

E.U

LOS TERREMOTOS

Rafael Guardado Lacaba

22
a

LOS TERREMOTOS

Ing. Rafael Guardado Lacaba

5

EDITORIAL ORIENTE, Santiago de Cuba, 1983

0142/647

EDICION: Guadalupe Hechavarría

DISEÑO: Marta Mosquera

EMPLANE: Milagros Carballo

© Rafael Guardado Lacaba, 1983

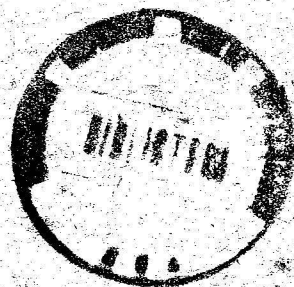
© Sobre la presente edición:

Editorial Oriente, 1983

551.22

Gua

T



EDITORIAL ORIENTE
José A. Saco N° 356
Santiago de Cuba

Donat
454.04
20.10.04
5.05

0142-647

INDICE

I. Generalidades	5
II. Causas de los terremotos	11
III. Valoración de las fuerzas de los terremotos	18
IV. Influencia de las condiciones geológicas en la intensidad de los terremotos sobre la superficie terrestre	33
V. Influencia de los fenómenos y procesos geológicos en la intensidad sísmica	55
VI. Influencia de los terremotos sobre las obras y edificios	62
VII. Algunas cuestiones metodológicas de las investigaciones ingeniero-geológicas para la construcción en regiones sísmicas	68
VIII. Regionalización sísmica	72
Anexos	79
Bibliografía	85

I. GENERALIDADES

Los sismos son fenómenos naturales muy peligrosos. Estos fenómenos naturales en un corto periodo de tiempo pueden ocasionar grandes daños a la humanidad. En los últimos años se han venido registrando temblores de diversa intensidad en todas las zonas sísmicas del planeta. Según los datos estadísticos, en el curso de un año se producen hasta 80 000 temblores de tierra, o sea, por término medio, nueve terremotos por hora; claro que no todos estos temblores son percibidos por el hombre. Aproximadamente una vez cada tres días se produce un movimiento sísmico fuerte. Las regiones afectadas por los terremotos fuertes, están caracterizadas por otros fenómenos naturales y artificiales, por ejemplo, agrietamiento de la corteza terrestre (algunos de ellos alcanzan una distancia de varios kilómetros y un ancho mayor de 15 cm), deslizamientos de tierra, desplomes, torrentes en los taludes, afloramiento de las aguas subterráneas, hundimiento, incendio en las ciudades, desplomes de edificios, etcétera.

Hasta el momento, el hombre no ha podido predecir con exactitud el momento en que va a producirse un terremoto. Tampoco ha creado el mecanismo que lo contrarreste o lo evite y por ello lo más que ha logrado es resistir las sacudidas mediante construcciones estables. La peligrosidad del sismo y sus transformaciones son causas que determinan el interés de los hombres de ciencia en conocer sus orígenes y prevenirlo.

Desde los tiempos antiguos el hombre ha buscado la posibilidad de enfrentarse a los movimientos de la corteza terrestre. Por ejemplo, en China, hace ya tres mil años estos fenómenos eran estudiados. Desgraciadamente estos estudios eran muy rudimentarios. La Sismología, ciencia que estudia los terremotos, es una ciencia nueva, apenas tiene cien años. Esta se apoya, por una parte, en la Geología y, por otra, en la Física y la Mecánica. Muchos han sido los científicos que han brindado su aporte a la Sismología; señalaremos, por ejemplo, a B. B. Goltsin, que a principio de siglo creó sismógrafos de alta

sensibilidad, P. M. Nikitorov, G. A. Gamburtsev, V. F. Bonch-kovski, G. P. Gorshkov, Milne, Omori y otros.

La Sismología como ciencia viene a aparecer en los últimos años del siglo XIX, cuando el perfeccionamiento de los instrumentos de observación y registro de los terremotos, los sismógrafos, produjo aparatos de alta sensibilidad. En su corto período de tiempo, la Sismología fundó sus métodos de observación y estableció todo un cuerpo de leyes matemáticas que determinaban los elementos mensurables de los movimientos sísmicos. El progreso alcanzado por esta ciencia y el alto desarrollo de los equipos de mediciones, se debe al trabajo de científicos como: Milne, Omori, Wieherst, Grablowts y otros.

También se han desarrollado los cálculos matemáticos para deducir las gráficas o sismogramas; dentro de esta problemática han desempeñado un renombrado papel el científico francés Poincaré y Lippman, así como otros científicos de América del Norte, Europa y Japón.

El desarrollo alcanzado se debió parcialmente a los efectos de los terremotos, los cuales fueron el motivo de interés por esta materia desde que éstos comenzaron a dejar ver sus causas.

La Sismología goza en la actualidad de un amplio avance en casi todos los países que bajo sus bases han sentido tan espectacular efecto y casi todos cuentan con estaciones sísmicas. En Cuba, el Instituto de Geofísica de la Academia de Ciencias de Cuba posee hoy modernas estaciones sísmicas.

De los resultados de los diferentes experimentos se ha podido ampliar el conocimiento sobre el trabajo de los edificios y construcciones durante la acción de cargas dinámicas. En el año 1946, por el gran auge de la técnica electrónica, apareció una teoría cuantitativamente nueva, es decir, la Teoría Dinámica de Resistencia Antisísmica, en cuya creación han desempeñado un papel determinante los científicos soviéticos. En estos momentos las fuerzas sísmicas se determinan teniendo en cuenta la dinámica de los edificios y construcciones, así como los procesos que tienen lugar en el fundamento de los mismos.

La Dinámica de los Suelos es una disciplina joven de la Ingeniería Sismológica; surge bajo la necesidad de una proyección más racional contra el peligro sísmico y para conocer las vibraciones del suelo causadas por la actividad del hombre, donde la responsabilidad de éste es vital. Así, pues, una de las pri-

meras tareas que tiene la Dinámica de los Suelos es fijar criterios racionales para reducir los funestos efectos de estas perturbaciones dinámicas.

Hay que destacar el gran trabajo que en este sentido vienen desarrollando los países socialistas. Decenas de organizaciones trabajan hoy sobre problemas de sismología en la URSS y en los EE.UU. Se trabaja así mismo en Japón, país situado por entero en una zona sísmica.

Resumiendo, diremos que el estudio de los terremotos ha despertado un gran interés. Los encuentros, conferencias y seminarios científicos internacionales son mayores. Por ejemplo, en 1976 se celebró en París, Francia, una conferencia de la UNESCO dedicada a los problemas de sismología. Esta conferencia aprobó crear, en el marco de esta organización, un comité especial que se encargara de las medidas para evaluar y reducir los efectos sísmicos.

CONCEPTO DE TERREMOTO

Miles de personas no han percibido jamás el más leve temblor de tierra. Muchos otros tienen la amarga experiencia de las fatales consecuencias del sismo y otros conocen sólo débiles y esporádicas sacudidas que no tienen consecuencia.

→ Como terremoto se puede definir el movimiento repentino y pasajero, o bien una serie de movimientos de la superficie terrestre provocados por los procesos que ocurren en el interior de la tierra. En términos generales, un terremoto puede considerarse como un súbito relajamiento de la energía acumulada en una región determinada de la corteza terrestre.

→ Los terremotos son los fenómenos geológicos más devastadores que existen. Los de gran intensidad provocan la destrucción de los edificios y obras ingenieriles; algunos tienen un carácter catastrófico y están acompañados de la destrucción de grandes ciudades.

→ Uno de los terremotos más catastróficos acaecidos en Europa, fue el terremoto de Lisboa en el año 1775. Muchos consideraron este sismo como uno de los más espectaculares del pasado. Hubo tres temblores principales aproximadamente a las 9:40; 10:10 y a medio día del 1º de noviembre. El sismo abarcó el sudoeste de Europa y norte de África. Lisboa quedó severamente afectada, murieron unos 60 000 de sus 235 000 habitantes. Una característica notable fue que la parte de la

ciudad construida sobre sedimentos blandos quedó casi completamente destruida, mientras que la parte asentada sobre rocas sufrió daños menores. Históricamente, el terremoto de Lisboa es muy importante, ya que impulsó el estudio científico de éstos.

Otro sismo histórico fue el de San Francisco en los EE.UU. A las 5:12 horas del 18 de abril de 1906, la ciudad de San Francisco sintió un fuerte temblor, que causó el desplome de las estructuras artificiales. Después de un minuto la sacudida cesó, pero los efectos prosiguieron. Las pérdidas causadas por el incendio se estimaron en unos 400 millones de dólares. El número de víctimas se elevó a 700. La importancia de este sismo está en la investigación que se abrió al respecto. Con el terremoto quedó visible la falla de San Andrés, que alcanza una longitud de 200 millas. Se dañaron todos los pueblos y ciudades situados a 20 millas a ambos lados de la falla. La carretera y las conducciones de agua quedaron desalineadas. El desplazamiento de la falla fue horizontal.

Otro terremoto muy catastrófico ocurrió en Tokio el 1º de septiembre de 1923; la magnitud fue de 8,2 y el foco del terremoto se localizó en la bahía de Sugami. Al igual que en el de San Francisco, las ciudades se incendiaron. Al dominarse el incendio, Yokohama había perdido 27 000 habitantes, 40 000 habían sido lesionados y 70 000 casas fueron destruidas. En Tokio murieron 100 000 personas, 40 000 fueron lesionadas y se destruyeron 400 000 casas. Durante el mes de septiembre la estación sismológica de Tokio registró 1 256 temblores.

En la URSS aún quedan los recuerdos del terremoto de Ashjabad, del 6 de octubre de 1948. Como resultado de los fuertes choques, se originaron múltiples y variadas fallas, y por las grietas subían las aguas subterráneas. El terremoto causó daño a una gran cantidad de edificios y destruyó varios poblados. En la zona del epicentro ningún edificio quedó en pie ni intacto.

El 26 de abril de 1966, a las 5 horas, 22 minutos y 52 segundos, hora local de la ciudad de Tashkent, URSS, se sintió una fuerte sacudida. Por los datos de la estación sísmica de Tashkent del Instituto de Geología y Geofísica, se determinó que el foco se encontraba a una profundidad de 8 km y la magnitud era de 5 1/3. La ciudad sufrió daños considerables, se destruyeron muchos edificios. El terremoto de Tashkent fue la causa de una serie de investigaciones sobre Geología y Geofísica Sis-

mológica en la región. A pesar de la fuerte destrucción, hoy Tashkent es una de las ciudades más hermosas del Asia central.

En América Latina se recuerda el terrible terremoto que sintió Chile en 1960. Realmente fue una cadena de sismos. La serie surgió con un gran temblor seguido de réplicas. Las sacudidas produjeron daños tan serios, que aun pasado el sismo se sienten sus consecuencias. El terremoto de Chile produjo un espectacular *tsunami*, terremoto ocurrido en el fondo de los océanos, que provocó la formación de olas gigantes, donde la altura de éstas, alcanzaron algunos metros. El terremoto de Chile dio lugar a un golpe de ola de una altura de 8-10 m sobre las costas del Japón, que produjo destrucciones considerables y algunas víctimas. Este terremoto, además, provocó daños en forma de deslizamientos de tierra, hundimientos, elevaciones del terreno y otros fenómenos.

En general un terremoto no es un acontecimiento aislado. Los terremotos se presentan en ciertas regiones con más frecuencia que en otras y cuando se producen estos fenómenos, lo hacen conjuntamente. A continuación veremos una lista de algunos terremotos destructivos del globo terrestre.

TABLA I

No.	Fecha	Tiempo T.m.G.	Magni- tud M _s	Situación	Número de muertos
1	23.I.1556	—	—	China	830 000
2	9.I.1693	—	—	Italia, Sicilia	60 000
3	1737	—	—	India, Calcuta	300 000
4	1.XI.1755	—	—	Portugal, Lisboa	60 000
5	4.II.1797	—	—	Ecuador y Venezuela	40 000
6	26.III.1812	—	—	Caracas, Venezuela	20 000
7	13.VI.1868	—	—	Perú y Ecuador	40 000
8	18.IV.1906	13:12	8,3	California, USA	700
9	17.VI.1906	00:04	8,6	San Francisco	20 000
10	14.I.1907	20:40	—	Valparaíso, Chile	1 600
11	21.X.1907	04:23,36	8,1	Kingston, Jamaica	12 000
12	16.XII.1920	12:05,48	8,6	Asia central *	100 000
13	1.XX.1923	02:58,36	8,3	China	99 000
				Tokio, Yokohama	99 000

(continuación) . . .

No.	Fecha	Tiempo T.m.G.	Magni- tud M _s	Situación	Número de muertos
14	22.V.1927	22:32,42	8,3	China, Nan-Shan	200 000
15	2.III.1933	17:30,54	8,9	Japón	2 990
16	25.I.1939	03:32,14	8,3	Chile	28 000
17	7.XII.1944	04:35,42	8,3	Tokio, Nankaido	1 000
18	15.VIII.1950	14:09,30	8,7	India, Assam, Tibet	1 530
19	4.III.1952	01:22,43	8,6	Japón, Tojkachi	28
20	28.VII.1957	08:40,05	7,8	México	30
21	22.V.1962	19:11,17	8,5	Chile 36S-48S	4 000-5 000
22	26.VII.1963	04:17,17	6,0	Yugoslavia Skopjel	12 230

II. CAUSAS DE LOS TERREMOTOS

Observando el mapa de la distribución mundial de los grandes terremotos, se ve que los mismos están estrechamente relacionados con los procesos globales tales como extensión de los fondos oceánicos y la tectónica de placas. Por tanto, es razonable considerar que un conocimiento total de los fenómenos sísmicos puede desarrollarse tan solo en el marco de una nueva tectónica global (Fig. 1A y B) [18].

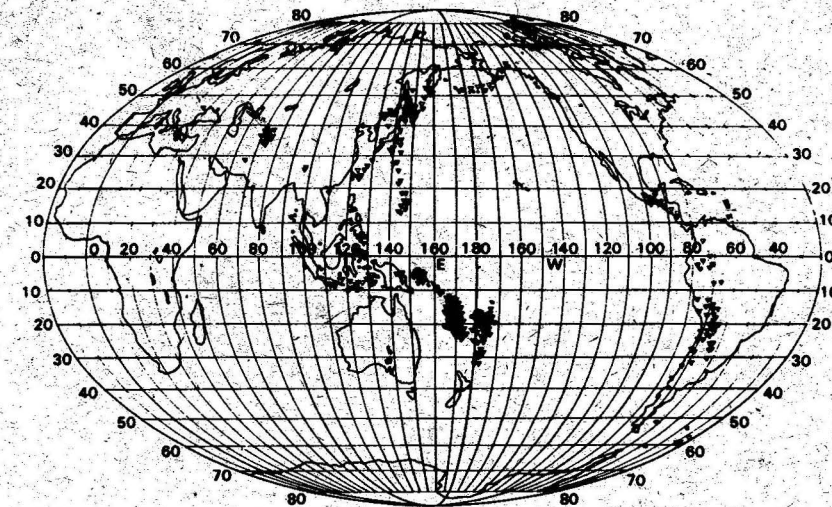
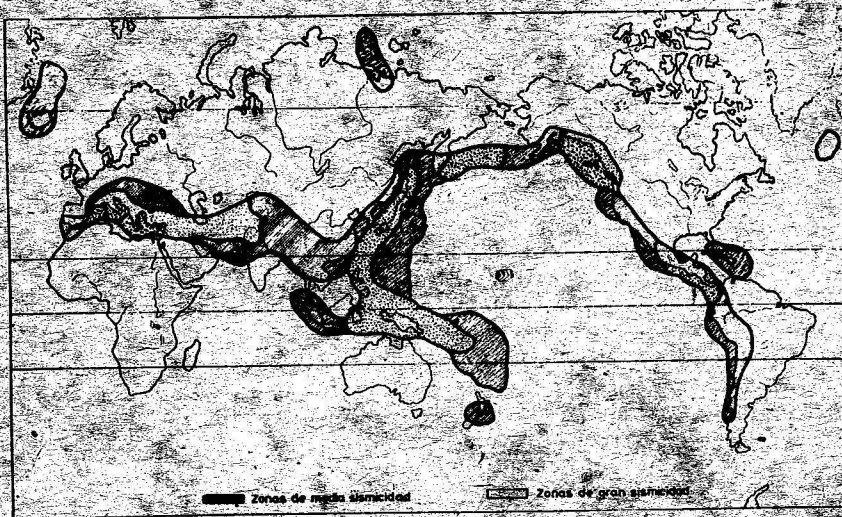


Fig. 1 a) Distribución de los grandes terremotos intermedios y profundos para el período 1904-1952. Los triángulos claros representan los sucesos intermedios de magnitud 7,0-7,7 (triángulos pequeños) y magnitud igual o mayor que 7,7 (triángulo grande). Los triángulos oscuros representan sucesos profundos de magnitud 7,7 o mayor (triángulos grandes). Fuente: Gutenberg y Richter (1954).

S. V. Medvediev (11) señaló que los terremotos están condicionados por transformaciones de enormes cantidades de ener-



b) Distribución geográfica mundial de las áreas sísmicas.

gía. Una manifestación directa son los terremotos denominados *plutónicos*, los cuales ocurren a una profundidad de 60-700 km. Sin considerar las grandes energías desprendidas, estos sismos tienen poco efecto destructivo, ya que ocurren a grandes profundidades.

Los terremotos *tectónicos* son aquellos que están relacionados con los procesos de tectogénesis, los cuales se manifiestan en la superficie de la tierra en forma de movimientos mecánicos: ascenso y descenso, formación de pliegues, ruptura de la corteza terrestre, etcétera. Su profundidad no excede los 40-50 km.

Algunos autores plantean que la fuerza destructora del terremoto depende de su intensidad y de la profundidad de distribución del foco. Los datos estadísticos muestran que los focos de la mayor parte de los terremotos se distribuyen en los límites de la litosfera, de los cuales en un 72 % de los casos yacen en los límites de la corteza terrestre, es decir, en la parte superior de la litosfera (estrato sísmico-sedimentario, granítico, basáltico) [10].

Además de los terremotos antes mencionados, existen también los *volcánicos*. En general, son los terremotos que acompañan a las erupciones volcánicas. Los terremotos volcánicos tienen poca fuerza y presentan un carácter local.

Los terremotos *artificiales* son causados por los efectos de los embalses, medios de defensas nucleares, inyecciones de fluido en la tierra, explotación de canteras, movimientos mecánicos, etcétera.

Cualquier terremoto está relacionado con la destrucción de las rocas y con grandes deformaciones residuales en la corteza terrestre. La región en la cual ocurre la destrucción se llama fuente, foco o hipocentro del terremoto. La proyección del hipocentro en la superficie terrestre se llama epicentro.

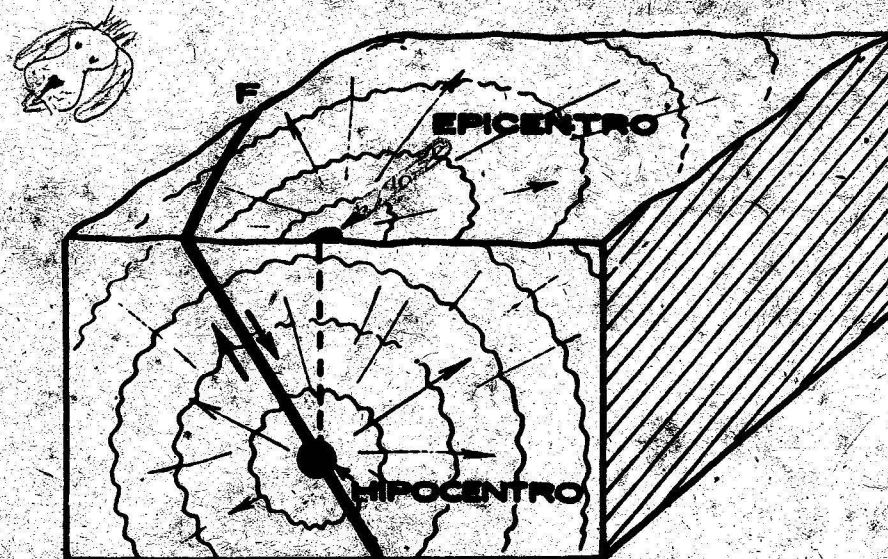


Fig. 2. Bloque diagrama que representa la situación relativa del hipocentro o foco sísmico en relación con una falla, y el epicentro superficial. Las ondas sísmicas se propagan en forma de superficies concéntricas a partir del hipocentro. El epicentro, a su vez, se transforma en centro de propagación de ondas superficiales también concéntricas.

* Los datos estadísticos revelan que los terremotos se producen, como máximo, a unos 700 km, no habiéndose detectado ninguno más allá de los 720 km (el temblor más profundo registrado tuvo lugar a 720 km bajo el Mar de Flores, en las Indias Orientales, el 24 de junio de 1934) [18]. La clasificación de los terremotos según la profundidad del foco es:

Foco superficial 0-70 km.

Foco intermedio 70-300 km.

Foco profundo más allá de los 300 km. *

En cualquier región dada, los terremotos no están necesariamente limitados a una profundidad determinada o a un estrecho rango de profundidades; en la figura 2 se representa la distribución de los epicentros en el sur de la región oriental de Cuba, desde IX.1968-III.1973.

Los sismólogos soviéticos (V. Keilis-Borok y otros) han elaborado una metodología para el estudio del mecanismo inicial del choque que se produce en el foco. Mediante los sismogramas obtenidos por diversas estaciones sísmicas receptoras, se pueden calcular no sólo la profundidad del foco, sino tam-

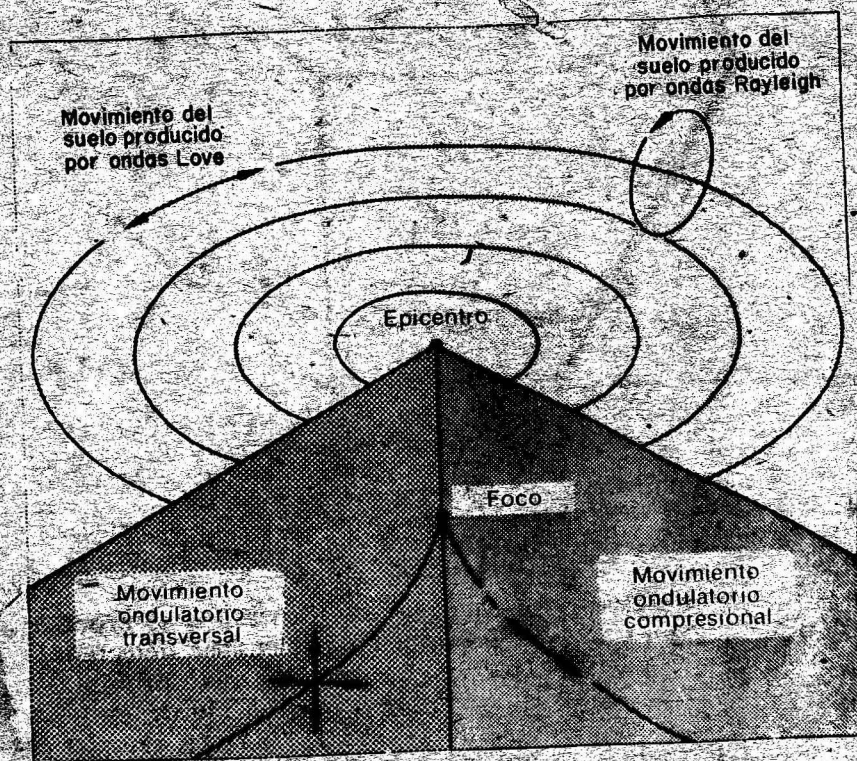


Fig. 3 Representación esquemática de los tipos básicos de ondas producidas por un terremoto. Fuente: Davies. (1968).

bién la tectónica, con la cual está relacionado el sismo, zona de fracturación, dirección del movimiento de la masa de roca a lo largo de la fractura y otros datos, los cuales se denominan parámetros dinámicos del foco.

Las ondas elásticas que surgen del foco y que se distribuyen en la Tierra, han recibido el nombre de ondas sísmicas (Fig. 3). Cuando en la Tierra se da un terremoto, una parte de la energía desprendida sale hacia fuera de la fuente (foco), en forma de ondas elásticas que se propagan con una velocidad definida, dependiendo éstas de las propiedades físicas del medio de transmisión. Las ondas sísmicas se subdividen por el tipo de deformación en ondas longitudinales (P) y transversales (S); las primeras son las ondas que provocan un movimiento ondulatorio compresional y de dilatación, y se desarrollan con el máximo de velocidad, moviéndose con una velocidad de varios km/s en dependencia de las propiedades de las rocas que atraviesan. Estas ondas surgen como una reacción del medio y se propagan no sólo en cuerpos sólidos sino también en los líquidos y gases, en forma semejante a las ondas del sonido. La velocidad de distribución de las ondas longitudinales se determina por la fórmula;

$$V_p = \sqrt{\frac{E_d}{\gamma} \cdot \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-\mu)}}$$

donde;

E_d = módulo de elasticidad dinámica kg/cm²

μ = coeficiente de deformación transversal

γ = densidad de la roca g/cm³.

Las ondas transversales (S) son las que provocan el cizallamiento y en las que las partículas del medio se mueven en dirección perpendicular a la dirección de la propagación de las ondas. Estas ondas se llaman también ondas de cizallamiento y torsión. Las ondas transversales pueden distribuirse sólo en los cuerpos sólidos. Su velocidad de propagación se puede calcular por la fórmula siguiente:

$$V_s = \sqrt{\frac{E_s}{\gamma} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}}$$

La relación de la velocidad de las ondas longitudinales con las ondas transversales es la siguiente:

$$\frac{V_p}{V_s} = 1,732$$

Estos dos grupos de ondas se llaman precedentes. Sin embargo, los terremotos también generan ondas superficiales, las cuales se forman a consecuencia de la interferencia de las ondas longitudinales y transversales, y se distribuyen desde el epicentro por toda la superficie de la Tierra. Hay dos tipos esenciales de ondas superficiales: (1) ondas de Rayleigh, en las que el movimiento de las partículas de la superficie está confinado en el plano vertical que contiene la dirección de la propagación de las ondas, y (2) ondas *love*, en las que el movimiento de las partículas es en la dirección horizontal, perpendicular a la dirección de la propagación de las ondas.

En la siguiente tabla se dan los datos de la distribución de los sistemas de ondas longitudinales y transversales para distintos tipos de rocas.

TABLA II

Velocidad de propagación de las ondas sísmicas

(Tomada de PCM-73)

Rocas	V_p	V_s
I. Rocas duras:		
Granitos, dioritas, basaltos	5,6	2,93,6
Calizas, esquistos, gneis	3,5-4,5	1,6-2,8
Calizas, esquistos, areniscas algo alteradas	1,5-2,3	0,9-1,35
II. Rocas semiduras:		
Yeso	2,4-3,0	1,4-1,8
Margas	2,0-2,6	1,1-1,5
Arcillas esquistosas	1,4-1,9	0,9-1,45

(continuación)

Rocas	V_p	V_s
III. Rocas conglomeráticas:		
Conglomerados y cantos rodados	1,3-2,1	0,3-1,8
Gravas (de rocas ígneas)	1,2-1,9	0,6-1,0
Gravas (de rocas sedimentarias)	1,1-1,7	0,5-0,95
IV. Areniscas:		
Areniscas con granos grandes	1,1-1,6	0,5-0,85
Areniscas de granos medios	1,0-1,4	0,6-1,0
Areniscas de granos finos y polvo	0,7-1,2	0,35-0,65
V. Arcillas:		
Arcillas	0,9-1,5	0,48-0,8
Limo	0,8-1,4	0,45-0,75
Arcillas con clastos muy finos	0,7-1,2	0,35-0,65
Suelos loess con coeficiente de porosidad $e_s = 0,2$	0,5-0,8	0,25-0,45
VI. Suelos, terraplén y suelos congelados:		
Suelo	0,2-0,5	0,15-0,27
Suelos arenosos, arcillas congeladas	1,0-2,5	0,15-0,27
VII. Agua y hielo:		
Agua de mar y subterránea mineralizada	1,48	—
Agua de río	1,34	—
Hielo	2,0	1,0

III. VALORACIÓN DE LAS FUERZAS DE LOS TERREMOTOS

Como señalamos anteriormente, para cada terremoto se libera una gran energía elástica, la que se propaga en forma de ondas elásticas desde el campo focal del terremoto hacia todas las direcciones de la superficie terrestre. Naturalmente que parte de la energía emitida desde el foco del terremoto se convierte en trabajo, que realizan las ondas elásticas para su propagación. Por esta razón, la energía de las ondas elásticas que alcanzan la superficie de la tierra, se debilita y nos permite medir la distancia focal, su composición geológica y las propiedades de las rocas. Por consiguiente, la intensidad está determinada, en primer lugar, por la cantidad de energía liberada en el foco del terremoto y, además, por la energía de las ondas sísmicas.

Otros autores plantean que la intensidad de un terremoto es el grado de la sacudida percibida por la gente (por ejemplo, realizando encuestas entre los afectados por el terremoto, etcétera), la cuantía de los daños causados en las estructuras artificiales y la extensión de deformaciones visibles de la superficie terrestre [11].

Desde el inicio mismo del surgimiento de la Sismología y de la Ingeniería Sismológica como ciencias, el punto de partida en su estudio fue la necesidad de evaluar la fuerza de los terremotos. Las investigaciones acerca de los terremotos se realizan con estaciones sísmicas especiales y con ayuda de equipos, tales como sismógrafos, los cuales garantizan el registro automático de las oscilaciones observadas.

La construcción de la mayoría de los sismógrafos se fundamenta en la utilización del principio del péndulo físico. Como las oscilaciones se observan en planos horizontales y verticales, se utilizan péndulos cuyos ejes de rotación y centro de gravedad se encuentren en iguales planos. El registro de las oscilaciones se realiza con ayuda de diferentes sistemas mecánicos,

ópticos y eléctricos. Los sismógrafos se instalan en estaciones sísmicas especiales que tienen registro automático ininterrumpido de las oscilaciones del suelo. Actualmente en toda la superficie terrestre existen más de 500 estaciones sísmicas.

El Instituto de Física de la Tierra de la Academia de Ciencias de la URSS ha diseñado y construido equipos especiales, no sólo para medir los grandes terremotos, sino los pequeños que resultan imperceptibles al hombre. Actualmente ha cobrado gran popularidad el vibrómetro BEGIK-M, el cual se emplea para registrar los terremotos débiles locales y cercanos, así como las vibraciones del edificio, obras de ingeniería, etcétera.

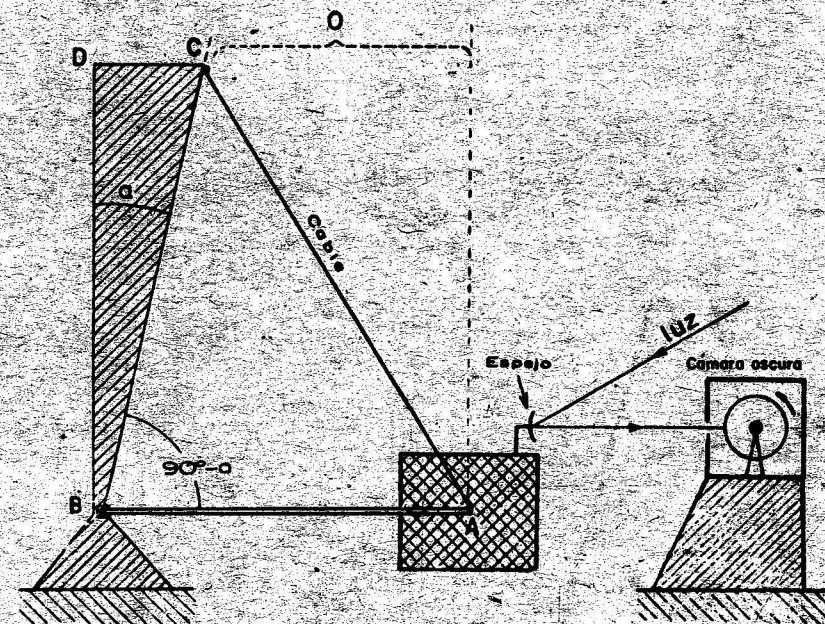
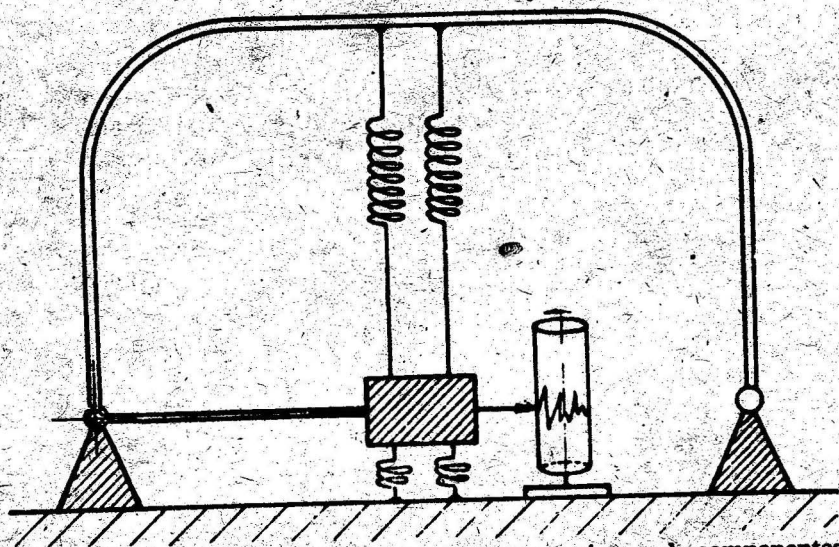
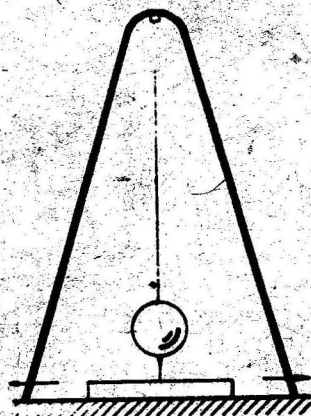


Fig. 4 a) Sismógrafo de péndulo horizontal para registros de componentes horizontales.

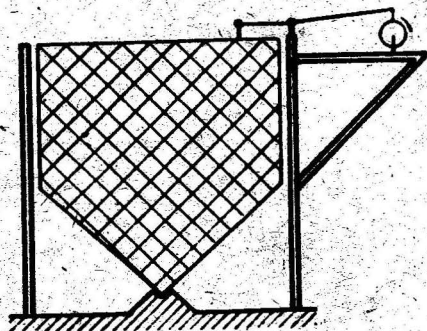
Sismogramas son gráficas trazadas por los sismógrafos sobre una banda de papel adaptada al tambor giratorio, en las que el estilete o rayo luminoso marca las oscilaciones del suelo en relación con la masa del péndulo que se supone estable (Fig. 4). Sobre la misma gráfica se marca el tiempo, con otro estilete accionado por un cronómetro, con el cual es posible determinar



b) Sismógrafo de péndulo horizontal para registros de componentes horizontales.



c) Sismógrafo de péndulo vertical para el registro de los componentes horizontales de los movimientos sísmicos.



exactamente la hora en que se produjo el movimiento sísmico, su duración, etcétera.

Cuando la estación sísmica receptora está muy próxima al epicentro, las ondas longitudinales, transversales y superficiales llegan prácticamente al mismo tiempo y es muy difícil de distinguir con el sismógrafo una onda de otra. En el caso de que la estación sísmica quede apartada varios kilómetros del epicentro, los puntos correspondientes a la llegada de cada una de estas tres ondas quedan perfectamente señalizados en el sismógrafo, separados por cierta distancia, la cual corresponderá con el tiempo de llegada de las ondas antes señaladas; esto estará en función de sus velocidades de propagación. Las primeras ondas en llegar son las ondas longitudinales u ondas P, luego se registran las ondas transversales u ondas S y finalmente las ondas superficiales. El conjunto de ondas P y S constituye los movimientos preliminares a la fase inicial del sismógrafo; el conjunto de ondas L constituye la fase principal. Luego se registran las réplicas del movimiento sísmico que llegan al sismógrafo después de haber sufrido varias reflexiones. La distancia epicentral y la profundidad del foco sísmico se calculan basados en los datos suministrados por los sismogramas.

Los datos obtenidos en las estaciones sísmicas sirven como base para valorar la fuerza de los terremotos observados. La fuerza de los terremotos se valora por las escalas sísmicas. Actualmente se han publicado 50 variantes diferentes de escalas sísmicas. De las variantes propuestas, la mayor distribución en el mundo ha sido la de MERCALLI-KANKANI, que posteriormente fue completada por ZIBERG (1912). En 1917, por resolución de la Asociación Sísmica Internacional, esta escala se adoptó como internacional. La escala internacional es de 12 grados. La valoración de la intensidad del terremoto por esta escala se realiza basada en la característica residual de las consecuencias del terremoto (principalmente por el grado de daño y destrucción de los edificios y obras). Sin embargo, dicha valoración no es completa, ya que el grado y el carácter de destrucción de los edificios y obras, depende no solamente de la fuerza del terremoto, sino también del tipo y construcción del edificio y las obras, calidad de los trabajos de construcción y de los materiales, etcétera. Por eso, para obtener una valoración más objetiva de la fuerza del terremoto, según proposición de A. Ziberg, en la escala se introdujo la magnitud de la máxima aceleración sísmica a (en mm/s^2), es decir, la aceleración adquirida por las partículas bajo la acción de las ondas sísmicas.

TABLA III

Escala Mercalli-Kankani

Grados de la escala	Escala Mercalli-Kankani Grado de peligrosidad	Aceleración sísmica mm/s ² α	Desplazamiento del péndulo en mm
I	Imperceptibles	2,5	—
II	Muy débiles	2,5-5,0	—
III	Débiles	5,1-10,0	—
IV	Moderados	11,0-25	0,5
V	Fuertes (algo)	25-50	0,5-1,0
VI	Fuertes	51-100	1,1-2,0
VII	Muy fuertes	101-150	2,1-4,0
VIII	Destruyores	251-500	4,1-8,0
IX	Catastróficos	501-1 000	8,1-16,9
X	Devastadores	1 001-2 500	16,1-32,0
XI	Hecatómbicos	2 500-5 000	32 y mayor
XII	Desastrosos	mayor de 5 000	→

De la tabla anterior se desprende la influencia de la aceleración sísmica en el grado de peligrosidad para las distintas obras ingenieriles: actúa sobre la estructura del edificio y sobre las rocas que yacen en la base de la obra. La aceleración sísmica se expresa a través de la amplitud A y del período de oscilación T.

$$\alpha = A - \frac{4\pi^2}{T^2}$$

El período de oscilación se da en la tabla IV.

TABLA IV

(C. V. Medviediev, 1964)

Roca	Período de oscilación T; s	Roca	Período de oscilación T; s
Granitos, dioritas, basaltos	0,0005-01	Conglomera- dos, gravas Arena y polvos	0,01-0,3
Calizas, arcillas		Limo, arcillas loess	0,02-0,5
Conglomerados	0,003-0,2		0,04-0,7
Tobas volcánicas	0,007-0,3	Arena, limo, arcillas saturadas	0,05-1,0

La escala internacional se utilizó durante largo tiempo en la URSS y demás países socialistas. En la URSS, en 1964, se comenzó a aplicar la escala de 12 grados MSK-64, elaborada por los profesores S. V. Medviediev (URSS), V. Sponier (RDA), y V. Karniek (RSCH), de cuyos apellidos se han tomado las iniciales para darle el nombre a la escala (Tabla V). Para describir los daños en los edificios y obras por la escala MSK-64 se emplea la clasificación dada en la tabla VI.

TABLA VI

Escala de intensidad sísmica MSK-64

Grados	Nombre del terremoto y sus características
I	<i>Imperceptible.</i> La intensidad de las oscilaciones se encuentra más abajo del límite de sensibilidad del hombre; las sacudidas del terremoto sólo son observadas y registradas por el sismógrafo.

(continuación)

Grados	Nombre del terremoto y sus características
2	<i>Apenas imperceptible.</i> Las oscilaciones se perciben sólo por diferentes personas que se encuentran en reposo dentro de locales, principalmente en los pisos superiores.
3	<i>Débil.</i> Es percibido por pocas personas que se encuentran en el interior de locales; a cielo abierto, sólo en condiciones favorables. Las oscilaciones son semejantes a sacudidas creadas por un camión ligero. Observadores cuidadosos notan un ligero movimiento pendular en los objetos colgados, un poco más intenso en los pisos superiores.
4	<i>Notable.</i> Se percibe en el interior de locales por muchas personas y a cielo abierto por pocas. En algunos sitios los que duermen se despiertan, pero nadie se asusta. Las oscilaciones son semejantes a una sacudida provocada por el paso de un camión pesado cargado. Tiemblan las ventanas, árboles, la loza. Crujido de las paredes. Comienzan a vibrar los muebles. Los objetos colgados comienzan a contornerse. Los líquidos en los recipientes abiertos se mueven. En los autos detenidos se notan las sacudidas.
5	Es percibido por todas las personas dentro de un local y a cielo abierto por pocas. Muchos de los que duermen se despiertan. Muchas personas salen de los edificios. Los animales se intranquilizan. Sacudidas en los edificios. Los objetos colgados oscilan considerablemente. Los cuadros se desplazan del lugar. En casos muy raros se detienen los péndulos de los relojes. Algunos objetos inestables se invierten o se desplazan. Puertas y ventanas abiertas se cierran y abren ininterrumpidamente. Los líquidos se vierten de recipientes abiertos. Las oscilaciones percibidas son semejantes a las oscilaciones creadas por la caída de objetos pesados en el interior de un edificio.
6	Es percibido por la mayoría de la gente tanto en el interior de los locales, como fuera de ellos. Mucha gente que se encuentra dentro de los edificios se asustan y salen a la calle. Muchas personas pierden el equilibrio. Los animales domésticos se asustan. En muchos casos puede romperse la loza y otros objetos

(continuación)

Grados	Nombre del terremoto y sus características
	de vidrio; se caen los libros. Posiblemente se muevan los muebles pesados; puede escucharse el sonido de campanas pequeñas.
7	<i>Daños en los edificios.</i> La mayoría de la gente está asustada y salen de los locales. Mucha gente se sostiene con dificultad. Las oscilaciones son observadas por personas que conducen carros. Suenan las campanas grandes.
8	<i>Daños considerables en los edificios.</i> Miedo y pánico; se intranquilizan incluso las personas que conducen carros. En algunos sitios se rompen las ramas de los árboles. Se desplazan y algunas veces se invierten los muebles pesados. Parte de las lámparas de techo sufren daños.
9	<i>Daño total de los edificios.</i> Pánico total, daños considerables en los muebles. Los animales gritan.
10	Destrucción total de los edificios.
11	Catástrofe.
12	Alteración del relieve

TABLA V2

Características de los daños en edificios y obras durante terremotos de la escala MSK-64

Grados	Características de los daños en edificios y obras
1	No hay daños.
2	No hay daños.
3	No hay daños.
4	No hay daños.

(continuación) . . .

Grados	Características de los daños en edificios y obras
--------	---

- | | |
|----|---|
| 5 | Son posibles daños de primer grado en edificios de tipo A. |
| 6 | Daños de primer grado en diferentes edificios de tipo B y en muchos edificios del tipo A. En diferentes edificios del tipo A, los daños son de segundo grado. |
| 7 | En muchos edificios del tipo B, los daños son de primer grado, y en otros, de segundo grado. En muchos edificios de tipo A, los daños son de tercer grado; en diferentes edificios de este mismo tipo, los daños son de cuarto grado. En algunos casos, hay deslizamientos en las carreteras en pendientes abruptas y grietas. Dificultades en las juntas de las tuberías, grietas en cercas de piedra. |
| 8 | En muchos edificios de tipo B, los daños son de segundo grado; en diferentes edificios de este mismo grupo, los daños son de tercer grado, y en otros, de cuarto grado. En muchos edificios de tipo A, los daños son de cuarto grado, y en otros, de quinto. Diferentes casos de ruptura de tuberías. Los monumentos y estatuas se desplazan. Las cercas de piedra se destruyen. |
| 9 | En muchos edificios de tipo B, los daños son de tercer grado, y en otros, de cuarto y de quinto. En muchos edificios de tipo A, los daños son de quinto grado. Los monumentos y columnas se invierten. Daños considerables en embalses artificiales de agua, rupturas en tuberías subterráneas. En diferentes casos, curvaturas en los rieles del ferrocarril y daños en las carreteras. |
| 10 | En muchos edificios de tipo B, los daños son de cuarto grado, y en otros, de quinto. En la mayoría de los edificios de tipo A, los daños son de quinto grado. Daños considerables en presas y puentes. Ligeras curvaturas en los rieles del ferrocarril. Roturas o curvaturas de tuberías subterráneas. El revestimiento de asfalto forma ondulaciones. |
| 11 | Serios daños en edificios de buena construcción, puentes, presas y vías férreas; carreteras intransitables; destrucción de las tuberías subterráneas. |

(continuación) . . .

- | | |
|----|---|
| 12 | Daños de consideración o destrucción de todas las obras superficiales y subterráneas. |
|----|---|

TABLA V3

Características de las deformaciones residuales de las rocas y de la variación del régimen de las aguas superficiales y subterráneas por la escala MSK-64

Grados	Deformaciones residuales de las rocas y variación del régimen de las aguas superficiales y subterráneas
--------	---

- | | |
|---|---|
| 1 | Semejantes fenómenos no se observan. |
| 2 | Semejantes fenómenos no se observan. |
| 3 | Semejantes fenómenos no se observan. |
| 4 | Semejantes fenómenos no se observan. |
| 5 | En algunos casos varía el gasto de los manantiales. |
| 6 | En algunos casos es posible que aparezcan en la superficie de la tierra grietas con un ancho de hasta 1 cm; en las regiones montañosas hay diferentes casos de deslizamientos. Se observan variaciones del gasto de los manantiales y del nivel del agua en los pozos. |
| 7 | En la superficie del agua se forman olas, el agua se vuelve turbia. Varía el nivel del agua en los pozos y el gasto de los manantiales. En algunos casos surgen nuevas o desaparecen las fuentes de agua existentes. En diferentes casos hay deslizamientos en las orillas de los ríos. |
| 8 | Pequeños deslizamientos en los taludes abruptos de zanjas y terraplenes; las grietas en las rocas alcanzan |

(continuación)

Grados

Deformaciones residuales de las rocas y variación del régimen de las aguas superficiales y subterráneas

- un ancho de varios centímetros. Surgen nuevos depósitos de agua. Algunas veces los pozos secos se llenan de agua o los pozos llenos se secan. En muchos casos varían el gasto de los manantiales y el nivel del agua en los pozos.
- 9 Inundaciones en llanuras, con frecuencia se observan sedimentos de arena y lodo. Las grietas en las rocas alcanzan un ancho de 10 cm, y en pendientes y orillas de ríos, superior a 10 cm; además de eso, hay una gran cantidad de grietas finas. Las rocas se derrumban; son frecuentes los deslizamientos. En la superficie del agua se forman olas grandes.
- 10 Grietas en las rocas con un ancho de varios decímetros y en algunos casos hasta 1 m. Paralelamente a los lechos de flujos acuíferos, se manifiestan rupturas grandes. Corrimiento de rocas friables desde pendientes abruptas. Son posibles grandes deslizamientos en las orillas de los ríos y costas marinas abruptas. En las regiones costeras se desplazan masas de arena y de lodo; se desplaza el agua de canales, lagos, ríos, etcétera. Surgen nuevos lagos.
- 11 Deformaciones considerables del suelo en forma de grietas anchas, rupturas y desplazamientos en dirección horizontal y vertical; innumerables derrumbes montañosos. Determinación de la intensidad de la sacudida (requiere investigaciones especiales).
- 12 Variaciones radicales de la superficie terrestre. Se observan grietas considerables en las rocas con desplazamientos verticales y horizontales. Derrumbes montañosos y derrumbes de orillas de ríos. Surgen lagos, se forman cascadas; varía el lecho de los ríos. La determinación de la intensidad de la sacudida requiere investigaciones especiales.

La fuerza de los terremotos en grados por la escala MSK-64 en dependencia del grado de daños de los edificios y obras, se determinará por la tabla V2, y en dependencia del carácter de las deformaciones residuales de las rocas y de los

cambios del régimen de las aguas subterráneas y el relieve, por la tabla V3. En regiones con sismicidad de 6 grados y menor, los daños que sufren los edificios y las obras no son peligrosos para la vida de las personas, y no afectan la solidez de la obra. Ya con terremotos de grado 7 y mayores, los edificios y las obras se dañan y se destruyen. Los terremotos con tales fuerzas son muy peligrosos.

El objetivo de la escala es, pues, evaluar las fuerzas de las sacudidas sísmicas. Para hacerlo se ha recurrido al comportamiento de los edificios en general. Pero sucede que, con el tiempo, las técnicas constructivas y los edificios mismos van cambiando, lógicamente han evolucionado los sistemas; si antes se hablaba de que no existían estructuras antisísmicas, no puede afirmarse lo propio actualmente; hoy existen edificios y obras ingenieriles proyectados, calculados y contruidos para zonas sísmicas. Naturalmente, al hacer la evaluación visual con el objetivo de saber el grado de intensidad según la escala sísmica, estos edificios no deben sufrir el mismo grado de deterioro que las construcciones antiguas; por otro lado, el volumen de la construcción ha cambiado, han crecido enormemente las ciudades y han aparecido otras enteramente nuevas. Actualmente ha cobrado una extraordinaria importancia la construcción de grandes edificios, de industrias, cuya existencia, así tan masiva, no se conocía anteriormente; además, el hombre también ha cambiado sus hábitos, sus costumbres, su manera de vivir. Todo lo anterior debe tomarse en consideración para evaluar las sacudidas sísmicas, independientemente de que se hayan creado nuevas condiciones para la evaluación de los temblores de tierra.

Quisiéramos referirnos a la escala de magnitudes. El concepto de magnitud de un terremoto lo introdujo Richter para medir la intensidad de los terremotos superficiales en California, EE.UU. La escala propuesta para valorar los terremotos se denominó escala M o escala de magnitud, donde la intensidad del sismo se valora por las amplitudes de las ondas; la escala de magnitudes se parece a la escala energética y da la posibilidad de valorar indirectamente no los efectos superficiales del sismo, sino su energía interna, de la que hablamos al inicio de estos párrafos.

La magnitud de un terremoto, por lo tanto, es una medida absoluta y está relacionada con la energía sísmica liberada y

determinada a partir de las ondas elásticas generales. La magnitud puede calcularse por la fórmula siguiente:

$$M = \log \frac{A}{T} + a f(\Delta, h) + b$$

donde:

M = magnitud

$\log$ = logaritmo de base 10

A = amplitud máxima de la onda, medida en micras, (una micra = 10^{-6} m)

T = período de la onda, medido en segundos

$f(\)$ = función de (una cantidad que depende de ...)

Δ = distancia desde el punto en el que se ha medido la amplitud hasta el epicentro medida en grados

h = profundidad del foco del terremoto, medida en kilómetros

a, b = constantes que deben ser determinadas empíricamente.

Bath en los últimos años ha criticado el concepto de magnitud de la forma siguiente:

"Dado que la magnitud es una cantidad característica de cada terremoto, las determinaciones de diferentes estaciones y también de distintas ondas en la misma estación deberían concordar dentro de los límites de error, de más o menos 0,2-0,3 unidades. Desafortunadamente, las variaciones son a menudo mayores, debido a varias razones tales como la imprecisión de los sismógrafos, el desconocimiento de las correcciones de las estaciones (constantes), utilización de ondas superficiales en terremotos de profundidad mayor que la normal sin introducir la corrección de profundidad correspondiente, etcétera" [18].

Una vez que se ha determinado la magnitud M de un terremoto, la energía de sus ondas elásticas (E) puede ser calculada por las fórmulas [18]:

$$\log E = 11,8 + 1,5 M \quad (\text{Gutenberg y Richter})$$

$$\log E = 12,24 + 1,44 M \quad (\text{Bath})$$

La energía E viene medida en ergios ($1 \text{ erg} = 10^{-8} \text{ J}$). La energía media anual liberada por los terremotos es aproximadamente de unos 10^{18} J . Sin embargo, debe tomarse en cuenta no sólo que una gran cantidad de la energía liberada del foco del terremoto se convierte en ondas elásticas, sino que además gran parte de esta energía se disipa en calor. Los terremotos más fuertes del mundo no exceden de $M = (9)$, lo que corresponde a una energía de 10^{28} ergios [18].

Por el valor de la magnitud M , los terremotos se dividen en cinco grupos. El valor M para cada grupo es en relación con el del terremoto, y se muestra en la tabla VI.

TABLA VI

Grupo del terremoto	Magnitud M	Grado a diferentes profundidades		
		5	15	45
I	7 1/2 M 8 1/2	—	10	3-10
II	6 1/2 M 7 1/2	10	9-10	7-8
III	5 1/2 M 6 1/2	9-10	7-8	5-7
IV	4 1/2 M 5 1/2	7-8	5-7	4-5
V	3 1/2 M 4 1/2	5-6	4-5	2-3

Por lo anteriormente dicho, se puede presentar la siguiente tabla, donde se correlacionan los parámetros de la magnitud, la fuerza F , la energía E , y el número de sismos por años; dicha tabla tiene sólo un carácter aproximado.

TABLA VII

Designación del sismo	Clase del sismo	Fuerza F	Intensidad M	Energía en ergio, E	Nº de sismos por año
Catastrófico	I	11-12	8 o más	10^{25}	1
Fuertemente destructor	II	9-11	7,0-7,9	10^{23}	10
Destructor	III	7-9	6,0-6,9	10^{21}	100
Acompañado de daños	IV	6-7	5,0-5,9	10^{19}	1 000
Bastante débil	V	5-6	4,0-4,9	10^{17}	10 000
Sólo perceptible	—	4-5	3,0-3,9	10^{15}	100 000

A continuación aparecen algunos datos referentes a la energía de algunos terremotos de gran intensidad.

TABLA VIII

Energía de algunos terremotos

(G. Gorshkov)

Terremotos	Fecha	Energía en ergio
Lisboa (Portugal)	I.XI.1755	$7 \cdot 10^{27}$
San Francisco (EE.UU.)	18.VI.1906	$2 \cdot 10^{24}$
Sarez (Pamir)	10.II.1911	$4,3 \cdot 10^{23}$
Los Angeles	10.III.1933	$1 \cdot 10^{18}$
Jaid (Tadzhikistan)	10.VI.1949	$5 \cdot 10^{24}$
Assam (India)	15.VIII.1950	$3 \cdot 10^{27}$
Cefalonia (Grecia)	12.VIII.1953	$6 \cdot 10^{24}$
Orleansville (Argelia)	9.IX.1954	$1 \cdot 10^{24}$
Agadir (Marruecos)	1.III.1960	$1 \cdot 10^{20}$

Las particularidades energéticas de los sismos son un parámetro muy importante para determinar el régimen sísmico de las regiones sísmicas.

IV. INFLUENCIA DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS EN LA INTENSIDAD DE LOS TERREMOTOS SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE

La valoración y el pronóstico de las fuerzas del terremoto en la superficie terrestre es una de las tareas más importantes para determinar las condiciones constructivas de una obra en una u otra región sísmica. En los mapas de regionalización sísmica se ve, en los límites de las regiones de igual intensidad, que están incluidas zonas que se diferencian enormemente por el carácter del relieve, por la estructura geológica (afloramiento de rocas madres, acumulaciones de rocas friables, etcétera) y por las condiciones hidrogeológicas (zonas de yacencia profunda y poco profunda de los niveles acuíferos). Por lo tanto, se ha podido comprobar que la intensidad del terremoto depende del carácter regional de una u otra zona, de las condiciones geológicas, así como de las condiciones ingeniero-geológicas. Por ejemplo, durante el terremoto de San Francisco, EE.UU., anteriormente señalado, se puso de manifiesto que en las zonas donde aparecían los depósitos friables con poca potencia, la intensidad era mayor que en las zonas donde la potencia de estos sedimentos aparecía con un gran espesor.

En Cuba se puede poner de ejemplo el terremoto ocurrido en la ciudad de Santiago de Cuba en el año 1932; aunque el número de víctimas fue mínimo, los daños fueron enormes. Muchos edificios se destruyeron, otros se agrietaron completamente como lo fue el caso de la Catedral, etcétera. La causa de estos daños está en que una parte de la ciudad se asienta sobre depósitos friables de edad cuaternaria, que presentan una potencia variable; otra es que parte de los distritos se encuentran en zonas tectónicas y, además, lo variado del relieve ayuda al incremento de la intensidad de la fuerza sísmica en algunas zonas.

Las fuerzas de los terremotos no surgen en todas partes, sino en determinadas condiciones geológicas. Así, pues, el

incremento de la actividad sísmica se registra en las siguientes zonas [10]:

1. La articulación de las estructuras geológicas, que poseen diferentes constituciones tectónicas y que experimentan movimientos de variada intensidad.
2. Zonas periféricas de las estructuras geológicas, que experimentan movimientos verticales con gran velocidad, es decir, en zonas con altos gradientes, la velocidad tiene un movimiento vertical.
3. Repetidos cambios en la dirección de los movimientos verticales, cuando en el plano general del desarrollo tectónico la subsidencia cambia a ascenso, y los ascensos transicionan a subsidencias.
4. De intensos movimientos tectónicos diferenciados por superficies o supuestas fallas, en grandes profundidades.

En la propagación de las ondas sísmicas también influyen los factores regionales siguientes [10]:

1. Potencia de las rocas madres friables y su composición intrínseca de las rocas, así como que ellas poseen distinta capacidad de absorción de la energía sísmica.
2. Condiciones de yacencia de las rocas (de los estratos que se extienden con cierta inclinación, pliegues, fallas); la intensidad del terremoto a determinada distancia del epicentro perpendicular a la dirección de la estructura, es de 1 grado menor que a una distancia a lo largo de su dirección.
3. Las condiciones de yacencia de las grandes zonas profundas y fallas; para la propagación de las ondas sísmicas perpendicular a su dirección, tiene lugar la absorción de la energía sísmica, disminuyendo la intensidad del terremoto en esta dirección.

Una mayor influencia en la intensidad de los terremotos se presenta en las zonas con determinadas condiciones ingeniero-geológicas. En la figura 5 se muestra un esquema de los cambios de la intensidad sísmica en dependencia de la composición geológica y de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas, según S. V. Medviediev [11].

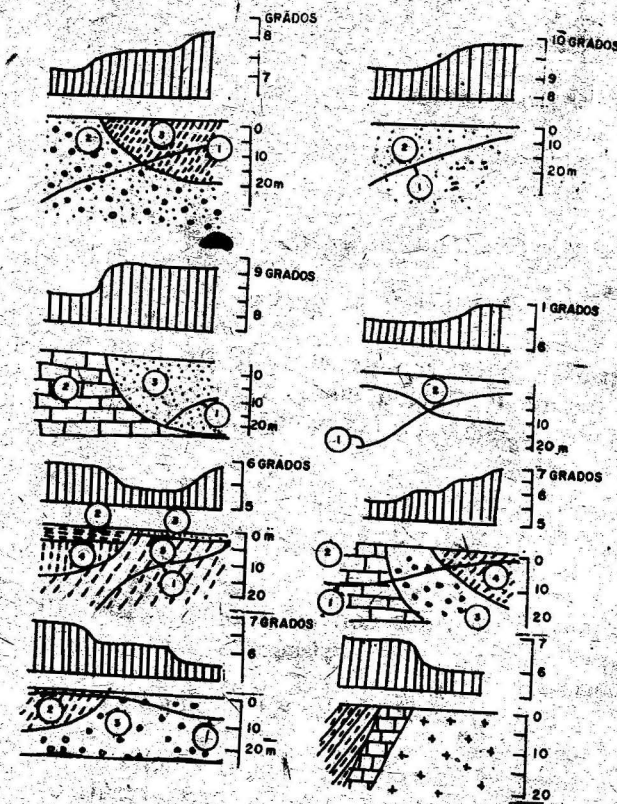


Fig. 5 Esquema de los cambios de la intensidad sísmica en dependencia de la composición geológica del territorio y la profundidad del nivel freático de las aguas subterráneas (por S. V. Medviediev).

En los trabajos de S. V. Medviediev y V. V. Popov se pueden estudiar la influencia de la actividad sísmica en las condiciones geológicas e hidrogeológicas y otros factores naturales. Las investigaciones demostraron que la magnitud de la intensidad sísmica depende de la magnitud de la resistencia sísmica, la cual es el producto de la velocidad de distribución de las ondas sísmicas longitudinales y de la densidad del suelo.

$$V_{\gamma} = V_P$$

donde:

V_γ = dureza sísmica

V = velocidad de propagación de las ondas longitudinales

γ = densidad de las rocas.

En la tabla II aparece la dureza sísmica de los distintos tipos de rocas (P.C.M.-73). S. V. Medvediev dedujo la fórmula empírica para valorar el aumento de la intensidad en dependencia de la dureza sísmica de las rocas y de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas:

$$N = f \left(\frac{V_o \gamma_o}{V_n \gamma_n} \right) \quad N = X_n \log \left(\frac{V_o \gamma_o}{V_n \gamma_n} \right)$$

donde X_n toma un valor constante igual a 1,67; luego el valor de:

$$N = 1,67 [\log (V_o \gamma_o) - \log (V_n \gamma_n)]$$

Si tomamos el incremento sísmico debido al nivel de las aguas subterráneas para el primer nivel freático,

$$N_b = e^{-0,004 h^2}$$

donde h = altura del primer horizonte acuífero, se obtendrá el valor de la variación de la intensidad sísmica:

$$N_1 = N + N_b$$

$$N_1 = 1,67 [\log (V_o \gamma_o) - \log (V_n \gamma_n)] + e^{-0,004 h^2}$$

donde:

$V_n; V_o$ = la velocidad de propagación de las ondas sísmicas expresada en km/s en la roca y en el granito

$\gamma_n; \gamma_o$ = densidad del suelo y del granito expresado en g^2/cm^3

h = profundidad del nivel freático: m

n = variación de la intensidad sísmica en grados para el suelo o la roca analizada en comparación con el granito

n_b = variación de la intensidad sísmica expresada de acuerdo con el nivel de las aguas subterráneas.

Basado en esta fórmula, S. V. Medvediev calculó las magnitudes del aumento de la intensidad sísmica para los tipos fundamentales de rocas en comparación con el granito, el cual se ha tomado como patrón (Tabla IX). En dicha tabla, el aumento de la intensidad sísmica se señala con una precisión

TABLA IX

Variación de la sismicidad basada en las categorías dadas a las rocas por los materiales tomados de las observaciones macrosísmicas

(Según S. V. Medvediev)

Rocas	Variación de la sismicidad en grados	Características sísmicas de las rocas y suelos			
		V_n	n	V_n	$V_o V_n$
Granitos	0	5,6	2,9	16,2	1
Calizas y areniscas	0-1	4,5-2,5	2,8-2	12,6-5	1,29-3,24
Rocas semiduras (yeso, margas)	1	3-1,7	2,4-1,7	7,2-2,9	2,26-5,59
Conglomerados	1-2	2,1-0,9	2-1,6	4,2-1,4	3,86-11,55
Suelos arenosos	1-2	1,6-0,6	1,9-0,6	3,1-1	5,22-16,2

(continuación)

Rocas	Variación de la sismicidad en grados	Características sísmicas de las rocas y suelos			
		V_n	n	V_n	$V_o V_n$
Suelos arcillosos	1-2	1,5-0,6	2-1,6	3-1	5,4-16,2
Suelo terraplén	2-3	0,6-0,2	1,5-1,3	0,9-0,26	20,25-62,3

de hasta una décima. Según las normas y reglas de construcción en regiones sísmicas, la influencia sísmica se clasifica según los grados, en números enteros. Por esta razón, al emplear la tabla, las conclusiones finales hay que darlas con una exactitud de hasta 1 grado.

Una tabla más completa (Tabla X), confeccionada de los trabajos de S. V. Medviediev, divide a las rocas en seis grupos fundamentales: duras o estables, semiduras o semiestables, clásticas de clastos de gran tamaño, suelos arenosos, suelos arcillosos y suelos terraplén o artificiales.

TABLA X

Aumento del grado de sismicidad de los suelos no saturados en relación con el granito

(S. V. Medviediev)

Rocas y suelos	Velocidad de propagación de las ondas longitudinales km/s	Aumento del grado de sismicidad
I. Duras		
Granito	5,6	—
Calizas, gneis	3,5-4,5	0,2-0,4
Areniscas compactas	2,2-3,0	0,5-0,8
II. Semiduras		
Margas	2,4-3,0	0,6-0,8

(continuación)

Rocas y suelos	Velocidad de propagación de las ondas longitudinales km/s	Aumento del grado de sismicidad
III. Clásticas de gran tamaño		
Cascajo y canto rodado	1,3-2,1	0,9-1,3
Grava (de rocas ígneas)	1,2-1,9	1,0-1,4
Grava (de rocas sedimentadas)	1,1-1,7	1,1-1,5
IV. Suelos arenosos		
Arenas de granos grandes	1,1-1,6	1,2-1,4
Arenas de granos medios	1,0-1,4	1,3-1,4
Arenas de granos finos	0,7-1,2	1,4-1,8
V. Suelos arcillosos		
Arcillas	0,9-1,5	1,2-1,6
Suelo arcilloso	0,8-1,4	1,3-1,7
Suelo poco arcilloso	0,7-1,2	1,4-1,8
VI. Terraplén y suelos artificiales		
De terraplén	0,3-0,5	2,3-2,6
Suelos artificiales	0,2-0,3	2,6-3,0

Se ha demostrado que una gran influencia sobre el grado de sismicidad, es ejercido por las aguas subterráneas.

1. Para profundidad de yacencia de las aguas freáticas, hasta los 10 m de profundidad el grado de sismicidad sufrirá variaciones considerables.
2. En los límites mayores a los 10 m de profundidad del nivel freático, el grado de la intensidad sísmica irá poco a poco disminuyendo.

3. Para la yacencia de las aguas subterráneas en la base de un cimiento con suelos limosos y arenas, la intensidad se incrementará en un grado.
4. Para la yacencia de las aguas subterráneas alrededor de los 4 m en la base del cimiento, la intensidad sísmica se incrementará en medio grado.

Lo anteriormente expresado queda en la tabla XI.

TABLA XI

Incremento de la intensidad sísmica en dependencia de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas en los suelos arenosos y suelos arcillosos y limos

<i>Profundidad de las aguas en metros</i>	<i>Variación de la intensidad en grados</i>
0-1	1
4	0,5
10	0

TABLA XII

Variación de la intensidad sísmica de los suelos friables saturados correlacionados con el granito

(Según S. V. Medviediev)

<i>Suelos</i>	<i>Variación de la intensidad sísmica</i>
Gravas-guijarros	1,6-1,0
Arenas	2,0-1,4
Arcillas	2,4-2,9
Terraplén y suelos artificiales	3,3-3,9

Si se valora el aumento de la intensidad sísmica de los suelos saturados en relación con el granito, como se hace en la tabla XII, obtendremos los resultados siguientes.

Los suelos más peligrosos desde el punto de vista sísmico son las arenas finas, las turbas y las arcillas que presentan una consistencia plástica. Las zonas formadas por tales suelos, durante la construcción en regiones sísmicas de alta intensidad, tienen que excluirse de la construcción según las posibilidades.

Esta valoración de peligrosidad sísmica relativa a los diferentes tipos de suelos, puede distribuirse solamente en zonas con un relieve plano o algo montañoso, y con estructura geológica relativamente simple.

En las zonas con relieve montañoso con estructura geológica compleja, este esquema se puede complicar considerablemente. En dependencia de la dirección de los choques de ondas superficiales y de sus ángulos de salida, se puede observar una distribución muy compleja en la intensidad del sismo en la superficie, incluso en áreas pequeñas. Es decir, que el relieve desempeña un gran papel en la intensidad sísmica de cualquier territorio.

En la valoración ingeniero-geológica del territorio, se debe de tomar en consideración la composición litológica de las rocas, su potencia, las condiciones de yacencia, las alteraciones tectónicas de las rocas, las alteraciones de los procesos de meteorización de las rocas, etcétera. Un gran papel desempeñan en la intensidad de los terremotos, las propiedades dinámicas de las rocas y las propiedades elásticas.

Para los terremotos que tienen lugar en la superficie de la Tierra, surgen distintas deformaciones, como son derrumbes, deslizamientos; se observan aberturas de grietas, movimientos de masas de rocas horizontalmente, etcétera. En la intensidad de estos fenómenos, se formarán otros residuales o deformaciones de la superficie terrestre, en los que influyen las propiedades físico-mecánicas de las rocas del área en cuestión y las particularidades del relieve.

De gran peligro durante el terremoto son las líneas de rupturas, por las cuales son posibles los desplazamientos superficiales, los contactos entre rocas duras y friables, los taludes abruptos recubiertos de materiales inestables o afectados por los procesos de deslizamientos, etcétera. Dichas zonas también deben de excluirse de la construcción.

S. V. Medvediev señala una serie de condiciones fundamentales que influyen sobre la sismicidad de la zona de la posible construcción.

TABLA XIII

Datos que caracterizan las condiciones ingeniero-geológicas del territorio (partes) en la valoración sísmica

(S. V. Medvediev)

<i>Condiciones desfavorables</i>	<i>Condiciones favorables</i>
Zonas de relieve disecionado con pendientes abruptas, orillas erosivas, colinas, etcétera.	Relieve tranquilo, horizontal.
Rocas muy estratificadas, cuyo ángulo de buzamiento presenta cierta inclinación.	Algo estratificadas las rocas con yacencia horizontal.
Presencia de estratos friables de poca potencia, sobre rocas duras.	Estratos de rocas friables de gran espesor, de cien a trescientos metros.
Rocas meteorizadas o materiales de los productos de los procesos geológicos.	Zonas de depósito más compactos.
Zonas en las cuales el suelo, debido a las sacudidas, puede adquirir deformaciones considerables bajo la acción de fuerzas gravitacionales (deslizamientos, derrumbes, etcétera).	Zonas que no se someten a deformaciones residuales.
Zonas saturadas, cerca de los contactos inclinados con rocas de diferente edad; cizallamiento, fallas, etcétera.	Zonas alejadas de los puntos tectónicos.

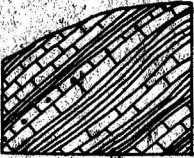
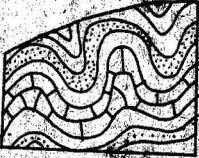
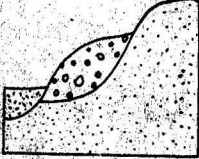
A continuación se dan los casos de las características del medio geológico en comparación con el grado de actividad sísmica.

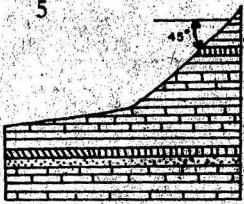
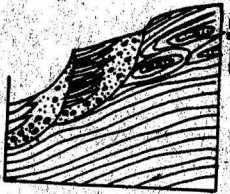
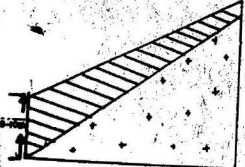
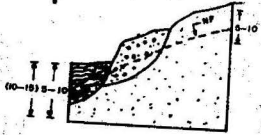
TABLA XIV

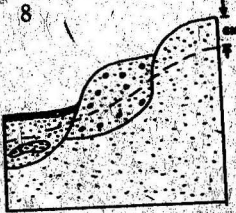
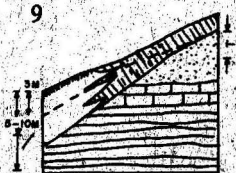
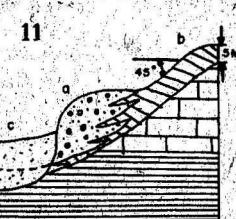
Casos característicos de un medio geológico detallado que determinan la magnitud del incremento de la actividad sísmica

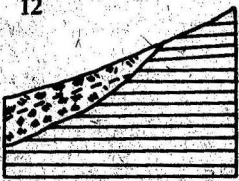
(V. V. Popov)

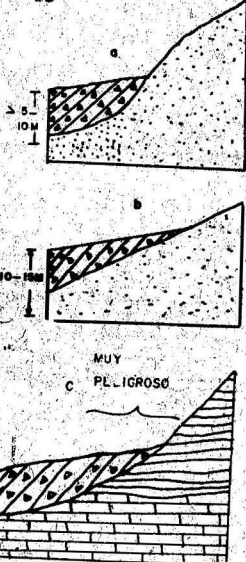
No.	Perfil geológico típico	Casos de medio geológico detallado	Grado de actividad sísmica	
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)
1		Rocas duras y secas, macizas, cristalinas y estratificadas y esquistos muy compactas, de gran potencia, no erosionadas y no agrietadas, granitos magmáticos de estructura cristalina y compacta, basaltos sedimentarios frios.	Las más seguras en sentido sísmico, no han sido sometidas a deformaciones residuales (con excepción de terremotos superiores a 10-11 grados.)	Disminuye a 1-2 grados.

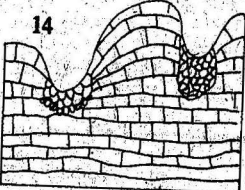
No.	Perfil geológico típico	Casos de medio geológico detallado	Grado de actividad sísmica		
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)	Relación de la actividad sísmica promedio
		mente estratificados, conglomerados, areniscas, calizas, gneiss metamórficos, cuarcitas, etc.		0,2-0,8	
2		Rocas menos compactas estratificadas y esquistosas, así como también duras porosas y semiduras de gran potencia, que yacen normalmente o están arrugadas en pliegues pequeños, sin huellas de dislocaciones de ruptura.	Seguras en sentido sísmico, pero en menor grado; las rocas que han sido sometidas a deformaciones residuales pueden provocar grietas.	0,7-1,1	Disminuye a 1 grado.
		ras: esquistos micáceos y arcillosos; areniscas finamente estratificadas, margas; rocas porosas, tobas calcáreas, creta, rocas blandas, yesos y otras.			
3		Estratos potentes (no menor de 10 m) de rocas arcillosas secas que yacen regular o plegadamente.	En condiciones secas son seguras, pero al humedecerse se vuelven peligrosas y son sometidas a deformaciones residuales mucho más intensas mientras mayor es su humedad.	1,2-1,6	No varía.
4		Estratos potentes (no menor de 10-15 m) de rocas granulosas que yacen compactamente: arenas, gravas, cantos rodados.	Pueden ser peligrosamente sísmicas a consecuencia de la pequeña resistencia sísmica; han sido sometidas a compactación y a hundimientos irregulares; es posible un	1,2-1,8	

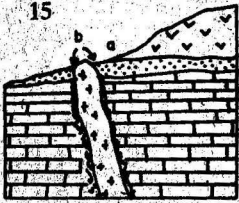
No.	Perfil geológico típico	Casos de medio geológico detallado	Grado de actividad sísmica		
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)	Relación de la actividad sísmica promedio
			hundimiento inesperado sobre arenas saturadas con agua débilmente compactadas.		
5		Estratos que se intercalan: rocas friables (arcillosas o arenosas) y duras o semiduras de poca potencia (1-2 m); la alternación de las capas de arcillas o de arenas con areniscas, calizas, etcétera, cuando la capa tiene gran potencia.	No son sísmicamente muy peligrosas; se comportan peor en pendientes abruptas (45°), donde pueden surgir ondas reflejadas locales; reaccionan a las sacudidas más intensamente las masas estratificadas de rocas homogéneas.	1,0-1,0	No varía o aumenta a 1 grado en capas estratificadas.
6	  	Estratos no muy potentes (5-10 m) de capas homogéneas secas o con capas intercaladas (menos de 1 m) de rocas duras y semiduras (areniscas, calizas), formaciones arenosas o arenosas de guijarro de diferente génesis (marina, lacustre, glacial, aluvial, proluvial, deluvial, etcétera) de esas mismas rocas con brusca variación facial.	No son sísmicamente peligrosas; el medio es peor mientras mayor es la diferencia en las propiedades físicas de los estratos vecinos.	1,0-2,0	
7		Formaciones arcillosas friables bastante potentes (arcillas, arenas, guijarros) saturadas con agua (más de 5 m).	No son muy peligrosas sísmicamente, ya que la acuosidad aún no provoca la intensificación del efecto sísmico.	2,0-2,5	No varía, aumenta a 1 grado cuando las rocas están húmedas a una profundidad de 5 m.

No.	Perfil geológico típico	Casos de media geológico detallado	Grado de actividad sísmica		
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)	Relación de la actividad sísmica promedio
8		Formaciones friables bastante potentes (arcillas, arenas, guijarros), pero saturadas con agua desde una profundidad menor de 5 m o casi desde la misma superficie (1.3 m).	Variedades arcillosas peligrosamente sísmicas y turberas en mayor grado que las arenas, gravas, cantos rodados. Disminuye mucho la resistencia sísmica de las variedades arcillosas muy humedecidas (incluyendo los lodos).	1,6-2,4	Aumenta a 1 grado.
9		Formaciones friables menos potentes (5-10 m) (arcillas, arenas, guijarros) saturadas con agua casi desde la misma superficie de la tierra (1-3 m).	Mucho más peligrosas sísmicamente que en el caso 8.	1,6-2,8	Aumenta a 1-2 grados.
10		Rocas eluviales duras, semiduras y arcillosas en estado seco (a) o húmedo (b), transformadas en formaciones arcillosas de guijarros o friables.	Son tan peligrosamente sísmicas como en el caso 9, en particular cuando los clastos grandes yacen friablemente.	1,6-2,9	Aumenta a 1-2 grados.
11		Estratos de poca potencia (menos de 5 m) de formaciones friables (suelos arcillosos deluviales y aluviales, suelos arenosos, cantos rodados, etcétera), que yacen arriba de las rocas compactas (a, b, c); aquí pertenecen los contactos de formaciones deluviales y aluviales y otros tipos.	Son tan peligrosamente sísmicas como en el caso 10, y particularmente en pendientes abruptas; el efecto sísmico aumenta más intensamente, mientras mayores son las diferencias en las propiedades físicas de las formaciones que se limitan entre sí y de las rocas subyacentes.	2,3-3,0	Aumenta a 1-2 grados.

No.	Perfil geológico típico	Casos de medio geológico detallado	Grado de actividad sísmica		
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)	Relación de la actividad sísmica promedio
12		Formaciones arcillosas constantemente inundadas o empantanadas, saturadas con agua desde la misma superficie; acumulaciones arenosas o de clastos grandes de playas marinas y lacustres, lechos de ríos, islas, etcétera, de aquí las turberas húmedas.	Muy peligrosas sísmicamente no sólo en la pendiente, sino también en los llanos; rocas arcillosas y rocas pantanosas muy poco resistentes a la sismicidad.	2,3-3,9	Aumenta a 1-2 grados (en turberas saturadas con agua).

13		Suelos minerales de relleno y diferentes materiales artificiales (sedimentos de construcción) con yacencia potente (más de 5-10 m; a), en forma de capa fina (con una potencia menor de 3-5 m; b) o en estado de saturación con agua (c).	Muy peligrosas sísmicamente y en particular en pendientes y terraplenes, lo que está relacionado con la capacidad de provocar hundimientos intensos e irregulares.	2,3-3,9	Aumenta a 1-2 grados.
----	---	---	--	---------	-----------------------

14		Rocas duras y semi-duras carbonatadas carsificadas con fenómenos inconclusos de hundimientos y derrumbes.	Muy peligrosas sísmicamente en el caso activo debido a los irregulares hundimientos en el caso actual.	2,0-4,0	El grado no varía o aumenta a 1-2 grados.
----	---	---	--	---------	---

No.	Perfil geológico típico	Casos de medio geológico detallado	Grado de actividad sísmica		
			Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)	Relación de la actividad sísmica promedio
15		Contactos de rocas intrusivas y efusivas con rocas sedimentarias metamórficas, por ejemplo, contactos de mantos basálticos con arcillas (a) y otras rocas, contactos de las intensiones con sus rocas encajantes (b), etcétera.	Algunas veces muy peligrosas sísmicamente, principalmente en los contactos de rocas con propiedades físicas muy diferentes.	1,0-4,0	El grado no varía o aumenta a 1-2 grados.
16		Antiguos deslizamientos detenidos y secos de rocas diversas (a), y deslizamientos inactivos de diferentes tipos, distinta potencia en el campo deslizado, inundado (b).	Deslizamientos grandes y secos, antiguos, relativamente no peligrosos; pero los deslizamientos activos inundados son extremadamente peligrosos, cuyos desplazamientos pueden estar provocados por terremotos muy peligrosos en la línea de ruptura y áreas adyacentes.	1,0-4,0	El grado no varía (en el antiguo); aumenta a 1-2 grados (en los activos).
17		Rocas duras, semiduras o blandas, rotas por grietas de fallas, fallas inversas o zonas completas de rupturas que afloran a la superficie de la tierra (a) u ocultas por formaciones friables (b), saturadas con agua (c), secas.	Extremadamente peligrosas sísmicamente, zonas profundas de rupturas; estas fallas cementadas pueden disminuir el efecto sísmico en el otro lado de estas perturbaciones, en dirección a la manifestación de los choques sísmicos (b). Las potentes formaciones friables son capaces de disminuir el efecto sísmico en las fallas	3,0-4,0	Aumenta a 2 grados.

No. Perfil geológico típico	Grado de actividad sísmica	
	Valoración general	Incremento de la actividad sísmica (los límites han sido tomados para una roca débil)
	pero las formaciones finas y en particular saturadas con agua, por el contrario elevan el efecto sísmico, agrietándose, hundiéndose muy intensamente.	

V. INFLUENCIA DE LOS FENÓMENOS Y PROCESOS GEOLÓGICOS EN LA INTENSIDAD SÍSMICA

Los procesos geológicos se forman como resultado de la transformación y alteración de las rocas, de los cambios en su estado físico, en la formación y cambios del relieve de la superficie terrestre, de la constitución de la corteza terrestre y de su estructura interna. Todos los procesos geológicos representan un gran interés y están relacionados con la estabilidad de las zonas de ubicación, con el proyecto y con la construcción de las distintas obras ingenieriles (ciudades, edificios, puentes, presas, carreteras, túneles, aeropuertos, etcétera). La parte de la Ingeniería Geológica que estudia los distintos procesos geológicos es la Ingeniería Geodinámica. Esta estudia y elabora:

1. Las particularidades del desarrollo de los distintos procesos geológicos, endógenos y exógenos que tienen lugar en la superficie de la Tierra y en los horizontes superiores de la corteza terrestre.
2. Las particularidades del surgimiento y desarrollo de los procesos y fenómenos relacionados con la acción del hombre.
3. La dinámica del desarrollo de los distintos procesos y fenómenos geológicos, formas de su formación, condiciones para el surgimiento de acuerdo con los distintos factores naturales y artificiales.
4. Los métodos de valoración cuantitativa y cualitativa de la posible influencia de los procesos en la estabilidad del territorio, de las obras y de las condiciones de su explotación.
5. Bases del pronóstico teórico de la peligrosidad del fenómeno geológico, con el objetivo de orientar su desarrollo, la localización del mismo, y proponer las medidas preventivas y/o de defensa contra su influencia.

6. La metodología de las investigaciones para fundamentar los proyectos de las medidas de defensa y protección ingenieril y su verificación.

Los terremotos forman parte de los procesos geológicos de carácter endógeno. Sin embargo, del estudio de los terremotos se observa un conjunto de procesos geológicos, los que se denominan deformaciones sísmicas residuales. Estas deformaciones sísmicas residuales surgen como resultado de las oscilaciones sísmicas en la superficie terrestre y se manifiestan en forma de arrastre, deslizamientos, derrumbes, intensos agrietamientos, etcétera.

El carácter del relieve, unido a las condiciones geológicas, hidrogeológicas e ingeniero-geológicas, desempeñan un gran papel en el surgimiento de estos fenómenos. Así, por ejemplo, los grandes taludes de los valles de los ríos formados por complejos de rocas madres, areniscas compactas, esquistos arcillosos, calizas, etcétera, poseen una mayor estabilidad que aquellos formados por rocas friables (depósitos eluviales, deluviales) con una potencia variable 2-3 metros hasta más de 10-15 metros.

Algunos autores proponen dividir en tres tipos fundamentales las deformaciones sísmicas residuales:

1. Sismo-tectónicas.
2. Sismo-denudativas.
 - a) Sismo-denudativa sin una influencia ventajosa de los procesos gravitacionales.
 - b) Sismo-denudativa con una influencia ventajosa de los procesos gravitacionales.
3. Combinado: Sismo-tectónico denudativas.

Con el objetivo de simplificar la descripción de las deformaciones sísmicas, se proponen los tipos siguientes:

1. Sismo-gravitacionales con semejanza a la sismo-denudativas, pero con una influencia ventajosa de los fenómenos provocados por la fuerza de la gravedad (derrumbes, arrastres, deslizamientos, etcétera) en los taludes inclinados.

2. Sismo-denudativas: ocurren en los valles de los ríos y están relacionados con la compresibilidad y la resistencia al cortante de los suelos.
3. Las deformaciones sismo-tectónicas son las relacionadas con las deformaciones tectónicas, fundamentalmente con las fallas activas, con las tensiones de las rocas, resistencia al cortante de las rocas, con la deformación de los plegamientos y con la formación de otros nuevos, etcétera.

Según el lugar donde puedan ocurrir estas deformaciones, estarán dadas por el carácter de los suelos, naturales o de terraplén, pudiéndose dividir en las categorías siguientes:

- A. Deformaciones residuales en taludes naturales, valles, pendientes formadas por rocas *in situ*.
- B. Deformaciones residuales en taludes artificiales y en suelos, terraplenes, etcétera.

En dependencia del carácter del talud y las condiciones naturales, de su inclinación, de la composición de los suelos, de su homogeneidad, estará la intensidad del terremoto en grados.

Desprendimientos de rocas. Son fenómenos geológicos que están enmarcados dentro del grupo de fenómenos gravitacionales en los taludes. La causa principal del derrumbe de rocas está en la alteración del macizo rocoso. Las rocas alteradas, al ponerse en movimiento a causa de las oscilaciones sísmicas, rompen sus enlaces y pasan a un equilibrio inestable, luego por la acción de la gravedad caen y forman el derrumbe. Un factor que ayuda a la fuerza de la gravedad es el ángulo de inclinación del talud. En las condiciones de relieve montañoso, surgirán las zonas de mayor peligrosidad para la formación de derrumbes. Aquellas zonas donde se manifiesten pequeñas fallas, en taludes inclinados con distinta composición, son zonas favorables para el surgimiento de este fenómeno.

Los taludes con ángulos de inclinación mayores de 45° hasta verticales, con un fuerte agrietamiento de las rocas, son zonas muy peligrosas. En los taludes con una inclinación de 45° - 60°, con una superficie compleja, de sedimentos deluviales, pueden ocurrir derrumbes en el caso de que estos sedimentos se encuentren humedecidos por las precipitaciones atmosféricas. En

los taludes con un ángulo de inclinación de 15° - 40° , pueden surgir grietas y aparecer deslizamientos, etcétera. Aquí influirá la composición litológica de las rocas que yacen en el talud, y el carácter de sus elementos de yacencia, etcétera.

Los taludes constituidos por rocas madres estratificadas son más estables cuando el ángulo de buzamiento del estrato en la roca sea menor que el ángulo de inclinación del talud. Los taludes constituidos por rocas estratificadas, que yacen a lo largo del talud, serán los que tengan las condiciones más favorables para el surgimiento de derrumbes en el momento sísmico.

En los taludes de rocas meteorizadas, en las zonas donde puedan ocurrir terremotos, surgen los derrumbes, los deslizamientos, los cuales se incrementarán con las precipitaciones atmosféricas.

Por lo general, en los taludes con una inclinación de 15° - 20° , los deslizamientos y desplomes se formarán raramente y en menor escala que en los taludes grandes.

Los deslizamientos. Conceptualmente un deslizamiento no es más que el movimiento de una masa de roca por una pendiente bajo la acción de la fuerza de la gravedad, apoyado por otros agentes tales como las aguas subterráneas y superficiales. Analizando la naturaleza física del deslizamiento producido por el terremoto, tenemos la formación de una tensión complementaria sobre las rocas que forman el talud. Esta presión complementaria estaría en función de las propiedades elásticas de las rocas.

Además del golpe sísmico, es posible el desplazamiento en la pendiente debido a que durante la sacudida pueden surgir grietas y variaciones en las condiciones hidrogeológicas (variación del gasto de los antiguos manantiales, aparición de nuevos, etcétera). Muchas de las veces, el movimiento de la masa de roca por una pendiente, no es provocado por una sola causa, sino por la combinación de causas.

Para el cálculo de la estabilidad de los taludes en la práctica, se considera la fuerza sísmica sobre la masa de roca, calculada por la aplicación de métodos estadísticos, y tomando en consideración la aceleración sísmica total de las ondas sísmicas aplicada en dirección horizontal a la superficie del talud. (Terzaghi, 1950).

El esquema de las fuerzas que actúan en un talud durante el golpe sísmico, se muestra en la figura 6, donde AB es el

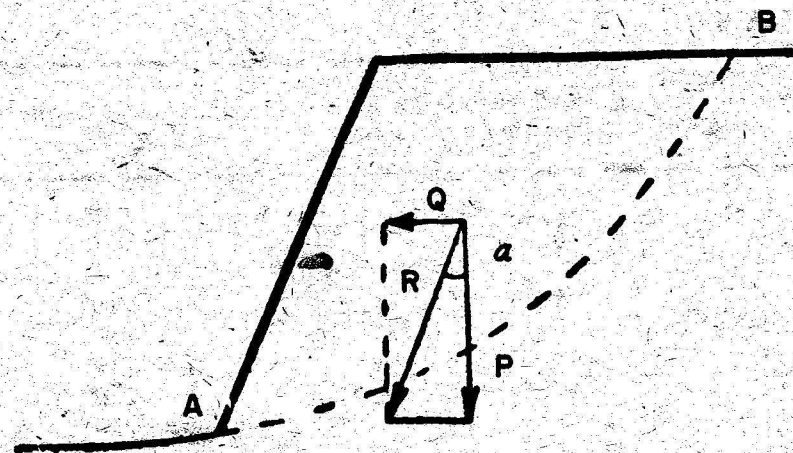


Fig. 6 Esquema de las fuerzas que actúan en un talud para el choque sísmico.

talud preparado para el movimiento sísmico, en el cual actúan las fuerzas de un peso W y las fuerzas Q surgidas durante el terremoto.

$$P = m \cdot g$$

$$Q = m \cdot a$$

$$R^2 = P^2 + Q^2$$

donde:

m = la masa (kg, t, etcétera)

g = aceleración de la gravedad igual 980 cm/s^2 .

La capacidad de provocar un movimiento en la zona AB del talud, depende de la magnitud de la fuerza resultante R y ésta de la fuerza sísmica Q .

La acción del terremoto también es comparable con el incremento del ángulo del talud, magnitud que se compara con la intensidad del terremoto en la tabla XV.

Otro fenómeno geológico son los terremotos de gran magnitud que surgen en los fondos oceánicos y que dan origen a los llamados maremotos o *tsunami* (nombre japonés). El

TABLA XV

Grados del terremoto según la escala MSK-64	Coefficiente de sacudida sísmica, m	Incremento del ángulo del talud
5	0,005	0,15°
6	0,01	0,30°
7	0,02	1°, 10'
8	0,05	3°, 00'
9	0,10	6°, 00'
10	0,25	15°, 00'
11	0,50	30°, 00'
12 mayor de	0,50	mayor de 30°, 00'

tsunami es denominado además ola sísmica. Los *tsunami* catastróficos se han registrado en las costas e islas del Pacífico donde han ocurrido más de 300, y en el Atlántico, cerca de 30.

En Japón son notorios unos 17 casos de *tsunami*, acompañados de la destrucción de edificios costeros y de la pérdida de vidas humanas. En Kamchatka y las Kuriles, se señalan *tsunami* destructores en 1737, 1792, 1918 y 1923. Un *tsunami* que aún se recuerda fue registrado en el terremoto de Lisboa en 1755. La altura de la ola se estimó de unos 50-150 m. En Túnez la ola alcanzó una altura de 150 m y penetró unos 2 km tierra adentro. Fue observada en las costas de Gran Bretaña e Irlanda.

La velocidad del *tsunami* depende de la profundidad del fondo del mar, así como de la forma del relieve. La ola de choque originada por el *tsunami* será la causa de los procesos ingeniero-geológicos. Sobre ésta influye la forma del perfil de equilibrio de las costas. Las particularidades de construcción y forma de las costas, determinan las condiciones de favorabilidad ante la actividad destructora del *tsunami*; desde este punto de vista podemos dividir las zonas costeras en tres tipos:

1^{er} tipo. Desfavorable. Con él se relacionarán las playas, zonas de aguas someras, bahías, etcétera, donde es difícil encontrar una zona favorable para

la seguridad de los edificios y las personas. Durante los *tsunami*, se derrumban las construcciones y se erosionan los suelos. Las playas son zonas muy desfavorables en estos casos.

2^{do} tipo. Medio. Son lugares donde los taludes de la costa u orilla costera forman un sistema de terrazas o pequeñas terrazas distribuidas, por ejemplo, a 10 metros sobre el nivel del mar.

3^{er} tipo. Favorable. Las bahías cerradas, así como los taludes altos, grandes terrazas, son zonas que contrarrestan los golpes de los *tsunami*.

Puesto de que existe un intervalo de tiempo entre el momento en que un terremoto es registrado por las estaciones sismológicas y la llegada del *tsunami* a la costa, es posible organizar mejor el servicio de seguridad a la población. En la actualidad los avances de la técnica han logrado éxitos en este sentido.

La valoración ingeniero-geológica y el estudio de este fenómeno natural serán de gran importancia, tanto teórica como práctica, a fin de encontrar medidas que puedan ayudar a contrarrestarlo.

En las regiones sísmicas que presentan rocas con cierta carsificación, deben determinarse las áreas donde se encuentran las rocas más agrietadas y carsificadas, a fin de evitar derrumbes, hundimientos, etcétera, en caso de sismos muy fuertes. El carso es un fenómeno geológico que está muy ligado a la actividad de las aguas subterráneas y superficiales. Por lo general las zonas cársicas están relacionadas con zonas que presentan una alta alteración tectónica. Se ha observado en algunas zonas sísmicas, donde se presentan rocas carsificadas —calizas, dolomitas, paquetes de margas, etcétera—, el surgimiento de grandes desplomes y hundimiento de áreas de gran extensión.

Las zonas cársicas son zonas que presentan un marcado interés durante el estudio de la microrregionalización sísmica.

VI. INFLUENCIA DE LOS TERREMOTOS SOBRE LAS OBRAS Y EDIFICIOS

En América Latina, una gran cantidad de grandes ciudades están construidas en zonas sísmicas. Muchas de las construcciones de estas ciudades no responden a los requerimientos técnicos que las hagan razonablemente seguras ante el golpe sísmico de un fuerte terremoto. La acción de los terremotos sobre las obras y edificios se determina por diversos factores:

- Lejanía y profundidad de la fuente del terremoto.
- Particularidades de la estructura geológica.
- Condiciones hidrogeológicas.
- Frecuencia de las oscilaciones sísmicas.
- Frecuencia de las propias oscilaciones de la obra.
- Particularidades constructivas del propio edificio (su dimensión, forma, peso, monolitización, estabilidad espacial, por las propiedades dinámicas de los materiales de construcción, asimetrías, coeficiente sísmico inadecuado, etcétera).

La destrucción de un edificio durante un terremoto comienza como resultado de las oscilaciones verticales provocadas por las ondas longitudinales de compresión. Estas oscilaciones se caracterizan por ser de un período muy corto y ejercen gran influencia sobre las obras de gran solidez, por ejemplo, edificios de hormigón armado. Estas oscilaciones alteran la monolitividad de dichos edificios y provocan el surgimiento de las primeras grietas. Las obras flexibles a las primeras oscilaciones de períodos cortos, resultan menos afectadas. La posterior destrucción de los edificios ocurre bajo la acción de las oscilaciones provocadas por la entrada de ondas superficiales y transversales de largo período.

En la zona epicentral del terremoto, las destrucciones fundamentales de las obras y edificios son provocadas por los

choques verticales (componente vertical), y a cierta distancia del epicentro (algunos kilómetros), por los desplazamientos horizontales (por componente horizontal de oscilaciones).

El daño provocado por el terremoto depende mucho del tipo de edificio. Son de menos fácil destrucción las obras subterráneas, túneles, pozos, etcétera. La explicación está en que las fuerzas inertes en ellas se transmiten al suelo circundante, lo que disminuye las tensiones que surgen en él.

En las obras superficiales se destruyen menos los cimientos enclavados en suelos compactos; como regla general, no sufren durante el terremoto. Se destruyen más fácilmente las paredes. La estabilidad de las paredes depende de la longitud y altura, de su flexibilidad, de la construcción del edificio en planta, y de los materiales de construcción, la calidad de los mismos, etcétera.

El lugar más débil de los edificios son los ángulos, las intercepciones, etcétera. El recubrimiento de los edificios, fundamentalmente los contruidos de hormigón armado, se caracterizan por una gran resistencia a la sismicidad. Por eso, la causa principal de la destrucción de los edificios es, como regla, la destrucción de las paredes.

La magnitud de las tensiones que surgen en las construcciones de obras, depende de la dimensión de la fuerza de inercia, provocada por las oscilaciones sísmicas. Por eso, basada en el cálculo de la resistencia sísmica de las construcciones, está situada la magnitud de las fuerzas de inercia, la cual puede calcularse por la fórmula [6]:

$$P = K_s \cdot a \cdot G$$

G = peso de la obra

K_s = coeficiente de sismicidad

a = coeficiente que caracteriza la influencia del suelo sobre la magnitud de las fuerzas de inercia.

donde:

la magnitud K_s y a pueden establecerse por las tablas XVI y XVII.

TABLA XVI

Intensidad del terremoto	Valor del coeficiente mm/s ²	Valor del coeficiente de sismicidad K _s
1-6	25-100	menor que 1/100
7-8	100-500	1/40-1/20
9	500-1 000	1/10
10	1 000-5 000	1/10-1/2

TABLA XVII

Tipo de Suelo	Valor del coeficiente a	Tipo de suelo	Valor del coeficiente a
Rocas	0,5	Suelo morrénico seco	1,5
Rocas / semiduras	0,75	Suelo arenoso seco	1,75
Arcilla compacta, suelo de clastos grandes	1,0	Suelo arenoso, arcilla plástica saturada	2,00

Son de gran peligro los fenómenos de resonancia cuando el período de las oscilaciones sísmicas coincide con las oscilaciones propias de la obra. En este caso, las fuerzas de inercia pueden aumentar varias veces en comparación con el valor normal determinado por la fórmula anterior, y llevar la obra hacia la destrucción.

CONSTRUCCION ANTISISMICA

Diseño estructural y diseño sísmico. El diseño estructural consiste en dar forma a una estructura para que cumpla los requisitos que se derivan de la función para la que fue creada.

En el diseño antisísmico, además de tomar en consideración las cuestiones normales para el proyecto del edificio, grado de seguridad, economía, estética, etcétera, se requiere cumplir los objetivos siguientes:

1. Tranquilidad y seguridad de los habitantes del edificio para sismos de moderada o baja intensidad.
2. Seguridad de la estructura contra el golpe sísmico de gran intensidad.
3. Protección contra daños ante sismos de moderada intensidad.
4. Facilidad de restauración de algún elemento.
5. Protección contra daños a otras construcciones.

Así pues, el proyectista deberá prestar atención a los puntos siguientes:

1. Uniformidad de la estructura de la obra.
2. Rigidez, ductilidad y resistencia de la estructura.
3. Simetría del proyecto y distribución de paredes.
4. Juntas, anclajes y holguras entre cuerpos adyacentes y entre elementos estructurales y no estructurales.

Uno de los objetivos principales del proyecto del edificio en zonas sísmicas es su simetría; el proyectista debe buscar la simetría para evitar la torsión, esto se logrará mediante la adaptación de elementos estructurales rígidos. La existencia de torsiones produce un incremento de las fuerzas sísmicas. Por otra parte, en igualdad de condiciones —exigencias estéticas, funcionales, condicionales geológicas, costos— la estructura rígida es preferible, ya que es más cómoda y da la posibilidad de una menor alarma o pánico y los daños a objetos sueltos serán menores.

La adopción, durante la construcción, de medidas antisísmicas, requiere gastos complementarios considerables. Por esto la selección de las medidas y la valoración del peligro sísmico para los distintos edificios y obras, se hace en dependencia

de para qué estará destinada la obra y de su duración. Para los edificios de categoría I, en la cual se relacionan los edificios monumentales, las obras importantes, los edificios de gobierno, etcétera, la intensidad aumenta una unidad. Estos edificios requieren las medidas más complejas y caras. Los demás edificios y obras relacionadas con las categorías II y III y edificios temporales, las obras hidrotécnicas, etcétera, tienen una intensidad calculada de 6 grados y, por consiguiente, se adoptarán medidas antisísmicas en función de la importancia de la obra.

TABLA XVIII

Clasificación de los daños en edificios y obras como resultado de terremotos

(Según S. V. Medviediev)

Tipo de edificio	Grado del daño en edificios y obras	Cantidad de edificios dañados, %
A. Edificios de piedra, construcciones en el campo de ladrillo.	1. Daños ligeros: grietas pequeñas en el enyesado y desprendimientos de fragmentos pequeños del enyesado.	Algunos (cerca de 5). Muchos (cerca de 50).
B. Casos corrientes de ladrillo, edificios de piedra natural.	2. Daños moderados: grietas pequeñas en las paredes, desprendimientos de fragmentos grandes de enyesado, grietas en las chimeneas, desprendimientos de partes de las chimeneas.	La mayoría (cerca de 75).
C. Edificios de hormigón armado, casas de madera en buen estado.	3. Daños considerables: grietas grandes y profundas en las paredes; destrucción de las chimeneas. 4. Destrucción: grietas profun-	

Tipo de edificio	Grado del daño en edificios y obras	Cantidad de edificios dañados, %
	das en las paredes, derrumbamiento de partes del edificio, destrucción de las comunicaciones entre diferentes partes de los edificios, derrumbamiento de las paredes interiores.	
	5. Derrumbes: total destrucción de los edificios.	

VII. ALGUNAS CUESTIONES METODOLÓGICAS DE LAS INVESTIGACIONES INGENIERO-GEOLÓGICAS PARA LA CONSTRUCCIÓN EN REGIONES SÍSMICAS

Las investigaciones ingeniero-geológicas en las regiones sísmicas tienen que garantizar la correcta selección del lugar de construcción, el tipo de obra, así como también dar los datos iniciales para el cálculo de la obra considerando las fuerzas sísmicas.

El grado de peligrosidad sísmica se valora previamente por el mapa de regionalización sísmica (Fig. 7). Las investigaciones posteriores se basan en la previsión de la intensidad sísmica de la zona, que se apoya en la consideración de la totalidad de condiciones ingeniero-geológicas y en la composición del mapa de microrregionalización sísmica del territorio.

V. V. Popov señala que la metodología de microrregionalización sísmica se compone, ante todo, del estudio detallado de todo el conjunto de condiciones naturales de dicha región: relieve, suelos, yacencia de las rocas, condiciones hidrogeológicas, alteraciones tectónicas, procesos de meteorización, fenómenos geológicos (deslizamientos, carsos, etcétera). La profundidad hasta la cual se estudia la estructura de las disposiciones, no debe ser menor de 25-30 metros. Simultáneamente con las investigaciones geológicas, se recogen y estudian los datos sismológicos —intensidad sísmica de la zona, reiteración de los terremotos, situación de la región en relación con las fuentes de los terremotos, etcétera—. Si en la región ha ocurrido hace poco tiempo, entonces en la zona de estudio se recogen y estudian cuidadosamente los datos acerca de los daños provocados por el terremoto en los edificios y obras, deformaciones en la superficie, alteración del régimen de las aguas subterráneas, etcétera. Como resultado del trabajo realizado, se hace un conjunto de mapas detallados y otros anexos gráficos.

INTENSIDAD SÍSMICA EN CUBA
(POR DATOS HISTÓRICOS 1530-1963)
ATLAS NACIONAL

ESCALA 1:2,500 000
25 0 25 50 75 100 125 KM



Fig. 7 Mapa de regionalización sísmica de Cuba.

- a) Mapas geólogo-litológicos de las rocas precuaternarias y cuaternarias.
- b) Mapa geomorfológico con las características detalladas de la morfometría de la superficie (altura, zonas de pendientes, etcétera).
- c) Mapa neotectónico que indique las zonas de ascenso y hundimientos, contraste de movimientos, sus amplitudes (en isobaras), rupturas, zonas de agrietamientos, etcétera.
- d) Mapa del primer horizonte acuífero desde la superficie.
- e) Mapa de los fenómenos geológicos recientes, zonas de deslizamientos, carso, carcavas, etcétera.
- f) Mapa ingeniero-geológico que indique el estado físico y las propiedades físico-mecánicas de los suelos.
- g) Perfiles ingeniero-geológicos complementados con los patrones de intensidad sísmica. Si el territorio estudiado ha sufrido hace poco tiempo un terremoto, se compone también un mapa de las consecuencias del terremoto, con las características de las destrucciones, deformaciones residuales del suelo, etcétera.

Los materiales enumerados permiten realizar de una forma más segura la microrregionalización sísmica del territorio y valorar el posible aumento (positivo o negativo) de la intensidad sísmica para cada uno de los distintos distritos de la ciudad.

La escala en las cuales se confeccionan los mapas de microrregionalización sísmica, depende de sus objetos de estudio. En la mayoría de los casos, se presentan mapas en la escala 1: 5 000 - 1: 10 000 (para ciudades) hasta 1: 25 000 - 1: 100 000 (para regiones económicas).

Popov señala, además, que la microrregionalización sísmica con objetivos ingeniero-geológicos tiene que realizarse en sentido de:

- a) Estudio de las propiedades sísmicas de las rocas y su clasificación, según la transmisión de las ondas sísmicas

(velocidad de transmisión de las ondas sísmicas y grado de absorción de la energía sísmica) y resistencia sísmica (capacidad de las rocas de resistir la acción de los choques sísmicos).

- b) Revelación de las condiciones sísmicas e ingeniero-geológicas, patrón que pudiera ser la base para la amplia utilización del método de las analogías.

VIII. REGIONALIZACIÓN SÍSMICA

Del esquema de la distribución regional de los focos sísmicos (Fig. 1), se observan zonas donde son muy frecuentes los terremotos y otras zonas donde la actividad sísmica del globo terrestre es poca. Algunos autores dividen la actividad sísmica terrestre en:

- 1) Regiones sísmicas afectadas por grandes sacudidas sísmicas.
- 2) Regiones perisísmicas en las que sólo se registran débiles terremotos.
- 3) Regiones asísmicas estables donde nunca se registran terremotos.

Una de las zonas de mayor sismicidad es la que forma el cinturón del océano Pacífico: Alaska, Estados Unidos, Centro América, la cordillera de los Andes. De las regiones del cinturón sísmico, Chile es uno de los países donde con mayor frecuencia se producen los terremotos. Otra de las zonas de alta sismicidad es la región del mar Mediterráneo, la cual se prolonga hacia el Este a través del Asia menor, por todo el sur de la URSS y la cordillera del Himalaya. Las costas del continente asiático y sus arcos de islas son zonas de frecuentes y violentos movimientos sísmicos. Japón es un país cuya historia está colmada de desastres de los movimientos sísmicos, expresados en fuertes y desastrosos terremotos.

Todas estas zonas están en estrecha relación con las grandes fracturas tectónicas. Son zonas que coinciden con las regiones donde tuvo lugar la formación de las cadenas montañosas. Se señala, además, que frente a las costas del Pacífico existen zonas oceánicas en las que es muy probable la formación de grandes deslizamientos y hundimientos de bloques, los

cuales se dan como los causantes de los maremotos ocurridos en Chile y Japón.

La tercera zona sísmica es la del Ártico-Atlántico, donde ocurre el 5 % de los terremotos, que se extiende por el comienzo del río Lena, Groenlandia e Irlanda, hacia el sur por la parte central del océano Atlántico, donde se une en las islas Azores con la zona sísmica del Mediterráneo.

La composición tectónica de la región del Caribe, desde hace mucho tiempo ha despertado el interés de muchos geólogos. Existe un gran número de esquemas tectónicos de distintos autores que reflejan las variadas ideas de la regionalización estructural del área de la región del Caribe. Los movimientos tectónicos recientes en Cuba son de bastante intensidad, lo que se debe a la ubicación de la Isla con respecto a la contemporánea región geosinclinal del Caribe [1].

La isla de Cuba, así como todo el archipiélago antillano, cae dentro de la primera zona sísmica, o sea, la zona sísmica circumpacífico, región sísmica de la América Central, la cual se une con la zona sísmica del océano Pacífico. En la Isla existen zonas con distintos grados de sismicidad. La región oriental de Cuba, fundamentalmente la suroriental, presenta la máxima actividad sísmica. En esta región se ubican los focos sísmicos de mayor intensidad. La región de Santiago de Cuba ha registrado terremotos de intensidad 7.

La zona de la Isla con mayor tranquilidad sísmica es la parte central, exceptuando la zona Caibarién-Remedios, donde se han registrado terremotos de intensidad 6. La región occidental puede catalogarse como de poca sismicidad, aunque algunos autores hablan de temblores de cierta intensidad en la ciudad de La Habana y fuertes temblores en Pinar del Río.

PERIODICIDAD DE LOS TERREMOTOS EN LA REGIÓN SURORIENTAL

→ La región suroriental de la isla de Cuba está considerada como la de mayor intensidad sísmica del país. Las intensidades sísmicas oscilan entre los 4 y 8 grados. Las causas de la elevada intensidad sísmica en esta región y fundamentalmente en la cuenca de Santiago de Cuba, se debe (según algunos autores):

1. A los reajustes que constantemente tienen lugar en la fosa de Bartlett, zona muy inestable que se extiende al sur de la región oriental, desde Honduras hasta el norte de Santo Domingo, teniendo como límites norte: las islas Caimán, la Sierra Maestra y Santo Domingo; al sur: las islas Bay, la isla Swan y la cordillera norte de Jamaica y Haití. En la zona de la fosa de Bartlett se ubican los focos de los sismos de mayor intensidad (Santiago de Cuba-Guantánamo).

La profundidad de esta fosa en las inmediaciones del pico Turquino es aproximadamente de 7 000 metros.

2. Santiago de Cuba se encuentra sobre un graben de aproximadamente 12 km de ancho por 30 km de longitud, limitado en sus extremos por fallas. Este graben se encuentra surcado por numerosas fallas transversales y longitudinales. Estas condiciones tectónicas se traducen en el incremento de la intensidad sísmica.
3. Las condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas de las rocas que componen la cuenca de Santiago de Cuba.

Los datos históricos sobre la sismicidad de la ciudad de Santiago de Cuba se encuentran expresados en los trabajos de los ingenieros Eduardo I. Montoulien, Luis Morales, Antonio Calvache, Francisco Ravelo, los doctores Hernán Hernández, César Cruz y otros. En total, en esta región han ocurrido desde el año 1530 al 1975 más de 900 temblores distribuidos de la manera siguiente:

- a) 7 terremotos de intensidad entre 8 y 9, según la escala de Mercalli modificada, sucedidos entre 1578, 1678, 1852 y 1932, los cuales se registraron en toda la región oriental.
- b) 26 terremotos de intensidad entre 6 y 7 grados, sucedidos entre los años 1580 hasta 1975, incluyendo el pasado terremoto que afectó a la zona de Pilon, al sur de la región oriental, y que fue registrado en la ciudad de Santiago de Cuba.
- c) Más de 700 sismos de menor intensidad de 2, 3 y 4 grados, los cuales no causaron daños apreciables y aparecen registrados en los nuevos equipos instalados en la estación sísmica de la zona de río Carpintero.

La historia de los efectos sísmicos de intensidad de grado 8 puede resumirse:

1. *Terremoto del año 1578.* Según los datos recopilados por Emilio Bacardí y A. Poey, 11 personas fallecieron a consecuencia del sismo, se destruyó gran parte de las edificaciones de la ciudad, entre las que se encuentra la Catedral, ubicada en el centro de la ciudad de Santiago.
2. *El terremoto del año 1678.* Destruyó muchos edificios, la capilla mayor fue desplomada y parte de las demás obras de la Catedral sufrieron daños; un hecho interesante fueron las réplicas, las cuales se sintieron por espacio de 30 días.
3. *El terremoto del año 1766.* Este sismo causó grandes daños a la población. Fueron destruidos la capilla mayor de la Catedral, el hospital, las iglesias de Dolores, Santa Lucía y el Carmen, recién construidas. Se derrumbaron los muros construidos para la protección del Palacio Real, la Audiencia y la Sala de Justicia. El muelle y la zona portuaria quedaron destruidos. La ciudad de Santiago de Cuba presentaba después del sismo un aspecto ruinoso. Es de señalar que hasta las fortalezas de la ciudad se resquebrajaron. Las réplicas de este terremoto se sintieron hasta tres meses después.
4. *El terremoto del año 1852.* Ha sido uno de los más importantes de los ocurridos en la ciudad de Santiago de Cuba. Este sismo destruyó las obras consideradas como las más resistentes de la ciudad, por ejemplo: la Catedral de Santiago de Cuba, que conjuntamente con las iglesias de Dolores, San Francisco, La Trinidad, el Carmen, Santa Lucía, Santa Ana, Belén Grande, quedaron derrumbadas y otras en estado de ruina. En el Palacio de Gobierno, el piso alto fue derrumbado y el bajo no sufrió muchos daños. La aduana, la cárcel y el hospital de la Caridad, el tribunal de comercio y el teatro Oriente sufrieron grandes daños. En general, sufrieron daños alrededor de 677 edificios particulares y públicos. Sin embargo, el número de víctimas fue bajo debido a los temblores que precedieron al mayor, los cuales pusieron en guardia a la población. En el pueblo de El Cobre no

hubo daños de consideración, en sus minas se derrumbaron los pequeños taludes. En las partes más altas de la Sierra Maestra se registraron fuertes temblores que ocasionaron deslizamientos de tierra, derrumbes de rocas, etcétera.

Este terremoto fue registrado en toda la Isla y llegó débilmente hasta Puerto Príncipe. La dirección del movimiento de las ondas sísmicas se determinó como NE a SO.

5. *El terremoto del año 1932.* Provocó la ruina de todos los edificios públicos y privados de mayor importancia, el 80 % de las casas comerciales y viviendas particulares de diversos tipos de construcción y otros. Este terremoto, similar al del año 1852, estuvo precedido por otros temblores, los cuales fueron aumentando en intensidad como sigue:

Febrero 2: a las 13 horas y 10 min. intensidad 3
 Febrero 2: a las 14 horas y 50 min. intensidad 4
 Febrero 2: a las 20 horas y 00 min. intensidad 5
 Febrero 3: a las 00 horas y 10 min. intensidad 6

Este fue el motivo por el cual no hubo pérdida de vidas humanas.

En la zona montañosa de la Sierra Maestra hubo grandes desprendimientos y deslizamientos de rocas y quedaron en los alrededores de la ciudad zonas obstruidas. Este terremoto fue registrado a todo lo largo de la Isla. La dirección de la onda sísmica fue de este a oeste.

Como se observa, los intervalos de tiempo entre uno y otro terremoto son de 100, 88, 60, 26 y 80 años respectivamente. Además, entre estos grandes terremotos han ocurrido otros con la intensidad de 6, cuya frecuencia oscila entre los 15 y 20 años. Algunos autores e investigadores han planteado que los terremotos en la zona de Santiago de Cuba poseen una periodicidad de 80 años; caso interesante fue el pronóstico hecho por el ingeniero Luis Morales, de Obras Públicas, en el año 1929, sobre el terremoto del 1932, que planteó en esta época que en la década del 1930-1940 ocurriría un sismo de gran intensidad. Resumiendo, pues, diremos que de los datos históricos de la frecuencia de los terremotos, se llega a la conclusión de que es correcto el hecho de los 80 años de

periodicidad planteados para que ocurran sismos de gran intensidad.

En general el riesgo sísmico a que se exponen los edificios durante el terremoto depende de diferentes factores, los cuales han sido tratados en capítulos anteriores. Por otra parte, el incremento del costo de los diferentes tipos de edificios es muy variado y, naturalmente, depende de la intensidad sísmica de la región.

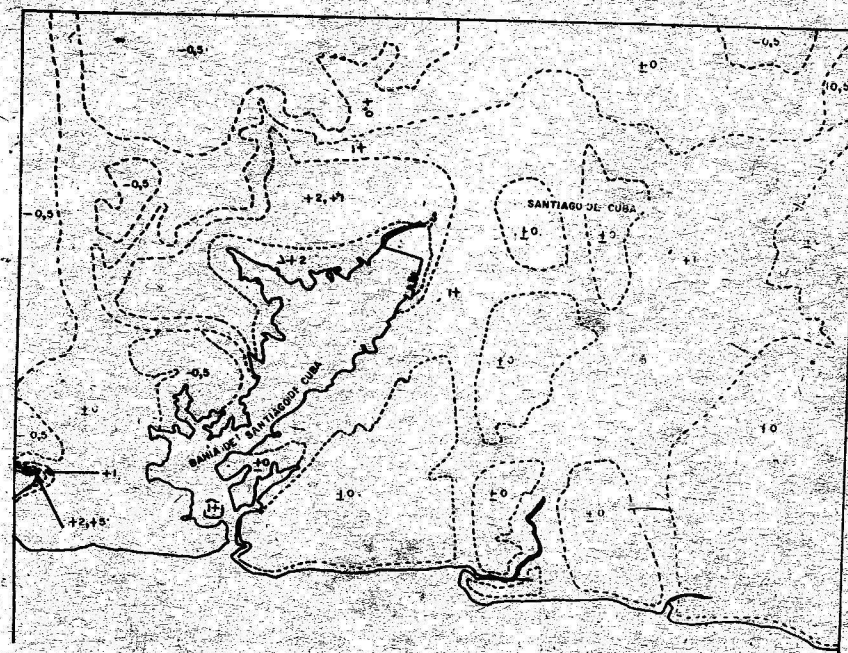


Fig. 8 Esquema del pronóstico de aumento. Sismicidad según proyecto de microrregionalización sísmica de la ciudad de Santiago de Cuba.

En la figura 8 se muestra un mapa esquemático de la región de Santiago de Cuba, el cual fue confeccionado teniendo en cuenta las condiciones ingeniero-geológicas del medio y las características sísmicas de la región. Un análisis interesante del estudio de las intensidades sísmicas de la zona de la ciudad de Santiago de Cuba es el de los depósitos del cuaternario cercanos a la bahía donde las intensidades son elevadas, presentándose valores de 9 grados. Las rocas de menor incre-

mento sísmico las presentan las vulcanógeno sedimentarias de la formación El Cobre, así como las áreas cubiertas por las rocas calcáreas y margosas de las formaciones La Cruz y Ciudadamar.

A continuación se expresan los cuatro grupos de intensidades sísmicas del área de Santiago de Cuba y los tipos de rocas que quedan enmarcadas dentro de cada grupo:

Intensidad 6. Se asigna a las rocas tales como el basalto, andesita y aglomerados volcánicos poco agrietados y alterados.

Intensidad 7. Dentro de este grupo se enmarcan las tobas de composición media y básica, calizas duras, porfiritas basálticas, porfiritas andesíticas y areniscas tobáceas.

Intensidad 8. Se incluyen las tufitas, margas, así como las calizas alteradas y agrietadas, blandas, etcétera.

Intensidad 9. Comprenden los depósitos cuaternarios (arenas, arcillas, suelos gravosos, terrenos de deposición y rellenos artificiales).

Atendiendo a estos cuatro grupos de intensidades, podemos definir como favorables para la construcción, las intensidades de 6 y 7, y desfavorables, las intensidades de 8 y 9. Los cálculos técnico-económicos indican que, en término medio, el incremento del costo de las construcciones en las zonas de grado 7 de intensidad, es de 5 %; en las de 8 grados, de 8 %; en las de 9 grados, de 11 %, y del 15 al 20 % en el caso de pequeñas estructuras; he aquí la importancia de precisar los estudios de microrregionalización sísmica dentro del área.

ANEXOS

Escala Rossi-Forel de intensidades de terremotos

- I. Temblores tan débiles, que sólo los pueden registrar cierto tipo de sismógrafos y confirmarlos únicamente observadores prácticos. En general, los sismógrafos no los perciben.
- II. Temblores registrados por sismógrafos, confirmados solamente por personas que se encuentran en reposo.
- III. Temblores advertidos por muchas personas, suficientemente fuertes para que pueda estimarse la duración y dirección de los mismos.
- IV. Temblores advertidos por personas que están en actividad. Se bambolean objetos móviles, ventanas y puertas, crujen las casas.
- V. Temblores advertidos por toda la población. Se mueven objetos grandes, camas y otros muebles, suenan las campanillas de las puertas.
- VI. Se despierta toda la población durmiente. Suenan todas las campanillas de las puertas, oscilan las lámparas, se paran los péndulos de los relojes, se agitan visiblemente los árboles y arbustos. Temblores suficientemente fuertes como para provocar el pánico general y el abandono precipitado de las casas.
- VII. Se vuelcan los objetos móviles, caen los enyesados de las paredes y techos, doblan las campanas de las iglesias. No se dañan las estructuras. Temblores suficientemente fuertes para provocar terror general.
- VIII. Caída de las chimeneas, aparición de grietas en las paredes de los edificios.
- IX. Destrucción total o parcial de algunos edificios.
- X. Gran catástrofe. Edificios en ruinas, remoción de las capas de la tierra, aparición de grietas en el suelo, corrimientos de tierra.

Escala modificada de mercalli de intensidades de terremotos

Grado de la escala	Efectos en las personas	Efectos sobre las estructuras	Otros efectos	Equivalente de Rossi-Forel	Magnitud superficial equivalente
I.	Imperceptible, excepto para unos pocos en circunstancias favorables.			I	
II.	Perceptible por algunas personas en reposo.		Se balancean objetos frágilmente suspendidos.	I-II	2,5
III.	Perceptible en interiores. Los coches parados pueden balancearse.		Puede estimarse la duración.	III	
IV.	Por lo general, perceptible en interiores. La población se despierta.		Se balancean los coches. Se mueven ventanas, etcétera.	IV-V	3,5
V.	Perceptible en general.	Caen algunos enyesados.	Rotura de vajillas y ventanas. Se paran los péndulos de los relojes.	V-VI	

Grado de la escala	Efectos en las personas	Efectos sobre las estructuras	Otros efectos	Equivalente de Rossi-Forel	Magnitud superficial equivalente
VI.	Perceptible por todos. Susto generalizado.	Daños en chimeneas y enyesados.	Se mueven los muebles. Caen objetos.	VI-VII	
VII.	Abandono precipitado de las casas. Perceptible en coches en marcha.	Daños moderados.		VIII	5,5
VIII.	Alarma general.	Muy destructivo, daño general en estructuras débiles. Pocos daños en estructuras bien construidas.	Se desploman monumentos y paredes. Se vuelcan los muebles. Se esparce la arena y el fango. Variaciones en el nivel del agua de los pozos.	VIII-IX	6
IX.	Pánico.	Destrucción total de estructuras débiles. Daños considerables en edificios bien contruidos.	Daños en los fundamentos de los edificios. Rotura de tuberías subterráneas. Fisuras en el suelo y crujimientos.	IX	

Grado de la escala	Efectos en las personas	Efectos sobre las estructuras	Otros efectos	Equivalente de Rossi-Forl	Magnitud superficial equivalente
X.	Pánico.	Destrucción general de estructuras de mamposterías y arciados. El agua saltada. Sólo quedan en pie los edificios mejor contruidos. Fundamentos en estado ruinoso.	Grietas abiertas en el suelo. Rieles torcidos. El agua saltada. Sólo quedan por encima de los márgenes.	X	
XI.	Pánico.	Quedan en pie pocos edificios.	Grietas estrechas. Fallas pronunciadas. Tuberías subterráneas inutilizadas.	X	8,0
XII.	Pánico	Destrucción total.	Acceleración superior a la de la gravedad. Ondas visibles en el suelo. Distorsión en las líneas visuales y de nivel. Vuelan los objetos.	X	8,5

III

TABLA 1

Características convencionales de las vibraciones durante terremotos de diferentes intensidades

Intensidad	$a \text{ cm/s}^2$	$V \text{ cm/s}$	X_0
V	12-25	1,0- 2,0	0,5- 1,0
VI	25-50	2,1- 2,0	1,1- 2,0
VII	50-100	4,1- 8,0	2,1- 4,0
VIII	100-200	8,1-16,0	4,1- 8,0
IX	200-400	16,1-32,0	8,1-16,0
X	400-800	32,1-64,0	16,1-32,0

a : Aceleración del terreno cm/s^2 para períodos de 0,1-0,5 segundos.

X_0 : Amplitud (en mm) del desplazamiento del centro de masa de un péndulo con oscilaciones de 0,5 segundo y un decremento logarítmico de 0,5 (8 % de la amortiguación crítica).

TABLA 2

Tipos de edificios, cantidad y grados de los daños ocasionados por terremotos de diferentes intensidades

Intensidad (en grados)	Tipos de edificios					
	A	B		C		
V	Aislados	1				
VI	Aislados	2				
	Muchos	1	Aislados	1		
VII	Aislados	4				
	Muchos	3	Muchos	2	Muchos	1
VIII	Aislados	5	Aislados	4	Aislados	3
	Muchos	4	Muchos	3	Muchos	2

(continuación)

Intensidad (en grados)	Tipos de edificios					
	A		B		C	
IX			Aislados	5	Aislados	4
	Muchos	5	Muchos	4	Muchos	3
X					Aislados	5
	La mayoría	5	Muchos	5	Muchos	4

TABLA 3

Confrontación de escalas sísmicas

Escala sísmica MSK 1964	Escala del Instituto de Física de la Tierra de la URSS 1952	Escala americana modificada (MM) 1931	Escala japonesa 1950	Escala de Rossi Forrel 1873	Escala europea (Mercalli- Cancani- Sieberg) 1917
I	1	I	0	I	I
II	2	II	1	II	II
III	3	III	2	III	III
IV	4	IV	2,3	IV	IV
V	5	V	3	V-VI	V
VI	6	VI	4	VII	VI
VII	7	VII	4,5	VIII	VII
VIII	8	VIII	5	IX	VIII
IX	9	IX	6	X	IX
X	10	X	6	X	X
XI	11	XI	7	X	XI
XII	12	XII	7	X	XII

BIBLIOGRAFÍA

1. ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA: *Atlas nacional cubano*. 1972.
2. DOBRIN, M. B.: *Introducción a la prospección geofísica*.
3. GUARDADO, R., N. HEREDIA, N. MILLÁN, R. E. DASHKO, SHALIMO Y J. ROMERO: *Proyecto de microrregionalización sísmica de la ciudad de Santiago de Cuba*. 1974.
4. HERNÁNDEZ CÁRDENAS, HERNÁN: *Estudio de las principales fallas de Cuba y sus consecuencias más importantes*. La Habana, 1945.
5. HOWELL, B. J. (Jr.): *Introducción a la geofísica*. Ed. Omega, 1962.
6. KOLOMENSKI, N. V. e I. S. KOMAROV: *Ingeniernaia geologia*. Buichaia Schola, URSS, 1964.
7. KOLOMENSKI, N. V.: *Specialnaia ingeniernaia geologia*. Niedra, URSS, 1969.
8. LEONOV, N. N.: "Rol geologicheskogo stroenia pri abrazobanü ostatochnij deformasti gruntovbo bremla zemletriazenü". *Ingeniernaia sismologia*, n° 10, Nauka, URSS, 1965.
9. LOMTADZE, V. D.: *Ingeniernaia petrologia*. Niedra, URSS, 1970.
10. ———: *Ingeniernaia geologia. Ingeniernaia geodinámica*. URSS, 1974.
11. MEDVIEDIEV, S. V.: *Ingeniernaia sismologia*. Gosstroizdat, URSS, 1962.

12. MONGE FONT, L.: *Esquematzación ingeniero-geológica de la ciudad de Santiago de Cuba*. 1976.
13. NIKOLAIEV, N. I.: "Pierbyx clauschai byzbannyj zemletriatsenia bo bremlia stroitelsva gidroelectros tanstia". *Ingeniernaia geologia*, nº 8, 1974.
14. POPOV, V. V.: "Ingeniernogo geologicheskíe kriterií detalnogo seismicheskogo reionirovaniá". *Ingeniernaia sismologia*, nº 2. URSS, 1959.
15. ———: *Ingeniernaia geologia*. Gosstroizdat, URSS, 1962.
16. *Recuerdo histórico del terremoto del 3 de febrero de 1932*. Casa editora Arroyo Hnos., Santiago de Cuba.
17. "Seismicheskíe issledovaniá dlia stroitelsba". *Ingeniernaia sismologia*, nº 14, Nauka, URSS, 1971.
18. SMITH, P. J.: *Temas de geofísica*. P. 197. Ed. Reverté, S. A., España, 1975.
19. VARIOS: *Tashkentskoe zemletriatsenie 26 apreliá 1966*. Tashkent, Fan, URSS, 1971.

Este libro ha sido impreso
por el Combinado Poligráfico
"Osvaldo Sánchez".
Se terminó de imprimir en el
mes de noviembre de 1983
"Año del XXX aniversario
del Moncada"