de microplacas, cuya existencia no siempre es reconocida y aceptada por todos los científicos.

La distribución espacial de los terremotos como se observa en la figura anterior, ha permitido delimitar los límites de las placas tectónicas. Por otra parte, el estudio del mecanismo de las fuentes sísmicas ofrece valiosos indicios sobre el tipo de interacción que ocurre en estos límites. Como resultado, se identifican tres tipos de límites de placas: de extensión, de convergencia y de transformación (Fig. 26).

En los límites de extensión, que coinciden con las zonas de las dorsales centroceánicas (cordilleras submarinas que atraviesan los oceanos), ocurre la expansión del fondo del oceáno y se crea nueva corteza oceánica. Los sismos vinculados con estas zonas son generados por fallas normales, perpendiculares a la dirección del margen. Estos tienen la particularidad de ser someros y de magnitudes moderadas (M d» 7,0).

En las márgenes convergentes los terremotos superficiales son generados por fallas inversas, cuyos ejes de presión son horizontales y normales al margen. Los eventos sísmicos pueden ser profundos y someros y sus magnitudes pueden alcanzar valores muy grandes ($M \geq 8{,}0$).

En las márgenes que coinciden con fallas de transformación, las presiones y tensiones son horizontales lo que da origen a un movimiento de deslizamiento horizontal o de corrimiento por el rumbo. En este caso los terremotos son someros y pueden también alcanzar magnitudes grandes ($M \geq 7{,}0$).

La distribución temporal de los terremotos es también fundamental en la caracterización de la sismicidad de una región. Este problema requiere un tratamiento diferente de acuerdo con las características de la región y de los sismos que en ella ocurren.

En el caso de las regiones relativamente pequeñas con eventos sísmicos de magnitudes bajas y poco espaciados en el tiempo, se debe tener en cuenta el agrupamiento de dichos eventos en el espacio y el tiempo formando «series de terremotos».

Cuando en la serie se puede distinguir un evento principal de magnitud mayor que la del resto de los eventos, se está en presencia de una serie de premonitores y réplicas. Los premonitores ocurren antes y las réplicas después del evento principal de la serie. En el caso que no se pueda distinguir un terremoto principal en la serie, es decir cuando las magnitudes de los eventos son similares entre sí, se está en presencia de un enjambre de terremotos. Los enjambres son frecuentes en las zonas formadas por materiales muy heterogéneos.

El efecto destructivo de las réplicas nunca se puede subestimar. Su efecto destructivo es generalmente muy grande, ya que las edificaciones han quedado debilitadas después del terremoto principal.

Por ejemplo, en Cuba suroriental muchos terremotos superficiales de magnitudes moderadas han producido series de réplicas extensas como el terremoto del 25 de mayo de 1992 ($M = 6{,}8$) y el reciente terremoto del 4 de febrero del 2007 ($M = 6{,}1$), ambos con epicentro en la región de Cabo Cruz.

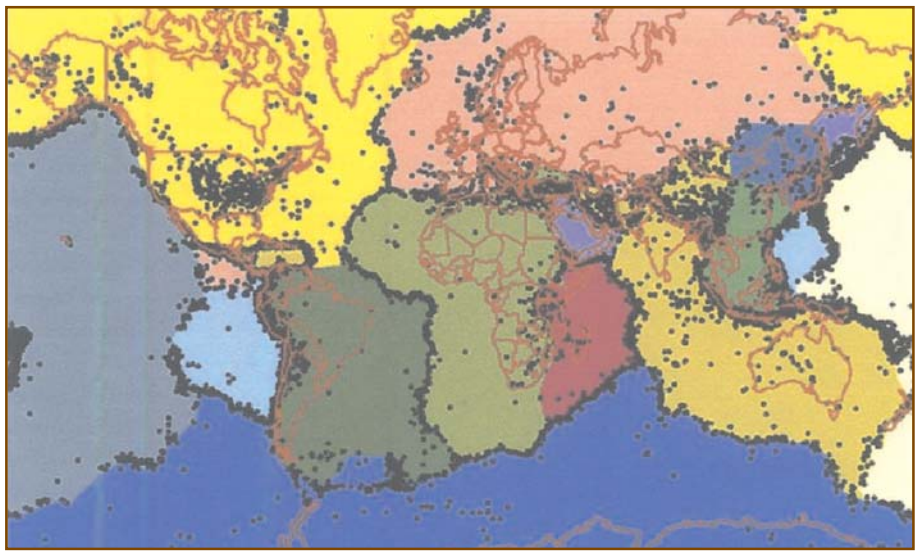

Fig. 25. Límites de las macroplacas y mesoplacas tectónicas y distribución espacial de los epicentros de terremotos.

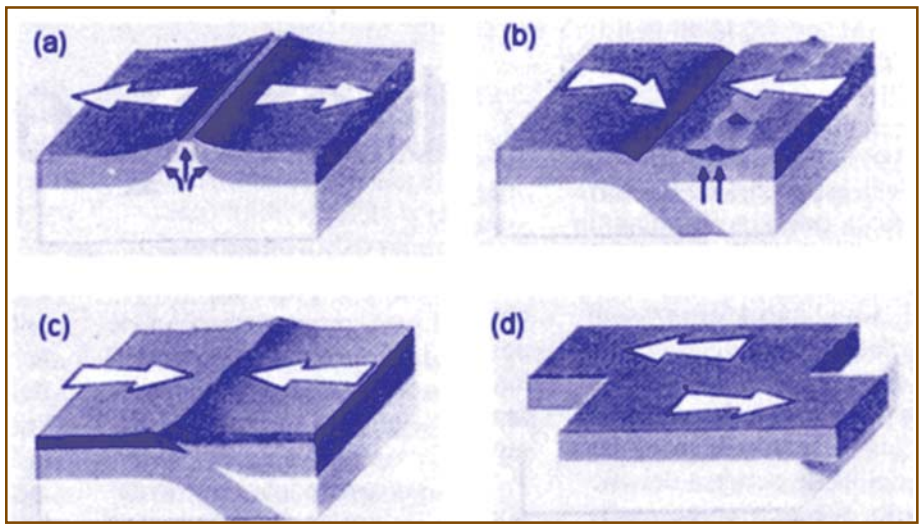

Fig. 26. Tipos de límites de placas tectónicas. a) cordillera oceánica en expansión, b) zona de subducción, c) zona de colisión, d) falla de transformación.