

Universidad Nacional Autónoma de México  

---

---

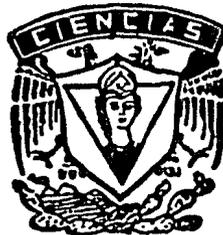
FACULTAD DE CIENCIAS

METODOLOGIA Y CALCULOS NUMERICOS PARA  
EL PROCESAMIENTO DE DATOS HISTORICOS  
RELATIVOS A LA SISMICIDAD EN MEXICO

ENRIQUE SANCHEZ ARELLANO

TESIS PROFESIONAL DE LICENCIATURA

PARA OBTENER EL TITULO DE FISICO





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## CONTENIDO

	Pág.
Reconocimientos	
Prefacio	
Introducción	
CAPITULO I	1
Sismicidad en la República Mexicana	1
CAPITULO II	8
Investigación Sísmica	8
Teoría	9
Relación entre magnitud, distancia focal y movimiento del terreno en una estación	12
Efecto de la atenuación de las ondas sísmicas	15
Efecto de la naturaleza del terreno	20
CAPITULO III	27
Sismos Históricos	27
Bases para el tratamiento de sismos históricos	29
Obtención y análisis de datos de macrosismos	33
Calibración de datos de macrosismos	34
Recuperación y unificación de datos de instrumentos	36
CAPITULO IV	39
Conceptos de Intensidad de Mercalli y Magnitud	39
Magnitud y Energía	42
Intensidad	51
Parámetro de la fuente	54
Escala de Intensidad de Mercalli (1931) (simplificada)	55

CAPITULO V	59
Acelerómetros y obtención de datos instrumentales	59
CAPITULO VI	67
Zonificación Sísmica	67
Mapas de Riesgo Sísmico	109
Intensidad y Atenuación en Tierra Firme	110
CAPITULO VII	112
Obtención y análisis de líneas isosistas en un sismo histórico	112
Sismo de Huajuapán	117
Análisis e interpretaciones.	120
Sismo de Zapopan	131
Análisis e interpretaciones	132
Interpretación de Datos	134
Sismo de Guerrero	139
Análisis e interpretaciones	140
Interpretación de Datos	141
CONCLUSIONES	156
APENDICE	159
BIBLIOGRAFIA	183

## PREFACIO

Los sismos históricos son eventos informativos que pueden aportar conocimientos y ayudar a la comprensión de los sismos actuales y a la sismología en general; el enfoque principal de esta tesis es proporcionar una metodología para el tratamiento de sismos históricos en la República Mexicana.

Los capítulos II, IV y V son tratados de una manera sumamente general; contienen bases que se relacionan con el tema de la tesis; los capítulos I, III y VI están muy relacionados con la parte esencial de la tesis; por último el capítulo VII es la parte esencial de este trabajo.

## INTRODUCCION

Actualmente el estudio de la geofísica se ha concentrado en analizar sistemáticamente las placas tectónicas continentales y las fallas geológicas, en cuyas zonas ocurren los terremotos más destructivos en términos materiales y humanos, con el fin de entender los procesos que los causan, para tratar de evitar tales pérdidas.

Para ello, necesitamos registros de temblores, particularmente temblores fuertes y la información que de éstos obtengamos. La información recabada de las décadas pasadas con aparatos modernos no son suficientes, necesitamos abarcar un período de tiempo mayor que corresponde a las épocas anteriores a los descubrimientos de sismógrafos modernos y métodos de procesamiento de datos sísmicos.

Los temblores fuertes, comúnmente llamados terremotos, son los eventos informativos más o menos numerosos, comparados con los sismos o temblores chicos y se detectan más fácilmente, aun por un período largo de observación sin aparatos. De esta manera se registran en la historia; tal registro se puede analizar más detalladamente e interpretar en relación con los nuevos avances en materia sísmica.

Existen investigaciones encaminadas a correlacionar las magnitudes de temblores y sus distancias focales con los movimientos del terreno en una estación y con los espectros medios de respuesta.

Se formula un modelo probabilístico (ver Bases para la Formulación de Decisiones de Diseño Sísmico, por L. Esteva M., I.I., UNAN, 182, agosto, 1968) para predecir las intensidades sísmicas, se presentan bases de lo anterior y de op

timización del diseño necesario para la selección del espectro de diseño. De esta manera se llega a formular una expresión que relaciona la magnitud de un sismo con su intensidad.

Un sismo produce un movimiento del terreno por el paso de ondas mecánicas que se originan debido a la ruptura de rocas sujetas a esfuerzos a lo largo de una falla sísmica.

Los temblores pueden ocurrir en cualquier parte del mundo, pero en ciertas regiones la frecuencia de ocurrencia es especialmente grande en las zonas sísmicas más importantes, y ocurren a lo largo de los bordes de las grandes placas tectónicas. Los temblores pueden originarse a profundidades hasta de 800 Km bajo la superficie terrestre, pero los movimientos del suelo suficientemente intensos para tener significado en ingeniería, muy frecuentemente son producidos por sismos con focos relativamente superficiales que se originan a una profundidad menor de 75 km bajo la superficie de la tierra. La causa inmediata de estos movimientos es una ruptura del tipo cortante en un plano de menor resistencia (falla) en la roca de la corteza terrestre; cuando en alguna parte de la falla se sobrepesan los esfuerzos de fricción, empieza el deslizamiento en algún punto y se extiende sobre determinada área. El punto inicial del deslizamiento se llama hipocentro y su proyección correspondiente en la superficie del terreno, epicentro, éste se localiza por medio de registros iniciales del sismógrafo.

El relajamiento brusco de esfuerzos por el deslizamiento de la falla disminuye la energía de deformación en la roca y al mismo tiempo genera ondas de esfuerzo.

En un medio homogéneo, isótropo y linealmente elástico, se propagan dos tipos de onda de esfuerzos:

1) ondas de dilatación (de compresión) que viajan a una ve

locidad de:

$$V_L = \left( \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \frac{m}{seg}$$

2) ondas rotacionales (de cortante) que viajan a una velocidad menor:

$$V_S = \left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \frac{m}{seg}$$

donde:  $\rho$  = densidad del medio  $\frac{Kg \text{ Seg}^2}{m^3}$

$\mu$  = módulo de elasticidad en cortante  $Kg/m^2$

$\lambda$  = módulo de elasticidad volumétrica =  $\frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \frac{Kg}{m^2}$

$E$  = módulo de Young

$\nu$  = módulo de Poisson.  $\lambda, \mu$  son las constantes de Lamé.

(ver, Introduction to Theoretical Geophysics Officer, Charles B., 1974).

En medios estratificados pueden también producirse diferentes tipos de ondas a lo largo de la superficie. Como los diferentes tipos de ondas viajan a distintas velocidades llegan al sismógrafo en diferentes tiempos, siendo este hecho, el que permite determinar la distancia del instrumento al epicentro.

La intensidad del movimiento en un punto de la superficie de la tierra depende también de la distancia de este punto al centro del sismo (origen); parece ser que en tanto el origen de las ondas sísmicas puede ser considerado en un punto (hipocentro), la intensidad del movimiento en la superficie de la tierra varía aproximadamente en forma inversa con el cuadrado de la distancia al hipocentro.

En este caso las líneas de igual intensidad serían círculos concéntricos con el centro en el epicentro, sin embar-

go, el efecto de la geología local y la influencia del tamaño y forma del área deslizada en la falla, podrán en un caso real, distorsionar las líneas a formas elípticas irregulares. Cuando ocurre un temblor, cada punto del terreno queda encerrado por una línea de intensidad especificada. Por tanto, la probabilidad de que un cierto punto experimente movimientos del terreno iguales o mayores que una cierta intensidad especificada, depende de las probabilidades de frecuencia de ocurrencia de los sismos de cada magnitud en esta región. Esta información estadística no suele ser bien conocida debido a que no se han obtenido datos adecuados durante un tiempo suficientemente largo.

En el primer capítulo se resume un pequeño panorama del desarrollo de la sismología en la República Mexicana, desde sus inicios hasta nuestros días y los centros de investigación más importantes que contribuyen al desarrollo de esta ciencia; en el capítulo II se introducen ciertos trabajos de investigación, que sirven de base para el desarrollo de la tesis; el capítulo III trata el tema de los sismos históricos, su importancia y metodología propuesta para el manejo de registros de temblores de fuentes históricas; en el capítulo IV se da una introducción de los conceptos de magnitud e intensidad; el capítulo V contiene bases matemáticas relacionadas con magnitudes, medidas con instrumentos; el capítulo VI da una amplia explicación de la zonificación sísmica, sus objetivos, importancia y relación con este trabajo. Por último el capítulo VII, es básicamente la metodología propuesta, llevada a cabo para el manejo de datos históricos en particular, relacionados con líneas isosistas. Se analizan también algunos sismos con ejemplos numéricos aplicando las fórmulas propuestas.

Finalmente se presentan las conclusiones y por último un Apéndice, en el que se presenta una historia sísmica de la República Mexicana de donde se obtuvieron los sismos históricos estudiados.

## CAPITULO I

### Sismicidad en la República Mexicana.

La situación geográfica de nuestro país lo ha colocado en una de las regiones sísmicas más activas del mundo, por tal razón la historia de la sismología en México es muy antigua; desde tiempos inmemoriales los pobladores de esta tierra han sentido y sufrido temblores destructivos; así los códices "Vaticano Ríos" y "Telleriano" dan una clara manifestación del fenómeno sísmico en nuestro país.

Los códices revelan dos tipos de movimientos telúricos: de origen tectónico y de origen volcánico, ambos se representan junto a la figura "ollin" (movimiento de la tierra, un volcán, ya sea el Citlaltepeth o la Estrella).

En la época de la Colonia, la descripción de los temblores se registra en libros y manuscritos históricos, mediante observaciones hechas por clérigos, viajeros, historiadores, etc.

La medición instrumental de los sismos se inicia a fines del siglo pasado, en la época de Mariano Bárcenas, quien instaló en el Observatorio Meteorológico de Tacubaya un sismógrafo del padre Sechi; en este tiempo también trabajó activamente Juan Orozco y Berra, quien logró reunir importantes datos de temblores ocurridos en fechas muy remotas, coleccionados con todo cuidado y publicados en las Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate".

Sin embargo, no es sino hasta el 5 de septiembre de 1910, que por decreto presidencial se crea e inaugura el Servicio Sismológico Nacional. Este evento se adicionó en los festejos conmemorativos del primer centenario de la iniciación de la Independencia Nacional; dicho servicio dependió entonces

del Instituto Geológico Nacional.

La registradora inicial consistió del Observatorio Central de Tacubaya y estaciones ubicadas en Oaxaca, Chihuahua, Comitán, Guadalajara, León, Manzanillo, Mazatlán, Mérida, Puebla y Veracruz.

Se eligieron como sensores a los sismógrafos mecánicos Wiechert de período corto. Básicamente estos sismógrafos con algunas modificaciones y mejoras continúan operando hasta ahora.

El Instituto Geológico Nacional se convirtió en Instituto de Geología en 1929, año en que se concedió la autonomía a la Universidad Nacional, pasando a formar parte de los institutos de investigación de la misma. En 1949 con la creación del Instituto de Geofísica en la misma, el servicio sísmico nacional pasa a formar parte de este instituto.

La siguiente etapa en la vida del servicio sísmico se localiza en 1960 en que se inició la instalación de estaciones de mayor sensibilidad en Tehuantepec, Vista Hermosa, Oaxaca, Comitán, Tepoztlán, Toluca, León, Presa Infiernillo, Michoacán, Presa Mal Paso y en Ciudad Universitaria. Estas estaciones constan en general de una sola componente de período corto de alta amplificación; sin embargo, algunas de ellas también fueron dotadas con sismógrafos de torsión Wood-Anderson y una componente para movimientos fuertes.

Otro paso importante fue dado el 15 de septiembre de 1973 al instalarse las estaciones de Río Hardy, San Felipe, Bahía de los Angeles y la Paz en Baja California, Caborca y Guaymas en Sonora y Topolobampo en Sinaloa. A este conjunto de estaciones se les denominó Red del Golfo de California y mediante un contrato fue el recientemente fundado Centro de Investiga-

ción Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) el encargado del mantenimiento de las estaciones.

La información sísmológica allí generada es fundamental para el estudio de la actividad sísmica asociada a la falla de San Andrés.

La detectabilidad de una estación depende principalmente de su amplificación: a mayor amplificación, mayor es el número de temblores que se registran.

Por otro lado el espectro de frecuencias de las señales sísmicas es bastante amplio, por tanto una gran variedad de instrumentos son necesarios para registrar toda la información; los equipos mecánicos cubren las altas frecuencias del espectro y por su baja ganancia sólo registran efectos fuertes o muy cercanos (esto es para diferentes equipos con que cuenta actualmente el Servicio Sísmológico Nacional). Con la adquisición de instrumentos electromagnéticos la posibilidad de detectar eventos más pequeños aumentó considerablemente. Pero aun así, el número de instrumentos es muy reducido. El Servicio Sísmológico Nacional hasta ahora ha jugado un papel histórico muy importante en la instalación y mantenimiento de un conjunto de estaciones sísmológicas, cuyos datos guardados en los archivos de Tacubaya constituyen un acervo valioso.

Los avances en la tecnología permiten en la actualidad obtener información sísmológica en un espectro de frecuencia más amplia. La información sísmológica en varias bandas de frecuencia y modalidades de registro permite la determinación de epicentros con mayor precisión y rapidez, para lograr esto se necesita la participación activa de todas las instituciones que de una u otra forma miden actividad sísmica.

La red de teJemetría sísmica del sistema de información sísmológica de México operada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM (SISMEX), produce 15 señales en tiempo real de un área triangular cuyos vértices se localizan en sitios próximos a Tonantzintla, Puebla, Iquala, Guerrero, Tepoztlán, así como las áreas urbanas vecinas al Distrito Federal se encuentran incluidas en esta superficie.

También la UNAM cuenta con la Red Sísmica Mexicana de Apertura Continental (RESMAC) operada por el Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y Sistemas (IIMAS) con cinco estaciones propias (Acapulco, Cerrillo, Poza Rica, Tampico y Tulancingo) más cuatro señales que se reciben de SISMEX en tiempo real.

En la parte noroeste del país está la Red Sísmica del Golfo de California (RESNOR) operada por el CICESE, también trabajando en tiempo real.

El Servicio Sísmológico Nacional pretende también instalar trece estaciones más en los siguientes lugares: Isla Socorro, Mérida, Chihuahua, Monterrey, Jalisco, Zihuatanejo, Pinotepa Nacional, Tabasco, Guanajuato, Costa de Guerrero y Tapachula.

El enlace de todos los subsistemas con estaciones del Servicio Sísmológico Nacional permitirá una gran cobertura nacional eficiente y moderna.

Se propone dotar de un sistema de alarma con sismógrafos electromagnéticos a varias estaciones.

Los terremotos imprevistos han afectado la vida de muchas personas en todo el mundo; los terremotos no tienen límites internacionales, éstos continuarán teniendo lugar como ha sido a través de los siglos. Es difícil ignorar los terremotos, los daños y pérdidas que ocasionan estos eventos naturales; es también difícil permanecer inconsciente del aumento de gente expuesta a terremotos imprevistos y en particular a la cantidad de áreas urbanas en regiones propensas a terremotos en el mundo.

El objetivo inherente internacional de sismología refleja el objetivo común de estudios de mitigación de los terremotos con el fin de reducir las penas humanas.

El principal riesgo a la vida humana que imponen los terremotos, es el colapso de las construcciones. Este es debido a las aceleraciones sufridas por la tierra, hay otros riesgos serios de los terremotos, tales como desplazamiento de tierra, rompimiento a lo largo de fallas activas, agrietamiento del suelo, licuefacción y además pueden interrumpir las líneas de vida, en particular las carreteras, vías y redes de comunicación. Algunos de estos terremotos riesgosos pueden obstaculizar las corrientes de agua y originar lagos, que son liberados cuando el obstáculo desaparece.

Los estudios en Sismología tienen el objetivo común de prevenir los terremotos imprevistos, hay muchos caminos para mitigar las pérdidas. Los principales alcances son a través de estudios abocados a identificar los riesgos sísmicos en regiones expuestas a terremotos y a través de estudios que en el futuro harán realidad la predicción de los mismos.

El desarrollo de estos tipos de investigación y un esfuerzo multidisciplinario es necesario. Se requiere incluir científicos en una variedad de campos en ciencias de la tierra y en ingeniería. Los resultados de estos estudios son

aplicados a la investigación que asistirá eventualmente a los planes urbanos, públicos federales, estatales y locales; y el ciudadano que se concierne de esto será más consciente de los efectos del pasado y el futuro, los terremotos y la metodología serán continuados a minimizar pérdidas de vida y daños a las construcciones.

Los terremotos de la tierra no son aleatoriamente distribuidos alrededor de la tierra; hay un orden definido de la distribución de la actividad sísmica. El mundo sísmico está concentrado en zonas estrechas que delinear los límites de las placas superficiales de la corteza exterior que está en constante movimiento, donde estas placas interactúan e importantes procesos geológicos tienen lugar.

Hay trece placas mayores y una docena más pequeña, sus comportamientos no son simples ni simétricos porque de la interacción global de éstas hay sismicidad constante sobre el planeta, América es un área de alta sismicidad y actividad volcánica. La placa tectónica es un fenómeno dinámico que ha existido desde hace millones de años y continuará. La gente sobre la tierra siempre estará sujeta a los efectos de los terremotos.

Se han aprendido grandes tratados acerca del interior de la tierra por Sismología y se ha usado Sismología para aprender acerca del interior de la luna (Silenología), a través de investigaciones en Sismología se han identificado las diferentes placas de la corteza sobre la superficie de la tierra. Por el conocimiento de la sismicidad de la tierra instrumentalmente e históricamente se ha sido capaz de proveer información valiosa en la evaluación de los terremotos. Además se ha podido usar estos conocimientos junto con la ingeniería en sus cuestiones de mejores construcciones prácticas. A través de este proceso se puede esperar mitigar pérdidas de vida y pérdidas económicas producidas por terremotos destructivos.

Los resultados de estudios sismológicos son usados comúnmente por los ingenieros como uno de los beneficios obtenidos de la investigación, encaminados a la mitigación de terremotos.

México está situado en la intersección de cuatro mayores placas de la corteza; la placa de Norteamérica, placa del Pacífico, placa del Caribe y placa de Cocos. La interacción de estas cuatro placas es muy compleja. La forma de los terremotos riesgosos es por tanto entre los más complicados del mundo. El promedio de desprendimiento de energía sísmica cada año es de  $55 \times 10^{21}$  erg. más de dos veces la parte de California.

Uno de los mayores objetivos de las investigaciones sismológicas en México es para determinar parámetros regionales de sismicidad como una forma de dar una estimación del riesgo de terremotos a través del país. Esta es una tarea de gran importancia económica por la vulnerabilidad sísmica de las mayores ciudades y zonas industriales.

La rápida industrialización de las zonas urbanas y la planeación de construcción de presas y plantas de poder y centros industriales a través del país, enfatiza la necesidad de una exacta y confiable medida de los terremotos riesgosos en regiones relativamente remotas, donde pocos datos sísmicos han sido formalmente valorados; es pues esencial, a través del conocimiento de los terremotos prevenir daños y pérdidas de vidas.

Varios de los siguientes grupos de investigación en Sismología están activos en México; el IIMAS, el CICESE, IG - UNAM y el II-UNAM.

El proyecto RESMAC es la nueva red digital (Telemétrica).

## CAPITULO II

Investigación Sísmica.

Muchos tipos de estudios de investigación pueden ser provechosos para fomentar los programas efectivos de seguridad sísmica. Especialmente importantes son las investigaciones de riesgos geológicos ocultos, investigación sobre el funcionamiento de los edificios durante los sismos, para aprender como mejorar su desempeño y estudios de las consecuencias sociales, económicas y fiscales potenciales.

Los expertos en todas las ramas de sismología, en particular de regiones sísmicas, intentan aprender tanto como sea posible de todos los sismos significantes de las áreas, así como de los sucesos destructivos de otras partes del mundo. California ha tenido por mucho tiempo un cuadro de profesionales interesados, que representan varias disciplinas frecuentemente llamadas "perseguidores sísmicos" que van a los lugares donde se producen los sismos mayores, tan pronto como les es posible, para así efectuar la evaluación de las consecuencias, mientras la evidencia del daño aún está fresca.

"La ciencia" de la predicción sísmica hoy quizás rudimentaria, también requiere atención, aunque sólo para minimizar el concepto erróneo. Se está progresando al tratar de pronosticar algunos sismos, pero probablemente pasará mucho tiempo antes de que todos ellos puedan predecirse con exactitud; además los sismos más grandes y destructivos parecen ser los más difíciles de predecir con cierta precisión.

La respuesta dinámica a una sollicitación (excitación) sísmica fuera o dentro de un medio semi-infinito donde las ondas sísmicas pasan a través del suelo, es un problema de interés para los científicos o ingenieros en el campo de la

mecánica aplicada, propagación de ondas elásticas y diseño de resistencia a terremotos.

La respuesta del sistema estructural puede ser significativamente influida por la interacción de la estructura con el suelo, dependiendo de las propiedades del material de éste, la fuente de excitación dinámica y el tipo de partículas de fuente sísmica. Los efectos de interacción de la estructura con el suelo tienen además un efecto significativo sobre los esfuerzos en la estructura y sobre los cambios en la historia del tiempo del movimiento del suelo, tales efectos son especialmente significativos en las bandas de frecuencia cerca de la frecuencia resonante de la estructura. Para tratar de entender el comportamiento de las ondas en un medio elástico como en las diferentes capas de la corteza de la tierra se han ideado modelos geométricos de la corteza, ya sean esféricos, elípticos, cilíndricos, etc.; generalmente, la solución de estos problemas depende de la separabilidad de la ecuación vectorial de onda y la condición de satisfacer las condiciones de frontera. De los diferentes sistemas de referencia sólo los seis siguientes sistemas de coordenadas curvilíneas ortogonales permiten la separación de la ecuación de onda: cartesiano, cilíndrico circular, cilíndrico parabólico, cilíndrico elíptico, esférico y coordenadas cónicas.

El problema de satisfacción de condiciones en la frontera generalmente depende de que uno pueda expresar la frontera como una superficie en un sistema de coordenadas curvilíneas. Esto nuevamente va unido con separabilidad de las ecuaciones diferenciales.

### Teoría.

Analizando brevemente las características de los temblores intensos con ciertos parámetros, los cuales definen estadísticamente la forma de espectros con distintos grados de amortiguamiento, de estudios llevados a cabo (ver Bases para

la formulación de decisiones de diseño sísmico, L. Esteva M., II-UNAM, 182, 1968), que pueden a su vez correlacionar las respuestas sísmicas de estructuras con varios grados de libertad, e incluso de estructuras de comportamiento no lineal, con las ordenadas espectrales.

Los parámetros dependen de ciertos conceptos, como variables independientes, como son la magnitud del temblor, la distancia focal a la estación de que se trata, la profundidad focal del temblor y las propiedades mecánicas de las formaciones geológicas que las ondas atraviesan entre el foco y la estación, incluyendo las condiciones que imperan en la superficie de la tierra en la proximidad de dicha trayectoria.

Existen otras variables que influyen necesariamente en las características de los sismos, una muy importante es el estado de esfuerzos de la corteza inmediatamente antes de que ocurra el temblor. Estos conceptos son impredecibles en la actualidad, por lo que su influencia se manifestará como dispersión en las correlaciones que se establezcan, no nos sorprende que dichas correlaciones se caractericen por márgenes de incertidumbre sumamente amplios, por lo que son tratados en este trabajo.

La cantidad de datos instrumentales dignos de confianza de que se dispone es notoriamente escasa para plantear las correlaciones si se procede en forma puramente empírica. Sin embargo, las irregularidades de las formaciones geológicas comunes excluyen la posibilidad de enmarcar los datos instrumentales en una teoría precisa y fidedigna, especialmente en zonas de gran actividad sísmica, donde dichas irregularidades son especialmente pronunciadas. Se complementa la información con otros datos como son, los registros sísmicos y explosiones nucleares.

Se tratará de dar una explicación muy breve de como se llega a las ecuaciones que se utilizarán más adelante; se to

ma para su obtención sólo la influencia de dos variables en los parámetros significativos de los temblores; estas variables son la magnitud de la perturbación y la distancia focal. En la mayoría de los casos se careció de los datos necesarios para definir adecuadamente las propiedades mecánicas del terreno así que esta variable no interviene explícitamente.

Resumiendo, tenemos que el movimiento de una estructura de comportamiento lineal con un solo grado de libertad, cumple la ecuación:

$$\ddot{y} + 2h\dot{y} + p^2y = -\ddot{x}$$

donde:  $x$  = desplazamiento del terreno  
 $y$  = desplazamiento de la estructura respecto al terreno

$p = \sqrt{\frac{k}{m}}$  = frecuencia circular natural que tendría la estructura si careciera de amortiguamiento

$K$  = rigidez del elemento estructural flexible

$M$  = masa de la estructura

$h = \xi$

$\xi$  = grado de amortiguamiento como fracción del amortiguamiento crítico

$\ddot{y} = \frac{d^2y}{dt^2}$  ,  $\dot{y} = \frac{dy}{dt}$  ,  $\ddot{x} = \frac{d^2x}{dt^2}$  (derivadas con respecto al tiempo)

Un espectro de respuesta es una gráfica que representa en función del período natural de la estructura el valor numérico máximo de las respuestas y/o  $\ddot{x} + \ddot{y}$ , es decir, del desplazamiento relativo a la base o de la aceleración absoluta o bien de funciones lineales de estas cantidades. Designaremos ordenada del espectro de desplazamientos a las primeras con el símbolo  $D$ ; así  $D = \text{Máx } |y(t)|$ , donde  $t$  es el tiempo; designaremos ordenada del espectro de aceleraciones a las segundas con el símbolo  $A$ , así  $A = \text{Máx } |\ddot{x}(t) + \ddot{y}(t)|$ , donde de--

pendiendo del criterio de falla será ventajoso trabajar con el espectro de desplazamientos o con el de aceleraciones, también podemos escribir  $A = \text{Máx} |2\dot{y} + p^2 y|$  donde el segundo miembro de esta ecuación es por lo menos igual a  $p^2 D$ . Difiere mucho para valores grandes del grado de amortiguamiento y pequeños del período natural de vibración. Por eso se usa discriminadamente el término espectro de aceleraciones, al referirse a una gráfica de  $A(t)$  o a una  $p^2 D(t)$ , la segunda se denomina a veces espectro de seudo aceleración y coincide con la primera, cuando el amortiguamiento es nulo.

También se usa el espectro de velocidades que se refiere a la velocidad máxima de la masa relativa del cuerpo  $V(t)$  y con frecuencia se usa el espectro de seudo velocidades de finido como  $pD$  o como  $A(t)$ , ambos coinciden en promedio aproximadamente, con una gráfica de valores numéricos máximo de la velocidad relativa del terreno, es decir con  $\text{máx} |\dot{y}(t)|$ .

La diferencia más clara entre  $A$  y  $pD$  es en la ordenada de origen en  $T=0$ ; para cualquier grado de amortiguamiento se tiene que  $A(0)$  es igual a  $\text{máx} |\ddot{x}(t)|$ , mientras que  $p^2 D(0) = 0$  salvo para amortiguamiento nulo, es decir la ordenada al origen de los espectros de aceleración propiamente dichos es igual a la aceleración máxima del terreno y es nula para todo espectro de seudo aceleraciones con amortiguamiento finito.

#### Relación entre magnitud, distancia focal y movimiento del terreno en una estación.

La construcción de espectros según el criterio que se propone, requiere el planteamiento de expresiones para el cálculo de la aceleración, velocidad y desplazamiento máximo del terreno, en función de la magnitud y la distancia que son las variables que se tomarán como significativas. Para temblores

registrados sobre terreno medio, comparable a conglomerados completos, dichas expresiones han sido objeto de estudios previos y se resumen a continuación:

$$a = 2000 e^{0.8M} R^{-2} \text{ ----- (1)}$$

$$v = 16 e^M R^{-1.7} \text{ ----- (2)}$$

$$d = 0.128 e^{1.2M} (R^{-1.4} + 150R^{-2}) \text{ ----- (3)}$$

Para un amplio intervalo de valores de R, que incluyen los de interés práctico, la ecuación anterior (3) puede sustituirse por la siguiente, que es la misma forma que las dos primeras:

$$d = 7e^{1.2M} R^{-1.6} \text{ ----- (4)}$$

a = máxima aceleración del terreno de la estación de interés, en cm/seg<sup>2</sup>

v = velocidad máxima del terreno,  $\frac{\text{cm}}{\text{seg}}$

m = magnitud del temblor

d = máximo desplazamiento del terreno en cm

R =  $(x^2+h^2+r^2)^{1/2}$  distancia focal efectiva

x = distancia epicentral en Km

h = profundidad focal en Km

r = constante empírica igual a 20 Km.

La primera ecuación (1) y la cuarta (4) se dedujeron de los siguientes datos:

- a) Un grupo de temblores en la costa occidental de E.U., registrados por estaciones del United States Coast and Geodetic Survey, empleando acelerómetros estándar de tensión, con períodos naturales de alrededor de 0.05 seg. Las aceleraciones máximas se obtuvieron directamente de B. Gutenberg y C.F. Richter, Earthquake magnitude, intensity, energy and aceleration, Bulletin., Seismological Society of



## INSTRUCTIVO PARA LLENAR LA FORMA DE REGISTRO DE TESIS

1. Consigne la información de manera clara, de acuerdo a las instrucciones que aquí se señalan. Escriba con tinta.
2. No invada las zonas sombreadas. Tales espacios están reservados a la codificación de la información que usted proporciona.
3. AÑO EN QUE SE PRESENTA LA TESIS: Consigne solamente el año (omita el día y el mes); utilice para ello caracteres numéricos únicamente.
4. AUTOR: Escriba el nombre del autor en el siguiente orden: apellido paterno, apellido materno y nombre o nombres. Si la tesis ha sido elaborada por más de tres personas, consigne el nombre de las tres primeras en la hoja principal de registro de tesis y solicite una hoja anexa para registrar el nombre de las restantes.
5. TITULO DE LA TESIS: Escríbalo tal y como aparece en la portada de la tesis. En caso de haberlo, anexe el subtítulo en el renglón destinado a tal efecto.
6. LUGAR DE EDICION: Indique la ciudad donde fue presentada la tesis en examen -- profesional. No se considera lugar de edición la ciudad donde fue impresa la tesis.
7. NUMERO DE PAGINAS: Anote el último número que aparezca impreso en la paginación del ejemplar que presente.
8. ILUSTRACIONES: Si su tesis cuenta con algún tipo de ilustraciones (mapas, esquemas, diagramas, fotografías, etc.) tache la palabra "SI". Tache en caso contrario la palabra "NO".
9. IDIOMA: Indique el idioma en el que fue redactada la tesis sólo en el caso de que sea éste una lengua distinta al castellano. Si su tesis está escrita en español, ignore el renglón correspondiente a idioma y déjelo en blanco.
10. GRADO ACADEMICO: Tache la letra que corresponda al grado académico que obtiene mediante la presentación de la tesis: L para licenciatura, M para maestría, D para doctorado y E para especialización.
11. CARRERA: Escriba el nombre completo de la carrera objeto de la tesis de acuerdo a su denominación oficial en los planes de estudio de la universidad en la que la cursó. No utilice abreviaturas.
12. FACULTAD O ESCUELA: Anote el nombre completo oficial de la facultad a la que corresponda la tesis. No utilice abreviaturas.
13. UNIVERSIDAD: Si su tesis fue presentada en alguna facultad o escuela de la -- -- U. N. A. M., deje en blanco este renglón. En caso contrario, consigne el nombre completo y oficial de la universidad a la que pertenece la facultad en la que presentó la tesis.
14. TEMAS DE QUE TRATA LA TESIS: Anote los temas que más claramente definan el objeto de la investigación. Consígnelos de manera clara y concisa por orden de importancia.
15. GRADO ACADEMICO DEL ASESOR DE LA TESIS: Indíquelo --en caso de saberlo-- de la misma manera que se pide en el punto 10 de este instructivo.
16. NOMBRE DEL ASESOR DE LA TESIS: Escríbalo en el siguiente orden: nombre(s), apellido paterno y apellido materno.
17. RESUMEN: Si la tesis que registra corresponde al nivel de doctorado, solicite -- hoja anexa para redactar un resumen no mayor de una cuartilla. Dicho resumen --deberá presentarse --de preferencia-- en inglés.

America, 46,2 (1956), 105-143.

Las velocidades máximas se estimaron a partir de los datos de intensidades en grados de escala de Mercalli modificada (MM) allí consignados. Se aceptó para ello la relación entre velocidad máxima del terreno y la intensidad MM que a continuación se propone, con base en las conclusiones de F. Newman, "Abroad formula for estimating earthquake force on oscillators", Segundo Congreso Mundial de Ingeniería Sísmica, Tokio (1960):

$$I = 3.84 + 3.32 \log v \quad (5)$$

$$\text{o aprox. } I = \frac{(\log 14 v)}{\log 2} \quad (6)$$

- b) Un grupo de temblores de la costa occidental de E.U. registrados por estaciones del laboratorio sísmológico del Instituto Tecnológico de California, con acelerómetros estándar USCGS, las aceleraciones máximas del terreno se obtuvieron directamente de G.W. Housner, "Fundamentos de Ingeniería Sísmica", Ingeniería, 32,3, México, D.F., julio, 1982.

Las velocidades máximas se dedujeron a partir de las intensidades espectrales con amortiguamiento igual a 0.2 del crítico, consignadas en la misma publicación, suponiendo que entre los períodos 0.1 y 2.5 seg, la velocidad media del espectro con el amortiguamiento citado, es igual a la velocidad máxima del terreno.

- c) Datos sobre intensidades MM de temblores registrados en la República Mexicana, a partir de ellos se estimaron las velocidades máximas del terreno, empleando la ecuación (5). Teniendo en cuenta las ecuaciones (3) y (5) se obtiene:

$$I = 1.45 M - 5.66 \log_{10} R + 7.90$$

(Ver: Criterios para la construcción de espectros de diseño sísmico, L. Esteva M., II-UNAM, 1974).

Debido a la multitud de variables que no se consideraron explícitamente al establecer las correlaciones descritas, éstas se caracterizan por una gran dispersión aun después de restringir su validez a temblores registrados sobre terrenos de dureza media. Por ello se estudió la dispersión de cada medida de intensidad, con respecto a su valor calculado a partir de la magnitud.

Los valores de la relación sobre los valores observados y calculados de intensidades MM, máximas aceleraciones y máximas velocidades del terreno, se representaron en papel de distribución normal, según el método Gumbel, los resultados se muestran en las figuras 1, 2 y 3 (al final del capítulo).

La siguiente tabla resume los parámetros de las distribuciones obtenidas.

<u>Variable</u>	<u>Derivación estándar</u>
$I - I_c$	2.04
$L_{nv} - L_n V_c$	1.0
$L_{na} - L_n Q_c$	1.5

donde:

$L_n$  = logaritmo natural. El subíndice c denota el valor calculado de la variable correspondiente.

(Ver: Criterios para la construcción de espectros de diseño sísmico, L. Esteva M., II-UNAM, 1974).

#### Efecto de la atenuación de las ondas sísmicas.

En investigaciones teóricas se supone generalmente que las amplitudes de ondas que se propagan en un medio homogé-

neo decrecen de acuerdo con el factor  $e^{-KD}$  donde  $D$  es la distancia a lo largo de la trayectoria de la onda y  $K$  es un coeficiente de absorción. De acuerdo con pruebas de laboratorio  $K$  es proporcional a  $T^{-1}$ ; de estudios teóricos se deduce que  $K$  debe ser proporcional a  $T^{-1}$  o  $T^{-2}$  de acuerdo con las hipótesis que se consideran sobre amortiguamiento o sobre los efectos no lineales.

En contraste con esto, Gutenberg deduce de los registros de onda de cuerpo (Body Waves) que  $K$  es prácticamente independiente de  $T$ . El mismo autor hace notar que los registros de temblores rara vez muestran ondas  $S$  con períodos menores de 4 seg. a distancias de  $25^\circ$  a  $110^\circ$  y a distancias mayores de  $20^\circ$  desaparecen los períodos menores de un segundo.

Las aseveraciones anteriores concuerdan con el hecho de que los períodos dominantes de temblores crecen con la distancia epicentral. Si se considera que en el foco de un temblor se generan trenes de ondas de diversos períodos, el incremento del período dominante con la distancia puede explicarse como debido a la atenuación más rápida de las ondas de períodos más ciertos, esto a la vez concuerda con la hipótesis de proporcionalidad de  $K$  con una potencia negativa de  $T$ .

Supóngase un sismo constituido por superposición casual de ondas senoidales. Considere además que en el foco los períodos de las ondas varían de  $0$  a  $\infty$  y que en dicho punto la distribución de ondas en cuanto a su velocidad y frecuencia relativa pueden representarse por la función  $c(M) b(M, T)$ . Considérese que la variación de las amplitudes, velocidades y aceleraciones de las ondas elásticas, pueden representarse por  $E_1 D^{-2} + E_2 D^{-2}$  y que la atenuación equivale al factor reductivo  $\exp\left(-\frac{ED}{T}\right)$  de lo anterior, la velocidad, aceleración y desplazamiento máximo del terreno a una distancia  $D$  puede calcularse con las ecuaciones:

$$v = C(M) (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} e^{-2cD/T} b^2(M, T) dT} \quad (\text{A.1a})$$

$$a = 2\pi C(M) (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} e^{-2cD/T} \frac{b(M, T)}{T^2} dT} \quad (\text{A.1b})$$

$$x = \frac{C(M)}{2\pi} (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} e^{-2cD/T} T^2 b^2(M, T) dT} \quad (\text{A.1c})$$

(ver: L. Esteva y E. Rosenblueth, Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes, Boletín, Soc. Mex. de Ing. Sís., 21, 1964).

Después de algunos intentos se adoptó para  $b(M, T)$  la forma  $b(M, T) = e^{-2T^2} e^{-\gamma M}$  que satisface las condiciones de que la frecuencia relativa de ondas con períodos cortos caracterizados por una velocidad máxima dada, es mayor que para las de períodos largos y que la importancia de los períodos cortos aumentan al disminuir la magnitud. Las constantes  $c$  y  $\gamma$  se determinaron de la condición que para temblores de magnitud 6 aproximadamente a 2.000 Km de distancia la amplitud de las ondas de período igual a un segundo decrece a 0.05 de su valor en el foco y que distancias de aproximadamente 6.000 Km las amplitudes de las ondas de 4 seg. de período se reducen también a 0.05 de su valor en el foco. La hipótesis anterior es congruente con las afirmaciones de Gutenberg citadas anteriormente.

Con base en lo anterior se deduce

$$\gamma = 0.5, \quad c = \frac{1}{660}$$

Consecuentemente las ecuaciones A.1 se transforman

$$v = C(M) (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} Z(D, T, M) dT} \quad (\text{A.2a})$$

$$a = 2\pi C(M) (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} \frac{1}{T^2} Z(D, T, M) dT} \quad (\text{A.2b})$$

$$x = \frac{C(M)}{2\pi} (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \sqrt{\int_0^{\infty} T^2 Z(D, T, M) dT} \quad (\text{A.2c})$$

donde:

$$Z(D, T, M) = \exp(-D/330T) - 2T \exp(-0.5M)$$

De acuerdo con Housner  $C(M) = C_1 e^M$  por otra parte el factor  $E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}$  puede sustituirse dentro de un amplio intervalo de valores de  $D$ , por una expresión de la forma A.4:

$$E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2} = C_2 D^{-\beta_1} \quad (\text{A.4})$$

Las integrantes que aparecen en la ecuación A.2 se efectuaron numéricamente, concluyéndose que pueden representarse de manera simplificada por expresiones del tipo  $C_3 e^{\alpha M} D^{-\beta_2}$ . Si se tienen en cuenta estas conclusiones y las ecuaciones A.2-4 se obtiene:

$$a = C'_a e^{\alpha a M} (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \approx C_a e^{\alpha a M} D^{-\beta a} \quad (A.5a)$$

$$v = C'_v e^{\alpha v M} (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \approx C_v e^{\alpha v M} D^{-\beta v} \quad (A.5b)$$

$$x = C'_x e^{\alpha x M} (E_1 D^{-1} + E_2 D^{-2}) \approx C_x e^{\alpha x M} D^{-\beta x} \quad (A.5c)$$

Las ecuaciones A.2 pueden emplearse también para obtener conclusiones sobre la forma de variación de  $\frac{a}{v}$  y  $\frac{v}{x}$ . En efecto, independientemente de los valores  $C(M)$ ,  $E_1, E_2$  se obtiene, A.2a, A.2b:  $\frac{a}{v} = 136 e^{-0.15M} D^{-0.428}$  (A.6)

y de A.2b y A.2c:  $\frac{v}{x} = 2.9 e^{-0.23M} D^{-0.13}$  (A.7)

Si se acepta la ecuación:

$$v = 16 e^M R^{-1.7} \quad \text{entonces} \quad v = 16 e^M D^{-1.7}$$

se obtiene, teniendo en cuenta A.7 :  $x = 5.5 e^{1.23M} D^{-1.59}$

que es aproximadamente  $x = 7 e^{1.2M} D^{-1.6}$  (A.8)

Nomenclatura:

A = ordenada del espectro de aceleraciones (cm/seg<sup>2</sup>)

D = ordenada del espectro de desplazamiento (cm)

a = aceleración máxima del terreno durante el temblor (cm/seg<sup>2</sup>)

I = intensidad de un temblor en la escala de Mercalli modificada

I<sub>0</sub> = intensidad de un temblor en el epifoco

K = rigidez (Kg/cm)

g = aceleración de la gravedad (cm/seg<sup>2</sup>)

h =  $\xi P(\text{seg}^{-1})$

M = masa (Kg seg<sup>2</sup>/cm)

M = magnitud de un sismo

p =  $\sqrt{\frac{k}{M}}$  frecuencia circular natural, sin amortiguamiento

- $R$  = distancia del foco de un sismo al lugar donde se registra en Km  
 $S$  = duración efectiva del temblor en el lugar donde se registra  
 $S_0$  = duración de un temblor en el foco  
 $S_0$  = duración del movimiento equivalente de intensidad uniforme por unidad de tiempo en el foco  
 $T$  = período natural  
 $v$  = ordenada del espectro de velocidades  
 $v$  = velocidad máxima del terreno durante el temblor  
 $V_p, V_t$  = velocidad de propagación de las ondas p y de Rayleigh  
 $x$  = igual máximo desplazamiento del terreno durante un temblor  
 $\alpha, \beta, \gamma, \epsilon$  = coeficientes numéricos  
 $\xi$  = amortiguamiento como fracción del crítico (sin unidades)

#### Efecto de la naturaleza del terreno.

Los resultados que hemos presentado se refieren a movimientos en la superficie de materiales de dureza media, en el sentido de análisis por mínimos cuadrados.

Cuando las ondas sísmicas pasan de un material duro a uno suprayacente de menor rigidez o densidad, sufren fenómenos de refracción con amplificación y reflexión múltiple. Como consecuencia se amplifican las ordenadas de los espectros correspondientes a la superficie libre, en relación con las que tendrían los mismos espectros en la superficie; la magnificación resulta notoriamente selectiva en función del período natural de las estructuras que se hallasen sobre una u otra superficie libre, al grado que en formaciones bandas cabe hablar de fenómenos de resonancia.

La manera más burda en que puede tomarse la influencia de la naturaleza del terreno consiste, en aplicar un término correctivo a la intensidad calculada, siendo dicho término función solamente de la dureza del suelo. Esto equivale a introducir un factor correctivo en la velocidad máxima del

terreno lo que no suministra información respecto a los períodos dominantes del movimiento ni a la modificación que debe operar en la aceleración y el desplazamiento máximo.

La ausencia de datos sobre las características mecánicas de la corteza en los sitios de interés justifica la práctica que se acaba de describir, no obstante sus serias limitaciones. Así Gzodvsky ha propuesto que la intensidad calculada se incremente o disminuya en un grado según se trate de formaciones más o menos deformables que la media, a la que se supone explicable ciertas fórmulas empíricas. La magnitud de la correlación parece insuficiente para suelos blandos a la luz de la experiencia disponible.

Richter propone un criterio análogo pero sus términos correctivos cubren la gama de -1 hasta +2 según el tipo de formación geológica.

Kanai ha propuesto una fórmula que tiene aspectos semejantes a la que suministra la aplicación dinámica de un sistema lineal amortiguado, con un solo grado de libertad, la adaptación de esta fórmula y uno de los parámetros que en ella intervienen son estrictamente empíricos.

La forma de los espectros que se calculan mediante la fórmula de Kanai concuerda satisfactoriamente con los resultados obtenidos a partir de registros de temblores intensos en terrenos medios y blandos obtenidos en Japón y Estados Unidos; para México introduce errores serios.

No obstante el importante avance que marca la contribución de Kanai se le encuentran dos limitaciones adicionales. En muchos aspectos conocidos para suelos de características medias no se distinguen uno, sino varios períodos dominantes, y ninguno de ellos lo es en forma suficientemente pronunciada ni sistemática para permitir la elección de los parámetros de la fórmula a partir sólo de espectros conocidos; se re--

quiere entonces conocimiento relativamente detallado de las propiedades del suelo para poder usar la fórmula con fines de predicción. En materiales no cohesivos ninguna teoría lineal ni fórmula semi-empírica lineal suministra resultados aplicables a temblores de distintas intensidades.

Se propone un método para predecir los espectros de temblores en función de la magnitud y distancia focal. No se toma en cuenta la influencia de otras variables por el momento, salvo que la naturaleza del terreno cerca de la estación puede incluirse con aproximaciones limitadas. /

El método propuesto se limita a condiciones en el que la corteza puede idealizarse como de comportamiento lineal.

El primer paso para la aplicación consiste en estimar la aceleración, la velocidad y el desplazamiento máximo del terreno. Para distancias focales moderadas (menos de 100 Km) y grandes (del orden de 100 Km) en relación con las dimensiones de la superficie de perturbación, se encuentran las siguientes expresiones aplicables a estaciones que se hallan sobre terrenos de dureza media:

$$a = 2000 e^{0.8M} R^{-2}$$

$$v = 16 e^M R^{-1.7}$$

$$x = 0.0128 e^{1.2M} (R^{-1.4} + 150 R^{-2})$$

Donde a, v y x son respectivamente la aceleración, la velocidad y el desplazamiento máximo del terreno (en componentes horizontales del movimiento) M es la magnitud del temblor y R la distancia focal en Km.

La estructura de los fenómenos obedece a consideraciones teóricas que encuentran confirmación en datos de observaciones sobre sismos y explosiones nucleares.

Los coeficientes que intervienen en las expresiones para el cálculo a y b se determinaron mediante análisis de datos correspondientes a temblores empleando el método de mínimos cuadrados.

Sus intervalos de confianza se han calculado y aunque resultan sumamente amplios no anulan la utilidad de las fórmulas.

Tanto la estructura de las expresiones como algunos de los coeficientes que en ella intervienen se ven confirmados en observaciones mucho más extremas que las que se emplearon en el análisis de mínimos cuadrados.

La fórmula para el cálculo de x está deducida de consideraciones teóricas y sólo se ha verificado que el orden de magnitud de los resultados que con ella se obtienen no contradiga los pocos datos de que se dispone.

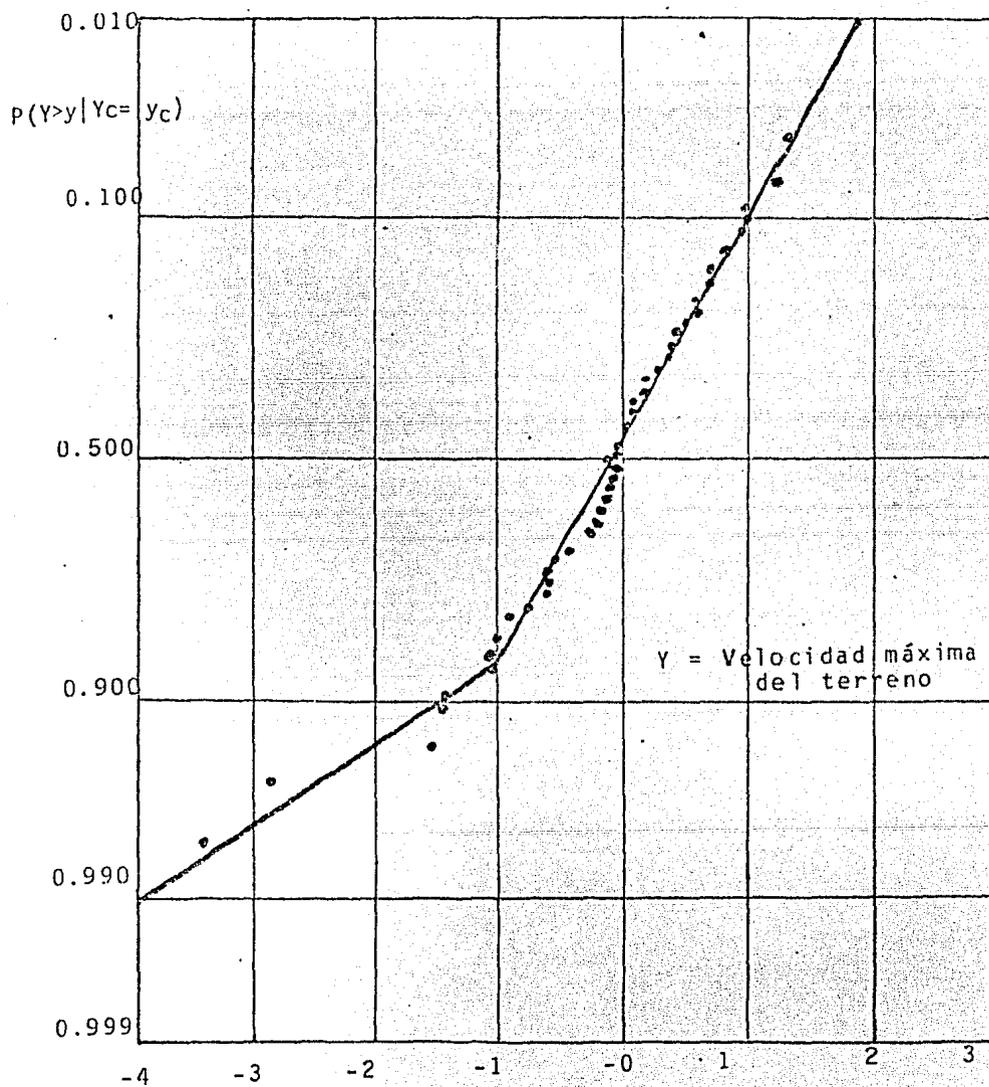


Fig. 1 Incertidumbre en la correlación entre magnitud, distancia y velocidad máxima del terreno.

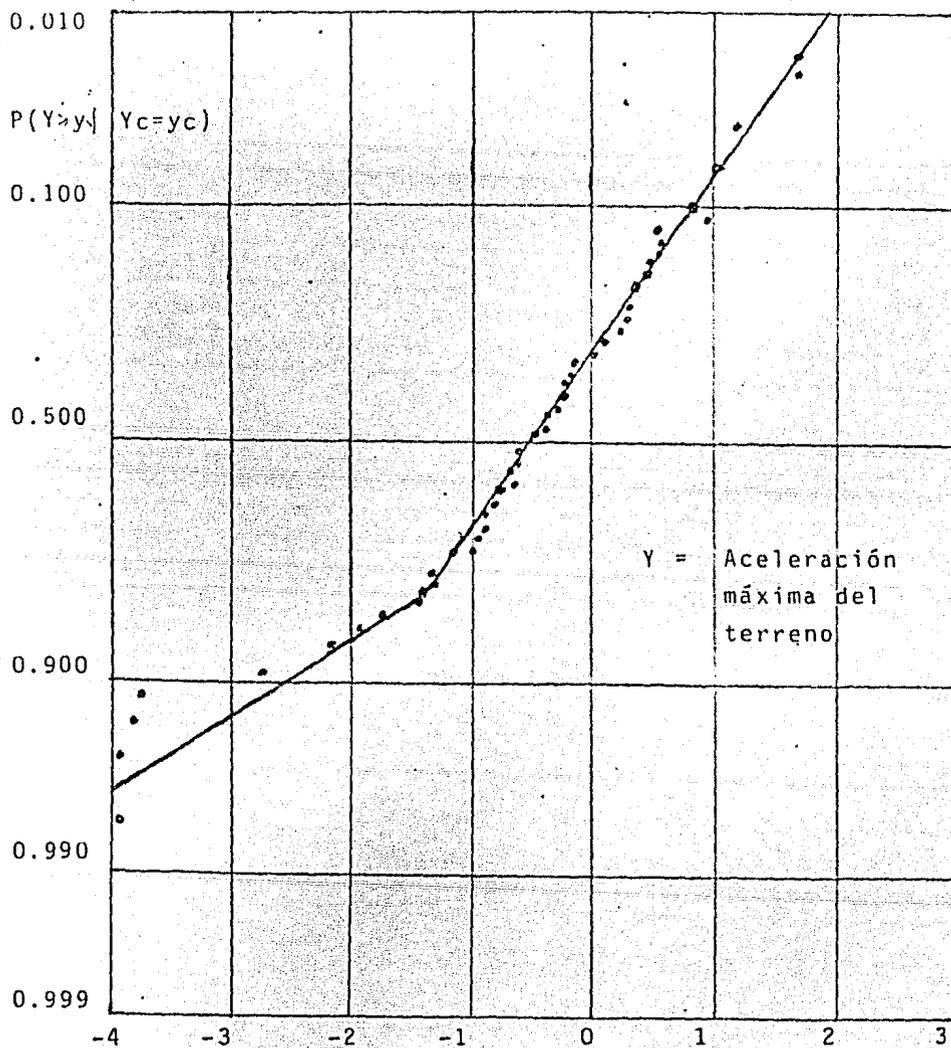


Fig. 2 Incertidumbre en la correlación entre magnitud, distancia y aceleración máxima del terreno.

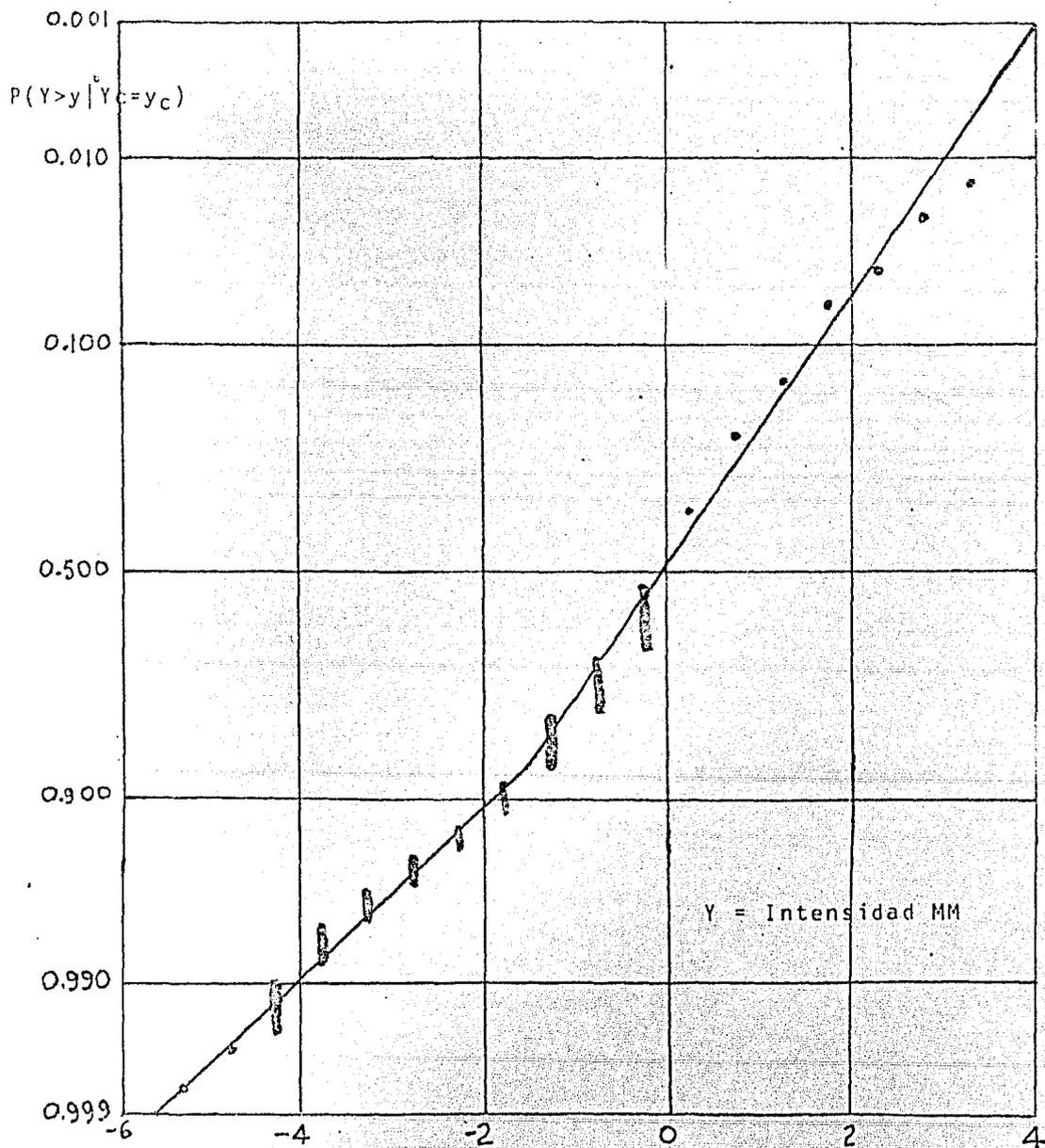


Fig. 3 Incertidumbre en la correlación entre magnitud, distancia e intensidad.

## CAPITULO III

Sismos Históricos.

Este trabajo es básicamente una investigación bibliográfica, encaminada a la búsqueda de temblores y terremotos (temblores destructivos) ocurridos en la República Mexicana.

Primeramente se busca en documentos (libros, cartas, memorias, diarios, revistas, periódicos, etc.) información acerca de temblores de tierra ocurridos en cualquier parte de la república; claro está que, de la antigüedad, se mencionan únicamente las ciudades más importantes donde habitaba la mayor parte de la gente, como es la Ciudad de México (D.F.), Acapulco, Veracruz, Puebla y Oaxaca.

Este tipo de información debe ser interpretada y seleccionada, cuidando de extraer lo más importante, es decir, todo aquello que nos pueda decir algo de la intensidad de un temblor, analizando manifestaciones tales como simples movimientos de tierra, daños (si se mencionan), la forma de expresarse en la información, como son las expresiones de exageración, las ambigüedades; interpretándolas a nuestra forma de pensar y objetivos. También debe considerarse la época, la ubicación geográfica, las costumbres, las necesidades, la situación política y social, etc.

Después de extraer en dicha información todo aquello que sea útil para definir la intensidad de los temblores, procedemos a asignar las intensidades (de Mercalli modificada), ordenándolos por fechas.

La información es obtenida de diferentes lugares como son: el Archivo General de la Nación (actualmente en la antigua penitenciaría del D.F.); alguna información reunida por el Sr. Xavier Lozoya, Hemeroteca Nacional (UNAM); algu-

na otra reunida por el Dr. Cinna Lomnitz; Biblioteca del Instituto de Historia (UNAM); Biblioteca de la Facultad de Filosofía y Letras (UNAM) y algunas otras bibliotecas.

La información es extraída simplificada o íntegramente si es poca; se ordena señalando si es detallada, si es un temblor de trípudación u oscilación, si hubo daños, lugares donde se sintió, la fuente de información, la hora y algunos sucesos y fenómenos que acompañan al temblor.

Después se le asigna una intensidad comparándola con la escala de intensidad modificada de Mercalli. A continuación se eligen algunos temblores de mayor información y de éstos se hace una última selección.

Con lo anterior pasamos al trazo de mapas isosistas; en un mapa que muestre las líneas isosistas de algún temblor importante reciente y bien definido, marcamos los lugares donde se sintió alguno de los que escogimos con sus respectivas intensidades en cada punto, uniendo los puntos de igual intensidad obtenemos las líneas isosistas, pero ahora de este temblor, y analizándolas junto con las del temblor reciente podemos comparar la magnitud de dicho temblor con la del temblor reciente, utilizando la fórmula de Esteve-Rosenblueth:

$$I = 7.9 + 1.45M - 5.7 \cdot \log_{10} R$$

donde:

I = intensidad de Mercalli modificada

M = magnitud

R = distancia focal a un punto con intensidad I.

Si de alguna manera conocemos I y R en la ecuación anterior podemos despejar M de manera que:

$$M = \frac{1}{1.45} (1 + 5.71 \log_{10} R - 7.9)$$

Dependiendo del valor de  $I$  para cada región, tendremos la magnitud y podemos compararla con la magnitud del temblor reciente para así saber que temblor fue mayor.

El conocer cuales temblores han sido importantes antiguamente, es muy valioso para fines de estadística en sismología. La forma o método de encontrar la magnitud de dichos temblores, es lo que queremos dar a conocer en este trabajo.

Por medio de una regla común y corriente para medir longitudes, tomamos sobre el mapa de isosistas la distancia del epicentro a una región con determinada intensidad y transformándola por medio de un factor de escala correspondiente en kilómetros, encontramos el parámetro  $R$  (distancia focal) aproximadamente.

El epicentro estará comprendido en un punto entre la isosista que indique la mayor intensidad.

Podemos conocer la diferencia en magnitud entre un temblor reciente y uno antiguo, suponiendo intensidades iguales (después de compararlos en diferentes aspectos) aplicando la fórmula de Esteva & Rosenblueth para ambos.

#### Bases para el tratamiento de sismos históricos.

El estudio sistemático de los márgenes de convergencia y divergencia de las placas continentales y deslizamiento de fallas geológicas, es de considerable importancia no sólo por su significado en tectónica global, sino también porque es precisamente en estas zonas donde ocurren los terremotos destructivos con grandes pérdidas materiales y humanas.

El especial interés en esto es el conocimiento de la cues

ción de predicción de terremotos eventuales que si alguna vez se logra, será a través de un completo entendimiento de los procesos que incluyen las causas genéricas de los mismos.

Para lograr todo esto, sin embargo, necesitamos más información acerca de terremotos y más evidencias en el campo de la tectónica reciente; especialmente necesitamos más pruebas extensivas de sismicidad, particularmente de eventos grandes, cubriendo mucho más el período de las pocas décadas de sismología moderna; esta información es minuciosamente breve en la escala del tiempo incluida en los procesos tectónicos. Los terremotos grandes que son eventos informativos claros, son más o menos numerosos comparados con los terremotos chicos, tales que no son fácilmente registrados, a no ser por un período de observación lo suficientemente grande. Esto es muy posible, tanto, que la presente distribución de sismicidad en áreas continentales puede no reflejar con exactitud la distribución y patrones sobre un período grande de tiempo, y el presente patrón errado de sismicidad puede deberse a escasas pruebas o eventos parasitarios libres de alguna señal significativa.

Para regiones continentales muchas preguntas deben ser contestadas, por ejemplo, ¿cómo y por qué son valorados los deslizamientos deducidos de movimiento de placas en muchos casos, mucho más grandes que movimientos calculados por momentos sísmicos?, ¿es la actividad tectónica completamente reflejada por el lapso corto (siglo XX) activamente sísmico?, ¿qué regla juega la base de fallas (listric) y qué extensión debe revertir para que ocurra movimiento en regiones de derrumbe o empuje?. El modelo llamado de gaps sísmico requiere factores de entendimiento que deben gobernar las escalas de tiempo, de esfuerzos transferidos de una parte de la región a otra y si es así ¿podemos ignorar grandes escalas no homogéneas?, ¿bajo qué condiciones hay terremotos generados por procesos estacionarios, casi periódicos o agrupados?; asesorando la región de magnitudes máximas posible, ¿es seguro usar va-

lores extremos de distribuciones basadas en observaciones de corto tiempo?

Tales cuestiones pueden ser contestadas más efectivamente por estudio de períodos grandes con posibilidad de observación; un requisito que sólo puede lograrse es recurrir a datos de terremotos anteriores a este siglo eligiendo como campo de estudio regiones que tienen una gran y bien documentada historia.

Estudios de sismicidad en gran escala de alguna región de la tierra han incorporado y procesado información adquirida de amplios y numerosos tipos de investigación. Una gran perspectiva histórica se espera, familiarizándose con la región en sí y con los efectos de terremotos que han ocurrido allí.

En cuanto a información de macrosismos y datos instrumentales que cubren eventos del siglo XX deberán obtenerse adecuadamente y de alta calidad. Sólo hasta cuando éstos sean reunidos podrá uno empezar a percibir su gran significado. Algunos análisis pueden ser desarrollados ilustrando la vulnerabilidad de ciertas áreas, las evaluaciones de la distribución y variación del tiempo, del nivel de sismicidad sobre un gran período de tiempo pueden también dar una comprensión de los procesos tectónicos en la región y de las leyes fundamentales que pueden controlar el valor de la actividad. En la región oriente del Mediterráneo observaciones de gran período cubrirían un tiempo de veinte siglos, del Oriente Medio quince siglos, del norte de Africa alrededor de siete a diez siglos, del sur de Europa cerca de diez siglos y de América de cinco a siete, aproximadamente. Para que un programa de investigación sea cumplido satisfactoriamente depende de varios factores. Primero la validez de la información; claramente vemos si pequeños materiales documentales de macrosismos están valuados para estudiarlos, no muy colectados y procesados, esto normalmente no es el caso de

regiones sísmicas en/y alrededor del área mediterránea, que tiene una gran y bien documentada historia. Segundo: uno de debe considerar la accesibilidad a esta información, es decir, ya sea que se puedan fácil y relativamente recuperar de fuentes impresas, historias, periódicos y publicaciones científicas, o que de algún modo han sido lenta y cuidadosamente acumuladas de fuentes no publicadas, archivos y librerías extrangeras. Tercero: experiencia de los efectos de los terremotos en las regiones afectadas, sugiriendo el deseo de visitar áreas de pasados o recientes terremotos y estudiar el tectonismo local también como existencia de estructuras hechas por el hombre, identificados por recientes o históricos eventos acontecidos. Ya con estos tres puntos y determinando lo caracteristico de tal programa de investigación, nace una pregunta, del tiempo y el dinero disponible para que el proyecto se lleve a cabo. El tiempo permitido y el número de personas directamente incluidas son determinados por el costo; igualmente el número de personas incluidas influye en la rapidez para hacer el trabajo, a mayor personas concernidas, más rápido se obtiene y procesa la información. En la práctica, generalmente, esto no es siempre el caso. Existen problemas tales como administrativos (burocráticos), duplicación de esfuerzos, deficiencias de colaboración y actitudes conflictivas hacia el progreso de todo el estudio, que llevan a la reducción en eficiencia y productividad. Es particularmente deseable que para estos términos, fundados con moderación, sean valuados tan largos como sea razonablemente necesario, para lograr un nivel de comprensión que sea considerado adecuado. Si además se hace rápido, sin la total participación del servicio público responsable de la colección de información sísmica y con irrazonable opresión de límite de plazo, resulta que la investigación puede ser rápidamente invalidada por el descubrimiento de nuevos datos, posteriores a la completación de un estudio precipitado.

Asimismo, el estudio debe ser desarrollado por un pequeño número de especialistas en contacto cerrado con otros, tra

bajando con ayuda de servicios públicos, sin sujetarse a un tiempo estricto.

Una ilustración de este procedimiento incluye dar importancia a estos prerequisites.

#### Obtención y análisis de datos de macrosismos.

Una región con una bien documentada historia puede ser capaz de surtir una considerable cantidad de información acerca de temblores que hayan ocurrido en los siglos X al XX, definidos aquí como el período anterior a la venida de la sismología moderna.

Crónicas generales, dinastías históricas y descubrimientos arqueológicos pueden contener evidencia de eventos anteriores; historias locales en particular pueden dar los efectos de temblores sobre monumentos, alojamientos locales y el desarrollo del área. Estas indicaciones son generalmente restringidas a áreas bien pobladas, particularmente en aquellas en que un gran centro urbano está situado, y especialmente si la ciudad tiene una larga historia política e importancia económica.

La información para tales áreas y también para aquellas menos pobladas densamente, puede ser dada por viajeros que pasen a través del país o que se establezcan por un tiempo en una ciudad o área donde estén interesados en registrar eventos locales.

La información acerca de un país puede ser preservada no sólo por visitantes extranjeros, sino por diplomáticos con cargos permanentes u otros representantes pacíficos o belicosos de potencias extranjeras.

Datos encontrados en bibliotecas extranjeras y archivos oficiales pueden también suplementar información original

(de origen) preservada en historias, correspondencias privadas o periódicos antiguos y recientes.

Todas estas fuentes de información tienen que ser identificadas y estudiadas, extendiendo y corrigiendo algún dato listado en catálogos de corrientes de temblores, además de que están basados sobre información de segunda o tercera mano. Los datos que se suplen deben estar sujetos a un examen rigurosamente crítico, no sólo establecer la exactitud de los datos y localización de eventos con objeto de evitar repeticiones sino también conservando la integridad de la muestra.

Para terminar esta parte, cabe hacer notar que las características de varios registros históricos deben ser asesoradas, ver cuándo y dónde los documentos fueron escritos; qué áreas fueron más importantes y cuáles de menor interés, cuáles fueron pobladas, y de este modo susceptibles a sufrir particularmente en un evento grande; también ver qué áreas fueron visitadas frecuentemente por viajeros y cuáles no, junto con las rutas tomadas por ellos. Como estos factores influyen en la distribución del reparto de sismicidad de la región, debe ser también examinada. De esta manera algunas concesiones se pueden hacer para que áreas con poca información sean aprovechables. Estos factores negativos y positivos pueden tomarse en cuenta cuando un asesoramiento del nivel de actividad sísmica a través del país sobre un período largo de tiempo se está haciendo, bajo ninguna circunstancia se debe usar información de segunda mano.

#### Calibración de datos de macrosismos.

Una vez unidos y asesorados los términos generales bosquejados anteriormente, es necesario calibrar o normalizar los datos con observaciones de temblores recientes.

Esto implica que investigaciones adecuadas de eventos recientes han sido o han de ser hechas y que el campo de estu

dio esté concentrado sobre todo lo relevante en aspecto de temblores, tal como daños en construcciones de diferentes tipos, intensidades epicentrales, radio de perceptibilidad y efecto ground. Los estudios de campo pueden traer también a la luz información sobre eventos anteriores en la misma región, particularmente importante si es un área antigua rural que no ha sido prominente en fuentes documentales.

Como los datos de macrosismos de eventos recientes es probable que sean más completos que los temblores más antiguos, al terminar una escala uniforme fija aplicable al período completo, es necesario simplificar la existencia de escalas de intensidad y el criterio usado para cuantificar los efectos de los temblores, concentrándose sobre las características salientes que emergen de ambas descripciones, histórica y moderna.

Sobre esta base, dar una escala de intensidad de 5°, entonces los datos históricos pueden ser clasificados consistentemente al lado de datos modernos.

Habiendo alcanzado este panorama, uno debe ser capaz de asignar intensidades epicentrales y radio de perceptibilidad de eventos históricos y modernos sobre una base uniforme, haciendo uso de experiencias de los estudios de campo de recientes temblores, por razones obvias, esta clase de trabajo no puede ser hecha por un ingeniero o sismólogo de oficina. El esfuerzo implicará incluir investigación completa de fuentes documentales, probablemente escritas en una amplia variedad de lenguajes, algunas recuperadas relativamente fácil, y algunas con dificultad por razón de inaccesibilidad o por el estado pobre de preservación o confiabilidad del material relevante. Secundariamente a las áreas de estudio, tal como trabajo arqueológico en sitios o sobre arquitecturas históricas de monumentos grandes y residencias domésticas, contribuirán a alguna comprensión útil. Estudios geográficos e históricos del país han sido llevados a cabo particularmente con objeto

de distribuir a la población y los canales de comunicación, que han influido en la supervivencia de datos. Además estudios de campo completos han sido hechos de tantos terremotos como ha sido posible. Sabemos que estos procedimientos toman tiempo y requieren de una variedad de habilidades.

#### Recuperación y unificación de datos de instrumentos.

Para lograr una homogeneidad similar de los datos instrumentales, será necesario emprender un proceso de revisión y de localización de epicentros existentes estimados y magnitudes, particularmente de eventos anteriores a 1960. Esto puede hacerse en registros existentes y boletines periódicos; puede ser necesario, para eventos que son importantes o no, identificarlos previamente o procesarlos recurriendo a registros originales.

Como con la información de macrosismos, el valor de los datos instrumentales debe ser asesorado y unificado, en términos de exactitud.

La relocalización de epicentros con instrumental antiguo no es probable que resulten en nuevas posiciones que sean mucho más seguras que las originales, pero mayores mejoras pueden lograrse cuando estas localizaciones han sido sólo adoptadas.

Para eventos posteriores alrededor de 1950 y para áreas de extensión geográfica limitada, epicentros de macrosismos pueden ser usados en la calibración de localizaciones en compañía de determinaciones epicentrales (JED).

Uno de los métodos para mejorar o confirmar epicentros con instrumentos de eventos anteriores a 1960 es intentar encontrar correlación con datos de macrosismos. La fuente verdadera de los terremotos o temblores puede no ser en el centro del área sentida y la región sentida o menos sísmica es

dependiente sobre la distribución de la población, pero al menos los epicentros de macrosismos no serán obligados a localizaciones vagas que son posibles con relocalización instrumental.

También será necesario calcular magnitudes para todos los eventos del período instrumental usando un procedimiento estándar, a saber  $M$  y  $m$ , como se definen en el manual de prácticas del Observatorio Sismológico, haciendo uso de datos de amplitud de período de boletines, periódicos o de sismogramas disjuntos; en casos donde los datos instrumentales son poco confiables o inadecuados para el cálculo de magnitudes, puede ser posible para temblores de baja profundidad, estimar magnitudes por otros parámetros, particularmente la intensidad del epicentro de los temblores y el radio de perceptibilidad.

Así, esto puede ser generalmente determinado por datos de macrosismos, "es posible asignar magnitudes a eventos históricos".

El valor de cualquier cuerpo de datos, con un alto nivel de consistencia interna, es que más deducciones pueden hacerse por esto, explorando la razón de lapsos largos de actividades en elementos tectónicos contiguos y la escala de tiempo de transferencia sísmica de un elemento a otro. También será posible discriminar regiones de diferentes tipos de actividad sísmica, en términos de agrupar o distribuir más uniformemente la actividad. Esto puede ser de considerable valor en el entendimiento de regiones tectónicas y la identificación de áreas caracterizadas por alta actividad sísmica en el pasado pero que son corrientemente inactivas.

El programa de investigación debe por tanto ser de gran importancia no sólo para un científico, sino también desde el punto de vista práctico:

Pienso que será de interés en lo que concierne a aquellos responsables de planear grandes estructuras ingenieriles, desarrollar alojamientos más modestos, para intentar minimizar la vulnerabilidad regional de temblores al azar o sorpresivos.

## CAPITULO IV

Conceptos de Intensidad de Mercalli y Magnitud.

Un análisis de la intensidad modificada de Mercalli en tierra firme reportada para terremotos ocasionados en México en las pocas décadas pasadas, conducen a la siguiente expresión que relaciona la magnitud  $M$ , la distancia hipocentral  $R$  (en Km) y la distancia  $I$  (Esteva-Rosenblueth, 1968).

$$I = 1.45 M - 5.7 \log_{10} R + 7.9$$

El error en la predicción, definida como la diferencia entre la intensidad observada y la intensidad calculada, es distribuida normalmente con una desviación estándar de 2.04, lo que significa que hay una probabilidad del 60%; la intensidad observada, es un grado mayor o menor que el valor predicho.

La intensidad con la cual se mueve la superficie del terreno depende entre otras cosas, de la magnitud del área de la falla deslizada y de la magnitud de los esfuerzos liberados que sufren; en otras palabras depende de la cantidad de energía de deformación que es liberada por el deslizamiento.

Un método aproximado para clasificar los sismos de acuerdo con la cantidad de energía liberada, se basa en la llamada magnitud de un temblor. El nombre de magnitud se define para sismos superficiales como el logaritmo base 10 de la amplitud máxima expresada en milésimas de milímetros, con la cual el sismómetro de torsión estándar de período corto registraría un temblor a distancia epicentral de 100 Km (por ejemplo, el sismómetro de Wood-Anderson). Los valores numéricos de las mag-

nitudes  $m$  son medidas comparativas del tamaño de los temblores; la energía liberada por un sismo está expresada en términos de  $M$  por la ecuación  $\log_{10} E_M = 9.4 + 2.4M - 0.054M^2$  erg (ver: Gutenberg-Richter, 1954).

El valor de  $M$  para un temblor específico se obtiene generalmente promediando las medidas extrapoladas de cierto número de sismógrafos; físicamente  $M$  es una medida de intensidad del movimiento del terreno (energía cinética) en un punto a 100 Km de epicentro.

Par fines de ingeniería,  $M$  sirve como una indicación del tamaño de un temblor y por tanto de la extensión del área sujeta a sacudidas superficiales intensas. Además el ingeniero necesita algunos medios para especificar la intensidad del movimiento del terreno en diferentes puntos del área afectada. Una medida precisa de la intensidad del movimiento superficial puede basarse en registros instrumentales, pero en la mayoría de los casos no hay registros instrumentales y la intensidad del movimiento del terreno debe estimarse por observaciones personales durante y después del temblor, llamándose escala de intensidades modificadas de Mercalli.

Careciendo de instrumentos adecuados para medir la severidad del movimiento del suelo, es práctica común la intensidad del movimiento del suelo basándose en la reacción humana y en los daños observados. La escala de intensidad modificada de Mercalli, es la más empleada para este objeto, tiene 12 categorías especificadas por números romanos, esta escala no es adecuada para dar información ingenieril de las fuerzas que deben usarse en diseños sísmicos; su objeto es facilitar la comparación entre diferentes temblores y entre diferentes lugares durante el mismo temblor cuando no se dispone de registros instrumentales adecuados.

La intensidad con la que se mueve un punto de la super-

ficie de la tierra depende también de la magnitud del temblor y de la distancia del punto al centro del sismo, parece ser que en tanto que el origen de las ondas sísmicas puede ser considerado en un punto (hipocentro o foco), la intensidad del movimiento superficial varía aproximadamente en forma inversa con el cuadrado de la distancia al hipocentro, en este caso, las líneas de igual intensidad serían círculos concéntricos con el centro en el epicentro. Sin embargo, el efecto de la geología local y la influencia del tamaño y forma del área deslizada en la falla, podrían en un caso real distorsionar las líneas en formas elípticas irregulares.

Cuando ocurre un temblor, existe la posibilidad que un punto dado del terreno no quede encerrado por una línea de una intensidad especificada. Por tanto, la probabilidad de que un cierto punto experimente movimiento de terreno, iguales o mayores que una cierta intensidad especificada, depende de las probabilidades de magnitud y frecuencia de ocurrencia de los sismos de esa región.

Esta información estadística no es en general bien conocida, debido a que no se han obtenido datos adecuados durante un tiempo suficientemente largo.

La intensidad es una medida del poder destructor local de un sismo. El poder destructor se correlaciona estrechamente con la energía máxima que el sismo comunica a cada estructura, casi independientemente de las relaciones fuerza-deformación y de amortiguamiento de la estructura. Dicha energía por la unidad de masa por la estructura y referida a la energía que tendría la estructura si sufriera los mismos desplazamientos del terreno, vale sensiblemente  $v^2/2$  ( $v$  = ordenada del espectro de velocidades). Sobre terreno firme sucede, en promedio, en un extenso intervalo de períodos naturales que abarca la mayoría de las estructuras de interés,  $V$  depende poco del período natural y es casi proporcional a  $v$  (velocidad máxima del terreno durante un temblor). Por lo

tanto, la energía que se comunica a unidad de masa es función prácticamente solo de  $v$ , sea que dicha energía se refiera a la que recibiría una estructura infinitamente rígida o que se refiera a la que tendría la misma en reposo, entonces se concluye que  $I$  debe depender casi exclusivamente de  $v$  (velocidad) y ser casi insensible al valor del desplazamiento.

Las ecuaciones utilizadas se dedujeron a partir de datos instrumentales complementados con datos subjetivos sobre intensidades de temblores de distintas magnitudes y diversas distancias focales. De datos acumulados se llega a la siguiente relación empírica entre la intensidad y en la escala de Mercalli modificada y la velocidad máxima del terreno

$$I = 3.48 + 3.32 \log_{10} v$$

o aproximadamente  $I = \frac{\log 14v}{\log 2}$  en base arbitraria.

Las ecuaciones arbitrarias son válidas para  $I \leq 10$  que no afecta porque es difícil tener estas intensidades.

### Magnitud y Energía.

Una de las variables que se toma como independiente es la magnitud del movimiento, se acepta la magnitud como una medida de la energía que libera un temblor, la definición dada originalmente por Richter, que se refiere al trazo de un sismógrafo estándar a 100 Km del epifoco. Prácticamente se ha abandonado en favor de la llamada escala telesísmica. Ambas coinciden satisfactoriamente para relaciones pequeñas de la profundidad focal a la distancia epifocal. Para valores intermedios de esta última, se ha adaptado la llamada escala unificada de magnitudes, propuesta por Gutenberg.

Existen indicios derivados de las perturbaciones que han

causado explosiones nucleares, en el sentido de que la escala unificada suministra valores de la magnitud que difiere sistemáticamente de los que se obtienen mediante la definición original de Richter y mediante la escala telesísmica. Dichas diferencias son función de la distancia focal.

La relación de magnitud y energía fue considerada tentativamente en la primera publicación sobre magnitudes (Richter, 1935) pero fue revisada significativamente en discusión posterior (Gutenberg y Richter, 1942) que establecieron la ecuación

$$\log E = 11.3 + 1.8 M$$

donde M es la magnitud y E es la energía de la sacudida en ergios. Esta ecuación puede requerir modificación por razones teóricas y empíricas, el término constante es especialmente difícil de fijar.

La ecuación fue derivada calculando la energía E con el principio de la energía cinética de una progresión de ondas elásticas esféricas; un término igual representativo significa la energía potencial que debe sumarse a la anterior; hay también el efecto de la superficie libre (Gane et al., 1946); sin embargo, esto parece ser aproximadamente igual partición de energía entre ondas longitudinales transversales, entonces la energía calculada para cualquiera debe ser duplicada, esto no contesta sobre la energía liberada que es radiada en forma de ondas elásticas y se asigna la ecuación  $\log E = 12 + 1.8M$ .

Hasta 1953 se prefería la forma:  $\log E = 11 + 1.6M$ .

En estadística reciente de terremotos, usualmente no fue puesta atención a la energía liberada, esto naturalmente daba resultados erróneos y fue un buen paso cuando el sismólogo norteamericano Richter en los años 30's introdujo el concepto de magnitud. En general podemos definir la magnitud de la siguien

te forma:

$$M = \log \frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C_s + C_r \quad \dots\dots\dots (*)$$

donde:

- M = magnitud
- a = amplitud principal (expresada en micrones; 1 Microm = 0.001 mm)
- T = período de la onda (seg.)
- $\Delta$  = distancia epicentral (grados)
- h = profundidad focal (Km)
- $C_s$  = corrección de estación (estructura local, etc), con corrección de condiciones espaciales en la estación
- $C_r$  = corrección regional, es diferente para áreas de terremotos y depende del mecanismo del terremoto y la propagación de onda.

La función f ha sido determinada por una combinación de resultados técnicos y empíricos, con corrección por efecto de distancia (que influye en la amplitud por la extensión geométrica y la absorción) y por efecto de profundidad focal f es diferente para diferentes ondas y también para diferentes componentes de la misma onda. La magnitud es una cantidad que es característica de cada terremoto y las determinaciones se hacen en diferentes estaciones, por medio de diferentes registros u ondas diferentes en la misma estación; debe estar de acuerdo a un error límite. Aunque en los mejores casos se espera un error de 0.2 - 0.3 unidades en la magnitud calculada. La ecuación anterior (\*) muestra que la magnitud no tiene límite superior teóricamente hablando, además es completamente erróneo tomar alrededor de 12 grados en la escala de Richter, que desafortunadamente a veces son escuchados o vistos en boletines no familiares frecuentemente. Desde el punto de vista práctico hay un límite superior para M, causado por el factor de que la tierra tiene una resistencia limitada y no puede almacenar energía más allá de un cierto límite superior.

El mayor terremoto conocido alcanzó una magnitud de cerca de 8.9. Por otro lado, es también claro que en la ecuación (\*) valores negativos son posibles en eventos pequeños.

Al menos el concepto de Magnitud aparece simple y relativamente libre de complicaciones, sin embargo, en un examen más cercano, se encuentra que es lejano de la verdad y aquí se debe tratar de describir la presente situación con respecto a las determinaciones de Magnitud. En efecto no hay una escala de Magnitud, pero pueden distinguirse 3 escalas diferentes:

- 1)  $M_L$  es la magnitud original introducida por Richter en 1935. Esta fue definida para ser usada en sacudidas locales en el sur de California.  $M_L$  fue definida por Richter como el logaritmo de la máxima amplitud registrada (trazada) expresada en micrones en un sismógrafo de torsión de Wood-Anderson con constantes especificadas (período libre = 0.8 seg; amplitud máxima = 2800, factor de amortiguamiento = 0.8), cuando el sismógrafo está a una distancia epicentral de 100 Km. La magnitud de las sacudidas a otras distancias puede ser calculada por el conocimiento de la variación de la amplitud máxima con la distancia. Obviamente esta definición no está en conflicto con la ecuación (\*) aunque sin embargo, debe decirse que la definición es arbitraria y permite sólo una aplicación limitada.
- 2)  $M_S$  es la magnitud basada en ondas superficiales. En 1945 Gutenberg desarrolló la escala de magnitud considerablemente, haciéndola aplicable a alguna distancia epicentral y a algún tipo de sismógrafo. Este desarrollo requirió un mejor conocimiento de la variación de la amplitud de ondas con la distancia y con objeto de ser capaz de usar diferentes tipos de sismógrafos, fue en adelante necesario usar amplitudes principales, ya sea como amplitudes trazadas. La primera generalización fue hecha para ondas superficiales ( $R$  = Rayleigh). Limitando el rango del período considerado de  $20 \pm 2$  seg, además incluyendo sólo terremotos de

profundidad normal (h constante) y finalmente estableciendo que la función  $f$  para ondas superficiales es proporcional a  $\log \Delta$ , la ecuación (\*) es simplificada de la siguiente forma:

$$M = \log a + C_1 \log \Delta + C_2 \quad (**)$$

donde:  $C_1$  y  $C_2$  son constantes. En muchas fórmulas de este tipo que han sido desarrolladas, la amplitud  $a$  se refiere a la componente horizontal de las ondas superficiales. Algunas fórmulas similares para las componentes verticales de ondas Rayleigh han sido desarrolladas también (Báth, 1976).

- 3)  $m$  es la magnitud basada en ondas internas y definida por la misma ecuación (\*). En 1945 Gutenberg extendió la determinación de la magnitud también para ondas internas (P,PP,S) y a terremotos de alguna profundidad. Esta generalización ha sido hecha en base a la ecuación (\*). Posteriormente  $m$  fue llamada "la magnitud unificada" por Gutenberg.

Sin embargo, las tres escalas no están de acuerdo entre ellas, lo cual significa que en algún terremoto tengan diferentes valores de magnitudes en diferentes escalas.

La relación entre las escalas ha sido deducida, que hace relativamente simples cálculos reevaluados de una escala a otra, posible.

$$m = 1.7 + 0.8 M_L - 0.01 M_L^2$$

$$m = 0.56 M + 2.9 \quad (***)$$

(ver Báth, 1976)

La relación entre  $m$  y  $M$  expresa un resultado interesante que ha sido deducido a partir de los estudios de magnitud. La relación implica que para terremotos a una profundidad normal las ondas superficiales tengan más y más importancia en rela--

ción a las ondas internas que los mayores terremotos. Como se ve en la ecuación (\*\*\*) y la figura siguiente:

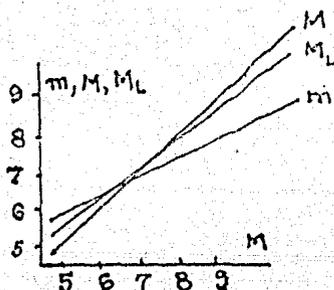


Fig. 4-Relación entre diferentes magnitudes.

La pendiente es mayor para la escala  $M$  que en la escala  $m$ , y las dos escalas se intersectan en  $m=M=6.6$ . Esta circunstancia se explica por el factor espacio y tiempo (en terremotos grandes el mecanismo focal es más extendido), y esto tiene una influencia favorable sobre la generación de ondas superficiales de período largo.

$M_L$  tiene además una aplicación limitada, pero todavía es usada generalmente en estudios de eventos regionales. El uso de algún sistema de sismógrafo bien calibrado con período corto y conversión en las amplitudes del sismógrafo estándar de Wood-Anderson ha aumentado la aplicabilidad de la escala  $M_L$ .

Resultados mejores se han obtenido si tales medidas son combinadas con atenuación de valores regionales, preferiblemente por métodos espectrales, ya sea usando aquellos derivados en California. Las otras magnitudes ( $m$  y  $M$ ) tienen una amplia aplicación. Hay una complicación que se origina del factor de que algunas estaciones usan sólo la escala  $M$ , otras sólo la escala  $m$  y no es siempre obvio qué escala ha sido apli

cada.

Pero hay también otras complicaciones dependiendo particularmente de la forma en que se hagan mediciones en los sísmógrafos.

El principal significado de la magnitud está en que permite una clasificación de terremotos basada sobre la energía liberada. La magnitud tiene una relación simple de la energía total de las ondas sísmicas ( $E$ , ergs) que ha sido liberada en un terremoto.

$\text{Log } E = 12.24 + 1.44M$  (\*\*\*\*)  
 o también  $\text{Log } E = (12.24 \pm 1.35) + (1.44 \pm .20)M$   
 (ver: Båth, 1976).

Un aumento en la magnitud de una unidad en la escala  $M$  corresponde a un incremento en la energía de 25 a 30 veces. La ecuación anterior ha sido deducida para  $M > 5$  y no debe usarse para magnitudes menores. Por medio de la ecuación (\*\*\*) se puede pasar sustituyendo  $m$  o  $M$  en la ecuación anterior donde la fórmula de la energía expresada en  $m$  viene dada por:

$$\text{Log } E = 4.78 + 2.57 m$$

Considerando así las relaciones magnitud-energía, se puede observar que las magnitudes fueron originalmente definidas de una manera muy arbitraria.

Esto no fue, hasta que, bajo una base anterior fueron hechos esfuerzos para derivar relaciones entre  $M$  y  $E$ ; esto ha incluido grandes problemas y desde los años 30's un gran número de relaciones diferentes de esta clase han sido propuestas y varían fuertemente entre ellas.

La ecuación (\*\*\*\*) representa una de las más confiables

soluciones. En la derivación de una ecuación semejante a (\*\*\*)  $M$  es determinada de acuerdo al método usual, mientras la energía  $E$  ha sido calculada usualmente por una integración sobre todo el tren de ondas bajo estudio, i.e. en tiempo y espacio. Tales cálculos han sido hechos para ondas superficiales y ondas internas. Técnicas modernas (especialmente registros en cintas magnéticas combinadas con el uso de calculadoras electrónicas) han simplificado considerablemente el extenso trabajo de integración. En comparación con cálculos de energía de sismogramas, las determinaciones de energía de medidas geodésicas en el área epicentral tienen sólo una aplicación limitada. En realidad solo pocos terremotos relativamente permiten mediciones confiables en el campo; sin embargo, no es claro que la relación entre tajes medidas y la energía de onda sísmica total  $E$  liberada.

Sobre el resultado de la facilidad de estas determinaciones y su confiabilidad, la magnitud viene directamente a ser como un parámetro de la fuente dinámica de significado sin paralelo. Sin embargo, en varias ocasiones otros parámetros dinámicos ha aparecido, notablemente el momento sísmico  $M_0$ , éste está definido por la ecuación  $M_0 = \mu DS$ , donde  $\mu$  = es el módulo de rigidez;  $D$  = promedio de dislocación sobre un plano de falla, y  $S$  = área del plano de falla. El momento sísmico puede ser determinado con datos de campo (experimentales), por espectro de registro de ondas sísmicas o relaciones empíricas de magnitud.

Un ejemplo de tal relación es el siguiente: deducido de terremotos en el oeste de E.U. (W y SS y Brune, 1968).

$$\text{Log } M_0 = 15.1 + 1.7 M_L$$

donde:  $M_0$  está expresada en dina. cm. y  $3 < M_L < 6$ .

Una cantidad de relaciones han sido dadas entre la magnitud ( $M$ ) y el máximo de la intensidad ( $I_0$ ) (Báth, et al.,

1976).

La escala convencional de magnitud  $M(M_S)$  sufre saturación cuando la dimensión de la ruptura de un terremoto excede de la longitud de onda de las ondas sísmicas usadas en la determinación de la magnitud (usualmente 5-50 Km). Esta saturación lleva estimaciones inexactas de la energía liberada en un gran terremoto, acerca de este problema la caída de energía de esfuerzo  $W$  (diferencia en la energía de esfuerzo antes y después del terremoto) en grandes terremotos es estimado por el momento sísmico  $M_0$ . Si la caída de esfuerzo  $\Delta\sigma$  es completa,  $W = W_0 = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \sim M_0/2 \times 10^4$ , donde  $\mu$  es la rigidez, si ésta es parcial,  $W_0$  da la estimación mínima de la caída de energía de esfuerzo; además si la condición rowan, es decir el esfuerzo de fricción es igual al esfuerzo final, se encuentra que  $W_0$  representa la nueva escala  $M_W$ , ésta definida en términos de  $W_0$  a través de la relación estándar de energía  $\log W_0 = 1.5 M_W + 11.8$ .  $M_W$  no sufre saturación y es una escala adecuada de magnitud para terremotos grandes.

Entonces se define una nueva escala de magnitud en términos de  $W_0$  usando la relación de magnitud de Gutenberg-Richter  $\log E = 1.5 M_W + 11.8$ ; se usa  $W_0$  calculando de  $M_0$  por  $E$  en esta ecuación, se calcula  $M$  y se denota por  $M_W$  (Kanamori) The energy release in great earthquake, Journal Physics Research, V. 82, No. 20, P 2481, 1977).

Hay dos relaciones aproximadas propuestas:

$$\log_{10} E = 1.5 M + 11.4$$

$$\log_{10} E = 1.7 M + 10$$

donde:  $E$  = energía en ergios y  $M$  = la magnitud.

## Intensidad.

La intensidad no es un parámetro de la fuente, pero es conveniente tratar este concepto en conexión inmediata con la magnitud. Se debe diferenciar claramente entre la magnitud y la intensidad de un terremoto.

La magnitud es calculada por registros instrumentales, mientras que la intensidad está basada sobre los efectos directos de las sacudidas, tales como construcciones, topografía, etc., i.e. los llamados efectos macrosísmicos, mientras la magnitud tiene un cierto valor definido para cada terremoto, la intensidad varía con la posición del punto observado. La intensidad es la mayor en el área epicentral y de ésta usualmente decrece en todas direcciones. Como una regla, la intensidad está expresada en algunas escalas, hasta ahora sobre una escala de 12 grados.

La primera escala de intensidad generalmente más usada (de Rossi-Forel) tenía 10 grados. Sin embargo, como no permite una distinción suficientemente clara entre los terremotos más grandes (grado 10), fue reemplazada por una escala de 12 grados.

Esto es todavía referido usualmente a uno o varios nombres; Mercalli, Cancani, Sieberg; fue revisado por Wood y Newman en E.U. en 1931 y fue entonces llamada "Escala Modificada de Mercalli" o simplemente escala MM. Otra revisión fue hecha por Richter quien llamó al resultado "Escala Modificada de Mercalli, versión 1956". La última modificación es llamada escala MSK (Medvedev, Sponheuer y Kárník) los valores de la intensidad acordados en la escala MSK (1964) concuerdan con las escalas Mercalli, Cancani, Sieberg y las escalas MM (1931) y la escala soviética (1952).

Cuando todos los datos sobre los efectos de un terremoto

to han sido acumulados y los efectos expresados en intensidades, el resultado es usualmente representado por isosistas en un mapa. Las isosistas son hasta ahora usualmente definidos como curvas demarcando áreas con diferentes intensidades entre sí. Los mapas isosistas son complementos valiosos de los registros instrumentales y son de especial importancia en ingeniería sísmológica.

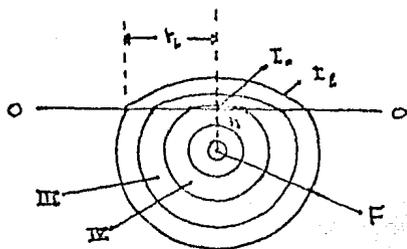
Sin embargo, debe enfatizarse que la construcción de mapas isosistas de observaciones macrosísmicas requieren una actitud crítica hacia las observaciones y un buen conocimiento de la psicología de la observación. El buen conocimiento acerca de las condiciones geológicas y los tipos de estructuras de las construcciones usadas en un área es también de esencial importancia. Como una regla, la intensidad es mayor en suelo blando que en roca sólida; una observación que ha sido confirmada por registros instrumentales, ya sea que la intensidad es menor bajo la superficie (por ejemplo en minas) que sobre la superficie; esto no ha sido establecido realmente. Algunas observaciones que parecen indicar que algún suceso puede depender de las condiciones del suelo (roca sólida compuesta por suelo blando sobre la superficie). Especialmente para uso en ingeniería sísmológica, los registros instrumentales de las aceleraciones son de valor indispensable y más confiables que las observaciones directas. Tales registros se desarrollan también continuamente en algunas áreas de terremotos, donde efectos dañinos son esperados.

Algunas dificultades en la evaluación de observaciones de macrosismos pueden ser causadas por el factor de que varios fenómenos no sísmicos producen riesgos o efectos sísmicos similares a los de un terremoto.

Por medio de un mapa sísmico, es posible calcular las cantidades características de un terremoto, tal como la posición del epicentro, la profundidad de la fuente (hipocentro) bajo la superficie de la tierra y la energía liberada. Sobre

la base de observaciones macrosísmicas, el epicentro es el punto central donde la intensidad máxima ha sido observada; ha sido encontrado generalmente con frecuencia que los epicentros determinados macrosísmicamente e instrumentalmente no están de acuerdo exactamente. Las variaciones pueden depender de las inhomogeneidades en la estructura geológica, además un epicentro determinado instrumentalmente (leído con ondas P iniciales) es generalmente localizado en el punto donde comienza la fractura. En sistemas de falla extendida, el punto puede variar considerablemente del área con la más alta intensidad. Para una fuente localizada a alguna profundidad, la intensidad disminuye del centro hacia fuera, siendo evidentemente mucho más lento que para una fuente en la superficie o cerca de ésta.

Esto provee una posibilidad de estimar la profundidad focal por la razón de decrecimiento de la intensidad del área central exterior. Después de esto la energía liberada puede estimarse, puede ser formulado como una función de alguna de las dos funciones de las siguientes tres variables: la intensidad máxima ( $I_0$ ), el radio promedio del área macrosísmica ( $r_L$ ) y la profundidad del hipocentro ( $h$ ).



Dibujo esquemático de isosistas.

oo - nivel del suelo

F = foco

$I_0$  = intensidad máxima

h = profundidad focal

$r_L$  = radio del área macrosísmica

$I_L$  = intensidad correspondiente.

Fig 5

Es de esencial importancia notar que el solo conocimiento de una de estas cantidades no es suficiente para definir la energía liberada en una forma no ambigua, dos de estas cantidades se requieren en el caso general. Es natural que un terremoto con una profundidad y con cierta área macrosísmica tenga una cierta energía. Por ejemplo, la sola intensidad máxima no es suficiente para definir la energía, porque para una intensidad máxima dada, la energía liberada tiene que ser mayor donde la fuente está localizada.

La siguiente ecuación de una mínima información apropiada acerca de la relación entre las tres cantidades mencionadas.

$$I_0 - 2 = 3 \log_{10} \frac{r^2 + h^2}{h^2}$$

Esta ecuación es un caso especial de la siguiente ecuación más general, que informa acerca de la disminución de la intensidad con el aumento de la distancia. A una distancia horizontal  $r = 0$ , la intensidad es  $I_0$ , y a la distancia  $r$ , es  $I$ , entonces la siguiente ecuación de la relación aproximada es

$$I_0 - I = 3 \log_{10} \frac{r^2 + h^2}{h^2}$$

### Parámetro de la fuente.

Una fuente de ondas sísmicas (terremoto) está definida por los siguientes parámetros:

- 1.- La latitud del epicentro (es decir el punto sobre la superficie de la tierra localizado verticalmente alrededor de la fuente).
- 2.- La profundidad de la fuente o la profundidad focal (la

fuente sísmica se llama el foco o hipocentro).

- 3.- El tiempo del evento o el tiempo de origen de las ondas sísmicas (simplemente llamado tiempo de origen).
- 4.- El tamaño del evento: magnitud o energía sísmica.

Para el cálculo de los parámetros 1 a 3 sólo se necesita medir el tiempo (es decir, tiempos de arribo de las ondas sísmicas en varias estaciones con sismógrafos), mientras para el parámetro 4 se requiere medir amplitudes y períodos; por tanto se llama a los parámetros 1, 2 y 3 parámetros cinemáticos y al parámetro 4, parámetro dinámico.

El cálculo de un terremoto está relacionado con la determinación de un número de incógnitas o variables sísmicas.

#### Escala de Intensidad de Mercalli (1931) (simplificada).

- I. No sentido, excepto muy poco, bajo circunstancias especiales favorables, imperceptibles para el ser humano, puede ser detectado por sismógrafos.
- II. Sentido sólo por unas cuantas personas en reposo, especialmente en las construcciones de pisos altos. Objetos delicadamente suspendidos pueden oscilar.
- III. Ligeras sacudidas percibidas por un pequeño porcentaje de la población, sin causar aprehensión; objetos colgantes oscilan, vibración de la luz, se deja sentir perceptiblemente dentro de las habitaciones especialmente en construcciones de pisos altos, pero muchas personas no lo reconocen como temblor. Los carros con motor parado se mecen ligeramente. La vibración se parece a la de un camión que pasa. La duración es estimada.

- IV. Sacudidas sentidas por gran parte de la población, produciéndose cierta alarma, la vibración es parecida a la de un camión pesado; notablemente en construcciones (casas, edificios, fábricas, etc.) suenan ventanas y platos (vajilla), las paredes y puertas crujen, carros parados se mecen, sentido dentro de habitaciones por muchos, fuera por pocos, de noche algunos despertados, balanceo de objetos suspendidos.
- V. Sentido en habitaciones por prácticamente todos y fuera de ellas por muchos, algunos que duermen despiertan, objetos pequeños caen, pinturas se mueven. Algunos platos, ventanas, etc. se rompen, péndulos de relojes pueden detenerse, unos pocos casos de yeso que se agrieta, objetos inestables se vuelcan. Sacudidas "fuertes", suenan algunas campanas, algunas personas se asustan y salen de sus casas.
- VI. Sentido por todos, sacudidas "muy fuertes" provocan el susto y la salida a la calle de la mayoría de la población, daños ligeros en edificios pobremente contruidos, muebles desplazados (algunos pesados), algunos casos de caída de yeso, rompimiento de cristalería, caída de mercancía puesta en estantes, agrietamiento de yeso, desperfectos menores en algunos edificios.
- VII. Sacudidas "extremadamente fuertes", sentido en carros moviéndose, pérdida de balanceo mientras se está de pie, repican las campanas de las iglesias. Daño insignificante en edificios bien diseñados y contruidos; ligero a moderado en edificios ordinarios bien contruidos; considerable en edificios pobremente contruidos o mal diseñados. Todos corren fuera de las casas, algunas chimeneas se rompen y ornamentos arquitectónicos; caída de enyesados, rompimiento de muebles, algunos colapsos de adobe, agrietamiento general de enyesados y mampostería.
- VIII. Sacudidas "ruinosas". Pánico general. Algunas construc-

ciones quedan en ruinas dañándose muchas otras y provocando un considerable número de víctimas. Perturbación de la dirección (volante) de los carros en movimiento, rompimiento de ramas de árboles, agrietamiento de suelos saturados. Daño ligero en estructuras construidas especialmente para soportar sismos; considerable en edificios ordinarios, los paneles de las paredes son arrojados de los marcos de las estructuras; caída de chimeneas; las fábricas amenazan ruinas, columnas, monumentos, paredes. Muebles pesados son volcados, arena y fango lanzados en pequeñas cantidades, cambios en pozos de agua, perturbaciones en personas que manejan carros de motor. Destrucción de tanques de agua elevados, monumentos, casas de adobe. Daños severos y leves en construcciones de tabique, marcos de casas (como cimientos inseguros), trabajos de irrigación, presas, diques, malecones.

- IX. Considerable daño en estructuras especialmente construidas para temblores, sacudidas "desastrosas", marcos de estructuras bien diseñadas resultan desmarcadas y fuera de la vertical en construcciones con colapsos parciales, construcciones con cimientos desviados, agrietamiento notable del suelo, tubos subterráneos rotos, derrumbamientos, destrucción de mampostería no reforzada de ladrillo; severos a leves daños en estructuras de concreto inadecuadamente reforzados, gran número de víctimas.
- X. Sacudidas "muy desastrosas", derrumbe general y daños del suelo, terror se apodera de la gente, destrucción general como puentes, túneles, algunas estructuras de concreto reforzadas, severos y leves daños del mayor número de casas, diques, represas, rieles de ferrocarril. Destruídas muchas estructuras especialmente diseñadas, algunas (bien construidas) estructuras de madera, destruidas; el mayor número de estructuras de mampostería y marcos de estructuras destruidas con cimientos, agrietamiento de tierra, desmoronamiento de montañas, encorbadura de rieles, derrumbamiento considerable de bancos de ríos y pre-

cipicios inclinados. Desviaciones de arenas y fangos; agua salpicada sobre bancos, incontables víctimas.

- XI. Deformación de la superficie de la tierra con cambios de niveles, pocas estructuras o ninguna permanece en pie, rieles curvados grandemente, líneas de tubos subterráneos completamente fuera de servicio; anchas grietas en el suelo, hundimiento y deslizamiento de tierra en suelos blandos, todos los puentes destruidos; terremoto gigante.
- XII. Daño total, casi destrucción completa, ondas vistas sobre la superficie de la tierra, aspectos de líneas y planos distorsionados. Objetos arrojados hacia arriba en el aire.

TABLA COMPARATIVA DE LA ESCALA DE MERCALLI Y  
RICHTER CON SUS ACELERACIONES

<u>MERCALLI</u>	<u>RICHTER</u>	aceleración máxima <u>mm/seg<sup>2</sup></u>
I a V	0.5 a 4.2	50
V a VI	4.2 a 5.2	100
VI a VII	5.2 a 5.9	250
VIII a IX	5.9 a 6.9	1000
X a XI	6.9 a 7.7	5000
XI a XII	7.7 a 8.5	5000

## CAPITULO V

Acelerómetros y obtención de datos instrumentales.

Los datos instrumentales precisos de movimiento del terreno son esenciales para la comprensión del comportamiento de las estructuras durante los temblores. Para fines de ingeniería, es necesario obtener los registros en un punto suficientemente próximo al epicentro de un temblor intenso para que pueda producir daños. Para esto son necesarios instrumentos especiales, dado que los comúnmente empleados por sismólogos no son adecuados; los sismómetros más comunes son los del tipo estándar (por ejemplo, el sismómetro de Wood-Anderson); éstos consisten de un péndulo uniforme de torsión con un período natural (no amortiguado) de 0.8 seg., casi amortiguamiento crítico y una amplificación de 28,000 veces; sus propiedades son tales que funcionan como un registrador de desplazamiento únicamente para pequeñas amplitudes del movimiento del terreno que no tiene componentes con períodos mayores de 0.8 seg.

Durante un temblor, la base de una estructura se mueve por el terreno horizontal y verticalmente; los acelerogramas registrados en sótanos de edificios, muestran que las dos componentes horizontales (perpendiculares entre sí) son aproximadamente de la misma intensidad. La componente vertical es generalmente menos intensa y se caracteriza por aumento de las componentes de frecuencias más altas y una disminución de los componentes de frecuencias más bajas, comparadas con el movimiento horizontal. Se ha observado que la componente horizontal excita oscilaciones verticales en edificios altos, pero esto produce esfuerzos que son sólo una fracción de los esfuerzos debidos a la fuerza de gravedad; por tanto, únicamente en circunstancias especiales es pertinente un análisis de oscilaciones verticales.

La base de un edificio de tamaño normal (casa habitación), cuya cimentación está sobre un suelo más o menos firme, se mueve conjuntamente con el suelo; esto es, hay una interacción despreciable entre el suelo y el edificio; el sótano del mismo, se mueve esencialmente con el mismo movimiento que un punto del terreno a alguna distancia del edificio.

En el caso de suelo muy suave se ha observado que la vibración del edificio influye en el movimiento registrado del piso del sótano.

Podemos analizar brevemente las estructuras con un solo grado de libertad; la estructura vibrante más sencilla es aquella que tiene un grado de libertad y el conocimiento de su comportamiento ayuda a la comprensión del comportamiento vibratorio de estructuras más complejas, de varios grados de libertad, en un temblor. La estructura lineal de un grado de libertad es como se ve en la siguiente figura:

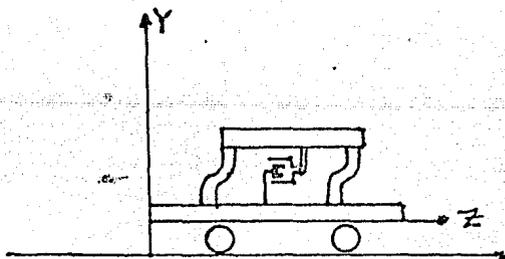


Fig 6

$m$  = masa de la estructura

$K$  = rigidez

$c$  = amortiguamiento

$Z$  = movimiento de la base

$y$  = desplazamiento relativo.

ecuación de movimiento:  $m \frac{d^2}{dt^2} (y+Z) = -Ky - c \frac{dy}{dt}$

o bien:  $m\ddot{y} + c\dot{y} + Ky = m\ddot{Z}$

de aquí vemos que el movimiento relativo "y" es el mismo que el de una estructura que descansará sobre una base fija y que estará sujeta a una fuerza horizontal - mz; la solución de (1) es:

$$y = - \frac{\tau_n}{2\pi} \int_0^t \ddot{z}(t_v) e^{-\frac{2\pi}{\tau_n} \xi(t-t_v)} \operatorname{sen} \frac{2\pi}{\tau_n} (t-t_v) dt_v \quad (2)$$

(ver: G.W. Housner, "Fundamentos de Ingeniería Sísmica", Ingeniería 132, 3, México, D.F. (1962)).

donde:

- $\xi$  = fracción del amortiguamiento crítico, adimensional
- $\tau_n$  = período natural de vibración en segundos
- $t$  = tiempo para el cual se valúa "y" en segundos
- $Z$  = aceleración de la base, m seg<sup>2</sup>
- $t_v$  = tiempo variable de integración.

La ecuación (2) proporciona el desplazamiento de la masa m, respecto a la base cuando esta última está sujeta a una aceleración horizontal arbitraria.

El comportamiento del sistema se hace claro introduciendo la siguiente notación:

$$A = \int_0^t \ddot{z} e^{-\frac{2\pi}{\tau_n} \xi(t-t_v)} \cdot \cos \left( \frac{2\pi}{\tau_n} t_v \right) dt_v$$

$$B = \int_0^t \ddot{z} e^{-\frac{2\pi}{\tau_n} \xi(t-t_v)} \cdot \operatorname{sen} \left( \frac{2\pi}{\tau_n} t_v \right) dt_v$$

$$S = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

Con esta notación y para un amortiguamiento suficientemente pequeño, tal que  $(1 + \xi^2)^{1/2} \approx 1$ , de la ecuación (2) encontramos que el movimiento del sistema está definido por las siguientes ecuaciones:

$$y = \frac{-\tau \eta}{2\pi} S \operatorname{sen} \left( \frac{2\pi}{\tau \eta} t - \alpha \right) \quad (3)$$

$$\dot{y} = -S \cos \left( \frac{2\pi t}{\tau \eta} - \beta \right) \quad (4)$$

$$(\ddot{y} + \ddot{z}) = \frac{2\pi}{\tau \eta} S \operatorname{sen} \left( \frac{2\pi t}{\tau \eta} - \gamma \right) \quad (5)$$

Donde  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  son los ángulos de fase en los que intervienen A y B, entonces la solución de la ecuación (1) parte del conocimiento de la aceleración de la base y velocidad relativa de la masa m, y su aceleración absoluta. Esta solución es particularmente útil desde el punto de vista estructural porque los esfuerzos en los apoyos son directamente proporcionales a los desplazamientos relativos y porque la aceleración absoluta de la masa es la respuesta estructural de más fácil medida. La velocidad relativa de la masa es útil para expresar la energía vibracional.

La energía potencial del sistema es:

$$v = \frac{1}{2} m S^2 \operatorname{sen}^2 \left( \frac{2\pi t}{\tau \eta} - \alpha \right)$$

La energía cinética relativa se define como  $1/2 m \dot{y}^2$  y está dada por:

$$T = 1/2 m S^2 \cos^2 \left( \frac{2\pi t}{\tau \eta} - \beta \right); \text{ por tanto la energía total es:}$$

$$(T + v) = 1/2 m S^2 \left( 1 + \operatorname{sen}(\alpha + \beta) \right) \operatorname{sen} \left( \frac{4\pi t}{\tau \eta} - \alpha - \beta \right)$$

Los movimientos del terreno registrado durante temblores intensos muestran las características de funciones aleatorias, para las cuales  $s$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  son funciones lentamente variables del tiempo, donde  $y$ ,  $\dot{y}$ ,  $\ddot{y}$  aproxima medias ondas sinusoidales. Para cantidades moderadas de amortiguamiento el factor  $(\alpha-\beta)$  puede hacerse igual a cero y la energía total máxima alcanzada por el sistema durante el sismo puede escribirse  $(T+V)_{\text{máx}} = 1/2 m S_V^2 = 1/2 m (A^2+B^2)_{\text{máx}}$ , donde  $1/2 m S_V^2$  es la energía máxima por unidad de masa alcanzada por la estructura, el desplazamiento relativo, la velocidad relativa y la aceleración absoluta máximas alcanzadas por la masa  $m$  durante el temblor puede expresarse tomando los valores máximos de las ecuaciones (3) a (5):

$$y_{\text{máx}} = \frac{T_n}{2\pi} S_V \quad ; \quad (\ddot{y} + \ddot{z})_{\text{máx}} = \frac{2\pi}{T_n} S_V \quad (6)$$

$$\dot{y}_{\text{máx}} = S_V$$

La fuerza constante máxima desarrollada en la estructura es:

$$F_{\text{máx}} = k y_{\text{máx}} = k \frac{T_n}{2\pi} S_V = k \sqrt{\frac{m}{k}} S_V = \sqrt{mk} S_V \quad (7)$$

y la fuerza de inercia máxima que actúa en la masa  $m$  se expresa:

$$m (\ddot{y} + \ddot{z})_{\text{máx}} = \frac{m 2\pi}{T_n} S_V = m \sqrt{\frac{k}{m}} S_V = \sqrt{mk} S_V \quad (7a)$$

que está de acuerdo con la ecuación (7). La respuesta máxima de la estructura está por tanto caracterizada por el valor  $S_V$ .

Una expresión más simple para calcular  $S_V$  es:

$$S_V = \left[ \int_0^t \ddot{z} e^{-\frac{2\pi}{T_n} \xi (t-t_v)} \text{sen} \frac{2\pi}{T_n} (t-t_v) dt \right]_{\text{máx}} \quad (8)$$

La expresión dentro del paréntesis es una función oscilatoria que en sus valores extremos es tangente a la función  $S$

como se puede ver comparándola con las ecuaciones (2) y (3), entonces la ecuación (8) puede quedar ligeramente escasa en la estimación de  $S_v$ .

Se ha encontrado que la respuesta de una estructura no amortiguada aumenta la forma aproximadamente proporcional a la raíz cuadrada de la duración del movimiento sísmico superficial, mientras que la respuesta de una estructura amortiguada aumenta hasta que la energía perdida equilibra la energía suministrada. Por tanto, la respuesta de una estructura con amortiguamiento nulo o muy pequeño puede alcanzar valores relativamente altos durante un sismo de larga duración, pero puede reducirse notablemente por la adición de una pequeña cantidad de amortiguamiento.

Las fuerzas y desplazamiento en estructuras producidas por temblores se estudian posteriormente bajo espectros sísmicos.

Un sistema de una masa de 2 grados de libertad que pueda vibrar en dos direcciones horizontales, responderá a ambas componentes horizontales del movimiento superficial; el movimiento resultante será dado por la superposición de las respuestas en las componentes en las dos direcciones horizontales, sin embargo, las respuestas máximas en las dos direcciones no ocurrirán por lo general al mismo tiempo.

Para estructuras con varios grados de libertad se pueden tomar varios casos; por ejemplo, para estructuras cuyas vibraciones libres pueden descomponerse en modos normales de vibración.

En la mayoría de los casos no es posible hacer cálculos de toda la respuesta de una estructura, puesto que si han de ser realmente significativos en cuanto a fines de diseño, deberían hacerse para diferentes acelerogramas de temblores y distintos valores de parámetros estructurales.

Como método posible de análisis es costumbre utilizar el llamado de respuesta espectral. El espectro de respuesta de velocidad  $S_v$  es la gráfica de  $\dot{y}_{m\acute{a}x}$  obtenida de la ecuación (6). La velocidad máxima  $\dot{y}_{m\acute{a}x}$  es una función del período natural  $t_n$  y de la fracción del amortiguamiento crítico  $\xi$ , hay gráficas con diferentes valores de  $\xi$ , para cada una.

Los espectros de velocidad  $S_v$  de los movimientos sísmicos del terreno tienen ciertas características definidas que se resumen como sigue:

- a) La curva de amortiguamiento nulo se caracteriza por oscilaciones que indican que la respuesta es muy sensible a pequeñas diferencias en los períodos de vibración. La introducción de amortiguamiento hace la respuesta mucho menos sensible a cambios de período.
- b) La introducción de una pequeña cantidad de amortiguamiento produce una gran reducción en la respuesta máxima.
- c) Las curvas espectro para temblores de gran magnitud a una distancia moderada del centro, tienen formas semejantes.

Para encontrar la forma media de la curva espectro para movimientos superficiales intensos, se promedian los espectros de las dos componentes horizontales de cada uno de los temblores, después de normalizarlos en tal forma, que el área bajo la curva de amortiguamiento nulo fuera igual a la unidad; ésta es una de las formas de tratar los datos.

De las curvas espectro es posible determinar la respuesta máxima de un sistema de un grado de libertad y también de un sistema más complejo.

Las curvas de espectro medio dan la respuesta máxima promedio que puede esperarse si el sistema está sujeto a un movimiento del terreno de la intensidad manifestada.

En las curvas de espectros medios de velocidad, se puede observar que las componentes de períodos más cortos del movimiento del terreno disminuyen más con la distancia que las componentes de períodos largos.

Los acelerogramas a distancias moderadas del epicentro de sismos de gran magnitud pueden ser considerados con muestras de un proceso aleatorio.

En efecto, parece que estos movimientos pueden ser razonablemente tratados como procesos aleatorios estacionarios y aun las matemáticas de procesos estacionarios Gaussianos se aplican razonablemente bien.

Las propiedades de los acelerogramas registrados de movimientos intensos pueden duplicarse por una función construida mediante la superposición aleatoria de pulsos de una distribución especificada de períodos y amplitudes, se usan formas simplificadas de pulsos y el proceso se trata como estacionario.

Las matemáticas conocidas para procesos estacionarios -- aleatorios pueden ser interpretadas en términos del comportamiento de sistemas vibratorios sujetos a excitaciones sísmicas.

## CAPITULO VI

Zonificación sísmica.

En áreas sujetas a sismos, cualquier toma de decisión referente a la planificación urbana y regional, así como el diseño contra sismos, debe basarse en el conocimiento de las características de los probables terremotos que puedan ocurrir en el futuro. Este conocimiento se obtiene mediante el procedimiento comúnmente llamado "zonificación sísmica"; cabe señalar que esta expresión no se refiere ni a la influencia de las condiciones locales del suelo que corresponde al dominio de la microzonificación sísmica, ni tampoco a los problemas técnicos de la interacción suelo-estructura. En principio el objetivo de la zonificación sísmica es un mapa o mapas que muestran una cantidad (o cantidades) relacionadas con la frecuencia e intensidad esperadas del temblor que pueden provocar los sismos futuros en lugares cercanos de que se trate.

Los efectos de un temblor se pueden clasificar en tres categorías según algunos científicos (Algermissen y otros, 1975).

- a) Efectos resultantes de un cierto nivel de frecuencia y duración de una sacudida (vibración);
- b) efectos resultantes de las fallas en el área epicentral;
- c) efectos resultantes de la generación de Tsunamis.

Los efectos geológicos que acompañan a los terremotos, tales como deslizamientos de tierra, desplomes o licuefacción, suceden como consecuencia de la constitución física o por las condiciones del emplazamiento, pero todos son causados por la vibración del terreno.

Las relaciones entre la vibración (movimiento del suelo) y los efectos geológicos son bastante complicados y ningún parámetro simple será óptimo para la estimación de todos los riesgos geológicos. El peligro de los Tsunamis representa un problema especial en algunas áreas costeras.

El significado del término "zonificación sísmica" ha experimentado algunos cambios, de modo que ahora existen diferencias en el contenido de los mapas de zonificación. Ciertos mapas de zonas sísmicas sintetizan de manera simple las observaciones de los efectos de sismos pasados y parten del supuesto de que en el futuro se repetirá el mismo modelo de actividad sísmica; otros mapas de zonificación van más allá y extrapolan los efectos pasados para predecir nuevas fuentes potenciales de sismos con sus efectos correspondientes. El primer tipo de mapas, que todavía se sigue utilizando ampliamente, descuida por completo las posibles regiones potenciales de sismos en aquellas áreas en donde ha habido calma en la actividad durante el período de observación. Ocasionalmente, estos mapas pueden causar "sorpresas sismológicas" con graves consecuencias económicas y humanas. Los mapas del segundo tipo son más difíciles de compilar y los problemas que plantean se discutirán más adelante.

Otro problema que se presenta en la compilación de mapas es la elección de los parámetros que deben ser incluidos en las cartografías (mapas), estos mapas se compilan por razones prácticas y su contenido varía de acuerdo con las necesidades y en conformidad con la información de que se dispone de cada región. En la actualidad los mapas de zonificación sísmica que figuran en los códigos oficiales de construcción indican por lo general la división del territorio en 2 ó 3 zonas clasificadas, o bien de acuerdo con los grados de intensidad macrosísmica, ya sea VII, VIII, IX o bien como zonas A, B, C, etc. que están relacionadas con los coeficientes sísmicos tabulados en el código. No obstante, están aumentando las necesidades a este respecto y se requieren datos directamente para

el diseño antisísmico; por ejemplo, para el diseño de determinados tipos de estructuras se necesita conocer la aceleración máxima o velocidad máxima de las partículas, el período predominante de vibración, la densidad espectral y su frecuencia probable. Lo ideal consistiría en disponer para cada localidad, de los espectros de diseño (o acelerogramas) debidos a terremotos correspondientes a todas las regiones de los alrededores y definir su probabilidad. Sin embargo, estamos aún muy alejados de esa meta y solo el conocer razonablemente las cantidades que representan los movimientos fuertes del terreno ya constituiría un buen avance.

Por último definiremos las condiciones del terreno de referencia, con los cuales se relacionan las cantidades del mapa.

La palabra "roca" no es entendida por todos los especialistas del mismo modo y debe especificarse exactamente cuando se emplea. Ciertos mapas de intensidad se refieren a las condiciones "promedio del terreno" que se definen como suelo consolidado, arcilla, etc.

La compilación de un mapa de zonificación sísmica deberá basarse en una precisa definición de las variables comprendidas. Podemos dividir la información en cuatro categorías:

- a) Parámetros sísmicos.
- b) Parámetros dinámicos de las ondas sísmicas como funciones de la distancia, profundidad focal y magnitud.
- c) Observaciones macrosísmicas.
- d) Aspectos geotectónicos y geofísicos.

Se debe tener en cuenta que la información obtenida en (b) se refiere únicamente a las vibraciones elásticas. Pero las deformaciones permanentes que ocurren por efecto de los terremotos fuertes hacen que su predicción sea complicada. Sin embargo, hay la posibilidad de hacer una estimación a gro-

so modo sobre todo en las áreas donde se conocen las condiciones geológicas.

Esta información básica debe ser procesada y analizada antes de que se pueda preparar un mapa de zonificación sísmica. Para la estimación de las consecuencias económicas y humanas se necesita información adicional; sin embargo, estas consideraciones están fuera de la finalidad de la zonificación sísmica y pertenecen más al análisis de riesgo sísmico.

El concepto de riesgo sísmico no es uniforme en todos los países, por ejemplo, en la URSS incluye efectos económicos y otros (como transportes, carreteras, etc.) durante un largo período de tiempo; en relación con cada efecto hay que determinar las características de la función de probabilidad, tras esto se evalúa el riesgo sísmico en unas tablas con estimaciones de probabilidad con respecto a las categorías de estructuras (Metodicheskije Rekomendatsii, 1974).

Denovan (1973), establece que el riesgo sísmico debería estar expresado en términos de retorno de intensidad o magnitud.

Según D. Vere-Jones (1973), el riesgo sísmico se puede considerar desde tres puntos de vista:

- a) Riesgo Geofísico - refiriéndose a la probabilidad de repetición de un terremoto en cierta región.
- b) Riesgo Técnico - probabilidad de que falle un tipo de estructura particular.
- c) Riesgo de Seguro - probabilidad de que las reclamaciones se atengan a una cantidad determinada.

Un grupo de trabajo de la UNESCO define riesgo sísmico como una posibilidad de pérdida provocada por sismos, etc. Y que un peligro natural es un estado de riesgo debido a que puede producir calamidad natural.

El tratamiento de los originales incluye análisis estadísticos, mapas que exhiban diversas características de los terremotos y de la geotécnica, curvas de atenuación, relaciones espacio-temporales, correlación y modelos de predicción estadística, después los resultados del tratamiento de los datos serán empleados en la zonificación y en el análisis de los riesgos sísmicos y posteriormente se aplicarán al diseño antisísmico y a la planificación urbanística.

Por observación de sismos, podemos analizar los parámetros de la fuente; la mayor parte de los focos sísmicos se encuentran concentrados a lo largo de fajas relativamente angostas que señalan los contactos entre las grandes placas litosféricas o bloques. La mayoría de los terremotos se originan dentro de la corteza terrestre, pero en la faja pacífica su profundidad llega hasta 700 Km y en la faja asiática mediterránea, hasta 300 Km (con algunas excepciones de focos más profundos). En mapas a pequeña escala el modelo mundial de la actividad sísmica parece engañosamente simple, y la definición y descripción de la actividad sísmica para propósitos de zonificación origina problemas de difícil solución (ver la tabla de zonificación sísmica).

En general, cuando se prepara un mapa de zonificación sísmica de una región se necesita en primer lugar definir un "modelo generador de eventos sísmicos". Este modelo ha de permitir predecir las futuras secuencias sísmicas posibles de la región. Cada secuencia se describe (por lo menos) por el momento  $M_0$ , la ubicación y la magnitud de los futuros eventos. El primer paso para establecer un modelo de la frecuencia espacial y temporal de los terremotos consiste en acumular datos sobre los sismos anteriores. Los datos sismológicos básicos se encuentran en los catálogos de los terremotos registrados u observados por encima de un cierto nivel de magnitud (por ejemplo  $M=4$ ). Los parámetros sísmicos básicos son: fecha, tiempo de origen, coordenadas del foco, magnitud e intensidad epicentral, como ya vimos anteriormente; otros pará-

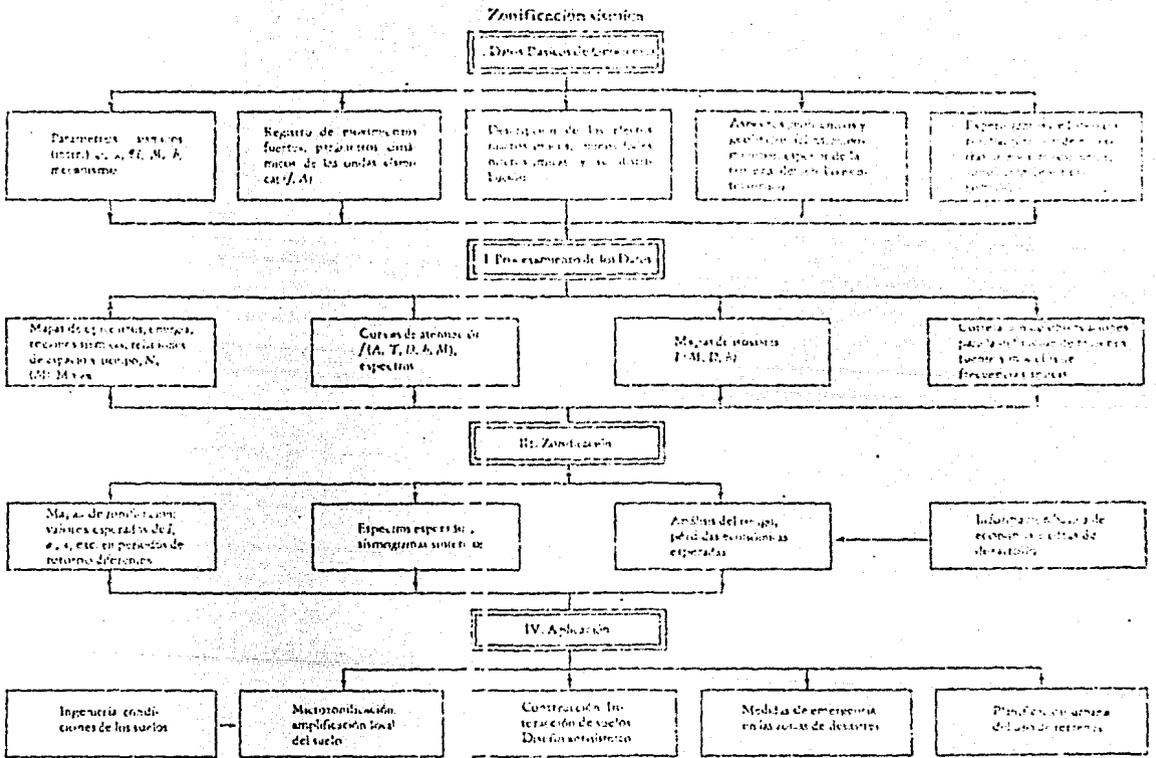


TABLA 0. Mapa de Zonificación Sísmica.

metros útiles son las dimensiones de las fallas, la disminución del esfuerzo, el momento sísmico y las soluciones de los planos de falla. Se requiere además una documentación detallada sobre los daños acarreados y mapas de isosistas. En todos los casos es importante conocer la precisión de los parámetros medidos.

Hay otras complicaciones y problemas que deben saberse, las coordenadas epicentrales se conocen con grados variables de precisión que varían entre unos pocos kilómetros hasta 100 Km (el valor más conocido es  $\pm 10-20$  Km); los epicentros de algunos terremotos del siglo XX y todos los de los siglos anteriores se definen como los centros de las áreas más fuertemente sacudidas, es decir el área de intensidad  $I_{m\acute{a}x}$ .

La profundidad focal se determina con un grado menor de precisión que las coordenadas epicentrales. Por lo común para profundidades mayores de 70-80 Km la exactitud es  $\pm 10-20$  Km. Para profundidades menores (1-70 Km). Sólo una red local muy densa puede localizar focos con una exactitud de  $\pm 5-10$  Km de profundidad.

El foco sísmico se define como un punto fuente, pero esta superposición no es del todo correcta, puesto que la energía sísmica liberada en la fracturación se puede extender a considerable distancia tanto en sentido horizontal como vertical, particularmente si el sismo es bastante grande. Esta distancia puede ser de 200 Km o más para  $M=8$ . Así, las coordenadas focales corresponden sólo al punto de la falla donde se generó el primer impulso de la onda longitudinal P que llegará a las estaciones.

En las regiones donde existen colecciones completas de observaciones macrosísmicas, las profundidades focales se pueden calcular por medio de fórmulas empíricas o curvas que relacionan la intensidad, la distancia epicentral y la profundidad del foco. Estas determinaciones, si se basan en tres o

más radios isosistas, pueden ser consideradas más confiables que las basadas en datos instrumentales incompletos.

Como ya se vio anteriormente en el Capítulo III, para la clasificación del "tamaño" de un sismo se emplean varias cantidades, especialmente la intensidad macrosísmica en el epicentro ( $I_0$ ) y la magnitud ( $M$ ).

La intensidad  $I_0$  es una cantidad no instrumental que se fija de acuerdo con los efectos geológicos observados, con los daños a las estructuras y con la percepción individual de las sacudidas; se expresa en grados de una escala de intensidad, por lo común en una escala de 12 grados; la intensidad puede ser estimada con una precisión de la mitad de un grado. La magnitud  $M$  está basada en la amplitud máxima registrada de las ondas sísmicas. Es una medida instrumental bastante independiente de todo criterio subjetivo. En la práctica existen varias escalas de magnitud que se han basado en la medición de varios tipos de onda. En general, estas escalas variadas coinciden sólo en ciertos aspectos. La escala original de magnitud está basada en la máxima amplitud registrada a una distancia de 100 Km de epicentro, en un sismómetro de torsión Wood-Anderson con determinadas constantes instrumentales (Richter, 1935). El error patrón de una determinación de magnitud es por lo común de  $\pm 0.3$  unidades de la escala.

Algunos investigadores han clasificado los terremotos usando la energía sísmica ( $E$ ) liberada en los terremotos o la cantidad definida como  $K - \log_{10} E$  ( $E$  en joules). Hay otras cantidades físicamente definidas como la caída de tensión o disminución del esfuerzo y el momento sísmico. El momento sísmico  $M_0$  se define por la fórmula  $M_0 = \mu LS$  donde  $L$  es la dislocación promedio de la falla durante un terremoto,  $\mu$  es la rigidez y  $S$  es el área fallada. La disminución del esfuerzo es la diferencia entre el esfuerzo de Cizalla en la superficie de la falla antes y después de la ruptura.

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$$

(ver, Kanamori, Journal of Geophysics Research, Vol. 82, No. 20, 1977).

Sin embargo, estas cantidades todavía no han sido determinadas para ninguna serie de grandes temblores.

Otro punto de información importante sobre el foco sísmico lo dan las soluciones de planos de falla derivados de modelos simplificados de fuerzas, tales como un par simple o doble actuando en la fuente sísmica. Los planos de falla y su orientación se determinan por lo general, analizando la distribución del primer movimiento (compresión o dilatación) de la onda longitudinal P. No obstante, el método no permite distinguir el plano de falla de los planos auxiliares perpendiculares. La solución puede encontrarse investigando el modelo de irradiación de las amplitudes de las ondas S (de cizalla) o haciendo una exploración del terreno. Se ha evaluado la exactitud de tales soluciones en el análisis hecho en la región volcánica Ritsema (1974); el 12% de las soluciones fueron de calidad A (es decir, la posible variación de los ejes principales fue menor de  $10^\circ$ ), el 24% de calidad B (es decir, la variación de uno de los ejes fue menor de  $10^\circ$ ), etc. Por lo general se dispone de soluciones de planos de falla para los terremotos con  $M > 6$ ; sin embargo, no han sido aún determinadas de forma rutinaria por los principales centros sísmológicos.

El análisis de ondas sísmicas a una corta distancia epicentral con el objeto de determinar los efectos sísmicos en un punto determinado da a conocer cómo se originan y se atenúan las ondas sísmicas durante su transmisión. La "atenuación" (en nuestro contexto) describe el comportamiento de un parámetro dado en función de la distancia al epicentro, de la profundidad del foco, la magnitud y los mecanismos focales. Se puede emplear cualquier parámetro apropiado; la situación ideal

sería disponer de una serie de registros para todas las variables (distancias, profundidad focal, magnitud, región, etc) en relación al terreno referido, lo que en la actualidad no es posible. En la práctica se utilizan uno o varios parámetros para representar el movimiento del terreno, por ejemplo, los desplazamientos máximos, la aceleración máxima y los correspondientes períodos de onda, la duración del movimiento a partir de un cierto nivel de amplitud, la intensidad espectral, etc. A falta de tales datos, algunos autores (L. Esteva, Rosenbluth) de mapas de zonificación han calculado curvas de atenuación de la intensidad macrosísmica.

Una curva de atenuación simplificada para un parámetro X se puede describir con la fórmula:

$$X = a_1 \exp a_2 M D^{-a_3}$$

donde  $a_1$ ,  $a_2$  y  $a_3$  son constantes, M la magnitud y D la distancia hipocentral.

El problema principal es recopilar los datos experimentales a distancias epicentrales que son de importancia para la zonificación, es decir, menores de 300 Km.

Desafortunadamente, es casi la gama para la cual los datos son pocos, ya que la mayor parte de los sismógrafos tienen un margen dinámico insuficiente para registrar tanto el movimiento fuerte del terreno como las ondas provenientes de sismos pequeños o distantes. Por esta razón, más de 2,000 instrumentos de movimientos fuertes, especialmente acelerógrafos, han sido instalados durante la última década para extender el rango dinámico del registro sísmico.

En el presente hay tres fuentes de información sobre movimientos fuertes:

a) Registro de movimientos fuertes (principalmente datos de

aceleración) y las correspondientes funciones distancia-magnitud-aceleración (ver figuras siguientes, página 78 ).

- b) Funciones amplitud -distancia usadas como curvas de calibración de magnitud desplazamiento o velocidad de la partícula en terremotos de tamaño chico y medio.
- c) Relaciones macrosísmicas de intensidad, distancia y profundidad.

El primer grupo proporciona la información más fiable porque los instrumentos se han diseñado especialmente para registrar los movimientos fuertes del terreno. No obstante, debe observarse que los acelerógrafos son muy sensibles sólo a las ondas sísmicas de alta frecuencia y no suministran información relativa a las ondas de período alto (baja frecuencia), los resultados individuales muestran gran dispersión que refleja, o bien los efectos de radiación local y las condiciones geológicas, o bien los orígenes diversos de los datos de la fuente. La mayor parte de los resultados dan la aceleración como una función de la distancia, aunque otros presentan la velocidad de la partícula en relación con la distancia. Los datos relativos a los desplazamientos son raros, aunque se puede obtener esta información de las curvas de calibración de la magnitud, que son funciones promedio amplitud-distancia para los diferentes tipos de ondas  $S_g$ , LR, P, S, etc. y que por lo regular están asociadas a cierta distribución de período de onda. Por ejemplo, en la práctica se usa la curva de calibración de magnitud dada por Tsubi (Okamoto, 1973) para calcular el desplazamiento máximo esperado en un determinado lugar:

$$\log_{10} A_m = M - 1.73 \log_{10} D - 3.17$$

donde  $A_m$  es el desplazamiento máximo del terreno en cm, D es la distancia hipocentral en Km (válida para todo  $D \leq 500$ ). En la aplicación de estas curvas a la ingeniería hay varios problemas: en primer lugar, han sido derivadas para distancia

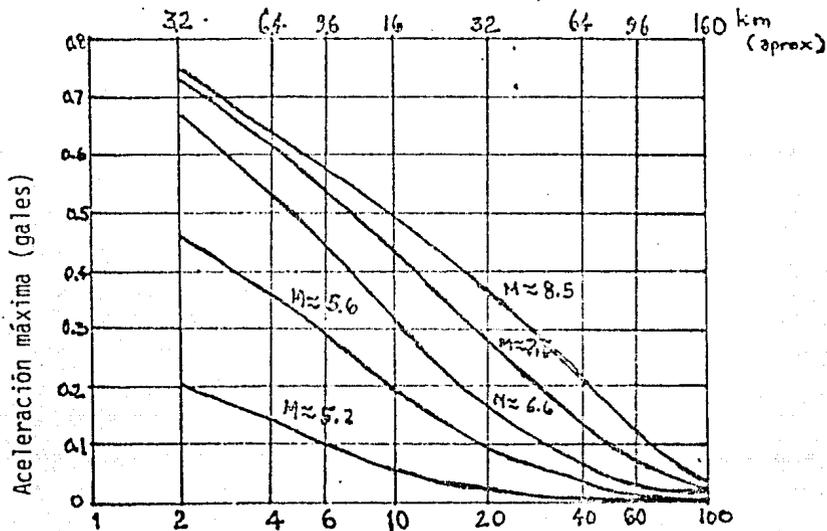


Fig. 7- Distancia de la fuente sísmica (millas)  
Curvas de atenuación de la aceleración con la distancia  
(Schnabel y Seed, 1972).

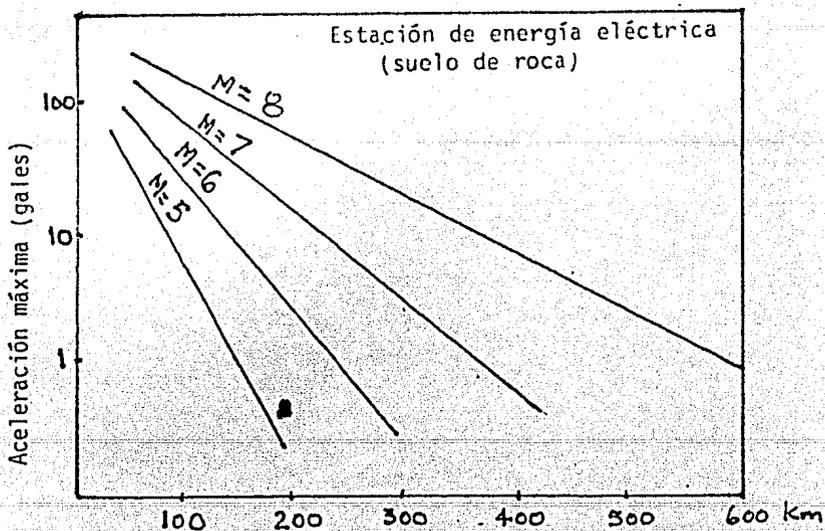


Fig. 8- Distancia epicentral.  
Curvas de atenuación de la aceleración con la distancia  
(Okamoto, 1973).

$D > 100$  Km y, en segundo lugar, se han basado por lo regular en observaciones de movimientos pequeños del terreno que va desde varios milimicrones a decenas de micrones. La ley de escalamiento consiste en una unidad de magnitud correspondiente a un orden de amplitud. Esto es válido si se supone que la forma del espectro de amplitud es idéntica en toda las magnitudes contenidas dentro de una cierta banda de período; pero esta suposición es incorrecta cuando se considera una amplia gama de magnitudes y períodos de onda, porque:

- i) las frecuencias de las bandas de los espectros varían con la magnitud;
- ii) las curvas espectrales no son paralelas en ciertos períodos de onda;
- iii) el nivel espectral no aumenta linealmente con el período.

La consecuencia de ello es que la ley de escalamiento es variable, y no existe una forma sencilla de extrapolación de datos de amplitud de sismos pequeños para los de mucha magnitud.

La tercera fuente de información sobre la atenuación de las ondas sísmicas son los mapas isosistas y las curvas de intensidad-distancia (que son las que aplicaremos en este trabajo). Sobre la base de correlación entre los datos de intensidad y las curvas de atenuación instrumental obtenidas en sismos recientes, se puede adoptar alguna otra ley de conversión entre la intensidad y algún otro parámetro (por ejemplo, la aceleración).

Casi todas las curvas de intensidad-distancia-profundidad concuerdan bastante bien con la fórmula de Köverligethy

$$I_0 - I_n = 3 \log_{10} (D_n/h) + 3 \alpha \log_{10} (D_n - h) \quad (*)$$

una concordancia menor se encuentra en la fórmula simplificada

da de Blake:

$$I - I_n = \text{Const} - \log (D_n/h); D_n = (r^2 + h^2)^{1/2}$$

$$\alpha = \text{cte}$$

En la siguiente figura se muestran dos series de curvas calculadas según la fórmula (\*) para  $\alpha = 0.001$  y  $\alpha = 0.025$ .

La relación entre la escala de intensidad Mercalli modificada  $I$  y la velocidad de la partícula  $V$  ( $\frac{\text{cm}}{\text{seg}}$ ) fue dada por Newmark y Rosenblueth (1971) en la forma:

$$I = \log_{10} 14v / \log_{10} 2$$

Una forma similar:  $I = \log_{10} 14v / \log_{10} 2.11$ ; fue desarrollada por Algermissen y otros (1975) al emplear datos de velocidad obtenidos de la integración de los acelerogramas. Otra fórmula reciente es la de Trifunac y Brady (1975):

$$I (\text{MM}) = 4 \log_{10} v + 1.92, \text{ válida para } I = IV-X.$$

Por regla general, existe incertidumbre sobre el tipo de terreno de referencia al cual corresponden los resultados empíricos. La definición de "roca dura" que es usada por ciertos investigadores, presenta varios problemas. Los sismólogos estiman una roca como un medio en el que la propagación se mueve con una velocidad de onda de cizallamiento de 3.0 a 3.5  $\frac{\text{Km}}{\text{seg}}$ , pero para los propósitos de zonificación se debe ampliar la gama de velocidades, de manera que la "roca dura" incluya también la roca sedimentaria bien endurecida y el límite de la velocidad mínima de la onda de cizallamiento sea alrededor de 1.5-1.8 Km/seg. El terreno de referencia es otro punto importante de información, porque el factor de amplificación que se aplica a la microzonificación sísmica se define como la amplificación cuasada por las capas superficiales de

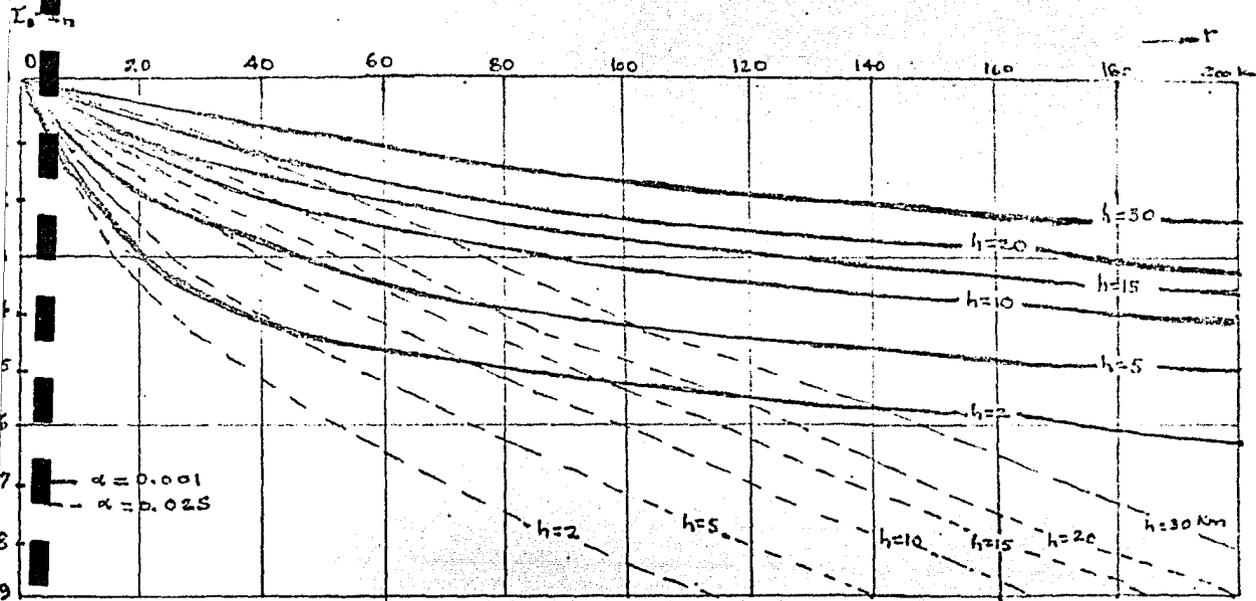


Fig 9- Curvas de atenuación de la intensidad con la distancia epicentral y la profundidad del foco (Sponheuer, 1960).

material que están encima de la roca en un punto particular. La escala usual de los mapas de zonificación (1:3 000 000) nos permite tomar en cuenta las condiciones locales del punto o emplazamiento.

Un argumento que se ha esgrimido en favor de las determinaciones de la aceleración y velocidad del terreno, es el de que al usar ambas cantidades será posible construir la envolvente del espectro de respuesta de la aceleración según el procedimiento descrito por Newmark y Rosenblueth (1971).

Las curvas de atenuación son relaciones empíricas que dan las amplitudes máxima como una función de distancia y magnitud. A menudo el tipo exacto de ondas sísmicas no se menciona (por ejemplo P, S o L) porque la interpretación del registro en este aspecto es de mayor interés para los sismólogos que para los ingenieros. Cerca de la falla de origen (foco), a distancias menores a 150 Km, las ondas P y S directas, refractadas y reflejadas, prevalecen en los sismogramas. A mayores distancias comienzan a dominar las ondas de superficie.

Este panorama es diferente cuando los focos son algo más profundos que lo normal, las ondas P y S forman en el registro dos grupos distintos y las amplitudes de las ondas de superficie disminuyen exponencialmente cuando aumenta la profundidad focal.

Es también importante en el diseño técnico tomar en cuenta la duración de las sacudidas fuertes, problema que es evidente cuando se inspeccionan los registros. En algunos la aceleración máxima está sólo representada por una oscilación (un período) y en otros es más larga la duración de las sacudidas.

Esto naturalmente influye en el comportamiento de una estructura. La observación sobre la duración del sismo es muy escasa y se aplica sólo si la amplitud umbral por la cual se

define la duración, está indicada claramente.

La intensidad macrosísmica se expresa por un número que mide los efectos del sismo sobre el hombre, las construcciones y la superficie de la tierra; estos efectos están descritos en el texto que define la escala.

Como está basada en efectos macroscópicos, la intensidad es una cantidad no instrumental y se obtiene utilizando criterios cualitativos que no están exentos de subjetividad y de otras influencias. Es por esto que se han encontrado discrepancias cuando se combinan los datos de intensidad de grandes áreas; se ha intentado correlacionar la intensidad con ciertas cantidades instrumentales pero han fracasado las repetidas pruebas para elaborar una simple relación entre los valores de la aceleración y los grados de intensidad.

Para la zonificación sísmica, actualmente están en uso las siguientes tres escalas:

- a) MM, escala de Mercalli modificada, de 12 grados, versión 1956.
- b) M C S (escala de Mercalli-Cancani-Sieberg) o MSK (Medvedev-Sponheuer-Kárník) versión 19/4, ambas de 12 grados y muy similares a la M M - 1956 y a la GOST (URSS).
- c) J M A , escala de la Agencia Meteorológica del Japón, de 7 grados.

Existen modificaciones de las escalas MM y MSK para que puedan aplicarse a ciertas regiones en especial.

A pesar del progreso alcanzado en la sismología instrumental, la escala de intensidad continúa jugando aún un rol muy importante. Todos los terremotos anteriores a 1900 y un considerable número de sismos posteriores, se han clasificado sólo a base de intensidad. Las observaciones macrosísmicas continúan siendo la manera más sencilla para determinar la

distribución superficial de los efectos de terremotos, si no se cuenta con una red de instrumentos de movimientos fuertes. No obstante en todas las aplicaciones se debe poner de relieve que la intensidad constituye un número descriptivo y su uso es limitado. Los intentos por reemplazar los datos instrumentales por la intensidad o para tratar la intensidad como una cantidad física han conducido algunas veces a conclusiones erróneas, porque han ido más allá de las posibilidades de la escala de intensidad.

La intensidad puede ser siempre usada como una indicación aproximada de la fuerza de un terreno en un lugar en particular, si se necesita sólo un parámetro para sustituir una larga descripción o comentario de los efectos del sismo. Es útil para cartografiar, para indicar irregularidades locales en la radiación de la energía sísmica y para indicar el tamaño del campo macrosísmico; también puede usarse para comprobar el orden de la profundidad focal.

Cuando existen datos macrosísmicos e instrumentales homogéneos se puede establecer una fórmula de conversión empírica. Empero su aplicación debe quedar limitada a la región considerada y ser usada para una estimación.

La intensidad también requiere atención porque sigue siendo la cantidad utilizada en la mayor parte de los mapas de zonificación que constituyen parte de los códigos oficiales de construcción antisísmica.

La predicción de los futuros riesgos sísmicos no puede hacerse exclusivamente a partir de la información sismológica, ya que ésta cubre un período demasiado breve como para poder poner de manifiesto las tendencias de la actividad sísmica o para definir toda la zona sismogénica potencial.

Se pueden establecer modelos satisfactorios de la actividad sísmica en el espacio y el tiempo si se emplea, además,

otra indicación; pero incluso entonces sólo se puede dar una evolución probabilística del riesgo sísmico.

En el análisis de la información geológica y geofísica hay que tomar en consideración tanto la situación local como la estructura general y la evolución de la zona.

Se requieren los siguientes tipos de información:

- a) anomalías isostáticas y sus variantes;
- b) estructura de la corteza terrestre;
- c) fallas activas o recientemente reactivadas;
- d) tectónica regional;
- e) movimientos corticales recientes;
- f) movimientos contemporáneos (datos geodésicos).

Esta información debería correlacionarse con datos sísmológicos para establecer criterios a partir de los cuales se determinan zonas de origen de terremotos. Los experimentos de laboratorio complementan los actuales datos de observación de la Sismología y la Geología y son particularmente útiles en el desarrollo y en la comprobación de varios modelos de desarrollo de terremotos.

Los resultados pueden ayudar a ilustrar los mecanismos de origen, y explicar los modelos de secuencias sísmicas y las relaciones entre las propiedades de rocas, la velocidad del esfuerzo y la magnitud sísmica.

Además contamos con otro tipo de información ignorada hasta el momento, que es la información histórica sobre sismos y terremotos ocurridos en la antigüedad y que podrían tener alguna relación con los sismos actuales.

Podemos hacer un modelo satisfactorio con ayuda de la información reciente instrumental, probabilística, geológica

y geofísica, de manera que la información histórica sea un factor útil para la predicción de terremotos, en vista de que podemos pensar que pueden repetirse ciertos temblores con intensidades similares y en un determinado período; además en base a lo que conocemos actualmente de los terremotos, buscar una manera de asignar a los temblores anteriores una intensidad y magnitud, con objeto de asignar a todos los temblores antiguos intensidades y magnitudes, y analizar la periodicidad de la ocurrencia de terremotos de determinada intensidad y magnitud para hacer una estadística y analizar qué modelo matemático probabilístico se ajusta a tal fenómeno, por ejemplo,

#### Tratamiento de datos:

- 1.- Cartografía de diversos parámetros sísmicos.
- 2.- Definición de las regiones sísmicas.
- 3.- Relaciones entre datos instrumentales y los macrosismos.
- 4.- Relaciones de espacio y tiempo.
- 5.- Relaciones de magnitud y frecuencia.
- 6.- Modelos estadísticos.
- 7.- Definición de las regiones que son fuente de sismos.
- 8.- Estimación de la magnitud umbral superior.
  - a) estadísticas del valor extremo (teoría de Gambel);
  - b) correlación de la "actividad sísmica" con los M máximos observados;
  - c) análisis sismo-tectónicos;
  - d) la curvatura del gráfico  $N(M)$ ;
  - e) la gama de oscilación de la curva de Benioff;
  - f) la resistencia de materiales;
  - g) el espesor de los "estratos sismo-activos" (capa activa);
  - h) las anomalías isostáticas.

Definamos brevemente cada tratamiento de datos:

- 1.- La zonificación sísmica requiere en diversas etapas de trabajo, de la preparación de mapas de epicentros, de magnitudes máximas, de profundidad de focos, de soluciones de los planos de falla y de los límites de los campos de tensión o comprensión, de los períodos de repetición con respecto a distintas magnitudes, de energía total liberada por unidad de espacio y tiempo, de número de sismos, etc.
- 2.- Se identifican las zonas como unidades, de modo que cada una comprenda una región de fuente sismogénica que pueda estar regida por el mismo proceso de la producción del sismo. La delimitación de las fronteras es muy importante para los efectos de estadísticas posteriores. No existen patrones para delinear las regiones de la fuente y por lo regular se considera cada enjambre de focos o fallas como una región de origen. Depende muchas veces del criterio personal, el modo como se fijan las fronteras. Si se combinan dos o más regiones con diferentes regiones sísmicas, se introduce un factor de incertidumbre, puesto que los resultados estadísticos podrían representar algún promedio de condiciones inexistentes.
- 3.- En las relaciones entre los datos instrumentales y los macrosísmicos, se trata de un modo uniforme, es decir, se preparan los mapas de isosistas y se confeccionan las gráficas de intensidad-distancia; utilizando esa serie de mapas se trazan los mapas de intensidad máxima observada, también a partir de esto, cuando se carece de datos instrumentales, se calculan las magnitudes o las profundidades focales mediante las siguientes fórmulas empíricas:

$$I_0 - I_n = a_1 + b_1 \log D + C_1 D,$$

$$I_0 - I_n = a_2 + b_2 \log D,$$

$$M = a_3 + b_3 \log h + C_3 I_0,$$

$$M = a_4 + b_4 \log h + C_4 h,$$

$$M = a_4 + C_4 I_0 \quad (**)$$

(ver: Båth, 1974).

Donde  $I_0$  es la intensidad epicentral;  $M$  la magnitud;  $D$  la distancia hipocentral;  $h$  la profundidad de foco;  $D^2 = r^2 + h^2$ ,  $r$  = distancia epicentral;  $a_n$ ,  $b_n$ ,  $c_n$  son constantes,  $n = 1, 2, 3, 4$ ; luego de asignar valores de intensidad a todas las localidades del área, afectadas por un terremoto, viene el trazado del mapa de isosistas. Las técnicas difieren ligeramente según los países. Algunos sismólogos trazan las isosistas con envolventes muy aproximadas a las intensidades observadas, otros prefieren unas isosistas muy poco o muy generalizadas.

Una isosista es una línea imaginaria que se obtiene uniendo todos los puntos de la superficie terrestre en los cuales un mismo terremoto se manifiesta con igual intensidad (tiene una forma casi elíptica).

Es imprescindible que los mapas isosísmicos contengan todos los valores individuales de intensidad en los que se basa el trazado de una isosista. Por lo común, las isosistas se indican por la intensidad que encierran, por ejemplo, la isosista igual  $I = VII$ , aunque una notación más apropiada sería  $I = VI - VII$ , porque las isosistas separan las áreas con intensidades de  $VI$  y  $VII$ . La notación debería verificarse, antes de que se emplee el mapa, un sistema ventajoso sería escribir la intensidad en los espacios comprendidos entre las isosistas.

Los mapas isosistas son la fuente principal de compilación de los mapas de intensidad integrada (generalizada) y muestran las intensidades máximas observadas. Estos mapas a menudo son usados como mapas de zonificación si se supone que la distribución futura de intensidades será idéntica a la pasada, no obstante esta suposición puede conducir a graves errores, que en este trabajo se tratará de evitar.

Por lo general, se diseña un diagrama de puntos con el radio medio de las líneas isosistas y la distancia epicentral, los datos empíricos sirven para determinar las constantes en las fórmulas del tipo anterior (\*\*).

De las fórmulas, se usan a veces la tercera y la quinta para transformar  $I_0$  a  $M$  con el fin de lograr homogeneidad en los catálogos sísmicos. Se debe entender que estas magnitudes así determinadas son de una exactitud mucho menor que las instrumentales.

Comparando las curvas teóricas, calculadas para diferentes profundidades y coeficientes de absorción de acuerdo con la primera fórmula:  $I_0 - I_n = a_1 + b_1 \log D + C_1 D$ ; con los diagramas de intensidad-distancia observadas, se pueden estimar las profundidades focales, la segunda fórmula de las anteriores proporciona valores menos fiables.

4.- Los terremotos no son eventos independientes sino que tienden a aglomerarse en el espacio y el tiempo. En primer término hay una conexión causal entre las sacudidas premonitorias (preludios), las principales y las réplicas (secundarias). Se han observado diversos tipos de secuencias sísmicas, como temblores múltiples, réplicas de réplicas, enjambres de terremotos, etc. Algunas regiones se caracterizan por un definido tipo de secuencias sísmicas y reflejan la influencia de propiedades mecánicas y de la velocidad del esfuerzo. En ciertas áreas se han observado migraciones verticales y horizontales de focos; por lo común hay tendencias a una migración hacia arriba de la profundidad a la superficie. También hay una tendencia a que los sismos se produzcan en "lagunas", es decir, en lugares situados a lo largo de una faja sísmica, donde no se habían observado anteriormente movimientos fuertes.

El conocimiento de estas tendencias en el tiempo o

en el espacio ayuda a definir las regiones que son fuente de sismos futuros.

- 5.- Las relaciones de magnitud y frecuencia observadas por primera vez por Gutenberg y Richter; una línea recta en un gráfico semilogarítmico, se adopta perfectamente a la mayoría de las distribuciones de magnitud y frecuencia dentro de un cierto intervalo de magnitud y se puede escribir la relación:

$$\log N(M) dM = (a - bM) dM \quad \text{o} \quad N(M) dM = 10^{a+bM} dM$$

donde N es el número de sismos correspondientes a una determinada categoría de magnitud; a y b son constantes, la primera depende del número de eventos (tamaño del área, número de daños) mientras b es la pendiente de la distribución y es influida por las propiedades físicas del medio y el propio proceso de generación. No todas las distribuciones N(M) encajan en una línea recta y se han sugerido otras fórmulas aproximadas:

$$\log N(M) dM = (a + bM - CM^2) dM \quad (**)$$

$$\log N(M) = a - bM + \log (C - M)$$

$$\log N(\log M) d(\log M) = (a + b \log M - C \log^2 M) d(\log M)$$

es decir la distribución log - normal.

La relación N(M) es la base para estimar la frecuencia sísmica en todas las regiones sísmicas. Por razones físicas se tiene que limitar en los dos extremos mediante M min y M máx que son las magnitudes mínima y máxima respectivamente posibles en un determinado volumen.

Resulta evidente que existe un valor límite M de los más grandes sismos en un determinado volumen de material de ciertas propiedades físicas y que está sujeto a una determinada distribución (régimen de esfuerzo). En el otro extremo de la distribución N(M) la limitación se debe, o bien a la falta de

datos de observación por limitaciones en la sensibilidad del sistema, o bien a que las sacudidas más débiles no se pueden originar por razones físicas (presión, homogeneidad, resistencia, etc). El valor  $M_{\text{máx}}$  tiene gran importancia práctica y en cálculo es una de las principales tareas de la zonificación sísmica, la fórmula  $\log N(M) dM = (a - bM) dM$  es usada algunas veces en la forma:  $\log n(M) dM = (a' - b'M) dM$ , donde  $n$  es la frecuencia acumulativa de terremotos de una magnitud  $M$  o mayor. Se debe observar que, para la misma serie de observaciones,  $b$  es igual a  $b'$  sólo para distribuciones ilimitadas y continuas, lo que no ocurre en la práctica.

Por lo general la fórmula es calculada para una unidad de tiempo (por ejemplo, un año) y una unidad de superficie (1000 Km<sup>2</sup>, etc).

Las relaciones de magnitud-frecuencia se pueden comparar o combinar sólo si se utilizan intervalos, escalas y clases de magnitud idénticas. El método de cálculo también debe ser idéntico, y si se descuidan esas reglas, se originan errores estadísticos internos. Tanto el parámetro  $a$ , como el  $b$  varían de una región a otra;  $a$  (volumen y tiempo unitario) es la medida de la actividad sísmica e igual a  $\log N$  para  $M=0$ . Si  $b$  es constante en una determinada área, se pueden cartografiar los valores  $N$  correspondientes a una cierta magnitud  $M$ .

6.- Modelos estadísticos: aunque por lo general, se acepta que la producción de sismos no es un proceso aleatorio, hasta ahora sólo se han utilizado métodos que tratan los datos de observación como muestras de espacios de probabilidad, porque hasta ahora ha resultado imposible predecir los fenómenos sísmicos de un modo determinista. Los modelos estadísticos han de permitir predecir en términos probabilísticos las futuras secuencias sísmicas en una región.

La información mínima para un modelo generador de futuros sismos es la asociada al modelo más simple, que es

el modelo de Poisson espacial y temporal de futuros sismos. Necesitamos conocer:

- a) una delimitación especial de las fuentes potenciales de sismos,
- b) la tasa media de actividad de cada fuente, la distribución de probabilidad de las magnitudes, incluido el límite superior  $M_{\text{máx}}$  y la distribución probabilística de otros parámetros de la fuente (dimensiones, orientación, movimiento de las fallas, etc),
- c) de ser posible, la especificación de las leyes de probabilidad que determinan los momentos de inicio y la ubicación de los focos, incluido el grado de correlación o memoria espacial y temporal.

La construcción de un modelo representa la síntesis final de la información sismológica y geotectónica. El modelo más usado es el modelo de Poisson que supone que los sismos (o por lo menos las principales sacudidas) se producen de un modo aleatorio o independiente, es decir, los tiempos de origen, las coordenadas de los focos, las magnitudes, etc. Son variables mutuamente independientes. El modelo está basado en dos suposiciones que se pueden formular como sigue (Lomnitz, 1974): (a) el número de terremotos en un año es una variable aleatoria de Poisson con un promedio  $\alpha$ ; (b) la magnitud sísmica  $M$  es una variable aleatoria con una función de distribución acumulativa.

$$F(M) = 1 - e^{-\beta M}, M \geq 0$$

Este modelo que puede ser llamado el "modelo del sismo fuerte" conforma los grupos de sismos fuertes y facilita la predicción de períodos medios de retorno, el máximo sísmico modal y el número esperado de sismos que superarán una determinada magnitud ( $M$ ). La incorporación de las secuencias post sísmicas requiere de modelos más complejos. Los intentos de confeccionar modelos de secuencias de réplicas a base de un

simple proceso de Markov por lo general fracasan.

En el modelo heurístico al que se llama "Modelo Kloudike", hay una clara distinción entre las series espaciales fundamentales y las series temporales de sacudidas, que puede ser -- considerado como un proceso de muestreo que trabaja sobre las series espaciales. El proceso Kloudike es un ejemplo de proceso generalizado no Markoviano donde cada evento depende de todos los eventos anteriores. Para aplicar este modelo debe probarse que el proceso sísmico se resuelva con dos procesos independientes, uno de los cuales está incluido en el otro. Haciendo la hipótesis en cualquier realización desde el proceso sísmico, la distribución de magnitud es estacionaria e independiente de la velocidad de ocurrencia de los sismos, esto implica que la magnitud de los terremotos es una variable de región y que el proceso de distribución de la magnitud se puede describir por una serie espacial que es independiente del tiempo; entonces la secuencia de sismos puede describirse como un muestreo aleatorio de esta serie espacial fundamental. La distribución de magnitud en el espacio está enteramente determinada, con mucha aproximación, por la distribución en el espacio de la magnitud media  $M$  y el empleo de un modelo de tipo Kloudike de la ocurrencia sísmica que proporciona un valioso conocimiento en el mecanismo del proceso sísmico, que puede ser usado para propósitos de predicción con tal de que se comprendan bien las variables usadas para describir el tamaño del sismo.

El número de sismos de una región disminuye exponencialmente con su magnitud, esta relación se expresa en general por la ocurrencia de magnitud-frecuencia

$$\log N(M) dM = (a - bM) dM \quad \text{o} \quad \log N(M) dM = (a' - b'M) dM,$$

donde esta última puede ser normalizada para dar la distribución de frecuencia en una región:  $f(M) = \beta e^{-\beta M}$ ,  $M \geq 0$ ; donde  $\beta = b'/\log e$  y  $f(M)$  es la primera derivada de la distribución de la probabilidad acumulada de las magnitudes sísmicas.

La energía  $E$  es un sismo que puede representarse como el producto del tamaño de una falla por la energía media liberada por unidad del área, la última es proporcional a la disminución del esfuerzo. Se puede derivar la distribución de las áreas de falla por medio de un modelo que en su forma más general fue propuesto por Kolmogorov (1941). Consideremos el área total de la corteza terrestre rota, en sucesivas etapas, en áreas cada vez menores. Sea  $Y$  el área en tensión que se atribuye a una falla de tamaño  $S$  (proporcional a alguna potencia de  $Y$ ). Entonces, de acuerdo con este modelo de la partición de la energía sísmica

$$\lim_{n \rightarrow \infty} F_n(Y) = \text{Erf} \left[ \log \left( \frac{y}{\bar{y}} \right) \sigma^2 \right] \quad \text{donde}$$

$f(Y)$  es la distribución acumulativa de  $Y$ . La función de error del logaritmo de una variable se llama la distribución "log-normal". Según un terreno de propiedades reproductivas de la log-normal, si las regiones de la superficie terrestre (suelo) a las cuales se atribuye el esfuerzo son log-normales, y si las superficies de falla están relacionadas con aquellas áreas por una ley exponencial, de aquí que la superficie de la falla es variable de log-normal también. Si la caída de esfuerzo medio es estacionario, la distribución de energía sísmica sería también log-normal. Puesto que la magnitud  $M$  es proporcional al logaritmo de la energía, se deduce que  $M$  debe estar distribuida normalmente.

En síntesis, el proceso de Kolmogorov, de fragmentación al azar, probablemente representa un modelo adecuado para la distribución energía-frecuencia observada. Desde el punto de vista de riesgo sísmico, no importa si las magnitudes sísmicas obedecen la ley normal o la exponencial, ya que ambas tienen la misma distribución de valores extremos.

En general e cuanto a predicciones de riesgos sísmicos, se prefiere la forma exponencial de distribución de la magnitud, porque una descripción de una distribución con un solo

parámetro, describe la sismicidad más condensada sin perder generalidad en la gama de magnitudes grandes.

Cuando el efecto de cada evento se superpone a los efectos acumulados de todos los eventos anteriores, se obtienen unos tipos de procesos no Markovianos, lineales, que se pueden llamar procesos Boltzman. El proceso Boltzman describe una amplia clase de procesos de la física, bajo ciertas condiciones se puede derivar de este proceso la ley de Omori relativa a los movimientos post-sísmicos o réplicas que no son sino la envolvente de las funciones de atenuación exponencial. Al integrar la ley de Omori, se encuentra que el número acumulado de movimientos post-sísmicos guarda una relación logarítmica con el tiempo.

Si la magnitud promedio de las réplicas es estacionaria en el tiempo, también lo será la liberación de la deformación media por sacudida, entonces resulta el principio que dedujo Benioff de que la liberación en los movimientos post-sísmicos de la deformación acumulada tiene relación logarítmica con el tiempo.

En general por medio del modelo de Kolmogorov, se ha derivado la participación de energía de los sismos. Sin embargo, ese modelo no proporciona ningún discernimiento sobre la distribución espacial o modelo que cabe esperar de tal proceso.

Un modelo topológico que pueda proporcionar tal conocimiento se consigue al emplear una analogía hidrológica, en la cual los sistemas de fallas se comportan como sistemas de corrientes, desde el punto de vista topológico.

7.- Definición de las regiones que son fuentes de sismos.

En base al conocimiento de las condiciones geofísicas y geológicas en puntos en los que ha habido fuertes sismos se puede intentar definir, mediante una simple ana-

logía y extrapolación, las zonas de características geológicas idénticas o similares en las que pueden producirse sismos fuertes en el futuro y estimar los límites y magnitud umbral de esas zonas potenciales.

Otro problema son los períodos medios de retorno de sacudidas fuertes en esas zonas, en general se predice en base a observaciones de zonas geológicamente similares.

Al definir regiones fuente de sismos, se hace uso de toda la información disponible sobre las relaciones que existen entre los sismos y otros fenómenos geológicos y geofísicos; por ejemplo, los movimientos horizontales y verticales de gran extensión señalan las regiones de movilidad que están en actividad tectónica donde la probabilidad de ocurrencia de sismos es mayor que las áreas estables, la estabilidad y variación de la dirección del movimiento es también importante. Los límites de los bloques corticales que están sufriendo desplazamientos contrastados, son zonas potenciales de acumulación de esfuerzo tectónico, por tanto se hacen cartografías de fallas y áreas de recientes levantamientos o de subsidencia. No obstante, las relaciones entre movimientos pasados, que manifiestan la geología y la sismicidad presente son muy complejos y la interpretación de pruebas geológicas requiere gran experiencia. La sismología puede proporcionar algunos datos generalizados sobre el campo de esfuerzo, la orientación de los principales planos focales, la orientación predominante del campo macrosísmico, la distribución espacial de los focos sísmicos que superan determinadas magnitudes, etc. El estudio reiterado y preciso de niveles indica áreas de elevación o de subsidencia actual. Los levantamientos gravimétricos proporcionan datos sobre las anomalías isostáticas. Toda esta información tiene que ser correlacionada y analizada antes de trazar un mapa de regiones que pueden

ser fuente de origen de terremotos.

- 8.- El valor de la máxima magnitud posible es importante porque limita la distribución de magnitud y frecuencia.
- 8a) El método del valor extremo de una variable geofísica es muy ventajoso porque es determinado de manera fácil y exacta, además más homogéneo que los eventos considerados en la serie temporal de observaciones, no necesita conocerse la distribución principal, de acuerdo con -- Gumbel (1958) hay tres tipos de distribuciones asintóticas de valores extremos y cada uno corresponde a un tipo específico de comportamiento de los grandes valores de la variable.

En el primer tipo, la variable no está limitada y la distribución de los valores mayores se define:

$$H(y) = \exp(-\exp(-y))_i, \quad y = c(x-u)$$

donde C y U son parámetros y la magnitud sísmica se considera como una variable independiente; es la función de distribución acumulada.

$$F(x) = 1 - \exp(-x), \quad x \geq 0$$

El segundo tipo introduce el límite inferior y el tercer tipo un límite superior para la variable. El análisis siguiente se basa en el primer tipo. Si el número de sismos es una variable aleatoria de Poisson con promedio  $\alpha$ , entonces la magnitud anual máxima sigue la función de distribución:

$$G(y) = \exp(-\alpha \exp(-\beta y))_i; \quad y = c(x-u)$$

los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  se estiman a través de un ajuste con mínimos cuadrados y en un papel de probabilidad especial

para valores extremos;

$$\text{Log}(-\log G(y)) = \log \alpha - \beta y$$

los valores anuales máximos  $Y_1, Y_2, \dots, Y_n$  se disponen de manera creciente. Los valores de  $G(Y)$  se estiman usando la fórmula:  $G(Y_j) = j/(n+1)$  donde  $n$  es igual al número de intervalos (años) y  $n = 1, 2, \dots, j, \dots, n$ .

La ventaja de este método estriba en que se pueden solucionar varios problemas al emplear  $\alpha$  y  $\beta$  por ejemplo, (Lomnitz, 1974):

magnitud media  $\bar{M} = M_{\min} + \beta^{-1}$

número de sacudidas de magnitud superior a  $M_{\min}$  en  $d$  años  $D N_y = D \alpha \exp(-\beta M_{\min})$

período medio de retorno:  $T = \frac{1}{N_y} = \exp(\beta y)/\alpha$

máximo anual modal:  $\tilde{y} = (\ln \alpha / \beta)$ ;  $\tilde{T}_y = 1$  año

probabilidad de excedencia:  $\text{prob}(Y \geq y) = 1 - G(y)$

La distribución asintótica no proporciona la magnitud umbral máxima para una región, sólo da la probabilidad con la cual cierta magnitud será excedida, luego habrá que decidirse sobre el nivel de probabilidad de la magnitud más grande "posible". Por lo común se consideran niveles muy bajos, donde  $P = 1\%$  o menos.

- 8b) Correlación de la magnitud umbral superior con la actividad sísmica. Este método fue elaborado por Yu V. Ríznichenko (1966), los sismos se clasifican por la cantidad de  $K = \log E$  ( $E$  en joules) y  $A$  designa la "actividad", es decir, el número de sismos de una determinada clase de energía (normalmente  $K = 10$ ) por  $1000 \text{ km}^2$  y por año. Correlacionando  $A$  del mapa de actividad que contiene isolíneas de  $A$  y el valor observado de  $K_{\text{máx}}$ , se obtiene un gráfico, la línea envolvente trazada corresponde a  $\log A = 2.84 + 0.21 (K_{\text{máx}} - 15)$ .

Esta fórmula se usa después para preparar los mapas de  $K_{m\acute{a}x}$  esperado. El índice de actividad  $A$  sólo se puede usar en áreas que tienen pendientes idénticas de la curva magnitud-frecuencia (valores iguales de  $b$ ).

8c) Tamaño de fallas y análisis sismo-tectónicos.

Algunos investigadores han intentado correlacionar la longitud de las fallas activas con las magnitudes observadas, para predecir el valor de  $M_{m\acute{a}x}$ . Este procedimiento no está bien definido e implica un alto grado de subjetividad. El ordenamiento de la clasificación sismo-tectónica y geofísica del valor de  $M_{m\acute{a}x}$  fue presentado por el Profesor V.I. Keilis Borok y colegas (1973), quienes elaboraron funciones empíricas simples de escala.

8d) Gráfico  $N(M)$ .

En algunas regiones muy activas la gráfica magnitud vs frecuencia muestra un cambio de pendiente en la zona de las magnitudes altas o se detiene en cierto valor que no cambia cuando se extiende el período de observación. Los valores asintóticos de  $M$  en el primer caso, o los valores límites en el segundo, pueden considerarse como la magnitud umbral, haciendo notar que quizás esto sólo se justifica para las series extensas de observaciones y que cubren grandes períodos de tiempo, que exceden la duración de cualquier ciclo probable en actividad. El valor de  $M = a/b$  que corresponde a  $N = 1$  en la ecuación  $N = a - bM$  se puede tomar como un índice del nivel de actividad, pero no puede representar el valor de  $M_{m\acute{a}x}$  como se ha sugerido a veces. De acuerdo con experimentos de S.D. Vinogradov (1962), K. Mogi (1967) y C.W. Scholz (1968), cuanto menos es la pendiente de la gráfica  $N(M)$  más grande será la tasa de esfuerzo y mayor la homogeneidad de la muestra.

8e) Las curvas de recuperación o liberación de la deformación de Benioff, es decir, las gráficas acumulativas de valores de  $E^{1/2}$  ( $\text{erg}^{1/2}$ ) con respecto al tiempo, oscilan para la mayoría de las regiones dentro de ciertos límites.

La pendiente de la curva es la velocidad promedio de liberación de la deformación, la cual se emplea para el cálculo de una magnitud ficticia que equivaldría a la deformación media liberada durante un cierto período de tiempo.

Notándose que en algunas partes sólo ha ocurrido una pulsación de actividad sísmica, durante el período de observación y las tendencias generales no son muy claras. Es pues casi imposible o difícil sacar conclusiones de las curvas de Benioff.

#### 8f) Propiedades y estados del material rocoso.

Para un volumen finito  $V$  de roca que corresponda a la fuente del mayor terremoto posible, la energía sísmica liberada se puede escribir, según K.E. Bullen:

$$E_{\text{máx}} = \frac{1}{2} \mu \sigma_{\text{máx}}^2 KV$$

donde  $\mu$  es la rigidez,  $\sigma_{\text{máx}}$  la resistencia del material,  $K$  un coeficiente de proporcionalidad y  $V$  el volumen; sin embargo, la mayor parte de los parámetros descritos son aún desconocidos y esta ecuación sólo tiene un valor teórico.

#### 8g) Espesor de la capa activa.

Los investigadores Bath, Duda y otros llegaron a la conclusión de que la magnitud es independiente de la deformación de la corteza y que los terremotos grandes y pequeños se diferenciaban sólo por el volumen implicado. Así, un terremoto de gran magnitud no puede originarse cerca de la superficie, además la resistencia del material de la corteza aumenta por lo general con la profundidad. Una "capa activa" de cierto espesor, que contenga la corteza entera puede producir temblores más grandes que una capa activa superficial. N.V. Shebelin (1971) presentó una gráfica que relaciona el valor observado de  $M_{\text{máx}}$ , la profundidad del foco y la intensidad epicentral.

## 8h) Anomalías isostáticas.

Observaciones hechas en la URSS muestran una correlación positiva entre los cambios horizontales de las anomalías isostáticas y el valor de  $M$  máx, esta correlación se puede usar para regiones donde hay tales datos.

Mapas de zonas sísmicas.

Hemos visto el concepto de mapa de zonificación y la información básica que se utiliza para trazarlos.

Se definen diferentes tipos de mapas de acuerdo con los datos y las suposiciones empleadas en su trazo. La suposición principal implica la calidad de los datos sismológicos usados. ¿Son acaso esos datos completos y representativos de la ocurrencia futura de los sismos, o se requiere de información adicional para definir las regiones de posibles sismos?

Un criterio más para clasificar los mapas de zonificación es su contenido. Se definen cuatro categorías:

- a) Mapas de intensidad máxima.
- b) Mapas de zonificación "técnica", que definen zonas mediante unos números de identificación que corresponden por ejemplo a coeficientes sísmicos del código de construcción.
- c) Aceleración máxima (velocidad, desplazamiento, etc.) con respecto a distintos períodos de retorno.
- d) Mapas de riesgo sísmico.

Notemos que la zonificación sísmica no sólo supone la confección de un mapa, ya que para muchas tomas de decisión, se requerirá más información de la que puede figurar en uno de esos mapas; por ejemplo, se pueden incluir en la zonificación ciertos documentos preliminares, tales como mapas de epicentros, mapas de regiones que son fuentes de sismos, registros

de movimientos sísmicos fuertes, mapas de isosistas, mapas neotectónicos, cuadros estadísticos, etc. Para una aplicación práctica e inmediata, el mapa de zonificación sísmica deberá ir acompañado por el mayor número posible de registros de movimientos fuertes que representen las distintas condiciones (D, M, h; suelo) o por la síntesis de ellos, contenidos en un conjunto de espectros de movimientos fuertes representativos, además deberá llevar también un comentario sobre su empleo y sobre la precisión de la información utilizada.

El primer tipo de mapa de zona sísmica puede ser o bien un "mapa de intensidad máxima observada" con unas isolíneas simplificadas o un "mapa de intensidades previstas máximas", este último se puede diseñar con arreglo al plan normal, región de origen, estadística sobre sismos pasados, funciones de atenuación  $I(D, h)$  empíricas, mapas de zonificación. El mapa resultante indicará, o bien isolíneas de intensidades distintas para un período dado de retorno, o bien isolíneas de períodos de retorno para una intensidad dada.

Las zonas de fuente se pueden definir estrictamente sobre la base de actividad pasada o usando relaciones sismo-tectónicas para su extrapolación. Algunos mapas de intensidad prevista no indican el período de tiempo en base al cual se hicieron.

El método de diseño de mapas de "sacudimiento" (repetición de intensidad) fue concebido por Yu V. Riznichenko (1966).

La "sacudibilidad"  $B(I)$  en un punto dado se define como la frecuencia media de unas intensidades iguales o mayores, que una cierta intensidad  $I$ , con arreglo a la fórmula:

$$B(I) = \frac{1}{V} \iiint N(I) dx dy dz$$

donde  $\bar{N}(I)$  es la frecuencia de  $I$  es un volumen elemental de una zona focal situada a una distancia dada del punto de que

se trata. La función  $B(I)$  representada por una gráfica indica el riesgo sísmico en cada punto, como efecto total del movimiento debido a todas las zonas focales circundantes (regiones fuente de sismos).

$$B(I) = \sum_s A \frac{\left\{ \left[ 10^{2-(cP/b)} r^{5P/b} 10^{(P/b)I} \right]^{-\gamma} - \left( 10^{K_{\max}} \right)^{-\gamma} \right\} 10^{rK_0}}{\Delta s}$$

donde  $A$ ,  $r$ ,  $K_{\max}$  son parámetros de la región de fuente que están calculados para superficies elementales  $\Delta s$  (en  $\text{Km}^2$ ),  $K_0$  es una cantidad fija; otros parámetros se deducen de las relaciones:

$$I = .bM + C - s \cdot \log D$$

$$k = \log E \text{ (joules)} = P M + q$$

numéricamente,  $K = 1.8 M + 4$ .

Los mapas de sacudimiento han sido compilados, ya sea para valores individuales  $I = VI, VII, VIII, \dots$ , con isolíneas correspondientes a diferentes períodos de retorno --  $I = 10, 20, 50, 100, 200, 500$  años, o para períodos fijos con isolíneas correspondientes a diferentes intensidades.

Ciertos mapas de zonificación clasifican las zonas sísmicas basándose en otras cantidades, las más comunes son los coeficientes sísmicos relacionados a un código de construcción. En el código se especifica la variación del coeficiente de acuerdo con las condiciones del suelo y el tipo de estructura. Otros mapas simplemente delimitan zonas de efectos destructivos, moderados y débiles sin cifras cuantitativas.

Movimientos sísmicos máximos (aceleración, velocidad, etc) para diferentes períodos.

Se ha intentado hacer una cartografía de parámetros de los movimientos sísmicos, tales como la velocidad de las partículas y la aceleración máxima. Se prefieren estas cantidades en lugar de la intensidad como base para los mapas de zonificación, porque son más fáciles y directamente utilizables a efectos de construcción, a diseño de estructuras, pero desafortunadamente los valores reales de la aceleración, la velocidad, etc. no se han registrado hasta ahora en todo el mundo. En general los movimientos fuertes del suelo se registran en la forma de aceleración y la velocidad y el desplazamiento se obtienen por integración de los acelerogramas. Debido a la naturaleza de la respuesta de los acelerógrafos y a las dificultades encontradas en la integración de los acelerogramas, los datos relativos a la velocidad de la partícula son menos numerosos que los de aceleración; asimismo se tienen menos datos de los desplazamientos bruscos del terreno y se piensa fundamentalmente en base a que la cantidad de datos disponibles es suficiente para diseñar curvas de atenuación útiles para propósitos de zonificación.

La mayor parte de los datos de movimientos fuertes registrados instrumentalmente provienen de California (E.U) y del Japón, consecuentemente, los mapas de zonas sísmicas basados en la aceleración a la velocidad se basan, ya sea en las relaciones de atenuación, extrapoladas de los datos registrados en esas dos áreas, en los datos de atenuación de aceleración y velocidad obtenidos de las curvas de atenuación de la intensidad o de las relaciones entre intensidad y aceleración o velocidad. Algunos autores (Housner, 1965) consideran que las relaciones entre intensidad y aceleración no son fiables, aunque se han empleado de forma generalizada para establecer normas del movimiento del terreno para importantes instalaciones (Coulter y otros, 1974). Se cree que las relaciones de velocidad-intensidad son más dignas de confianza que las relaciones de aceleración-intensidad (Nuttli, 1973; a, b, c; Newmark y Rosenblueth, 1971).

En la actualidad los mapas de aceleración o velocidad se basan en:

- (1) datos de atenuación extrapolados de una región a otra;
- (2) datos de atenuación basados en su correlación con la intensidad observada.

Como en los mapas de zonificación basados en intensidad, los mapas de zonificación basados en la aceleración o velocidad se pueden trazar en base a suposiciones probabilísticas o determinísticas; por ejemplo, mapas determinísticos de aceleración máxima, empleando como lugar geométrico hipocentros -- sísmicos.

La principal desventaja de los mapas de aceleración determinísticos y de velocidad es que no informan de la frecuencia de repetición de movimientos fuertes del suelo. Esta es una seria desventaja ya que por lo menos para ciertas estructuras (viviendas familiares sencillas), se ha demostrado que hay una acumulación mayor de daños, como consecuencia de los sismos moderados y frecuentes, que los de gran sacudida ocasional (Algermissen y otros 1972).

Cornell (1968, 1969, 1971) presentó un modelo detallado para la evaluación probabilística de los parámetros de movimientos sísmicos, el artículo de 1968 contiene una buena bibliografía sobre trabajos anteriores en esta materia. Este emplea líneas, puntos y formas geométricas simples (círculos, anillos y sectores de círculos y de anillos, para llegar a una aproximación de las zonas fuentes de temblores, la técnica toma en cuenta la edición de información geológica para seleccionar áreas fuente; básicamente se supone lo siguiente:

- 1) En un área o en una línea fuente, los sismos son igualmente probables en toda o a lo largo de ella.
- 2) La tasa media de frecuencia de los sismos en un área es constante con el tiempo.

3) Se supone una curva de Poisson en la distribución de la frecuencia.

También supone una función exponencial ilimitada de la distribución de las magnitudes de los sismos. No obstante esa distribución puede limitarse sin repercutir considerablemente en el método.

Un método algo diferente ha sido empleado por Milne y Davenport (1965) en la preparación de un mapa de aceleración de la costa occidente de E.U. y parte de Canadá; empleando los registros históricos de los terremotos como "fuentes" sísmicas; asimismo aplicaron la ley de atenuación a esas fuentes, obteniendo distribuciones acumuladas de frecuencia en una serie de puntos de una red arbitraria. La desventaja del método empleado, reside en la definición de las fuentes sísmicas, en las que no se ha empleado la información geológica.

El mapa tiene capacidad de previsión sólo en tanto el registro histórico sea representativo de futuras repeticiones de sismos.

Algermissen y sus colegas (1972, 1975) han desarrollado y ampliado una técnica para la estimación probabilística del movimiento sísmico, que en esencia es el mismo método de Cornell, con la excepción de que ciertas integraciones han sido reemplazadas por sumas discretas, lo cual trae consigo una cierta flexibilidad en la representación de las funciones de atenuación y de las áreas fuente.

Los elementos de esta técnica se pueden mostrar de manera esquemática, por ejemplo, los terremotos conocidos se indican por triángulos; las fallas conocidas, por líneas continuas y las fallas inferidas, por las líneas de trazos.

Se escoge un área fuente que encierra una superficie de sismicidad discreta y hasta donde se conoce, una zona de ele-

mentos tectónicos relacionados.

La relación de  $\log N$  con  $M$  para el área de la fuente es utilizada y la relación  $\log N = a - b M$  se especifica para cada área fuente, empleando los datos de los sismos históricos corregidos para suplir sus ineficiencias. La relación  $\log N$  con  $M$  determina la distribución de la actividad sísmica en el tiempo, lo que se supone sea una representación válida de la actividad futura. Especialmente, los sismos dados por la relación  $\log N$  con  $M$ , se supone que tienen la misma probabilidad de producirse en cualquier parte del área fuente. Utilizando curvas adecuadas de atenuación se puede determinar la distribución de las sacudidas sísmicas en cada punto (o área) de interés. A partir de esta distribución, se puede calcular la sacudida máxima en un número dado de años a cualquier nivel de probabilidad.

Para propósitos cartográficos, se calcula la sacudida máxima para un nivel dado de probabilidad y en número dado de años en todos los puntos de una cuadrícula, trazando los contornos correspondientes.

La sacudida máxima del suelo en un determinado punto y en un número de años y a cierto nivel de probabilidad, se calcula de la siguiente manera, por el momento, supongamos que la medida particular de intensidad que deseamos emplear es la aceleración máxima que designamos como  $(a)$  o  $(A)$ ; luego:

$$F(a) = P[A \leq a ; M \geq M_{\min}]$$

es la probabilidad de que la aceleración observada  $A$  sea menor o igual al valor  $a$ , dado que haya ocurrido un sismo con magnitud  $M$ , mayor que una cierta magnitud mínima de interés. El cálculo se hace para cada aceleración  $a$  de interés, por:

$$F(a) = \frac{\text{Número de ocurrencias esperadas con } A \leq a \text{ y } M \geq M_{\min}}{\text{Número total de ocurrencias esperadas } (M \geq M_{\min})}$$

Supongamos  $N$  eventos independientes, a los que acompañan en aceleraciones  $A_j$ . La distribución acumulada de las aceleraciones máximas de  $N$  aceleraciones está dada por:

$$\begin{aligned} F_{\text{máx}}(a) &= P(\text{la máxima de las } N \text{ aceleraciones es menor o igual que } a); \\ &= P(\text{cada una de las aceleraciones es menor o igual que } a); \\ &= P(A_1 \leq a)P(A_2 \leq a) \dots P(A_n \leq a), \text{ ya que los eventos} \\ &\quad \text{son independientes;} \\ &= F(A)^N, \text{ si los eventos están distribuidos de manera} \\ &\quad \text{idéntica.} \end{aligned}$$

Si  $N$  es una variable aleatoria;

$$\begin{aligned} F_{\text{máx}}(a) &= F(a)^0 P(N=0) + F(a)^1 P(N=1) + \dots + F(a)^j P(N=j) + \dots \\ &= \sum_{j=0}^{\infty} F(a)^j P(N=j) \end{aligned}$$

Si  $N$  da por una distribución de Poisson con una tasa promedio  $\lambda$ ,

$$\begin{aligned} F_{\text{máx}}(a) &= \sum_{j=0}^{\infty} F(a)^j \frac{\lambda^j e^{-\lambda}}{j!} = e^{-\lambda} \sum_{j=0}^{\infty} \frac{[\lambda F(a)]^j}{j!} = e^{-\lambda} e^{\lambda F(a)} \\ &= e^{-\lambda[1-F(a)]} \end{aligned}$$

ahora sí  $\lambda = \phi t$ , donde  $\phi$  es la tasa media anual y  $t$  es el número de años en un cierto período de interés, la probabilidad extrema es:

$$\begin{aligned} F_{\text{máx},t}(a) &= e^{-\phi t (1-F(a))} = e^{-\phi t / R(a)} \\ F_{\text{máx},t}(a) &= e^{-t/R_y(a)} \end{aligned}$$

donde  $R(a)$  es el número promedio de eventos que pueden ocurrir para obtener una aceleración que exceda de  $a$ . El período de retorno en años viene dado por:

$$R_y(a) = \frac{R(a)}{\text{Número esperado de eventos por año } (M \geq M_{\min})}$$

$$R(a) = \frac{1}{1-F(a)}$$

Un cierto número de investigadores ha sugerido el uso de estadística Bayesiana, a fin de estimar los parámetros de los movimientos del suelo. El empleo del teorema de Bayes requiere un conocimiento o suposición de una distribución probabilística, hecha a priori, de la variable bajo estudio, después se incorporan los datos estadísticos y posteriormente se calcula una distribución de probabilidad. Un buen sumario y una bibliografía del uso de las técnicas de Bayes ha sido dada por Newmark y Rosenblueth (1971). Una discusión interesante es la hecha recientemente por Esteva y Villaverde (1974).

La principal dificultad en el empleo de la estadística de Bayes para estimar los parámetros del movimiento sísmico reside en suponer (o tener conocimiento de) una distribución idónea de probabilidad a priori. Con la cantidad creciente de investigación para entender los mecanismos sísmicos se cree que la aproximación Bayesiana encontrará más aplicación en el futuro.

#### Mapas de riesgo sísmico.

Estos mapas pertenecen a la estimación del riesgo sísmico es decir, son mapas de zonas sísmicas o bien mapas que proporcionan información sobre la amplitud y probabilidad de pérdidas en el caso de ciertos elementos (carreteras, edificios, etc.) podemos convenir en asignar la denominación de mapas de riesgo sísmico para el segundo tipo.

El trabajo es particularmente aplicable a tuberías, redes de transporte, redes de comunicación y energía, etc. Los métodos empleados comprenden una extensión de los métodos usa dos en los análisis aleatorios de la probabilidad.

Para concluir podemos decir que los resultados de la zoni ficación sísmica se aplican a la ingeniería, planificación del uso del terreno, medidas de prevención en casos de urgencia, seguros e información pública; no obstante los conocimientos de principios sismológicos, geofísicos, geológicos, tectónicos y de mecánica de suelos no son todavía adecuados para las necesidades y será preciso perfeccionarlos en todos los campos, a fin de poder reducir las grandes imprecisiones en los métodos descritos anteriormente.

Los fines perseguidos son:

- a) establecer bases geológicas y geofísicas para evaluar la probabilidad de sismos con las características de frecuen cia y período;
- b) conocer fundamentalmente el comportamiento de las rocas y los suelos en condiciones sísmicas;
- c) determinar, caracterizar y hacer cartografías de los datos superficiales de los sismos (fallas, quiebras de terrenos, cambios de elevación, efectos en relación con el agua, etc);
- d) determinar relaciones entre propiedades geológicas y de los suelos y los movimientos fuertes de sismos;
- e) definición y evaluación del riesgo sísmico con efectos de aplicación práctica (ingeniería, sociología, economía e in dustrias).

#### Intensidad y atenuación en tierra firme.

Cuando observamos líneas isosistas de un impacto dado, éstas están basadas solamente en intensidades observadas con condiciones homogéneas del suelo, tales como tierra firme

(suelos compactos) o roca sólida; estas isosistas representan formas burdas de elipses y las orientaciones de los ejes correspondientes son con frecuencia correlacionados con interacciones geológicas locales o regionales. Las correlaciones pueden permitir hacer predicciones (probabilística) de intensidades en las cercanías y para terrenos con términos de magnitud y distancia de una falla generadora de temblores o al centro del volumen que libera energía. En otras regiones como el este de Estados Unidos y en todo México, las vistas isosistas se expanden sistemáticamente en una dirección que es una función de coordenadas del epicentro (Bellinger, 1973; Figueroa, 1963), en tal caso la intensidad se debe expresar como una función de la magnitud y las coordenadas de la fuente y el lugar; para todas las áreas del mundo la intensidad es predicha en términos de simples y burdas expresiones que dependen sólo de la magnitud y la distancia del lugar con hipocentro instrumental, esto radica en inadecuados conocimientos de condiciones tectónicas y de información limitada concerniente al volumen donde la energía es liberada en cada impacto (sacudida).

Una comparación de los valores de la atenuación de intensidad sobre tierra firme de sacudidas en el oeste de Norteamérica ha revelado diferencias sistemáticas entre estos valores (Milne and Davenport, 1969).

Esto es una información básica, pero de poca validez; frecuentemente para muchas expresiones de intensidad-atenuación, porque estos valores están basados en datos heterogéneos, registrados en diferentes zonas, y la naturaleza red de sus aplicaciones, esto implica que al menos se conoce acerca de posibles desviaciones sistemáticas en una zona dada, como una consecuencia de la escasa información local, la mayor información se da a predicciones con respecto a observaciones.

## CAPITULO VII

Obtención y análisis de líneas isosistas en un sismo histórico.

Cuando ocurre un terremoto se reportan los efectos de las sacudidas de la superficie de la tierra; generalmente se reportan datos que se obtienen sin instrumentos que están destinados a medir la intensidad del temblor.

La intensidad que presenta un temblor puede tener diferentes niveles (grados), ya sea desde poco intenso, hasta muy intenso. Los efectos para diferentes grados son notorios; esta diversidad sirve para describir un temblor en cada localidad.

Si a la mayor y menor intensidades registradas se les -- identifica con un número arbitrario, entonces se puede hacer una escala de intensidades dividiendo el intervalo previamente definido. De esta manera tendremos una base empírica para asignar un valor numérico a las intensidades producidas por un temblor en diversas localidades.

La forma de evaluar la intensidad de un sismo se puede basar en diferentes criterios; según el autor, una de las escalas de intensidad más ampliamente aceptada en occidente, es la escala de Mercalli modificada, que tiene 12 grados, la escala de intensidades más reciente es la MKS. (Medvedev, Kírnos and Sponhouer, Ref. Bâth, Introduction to Seismology, 1974).

La asignación de los efectos de un temblor en grados de intensidad puede ser hecha por cualquier persona, sin embargo, se requiere un observador con experiencia.

Algunos autores (Lomnitz y otros) clasifican la intensidad en una localidad por el mayor número de efectos del temblor observados dentro de la localidad, mientras otros prefieren calificar los máximos efectos observados. Tales variaciones en el procedimiento pueden generar diferencias sistemáticas en la estima-

ción de las intensidades del orden de un grado o más.

La escala de intensidades de Mercalli modificada se aplica con observaciones hechas directamente por personas que presenciaron un temblor (o que no necesariamente lo presenciaron) y, después de ocurrido éste, describen los datos y efectos causados. La intensidad en la escala de Mercalli modificada se expresa en números romanos (de I a XII) y en ésta se considera la mayoría de los efectos que permiten describir el terremoto en una determinada localidad.

Una de las medidas más comunes del tamaño o energía liberada por un terremoto es la magnitud de Richter,  $M$ ; conocida simplemente como la magnitud; la magnitud de un terremoto se calcula a partir del logaritmo de la amplitud de las ondas sísmicas.

Existen varias definiciones de magnitud, dependiendo de que clase de ondas se utilicen; la escala de Richter de acuerdo a su definición original (Richter and Gutenberg, 1954) usa el máximo de las ondas en un sismograma (ondas superficiales) obtenidas por medio de un aparato llamado sismógrafo que marca las amplitudes de las ondas sobre un papel, el cual se llama sismograma.

El mayor terremoto registrado hasta la fecha ha alcanzado la magnitud de Richter de 8.9 (que produce una energía de onda de  $10^{25}$  ergs). La magnitud tiene dimensiones de  $\log(\text{erg})$  y puede adoptar valores negativos.

Algunas dependencias que reportan epicentros tales como The National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States y otras (I. S. C., Moscow, Japan, etc) usan escalas basadas en las amplitudes de ondas internas, particularmente la señal  $P$  o de las ondas superficiales  $M_S$ . La primera es la magnitud de onda interna o  $M_b$ ; no hay correspondencia uno a uno directa entre  $M_b$  y  $M_S$  y la relación aproximada entre ellas es:

$$M_S = 1.59M_b - 3.97 \quad (\text{ref. Lomnitz, 1974})$$

NOTA: se acostumbra expresar a  $M$  como la magnitud de ondas superficiales ( $M_S$ ) y  $m$  como  $M_b$  a la magnitud de ondas de cuerpo.

Las amplitudes de las ondas sísmicas varían de estación a estación, dependiendo de la distancia del azimuth y del patrón de la fuente, de aquí que la magnitud varía en diferentes direcciones y distancias al epicentro. El promedio de la magnitud medida en diversas estaciones puede depender de la distribución geográfica de las estaciones sismográficas.

La relación entre la magnitud  $M$ , la intensidad  $I$  y la distancia focal  $R$  (en Km) ha sido propuesta para un número de regiones, por ejemplo, la fórmula de Esteva-Rosenblueth (1964):  $I = 7.9 + 1.45 M - 5.7 \log_{10} R$ , ha sido probada con buenos resultados en Norteamérica, incluyendo California y México.

En este trabajo se busca relacionar la intensidad y la magnitud de Richter ( $M$ ) de un temblor, usando la fórmula anterior con sismos históricos ocurridos en la República Mexicana.

Las profundidades de los sismos a veces son difíciles de obtener por la falta de datos, tales como instrumentales, locales, etc.

En este trabajo se calcularán las magnitudes superficiales de temblores, usando la fórmula anterior para sismos históricos ocurridos en la República Mexicana.

Recabando información acerca de sismos antiguos, ésta se acomoda y clasifica para cada estado geográfico de la República Mexicana. Dentro de un mismo estado de la república, la información de los efectos de un sismo son diferentes en cada localidad, incluso, poblados que se encuentran muy próximos entre sí. Esto se debe a que la constitución del suelo no es uniforme a todo lo largo y ancho de la república y en algunas partes, el suelo es más blando, lo que hace que las ondas sísmicas a diversas frecuencias se atenúan más o menos dependiendo del sue

lo, produciendo mayores o menores daños, según el caso (Madved, 1965).

La profundidad de un temblor, que se mide desde la superficie de la tierra en el epicentro, hasta el foco o hipocentro es del orden, en tamaño, del radio de localización de la zona de mayor desastre del temblor (en general el epicentro) y estará reducida a un punto.

La distancia epicentral a un punto sobre la superficie de la tierra va a semejarse a la distancia hipocentral al mismo punto a medida que éste se aleja más del epicentro; se puede tomar la distancia hipocentral como la distancia epicentral a un punto muy alejado del epicentro en una aproximación, puesto que no se conoce la profundidad del sismo. Este punto estará ubicado en una isosista trazada con datos informativos.

El criterio utilizado para conocer las intensidades de temblores es, comparando efectos de un temblor con el patrón de efectos y daños de la escala modificada de Mercalli (MM).

En la escala de intensidades MM simplificada no se hace mucha mención acerca de lesiones y muertes de personas, durante un temblor como por ejemplo, aplastados por techos de casas, golpeados por muros, etc, cosa que en este trabajo se considera como datos muy importantes porque reafirman hechos tales como derrumbes, caída de muros, ruinas, etc.

En todos los poblados de que se tiene información se asigna una sola intensidad, marcando la intensidad en un mapa con el grado de intensidad MM, para así poder trazar a través de estos lugares las líneas isosistas (líneas de igual intensidad), en donde cada marca (x) es un punto en el mapa.

Toda la información recopilada de algunos sismos históricos importantes se describirá más adelante por medio de tablas y será presentado íntegramente, pues se considera que por ser

lo único con lo que se cuenta para analizar dichos temblores es valiosa, atribuyéndose un nombre a los sismos del lugar donde ocurrieron mayores daños y que está cerca probablemente del epicentro.

En este trabajo se pretende presentar el epicentro más probable de un sismo histórico, definiendo como la zona de mayor desastre (ocurren casos donde el epicentro no está dentro de la zona de mayor desastre, como en el caso de un sismo de Orizaba, Ver. (28 de agosto de 1973), porque generalmente en la mayoría de los sismos, la zona de mayores desastres contiene el epicentro de un sismo (o es muy próximo a éste), entonces en base a lo anterior se considerará que el epicentro de un sismo histórico está en dicha zona; además se dispone de información histórica únicamente, no siendo posible decir más acerca de los daños, zonas afectadas y el probable epicentro.

Existen otros trabajos donde se estudian los sismos antiguos mexicanos; por ejemplo, S.K. Singh, 1980 y J.E. Figueroa, 1963.

## SISMO DE HUAJUAPAN

## T A B L A No. 1

En la información recopilada del Sismo del 19 de julio de 1882 conocido como Sismo de Huajuapan. (ref. fuentes bibliográficas).

Hora: 14:35, duración 2 min. , 30 seg. (en promedio).

Lugar	Intensidad	Descripción Histórica del Sismo
México, D.F.	VII a VIII	<p>En general hubo daños, las cañerías en las calles de Hombres Ilustres y Villamil principalmente. Se derrumbaron varios muros y tapias. Duración aproximada 2 min y 30 seg.</p> <p>Las aguas de las fuentes se salieron, las campanas de muchas iglesias repicaron, se produjeron cuarteaduras y derrumbes.</p> <p>Cae una pared de 4 m. de altura por 20 de extensión; no causó desgracias. Cuarteaduras en una iglesia. Se derrumba una pared de 6m. de altura por 11 de extensión.</p> <p>Grandes cuarteaduras en las calles. Cayó una pared interior de 1/2 vara de altura por 3 1/2 de largo. Cae una pared y lastima a un muchacho. Cae el techo de una casa; un paredón, un tinaco, un cuarto y un horno; caen pedazos de tapia.</p> <p>Los edificios principales tales como los palacios de Diputación, Nacional y el Portal de Agustinos sufren notablemente.</p>
Chapingo, Méx. (Escuela Nac. de Agricultura)	IV	Temblor oscilatorio.
Cuautitlán, Méx.	IV	Se sintió temblor, duración 3 min.
Huehuetoca, Méx.	III	Se sintió temblor.
Tlalpam, Méx.	VII	Temblor de trepidación y oscilación. Duración 20 seg. Averías en la torre de la iglesia.
Tlalnepantla, Méx.	VII	Temblor de oscilación y trepidación. Duración 50-60 seg. Se derrumbaron dos pequeñas casas en "Los Reyes". Los edificios se resintieron.
Toluca, Méx.	V	Temblor oscilatorio y trepidatorio, fuerte. Duración 1 min.

continuación...

Ixtlahuaca, Méx.	V	Temblor fuerte, Duración 13 seg.
Tenango, Méx.	IV	Se sintió temblor, duración 20 seg.
Tenancingo, Méx.	IV	Se sintió temblor, duración 20 seg.
Tula, Hgo.	IV	Temblor fuerte.
Apam, Hgo.	V	Temblor fuerte, oscilatorio. Duración 25 seg.
Tlanchinolá, Hgo.	IV	Temblor fuerte.
Querétaro, Qro.	II	Temblor ligero, una que otra persona lo sintió.
Veracruz, Ver.	IV	Se sintió temblor. Duración 1 min.
Orizaba, Ver.	V	Temblor fuerte de trepidación y oscilación, dirección NE a SO. Duración 30 seg. Acompañado de ruidos subterráneos; derrumbe de peñascos en un cerro.
San Martín, Ver.	IV	Se sintió temblor oscilatorio.
Córdoba, Ver.	V	Se sintió temblor fuerte de oscilación y trepidación. Duración 20 a 25 seg.
Perote, Ver.	IV	-----
Teziutlán, Ver.	V	Fuerte temblor.
Jalapa, Ver.	V	Fuerte temblor, duración 45 seg.
Huatusco, Ver.	V	Terremoto fuerte con trepidación violenta y oscilación. Duración 3 min.
Tlaxcala, Tlax.	V	Se sintió muy fuerte.
Apizaco, Talx.	IV	Se sintió temblor oscilatorio y trepidatorio. Duración 10 seg.
Huamantla, Tlax.	V	Se sintió temblor fuerte, duración 50 seg.
Yautepec, Mor.	VI	Se sintió temblor, hubo daños.
Cuernavaca, Mor.	VII	Se sintió temblor de oscilación y trepidación, dirección N a S. Duración 15 seg. "cuerpo de torre ruinoso, hubo que tirarse".
Puente de Ixtla, Mor.	IV	Temblor. Duración 2 min. y 25 seg.
Cuatla, Mor.	VII	Temblor, dirección N a S, duración 8 seg. Cayó tejado de escuela y cuarteaduras.
Jonacatepec, Mor.	VI	Temblor, hubo cuarteaduras, duración 8 seg.
Tetecala, Mor.	VII	Temblor. "Se hundieron algunos techos". Duración 8 seg.
Iguala, Gro.	VII	Se sintió temblor. Duración 30 seg. Muy fuerte hubo cuarteaduras en casas. "La iglesia amenaza ruinas".
Taxco, Gro.	V	Fuerte temblor con prolongada sacudida, duración 30 seg.
Morelia, Mich.	IV	Temblor, duración 5 seg., oscilatorio, dirección N a S.

continuación...

Pátzcuaro, Mich.	IV	Temblor, duración 5 seg, ocurrido a las 2:30 PM.
Oaxaca, Oax.	V	Temblor fuerte de oscilación; acompañado de ruidos subterráneos de 15 a 20 seg. (sin desgracias).
Testitlán, Oax.	V	Terremoto, duración 35 seg.
Tehuantepec, Oax.	IV	Temblor de oscilación, duración de 12 a 13 seg.
Juchitan, Oax.	IV	Temblor, duración 20 seg.
Salina Cruz, Oax.	IV	Temblor con ruidos subterráneos, duración 30 seg.
Huajuapán de León, Oax.	VIII	"800 familias quedaron sin hogar; destruye completamente todos los edificios de azotea, los edificios que no se desploman amenazan ruina; la casa principal, la jefatura, el juzgado de primera instancia y todas las casas de esa línea quedaron destruidas completamente, lo mismo sucede en la iglesia y en la torre; puede decirse que de Huajuapán sólo quedan ruinas; hay un muerto bajo la bóveda de una iglesia.
Miahuatlan, Pue.	V	Temblor muy fuerte, duración 1 min. y 15 seg.
Puebla, Pue.	IV	Temblor, duración 1 min.
Esperanza, Pue.	V	Temblor fuerte.
Soltepec, Pue.	V	Temblor fuerte, oscilatorio, duración 10 seg.
Tehuacán, Pue.	V	Temblor fuerte, oscilatorio, duración 10 seg. Ruidos subterráneos.

### Análisis e interpretaciones.

Con la información de la Tabla I, que aparece en las páginas anteriores, se procede a hacer un análisis comparativo de las descripciones históricas del Sismo de Huajuapán en el mismo orden en que aparece la información. Anotando primero el estado de la república donde se sintió el sismo y a continuación una breve explicación de la forma en que se asignan intensidades a los diferentes poblados con el procedimiento explicado al principio de este capítulo.

#### México, D.F.

Con la descripción anterior (tabla I) se puede afirmar que el sismo fue en esta localidad como mínimo de intensidad de grado VII. El derrumbre de muros es un efecto típico de dicho grado en la escala de Mercalli modificada (Colapso de Adobes) así como el repique de campanas, salida de agua de las fuentes y agrietamientos.

La información respecto a rompimiento de cañerías es un efecto que corresponde a intensidad VIII en la escala de MM específicamente, además de que los edificios sufrieron notablemente y hubo caída de tinacos, corresponde también a grado VIII en algunas partes de la ciudad de México.

Para el Distrito Federal, la intensidad es de VII a VIII de acuerdo a la interpretación de la información que no especifica en general a que parte de la ciudad de México y fuera de ésta, en el D.F. corresponde (aunque los efectos no son generalizados, la intensidad se basa a los datos puntuales de la información).

### Estado de México.

Se observa que la información referente a la descripción del mismo en los diferentes poblados del Edo. de México es es casa.

Primeramente se puede observar que en todos los poblados se indica "Temblor", entonces corresponde a una intensidad mínima de II en relación con la escala de MM. En lugares tales como Chapingo, Toluca, Ixtlahuaca, Tenango y Tulancingo; aparte de mencionarse Temblor, se mencionan la duración y forma os culatoria y trepidatoria de cómo se sintió el temblor, estos datos se comparan con la escala MM, en la que se encuentra que si el tiempo de un sismo es estimado y sentido por gran parte de la población, es de intensidad IV.

En Toluca e Ixtlahuaca se especifica Temblor "Fuerte", es to se puede interpretar como de intensidad V.

En Tlalpan hubo varias averías en la torre de la iglesia. Las iglesias son edificios de construcción sólida, por lo que se asigna intensidad VII a esta localidad; la misma intensidad se asigna a Tlalnepantla. Antiguamente a Tlalpan se le consideraba como parte del Edo. de México, actualmente pertenece al D.F.

### Estado de Hidalgo.

En los poblados de Tula, Apan y Tlanchinola se describe el temblor como "fuerte", que como se indicó anteriormente se asigna intensidad de V.

Para los demás poblados se especifica que se siente ligeramente, asignándose intensidad de III.

Entonces en el Edo. de Hidalgo la intensidad es de III a V.

Estado de Querétaro.

Intensidad de II para este estado.

Estado de Veracruz.

En el Edo. de Veracruz, la mayoría de los poblados especifican "temblor fuerte", a excepción de Veracruz, Perote y San Martín, considerándose que a pesar de que la información es poca, es suficiente para asignar una intensidad de V. Para Perote, Veracruz y San Martín se asigna intensidad de IV.

Estado de Tlaxcala.

En este estado las intensidades de los diferentes poblados se asigna usando el mismo criterio del Edo. de Veracruz correspondiendo a Tlaxcala y Huamantla intensidad de V y en Apizaco, intensidad de IV.

Estado de Morelos.

En los poblados de Yautepec y Jonacatepec se describen daños pero no se indican cuáles; se asigna intensidad de VI porque es cuando ocurren los primeros daños.

En Puente de Ixtla la intensidad es de IV. Para los demás poblados se asigna una intensidad de VII (correspondiente a caída de techos y cuarteaduras). La intensidad en el Edo. de Morelos está entre IV y VII.

Estado de Guerrero.

En Iguala se asigna intensidad de VII por poca información y en Taxco de V. En el Edo. de Guerrero la intensidad fue de V a VII.

### Estado de Michoacán.

Con la información de Morelia y Patzcuáro se asigna intensidad de IV (en donde se indica temblor, se estima la duración y además se supone que es sentido por gran parte de la población).

### Estado de Oaxaca.

Con la información de los cinco primeros poblados de la tabla no se puede afirmar mucho acerca de las intensidades, debido a que es poca si la comparamos con la información de Huajuapán de León y la intensidad en estos cinco poblados es de IV. Para Huajuapán se considera que los edificios que sufrieron daño eran de construcción sólida y es una característica de la intensidad de VIII en la escala de MM (daños considerables a edificios ordinarios).

### Estado de Puebla.

Las intensidades se asignan considerando que el sismo fue sentido prácticamente por todos los pobladores y es de intensidad V, a excepción de la ciudad de Puebla donde únicamente se describe temblor (intensidad IV).

### Obtención de líneas isosistas.

Anteriormente se ha asignado intensidades a los diferentes poblados de la República Mexicana, éstas se marcarán sobre un mapa donde aparecen trazadas líneas isosistas de un temblor reciente ocurrido el 24 de octubre de 1980 a las 14:53:33, latitud 18:30 N y longitud 98:29 W.

El objetivo es comparar estas líneas isosistas con las que se trazarán del sismo histórico que se está analizando.

Se pretende comparar las intensidades de MM en las regiones más afectadas de un sismo histórico y un sismo reciente, aunque las áreas afectadas en general sean diferentes. En base a estas relaciones se puede deducir la magnitud de Richter más probable del sismo histórico que se desconoce.

Actualmente se maneja una ecuación de Esteva-Rosenblueth que relaciona la intensidad MM (I), la magnitud (M) y las distancias hipocentrales (R) dada como sigue:

$$I = 7.9 + 1.45M - 5.7 \log_{10} R$$

donde los parámetros son I, M y R; si se conocen dos parámetros cualesquiera, se puede conocer un tercero de interés.

La intensidad es un dato que se conoce en principio, en base al análisis de las descripciones históricas de los daños de un temblor.

La distancia R que corresponde a la distancia hipocentral a un lugar donde se sintió el temblor se toma como la distancia epicentral como ya se indicó anteriormente, por estudios realizados en sismología se encuentra que para distancias focales pequeñas (menores de 100 Km) la profundidad focal "h" viene a ser un parámetro importante; en este trabajo se toman distancias epicentrales grandes del orden de 400 Km; entonces "h" deja de ser importante y de la fórmula de Esteva-Rosenblueth:

$$R = (x^2 + h^2 + r^2)^{1/2}$$

donde h = profundidad focal  
 r = constante empírica  
 x = distancia epicentral  
 R = distancia focal

r = 20 Km es empírico y puede despreciarse porque al extraer raíz cuadrada afecta en cantidad muy pequeña a la distancia hipocentral, despreciando h y r,  $R \approx X$ .

Para distancias focales pequeñas (menores de 100 Km) se puede usar la fórmula de Kazim Ergin (1969) que propone:

$$I_0 - I = n \log_{10} (R/h) \quad (\text{ref. Lomnitz, 1972})$$

donde  $I_0$  es la intensidad al epicentro y  $n$  es entre 3 y 5. Algunas veces  $n$  puede ser 3 en una dirección y 5 en otra para un mismo terremoto.

Cuando se trazan las líneas isosistas se puede visualizar la región donde podría localizarse el epicentro más probable del sismo, en la región que tiene mayor intensidad de MM; la distancia del epicentro a cualquier línea isosista es una distancia epicentral para una determinada intensidad.

Esta distancia epicentral es otro parámetro conocido en la ecuación de Esteva-Rosenblueth, pero tendría cierta incertidumbre, dependiendo de cómo y hacia qué dirección midamos la distancia del epicentro a una isosista determinada. Con la intensidad y la distancia epicentral conocidas se puede determinar por despeje en la ecuación la variable  $M$  (magnitud).

Actualmente es posible por métodos instrumentales conocer la magnitud de un temblor con muy buena aproximación, además pueden conocerse las intensidades en diferentes regiones al mismo tiempo, esto hace posible analizar y comparar con las líneas isosistas y relacionar con el modelo de la ecuación Esteva-Rosenblueth.

En base a lo anterior se podría ver cómo medir las distancias epicentrales para obtener siempre una misma magnitud y la intensidad correspondiente congruente con el modelo de Esteva-Rosenblueth.

Para el sismo histórico de Huajuapán de León se encuentra una intensidad máxima igual al sismo reciente, las distancias epicentrales del sismo histórico son variables en comparación

con el sismo reciente, además se tiene que medir la distancia epicentral de la forma más adecuada, y conociendo la magnitud del sismo reciente podemos relacionar la diferencia en magnitud de ambos sismos de la siguiente manera:

$$\text{De la ecuación de Esteva: } I = 7.9 + 1.45 M - 5.7 \log_{10} R$$

Se sustituye la intensidad  $I_0$  que es igual para ambos sismos en las regiones correspondientes, entonces si  $I_0$  es la intensidad de MM en cierta región, sea  $R_1$  (distancia epicentral) para el sismo histórico y magnitud  $M_1$ :

$$I_0 = 7.9 + 1.45 M_1 - 5.7 \log_{10} R_1 \quad \dots \quad (1)$$

Ahora, si  $I_0$  es la intensidad de MM en cierta región,  $R_2$  (distancia epicentral) para el sismo reciente y magnitud  $M_2$ , entonces:

$$I_0 = 7.9 + 1.45 M_2 - 5.7 \log_{10} R_2 \quad \dots \quad (2)$$

donde  $R_1$  y  $R_2$  son las distancias epicentrales para los sismos históricos y recientes respectivamente, que es la diferencia del epicentro a la región (en promedio) de intensidad  $I_0$ .

Si sustraemos la segunda ecuación (2) a la ecuación (1) se tiene:

$$I_0 - I_0 = (7.9 + 1.45 M_1 - 5.7 \log_{10} R_1) - (7.9 + 1.45 M_2 - 5.7 \log_{10} R_2)$$

que es:

$$0 = 1.45 M_1 - 1.45 M_2 - 5.7 \log_{10} R_1 + 5.7 \log_{10} R_2$$

Simplificando un poco:

$$0 = (M_1 - M_2) 1.45 - 5.7 (\log_{10} R_1 - \log_{10} R_2)$$

despejando:  $(M_1 - M_2)$ ;

$$M_1 - M_2 = \frac{5.7}{1.45} (\log_{10} R_1 - \log_{10} R_2)$$

o bien: 
$$M_1 - M_2 = \frac{5.7}{1.45} \left( \log_{10} \frac{R_1}{R_2} \right)$$

Donde  $(M_1 - M_2)$  es la diferencia de magnitudes del sismo histórico y el reciente, tomando  $|M_1 - M_2|$  para saber la diferencia independiente de que  $M_1$  sea mayor que  $M_2$ .

entonces 
$$|M_1 - M_2| = \frac{5.7}{1.45} \log_{10} \frac{R_1}{R_2}$$

Esta sería la diferencia entre dos sismos considerando las distancias epicentrales; las intensidades de MM iguales y  $M_1$  o  $M_2$  conocidas.

Para el caso en que se quiera conocer únicamente la magnitud del sismo histórico, de la ecuación (1) se tiene que:

$$I_0 = 7.9 + 1.45 M_1 - 5.7 \log_{10} R_1$$

únicamente se despeja  $M_1$  ;

$$M_1 = \frac{I_0 - 5.7 \log_{10} R_1 - 7.9}{1.45}$$

donde  $I_0$  y  $R$  son conocidos, obtenidos de los datos y las líneas isosistas.

Para analizar el sismo de Huajuapán de León del 19 de julio de 1882 y comparar su magnitud con el sismo reciente del 24 de octubre de 1980, se usa la fórmula de Esteva-Rosenblueth:

$$I = 7.9 + 1.45 M - 5.7 \log_{10} R$$

$$\text{donde: } M = \frac{I + 5.7 \log_{10} R - 7.9}{1.45}$$

La distancia más grande del epicentro a la última línea isosista en el temblor histórico de 1882 es de 394.24 Km y para el temblor de 1980 es de 264.88, esta isosista corresponde a una intensidad de II a IV an ambos sismos.

En este caos no se sabe cuál intensidad formar, ya sea II, III o IV, lo que sí se sabe es que en ambos sismos la intensidad es igual.

Si  $M_1$  y  $R_1$  corresponden al sismo de 1882 y  $M_2$  y  $R_2$  al sismo de 1980, entonces:

$$M_1 = ?$$

$$M_2 = 7.5 \text{ (registro de RESMAC, USGS)}$$

$$R_1 = 394.24 \pm 3.09 \text{ Km}$$

$$R_2 = 264.88 \pm 3.09 \text{ Km.}$$

Las distancias se obtuvieron midiendo la distancia del epicentro a la isosista con una regla común y corriente, graduada en milímetros, obteniéndose  $R_1 = 64 \pm 0.5$  mm. y  $R_2 = 43 \pm 0.5$  mm; las distancias en Km se obtuvieron multiplicando éstas por el factor 6.16 (las distancias se miden en la misma dirección).

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{64}{43} = 1.488 \text{ (sin tomar hasta aquí las incertidumbres)}$$

$$\log_{10} 1.488 = 0.1727$$

$$M_1 - M_2 = \frac{5.7 \times 0.1727}{1.45} = 0.68$$

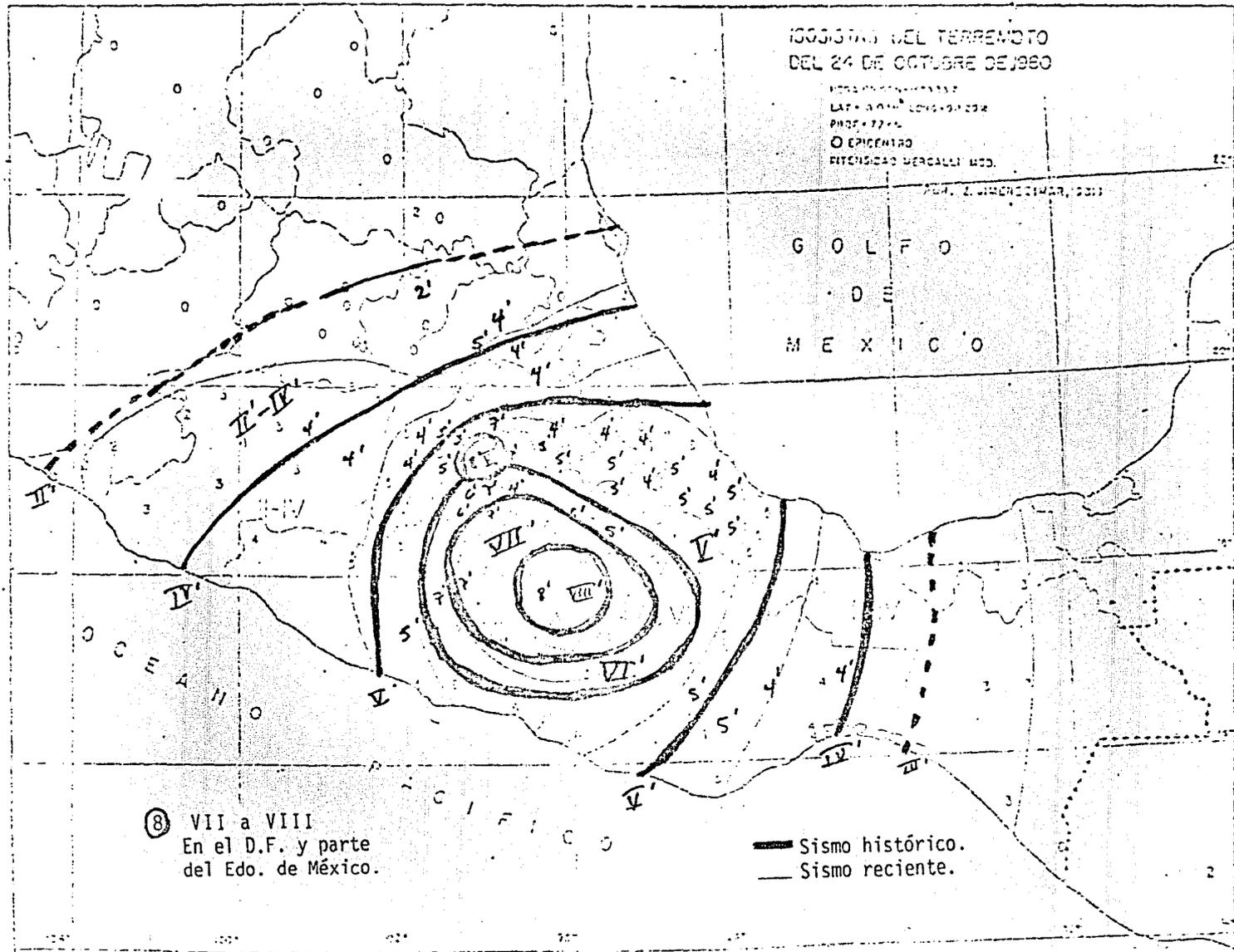
O sea que si  $M_2 = 7.5$  , entonces  $M_1$  fue de:

$M_1 = 0.68 + 7.5 = 8.18$  puesto que  $M_1$  es mayor que  $M_2$  ya que  $M_1 - M_2 > 0$ , en el caso de que  $M_1 - M_2 < 0$  implicaría que  $M_2$  es mayor que  $M_1$ .

$M_1 = 8.18$  (sin tomar hasta ahora la incertidumbre en la medida).

En el trazo de las líneas isosistas se puede ver inmediatamente que el sismo histórico fue mayor que el reciente, aunque se tienen menos localizaciones; el epicentro del sismo histórico se considera en el mismo lugar que el sismo reciente y aunque están marcados separadamente para que no se confundan.

La distancia epicentral es medida del epicentro a la última isosista (hacia el norte) en ambos sismos.



SISMO DE ZAPOPAN

T A B L A No. 2

Información recopilada para el sismo del 11 de febrero de 1875, conocido como Sismo de Zapopan.

Hora: 8.30 AM

Lugar	Intensidad	Descripción Histórica del Sismo
México, D.F.	I	No se sintió
Guadalajara, Jal.	VII	Se sintió temblor. Ruidos subterráneos. Temblores repetidos. Daños, edificios maltratados; no hubo escombros ni ruinas.
Sayula, Jal.	III	Se sintió temblor.
Mascota, Jal.	VII	Cae una iglesia y algunas fincas.
Ameca, Jal.	VI	"ocurren ligeros daños".
San Cristóbal, Jal.	IX	"Quedo en ruinas", cayó la iglesia y todas las casas de la población (800 habitantes). Hubo muchos muertos (cerca de 71). "El centro de la parte sacudida fue el poblado de San Cristóbal cerca de Zapopan, tenía 20 temblores por día con ruidos". "Se dice que resultaron tres volcanes, uno en Sn. Cristóbal. otro a 1/4 de legua de distancia y el último a tres leguas en el fondo de una barranca, un peñasco de desprendió".
Durando, Dgo.	III	Se sintió temblor.
León, Gto.	III	Se sintió temblor.
Tenango, Méx.	III	Se sintió temblor.
Aguascalientes, Ags.	III	Se sintió temblor.
Estado de Morelos	III	Se sintió temblor.
San Luis Potosí, S.L.P.	III	Se sintió temblor.
Ahuahulco, S.L.P.	VII	Cae la torre mayor.
Colima, Col.	VII	Caen algunas casas.
Manzanillo, Col.	III	Se sintió temblor.
Zacatecas, Zac.	III	Se sintió temblor.
Chalchihuiteo, Zac.	III	Se sintió temblor.
Sombrerete, Zac.	III	Se sintió temblor.
Ixtlán, Mich.	III	Se sintió temblor.
Tepic, Nay.	III	Con ruidos subterráneos.

## Análisis e interpretaciones.

La tabla 2 incluye toda la información localizada en diferentes fuentes. Se procede a analizarla para asignar valores de intensidad de Mercalli en los diferentes lugares, siguiendo el mismo orden anterior primero se da el nombre del estado de la república donde se sintió el sismo. A continuación se explica la forma en que se asigna la intensidad y el porqué.

### México, D.F.

La descripción de la tabla 2 se relaciona con la escala de Mercalli modificada, correspondiendo a una intensidad de I que dice que el temblor es sentido.

### Estado de Jalisco.

Para Sayula existe muy poca información. Considerando que la ubicación relativa de Sayula con respecto a los lugares de mayores daños es muy próxima; podría influir en la intensidad que se asigna. Para Sayula, la intensidad que se asigna es de III.

En Guadalajara ocurrió que los daños fueron considerables en edificios ordinarios que corresponde a una intensidad VIII pero no hubo escombros ni ruinas, asignándose una intensidad de VII.

En Mascota se asigna intensidad de VII, tomándose en cuenta que no se conoce el tipo de construcción de las fincas. En Ameca se mencionan daños que no es posible evaluar, asignándose intensidad de VI.

Los daños en San Cristóbal fueron cuantiosos, el hecho de caerse todas las casas y quedar en ruinas es de intensidad VIII,

considerando que hubo tantos muertos se asigna intensidad de IX por esta razón, aunque el número de muertos no tiene relación directa con la intensidad; la hora y el tipo de las construcciones sí se relaciona con los muertos.

#### Estado de Durango.

En base a la información de la tabla 2 se asigna una intensidad de III a IV. Una consideración importante es que si un sismo se registra en alguna fuente histórica podría haber sido percibido por algunas personas por lo menos.

Esta misma intensidad se asigna a los estados de México, Guanajuato, Aguascalientes y Morelos, por la misma razón que el estado de Durango.

#### Estado de San Luis Potosí.

La intensidad que se asigna a este estado, según la información de la tabla 2 es de III a VII considerando que es un estado poco poblado y que en esa época se contaba con pocos medios de comunicación. Ahuehulco no queda muy retirado de San Luis, esto hace suponer la posibilidad de daños en la ciudad de San Luis, pues en Ahuehulco cae la torre mayor.

#### Estado de Colima.

Los datos para este estado y el número de ellos son similares a los del estado anterior, aunque hay un factor importante que es la cercanía con el Edo. de Jalisco, donde ocurrieron los mayores daños (según la información).

### Interpretación de datos.

Con las líneas isosistas trazadas en el mapa anterior se procede a hacer un análisis cualitativo de ellas. Se puede ver la región más distante en la que se sintió el temblor que se le llama Sismo de Zapopan; Zapopan es un lugar cerca de San Cristóbal y es más conocido que este último, que es el lugar donde ocurrieron los mayores daños y además se define como epicentro del sismo.

Teniendo el epicentro localizado en el mapa se pueden medir distancias a partir de este punto a otras partes que tengan cierta intensidad (isosistas) conocida como distancia epicentral.

Midiendo la mayor distancia del epicentro a la última isosista en la parte más alejada en el Edo. de San Luis Potosí y Durango, es de  $431 \pm 3.08$  Km, considerando que las direcciones a las que se mide la mayor distancia existen más datos informativos.

La distancia se obtiene a partir del mapa en mm multiplicando por un factor de 6.16 .

Aplicando directamente la fórmula de Esteva-Rosenblueth para diferentes intensidades en la región correspondiente a la última isosista dentro del rango II a IV.

Se podría tener:

a) si  $I = 2.0$  ,  $R = 431.0$  (sin tomar la incertidumbre por el momento)

entonces, sustituyendo en la fórmula de Esteva-Rosenblueth:

$$I = 7.9 + 1.45 M - 5.7 \log_{10} R$$

y despejando M ;

$$M = \frac{1}{1.45} (I + 5.7 \log_{10} R - 7.9)$$

entonces;  $M = \frac{1}{1.45} (2.0 + 5.7 \log_{10} (43.1) - 7.9)$

$\therefore M \approx 6.5$

b) si  $I = 2.5$  ,  $R = 431$

entonces;  $M = \frac{1}{1.45} (2.5 + 5.7 \log_{10} (431) - 7.9)$

$\therefore M \approx 6.8$

c) si  $I = 3.0$  ,  $R = 431$

entonces  $M = \frac{1}{1.45} (3.0 + 5.7 \log_{10} (431) - 7.9)$

$\therefore M \approx 7.2$

d) si  $I = 3.5$  ,  $R = 431$

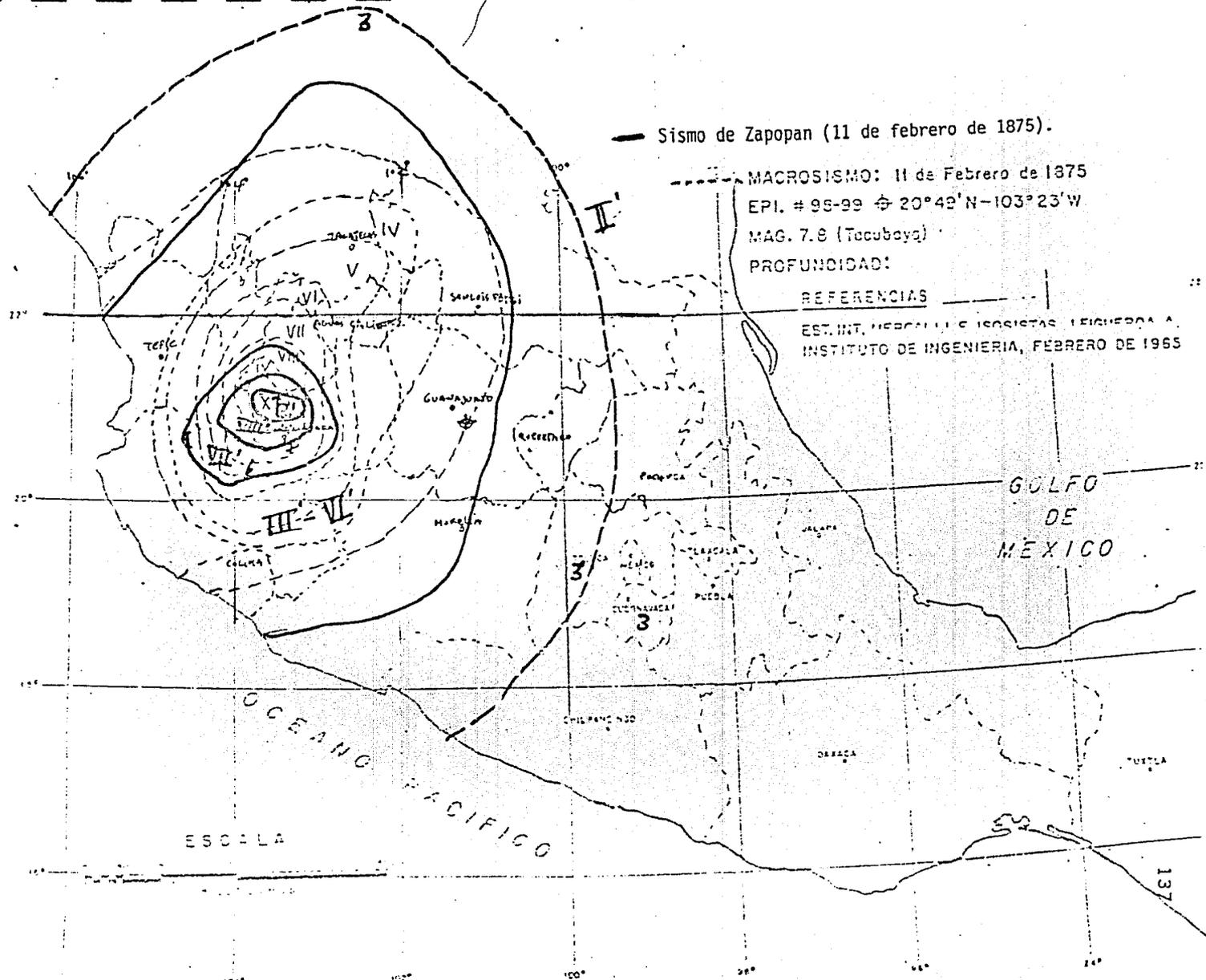
entonces  $M \approx 7.5$

e) si  $I = 4.0$  ,  $R = 431$

entonces  $M \approx 7.9$

La comparación con los sismos presentados, que son el correspondiente a la misma fecha y el del 7 de junio de 1911, que son los sismos más parecidos que se pudo encontrar, se ve que la magnitud obtenida en el sismo analizado y el de la misma fecha son muy semejantes, pero como el sismo de la misma fecha es histórico y con datos de exactitud difícil de comprobar, la comparación resulta relativa; respecto a la comparación con el --

sismo del 7 de junio de 1911, la información es más confiable y las magnitudes muy semejantes, los epicentros están distantes entre sí y las líneas isosistas varían bastante; en el sismo histórico en el Estado de México y Morelos se tiene intensidad III, esto hace suponer que quizá la línea isosista del sismo histórico de intensidad III sean más abajo que como ha sido trazada, semejándose más al sismo de 1911.



— Sismo de Zapopan (11 de febrero de 1875).

MACROSISMO: 11 de Febrero de 1875  
 EPI. # 95-99  $\phi$  20°42'N-103°23'W  
 MAG. 7.8 (Tocubaya)  
 PROFUNDIDAD:

REFERENCIAS

EST. INT. HERCULIO ESCOBAR LEONARDO A.  
 INSTITUTO DE INGENIERIA, FEBRERO DE 1965



## SISMO DE GUERRERO

## T A B L A No. 3

Tabla con la información obtenida, descrita de manera integrada de las fuentes bibliográficas.

Fecha: 19 de junio de 1858.

Hora: 9:30 AM.

Lugar	Intensidad	Descripción
México; D.F.	VIII	Temblores; hubo daños. Se recogieron 19 cadáveres. Duró cerca de 3 min. Fue oscilatorio de oriente a poniente. Los templos son maltratados (San Jerónimo, San Fernando, San Fco. y el Sagrario). Los acueductos sufrieron muchos daños y las cañerías también.
Tecpan de Santiago, Gro.	VIII	Se desplomó un corredor de 50 varas. Una casa cayó y mató a varias personas. Se vinieron abajo varios techos. Cayeron una puerta y un pedazo de atrio de la parroquia de San José. No hay un solo edificio que no haya quedado maltratado. En los suburbios vinieron abajo varios techos. El Hospital Real quedó muy matrecho.
Puebla, Pue.	III	Se sintió temblor.
Perote, Ver.	III	Se sintió temblor.
Toluca, Méx.	III	Se sintió temblor.
Texcoco, Méx.	III	Se sintió temblor.
Pátzcuaro, Mich.	VI	En la escala de Milne III.

### Análisis e interpretaciones.

En base a la información de la tabla 3 se encuentran las intensidades de Mercalli modificada del sismo, de una manera similar a los sismos tratados anteriormente.

#### México, D.F.

La intensidad mínima para el Distrito Federal es de VIII (daños en acueductos y cañerías), respecto al número de muertos podría influir en la intensidad asignada, ya que la hora del sismo y el tipo de construcción ocasionan las muertes, asignándose una intensidad de IX.

#### Estado de Guerrero.

La intensidad que se asigna a Tecpan de Santiago es de VIII de acuerdo a la descripción "no hay edificio que haya quedado maltratado".

#### Estado de Puebla.

En la ciudad de Puebla se asigna intensidad de III, tomándose en cuenta que la descripción "se sintió temblor" indica que es sentido por gran parte de la gente. Se asigna esta intensidad a los estados de Veracruz y México por la misma razón que en el estado de Puebla.

#### Estado de Michoacán.

Según la descripción III en la escala de Milne, podría ser entre VI y VIII en la escala de MM.

### Interpretación de datos.

Para este mismo sismo existe poca información pero se cuenta con información de tres puntos importantes que son: D.F., Tecpan de Santiago (Gro.) y Patzcuáro (Mich.).

Para el D.F. se tiene una intensidad de Mercalli de VIII; para Tecpan, de VIII en MM y para Patzcuáro una intensidad de III Milne (equivalente más o menos a VII en la escala de MM).

Se sabe que el D.F. se encuentra en una zona llamada cuenca lacustre, formada por arcilla blanda que amplifica la intensidad de un sismo alrededor de 1.0 a 2.0 (ref. Melvedev, 1975) entonces su intensidad corregida sería alrededor de 6 a 7 de intensidad MM, por eso es que en el mapa la isosista trazada de intensidad VI pasa muy cerca del D.F.

En el epicentro se considera la intensidad de VIII en la escala de MM. Se toma la mayor distancia del epicentro a la isosista con intensidad III por el estado de Veracruz con  $431 \pm 0.8$  Km aproximadamente se puede ver cual sería la magnitud a esta distancia;

Si  $I = III$ ,  $R = 431$

$$\text{entonces; } M = \frac{1}{1.45} (3 + 5.7 \log_{10} 431 - 7.9)$$

$$M = \frac{1}{1.45} (3 + 15.3 - 7.9) \approx 7.2$$

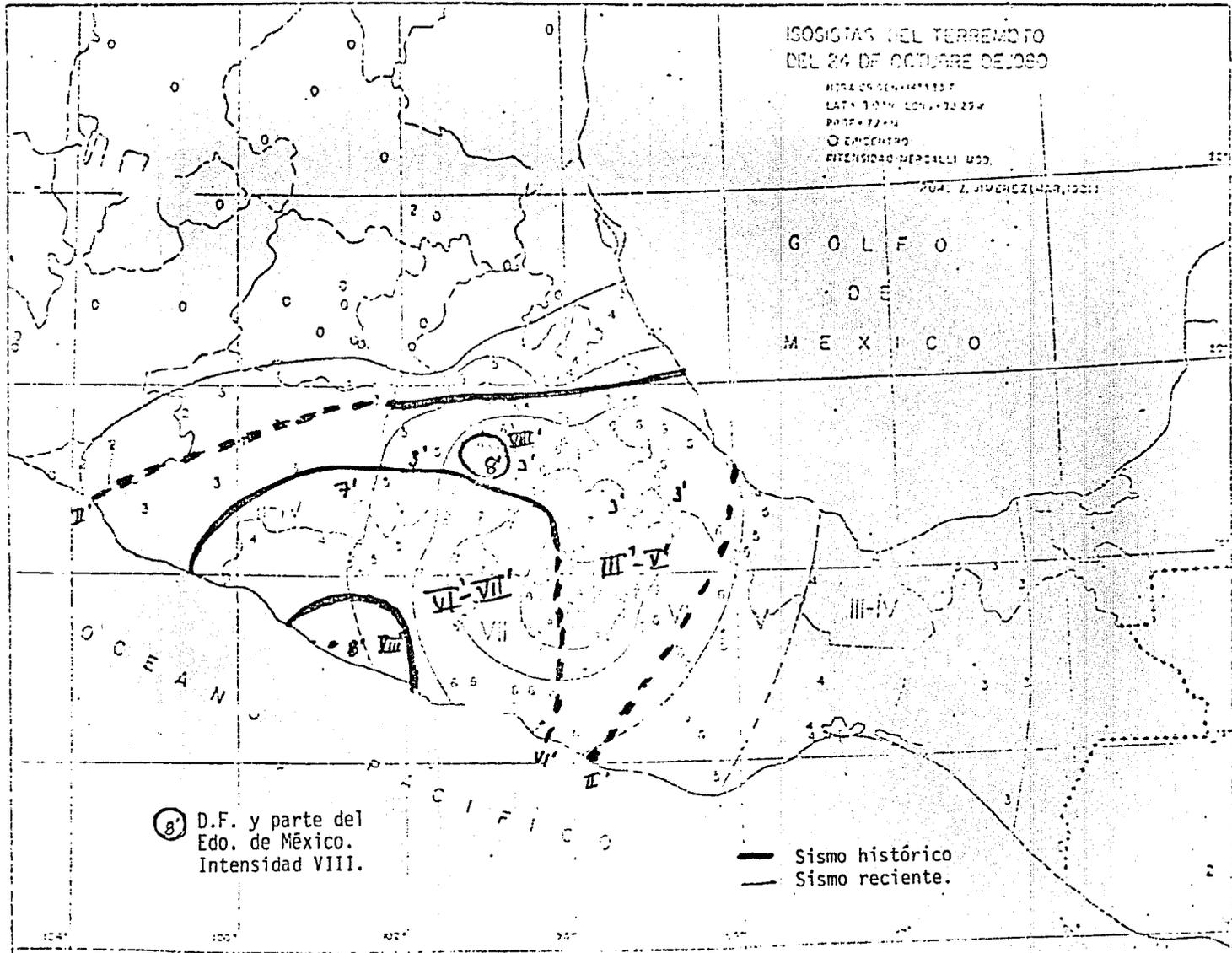
$$M \approx 7.2$$

Este sismo ha sido comparado con tres terremotos, que son: el del 24 de octubre de 1980, el del 7 de abril de 1845 y el del 14 de marzo de 1979, que se encuentran en las páginas posteriores.

Se puede apreciar que el sismo tiene gran similitud con el sismo de 1845, pero éste también es histórico y no es posible comprobar la exactitud de la información.

En los tres casos la magnitud es muy semejante a la obtenida en el sismo histórico estudiado.

Respecto a la comparación con el sismo de Huajuapán de 1980, es en el sentido de la magnitud únicamente puesto que los epicentros considerados están alejados entre sí.



— Sismo histórico (19 de junio de 1858)

MACROSISMO: 7 de Abril de 1845

EPI. # 314  $\phi$  17°01'N-101°11'W

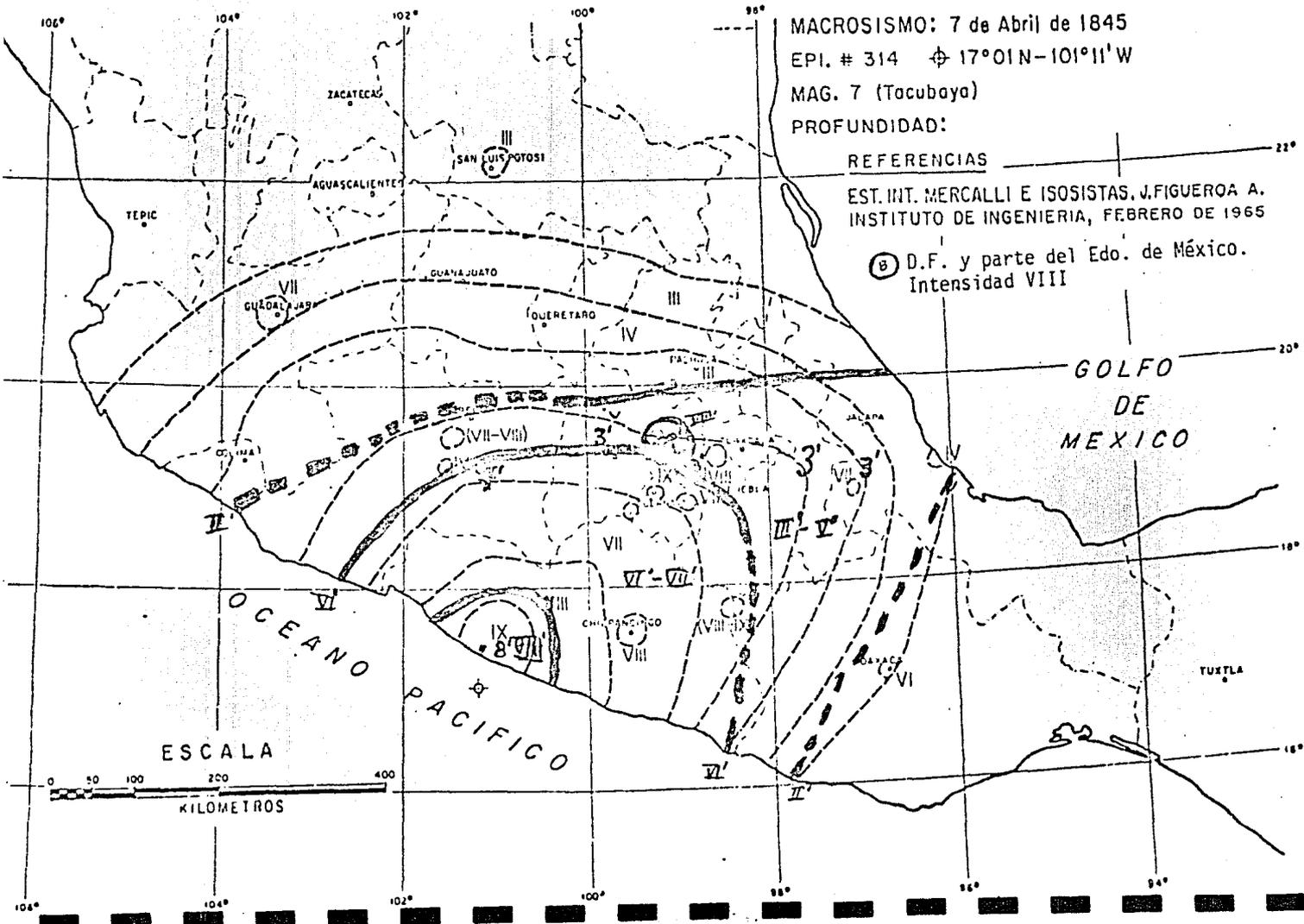
MAG. 7 (Tacubaya)

PROFUNDIDAD:

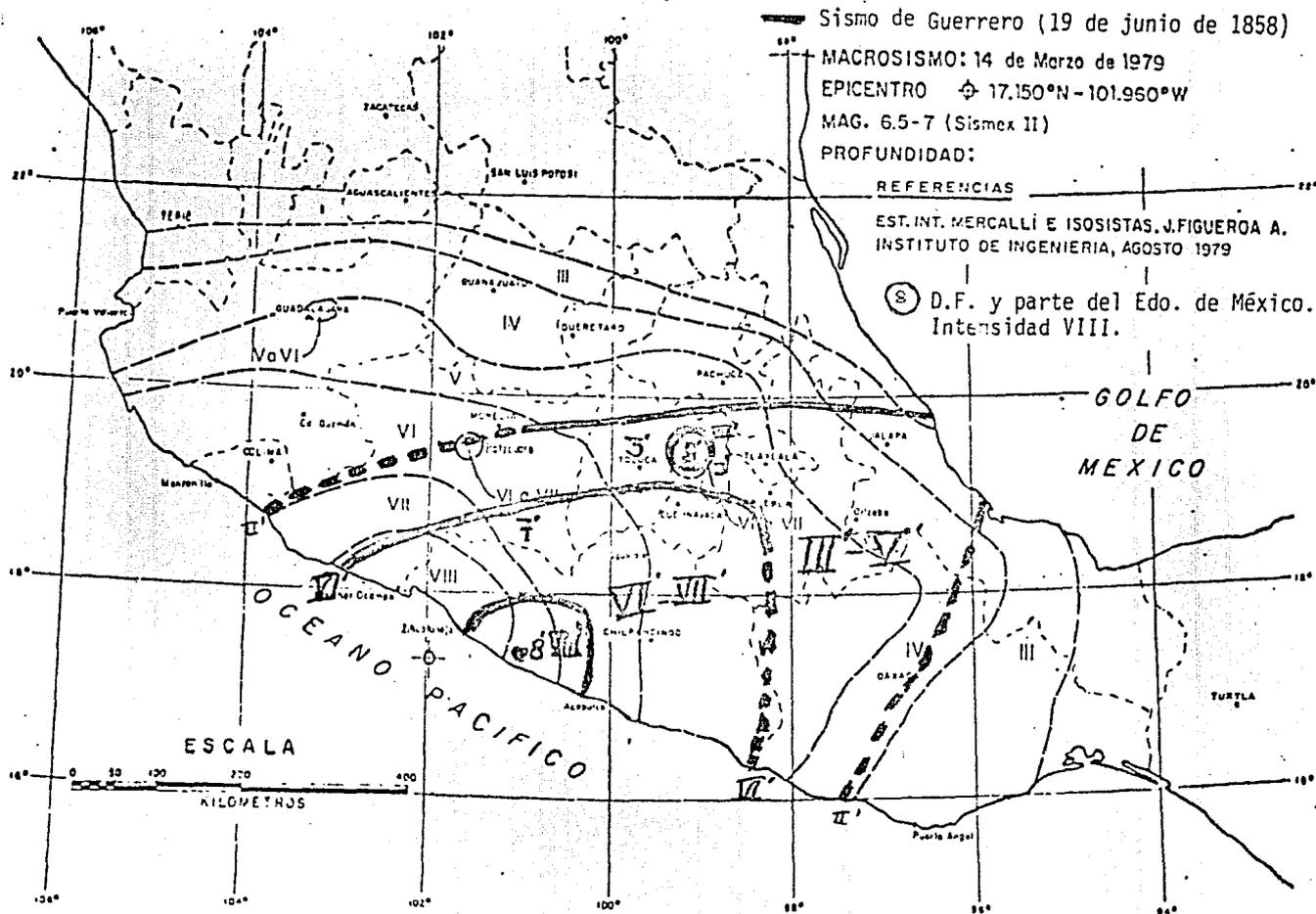
REFERENCIAS

EST. INT. MERCALLI E ISOSISTAS, J. FIGUEROA A.  
INSTITUTO DE INGENIERIA, FEBRERO DE 1965

ⓑ D.F. y parte del Edo. de México.  
Intensidad VIII



Sismo de Guerrero (19 de junio de 1858)



Ejemplo Numérico de la Aplicación de la Fórmula de Esteva-Rosenblueth de sismos recientes.

En esta parte se ajusta la fórmula de Esteva-Rosenblueth a los temblores recientes de manera que puede ser aplicada a sismos históricos.

Como se podrá ver más adelante, esta fórmula funciona bien con un error de aproximadamente 10%, comparando con los resultados de otros estudios.

#### DATOS

Temblores del 24 de octubre de 1980 (  $M_L = 7.4$  RESMAC )

$$M_S = 7.5$$

En este temblor el epicentro se encuentra localizado en la zona de mayor intensidad, la siguiente tabla muestra la magnitud calculada a diferentes distancias epicentrales para la fórmula:

$$M = \frac{1}{1.45} (I + 5.7 \log_{10} R - 7.9)$$

Dirección 1			Dirección 2			Dirección 3		
I	R	M	I	R	M	I	R	M
3	431	7.0	3	283.36	6.3	3	603.68	7.6
5	246	7.4	5	246	7.4	5	320.32	7.8
6	160.16	7.4	6	184.8	7.6	6	227.92	8.0
7	117.04	7.5	7	104.72	7.3	7	129.36	7.7
8	18.48	5.0	8	24.64	5.5	8	80.08	7.6

ISOSISTAS DEL TERREMOTO  
DEL 24 DE OCTUBRE DE 1980

HORA ORIGEN: 1453337

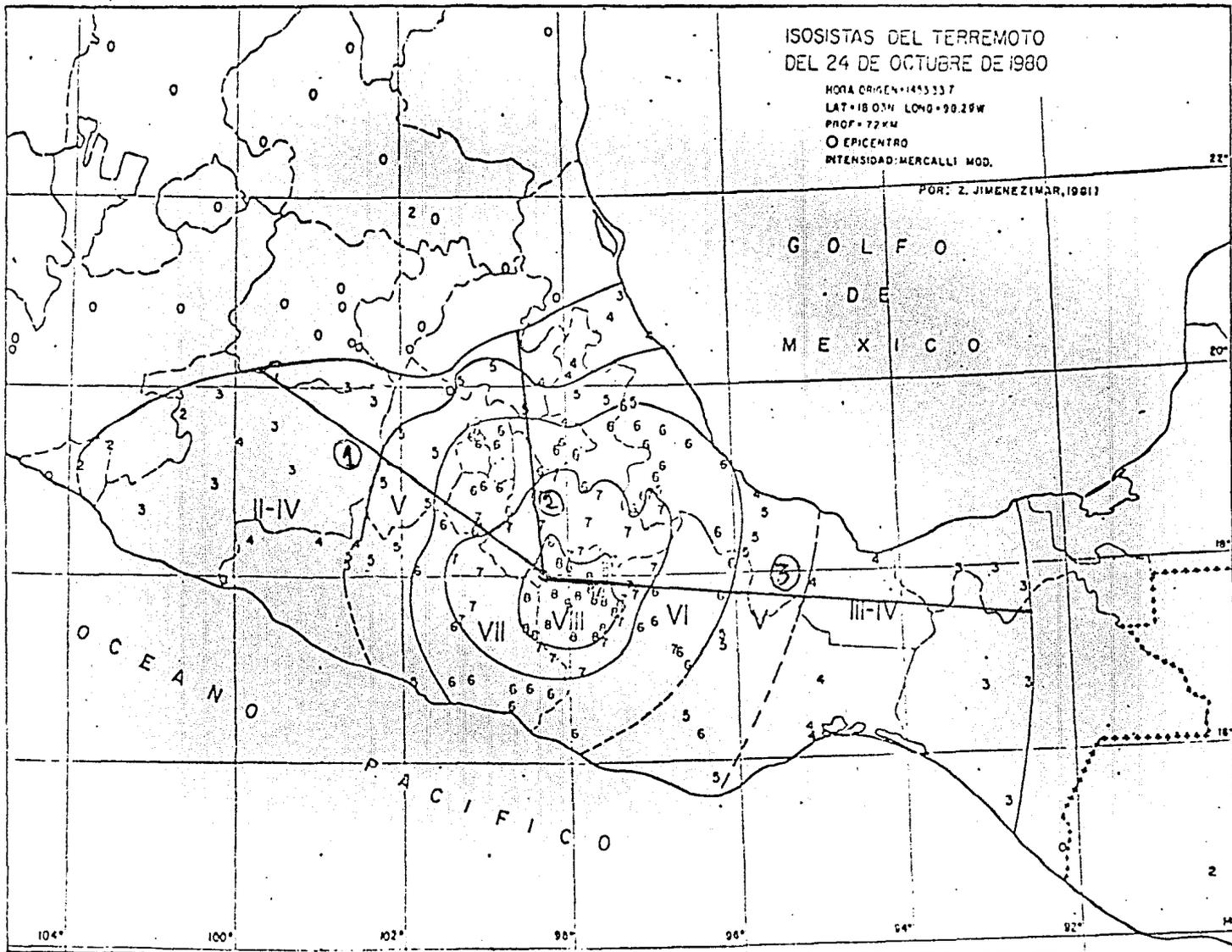
LAT: 18.03N LONG: 98.29W

PROF: 72KM

O EPICENTRO

INTENSIDAD: MERCALLI MOD.

POR: Z. JIMENEZ (MAR, 1981)



La magnitud promedio en las tres direcciones con distancias epicentrales para la isosista de intensidad III es:

$$\bar{M}_{R_{IC}} = 7.0 \pm .7$$

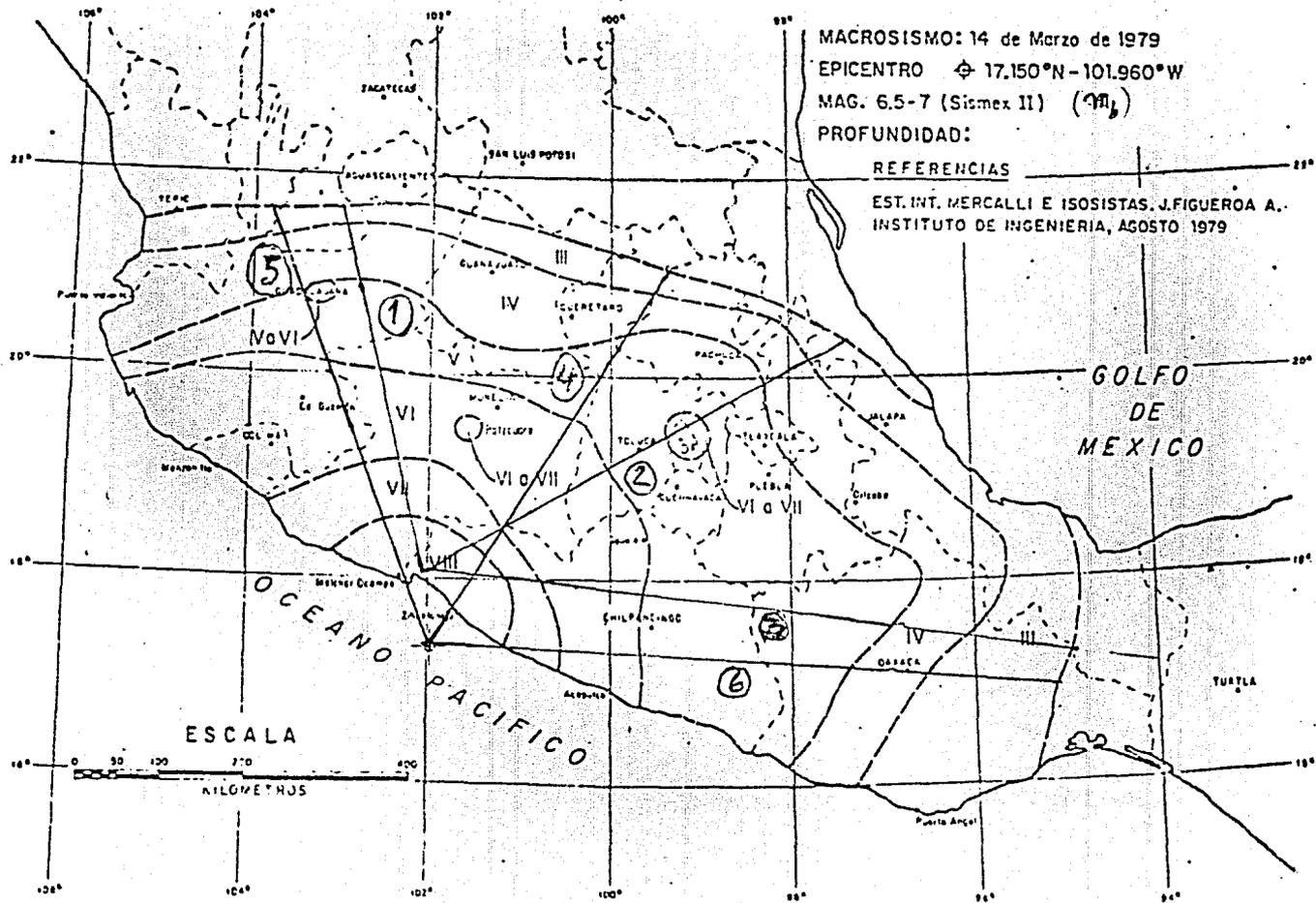
Se puede apreciar de la tabla que para distancias mayores de 100 Km en magnitud son bastante cercanas a la magnitud instrumental.

Temblor del 14 de marzo de 1979 ( $M_b = 6.5 - 7$  - SISMEC II  
 $M_s = 6.4 - 7.3$ )

Dirección 1			Dirección 2			Dirección 3		
I	R	M	I	R	M	I	R	M
3	359.54	6.7	3	-	-	3	702.1	7.8
4	342.2	7.3	4	489.7	7.9	4	560.5	8.1
5	283.2	7.6	5	442.5	8.4	5	483.8	8.6
6	224.2	7.9	6	212.4	7.8	6	224.2	7.9
7	106.2	7.3	7	88.5	7.0	7	123.9	7.6
8	53.1	6.9	8	53.1	6.9	8	88.5	7.7

Dirección 4	I = 3	R = 442.5	M = 7.0
Dirección 5	I = 3	R = 454.3	M = 7.1
Dirección 6	I = 3	R = 649	M = 7.7

Si se calcula un promedio de la magnitud  $I = III$  suponiendo el epicentro en la región de mayor intensidad utilizando la primera tabla,  $\bar{M}_{R_{I=3}} = 7.3 \pm .55$  donde  $R_{I=3}$  es la distancia epicentral a la isosista de intensidad III, medida del epicentro supuesto. Si se calcula un promedio de la magnitud con los datos de la segunda tabla  $\bar{M}_{R_{IC=3}} = 7.3 \pm .38$  donde  $R_{IC=3}$  es la distancia epicentral a la isosista de intensidad III, medida desde el epicentro localizado por el autor, (Figuerola) de las líneas isosistas del mapa.



Temblor del 7 de abril de 1845 (Magnitud 7 Tacubaya).

Dirección 1			Dirección 2			Dirección 3		
I	R	M	I	R	M	I	R	M
3	495.6	7.2	3	454.3	7.1	3	483.8	7.2
4	436.6	7.7	4	395.3	7.5	4	418.9	7.6
5	389.4	8.2	5	342.2	8.0	5	354	8.0
6	259.6	8.2	6	241.9	8.1	6	295	8.4
7	165.2	8.1	7	188.8	8.3	7	224.2	8.6
8	88.5	7.7	8	100.3	7.9	8	129.8	8.4
9	47.2	7.3	9	47.2	7.3	9	41.3	7.1

I = 3	R = 442.5	M = 7.0
I = 3	R = 454.3	M = 7.1
I = 3	R = 649	M = 7.7

La magnitud promedio, con epicentro supuesto en la zona de mayor intensidad y con R a la isosista más alejada en  $\bar{M}_{R_{I_C=3}} = 7.2 \pm 0.1$ . La magnitud promedio con los datos anteriores con epicentro localizado en el mapa y R a la isosista de intensidad III es:  $\bar{M}_{R_{I_C=3}} = 7.3 \pm 0.4$ .

MACROSISMO: 7 de Abril de 1845

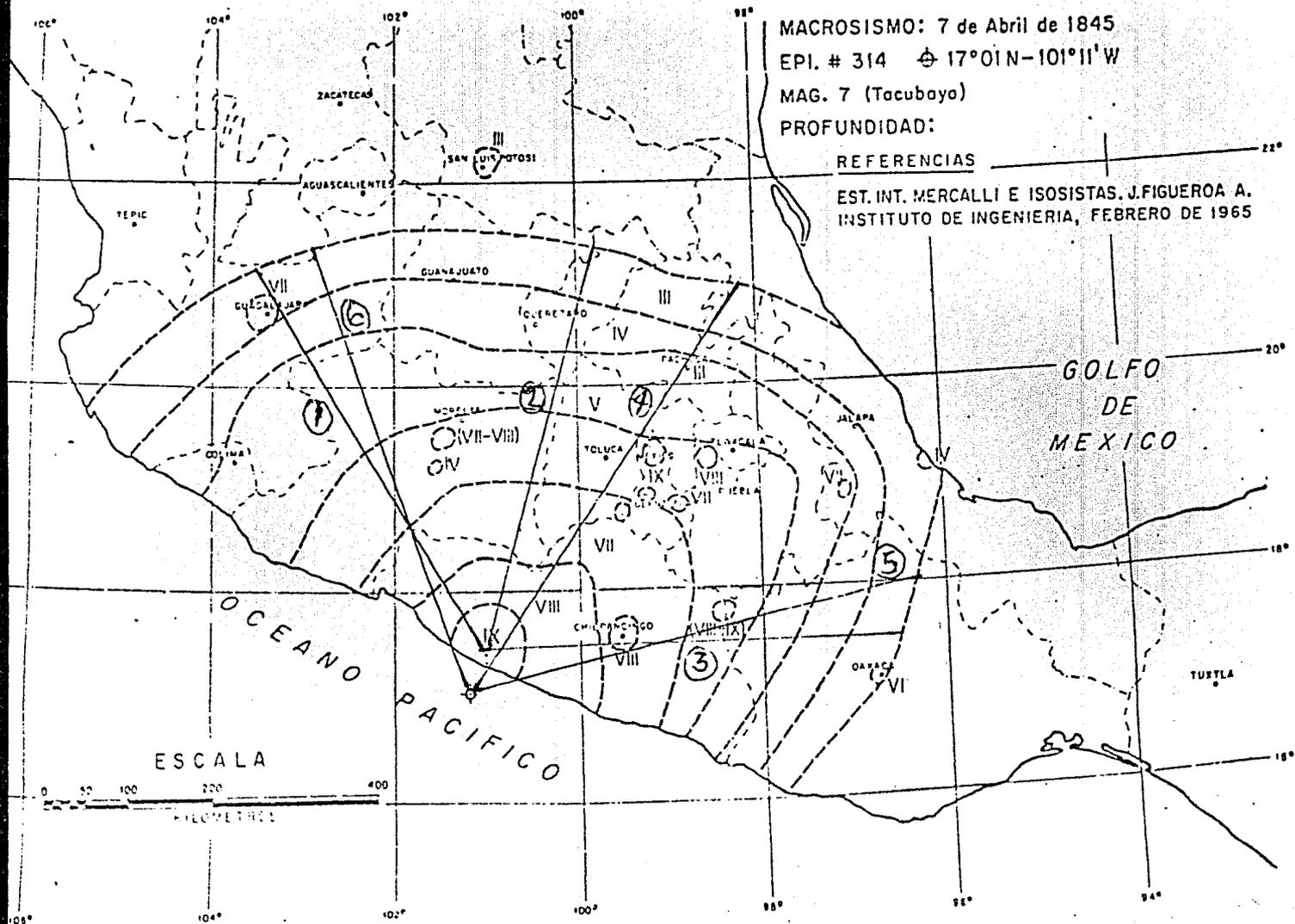
EPI. # 314  $\odot$  17°01'N-101°11'W

MAG. 7 (Tacubaya)

PROFUNDIDAD:

REFERENCIAS

EST. INT. MERCALLI E ISOSISTAS. J.FIGUEROA A.  
INSTITUTO DE INGENIERIA, FEBRERO DE 1965



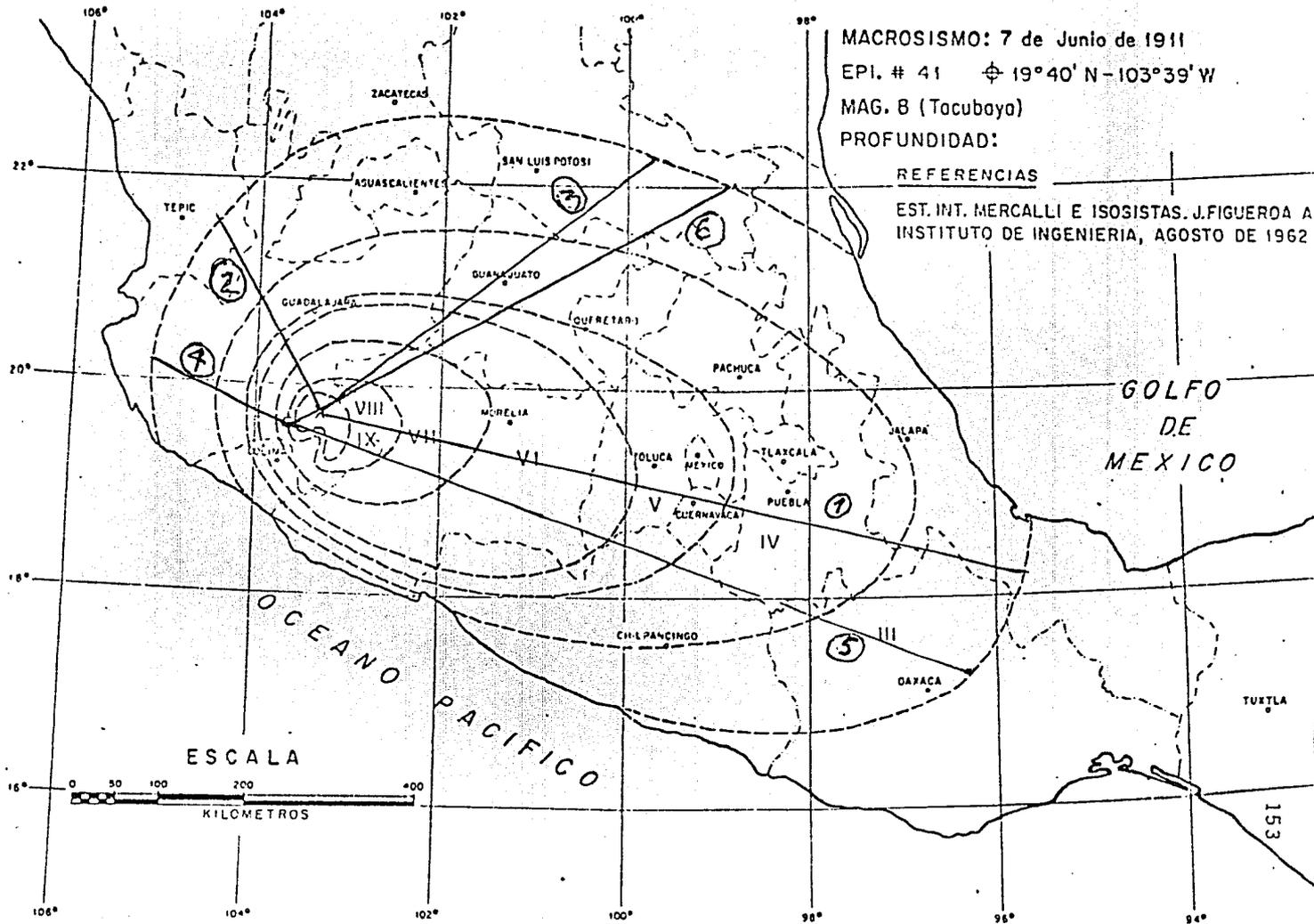
Temblor del 7 de junio de 1911 (Magnitud 8 Tacubaya).

Dirección			Dirección 2			Dirección 3		
I	R	M	I	R	M	I	R	M
3	831.9	8.1	3	241.9	6.0	3	477.9	7.2
4	654.9	8.4	4	171.1	6.1	4	300.9	7.1
5	477.9	8.5	5	100.3	5.9	5	212.4	7.1
6	401.2	8.9	6	88.5	6.3	6	188.8	7.6
7	182.9	8.3	7	59	6.3	7	123.9	7.6
8.5	64.9	7.5	8.5	35.4	6.5	8.5	59	7.4
10	35.4	7.5	10	23.6	6.8	10	23.6	6.8

Dirección 4	I = 3	R = 171.1	5.4
Dirección 5	I = 3	R = 837.8	8.1
Dirección 6	I = 3	R = 578.2	7.5

La magnitud promedio con epicentro supuesto en la zona de mayor intensidad y con R a la isosista de intensidad III en  $\bar{M}_{R_{I_C=3}} = 7.1 \pm 1.65$ .

La magnitud promedio con los datos de la segunda tabla con epicentro localizado en el mapa y R a la isosista de intensidad III es  $\bar{M}_{R_{I_C=3}} = 7.0 \pm 1.4$ .



Temblor del 11 de febrero de 1875 (ref. Figueroa, II-UNAM, 1965, Mag. 7.8 (Tacubaya)).

Dirección 1			Dirección 2			Dirección 3		
I	R	M	I	R	M	I	R	M
3	236	5.9	3	348.1	6.6	3	253.7	6.1
4	153.4	5.9	4	277.3	6.9	4	153.4	5.9
5	135.25	6.4	5	224.2	7.2	5	141.6	6.5
6	111.65	6.7	6	123.9	6.9	6	106.2	6.7
7	88.5	7.0	7	100.3	7.2	7	76.7	6.8
8	59	7.0	8	70.8	7.3	8	64.9	7.2
9	40.85	7.1	9	35.4	6.8	9	47.2	7.3
10	29.5	7.2	10	17.7	6.4	10	29.5	7.2

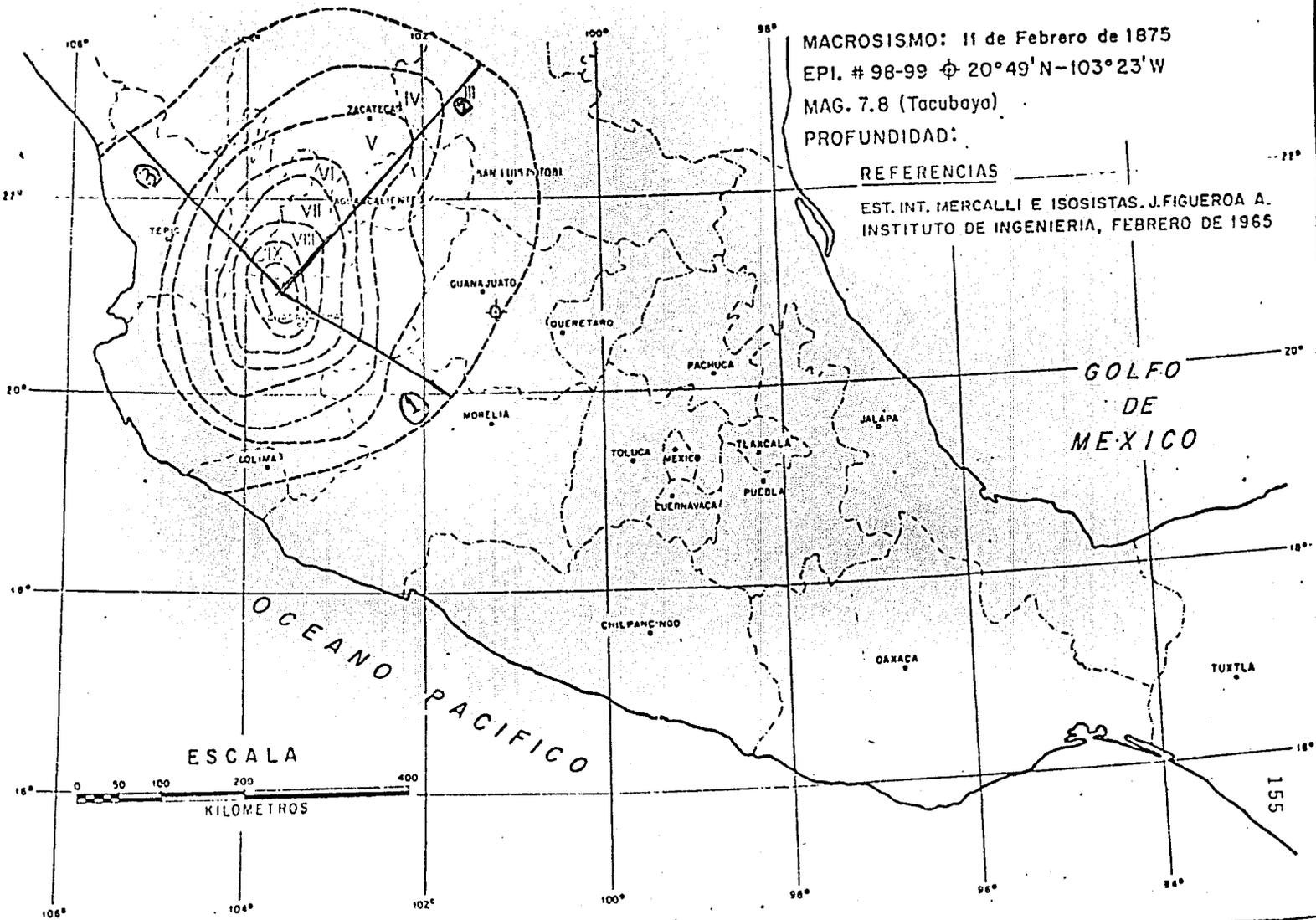
$$\bar{M}_{I=3} = 6.2 \pm 36$$

Con epicentro supuesto en la zona de mayor desastre.

MACROSISMO: 11 de Febrero de 1875  
EPI. # 98-99  $\phi$  20°49'N-103°23'W  
MAG. 7.8 (Tacubaya)  
PROFUNDIDAD:

REFERENCIAS

EST. INT. MERCALLI E ISOSISTAS. J.FIGUEROA A.  
INSTITUTO DE INGENIERIA, FEBRERO DE 1965



## CONCLUSIONES

Los sismos históricos son de gran importancia y su tratamiento estadístico podría conducir a una mejor comprensión de los sismos actuales. Uno de los principales problemas en un sismo histórico es la información dudosa que de éste se tiene. Todo sismo histórico debe contar con una información amplia y confiable para ser tratado y analizado. Los sismos históricos pueden ser tratados y comparados con las escalas de intensidad que existen actualmente, por ejemplo, la escala de Mercalli modificada, teniendo mucho cuidado a la hora de interpretar la información subjetiva, pues existen conceptos tales que pueden significar una cosa en un contexto histórico, mientras en otro significa otra. Por ejemplo, para Mercalli el concepto "pánico" puede ser interpretado de diferentes maneras. Para una persona habituada a los temblores, el pánico puede ocurrir para un temblor de fuerza distinta del que se refiere Mercalli.

La República Mexicana ha tenido y tiene actualmente una alta actividad sísmica. Actualmente se realizan muchos estudios al respecto. Este trabajo va encaminado a una rama de esos estudios que es la zonificación sísmica, que se basa principalmente en la realización de mapas que muestran relaciones de cantidades sísmicas con la frecuencia o intensidad de sismos.

Los mapas que se presentan, están basados en información bibliográfica únicamente, ésta requiere ser abundante para poder disminuir los errores en las intensidades asignadas.

Fue posible encontrar muchos temblores históricos en fuentes bibliográficas pero, muy pocas de esas fuentes contenían suficiente información para poder aplicar la escala de Mercalli, la mayoría de los temblores encontrados sólo son mencionados como temblores, y no se aclara ninguna característica de ellos, ni sus efectos en la naturaleza; es por eso que solo son analizados muy pocos temblores que contienen información que

puede ser comparada con la escala patrón y en diferentes lugares de la república, porque en algunos casos existía información detallada de un lugar, mientras en las demás partes no -- existía información, no siendo posible trazar líneas isosistas en un mapa.

Con los sismos elegidos por su abundancia de información se trazaron líneas isosistas bastantes completas que permitieron hacer un análisis del sismo en estudio.

Se aplicó la fórmula de Esteva-Rosenblueth (1964)  $I = 1.45 M + 7.9 - 5.7 \log_{10} R$  para calcular la magnitud de los sismos históricos con un error de aproximadamente 15% y en algunos casos los errores fueron menores.

Al comparar con sismos similares y con epicentros cercanos, los resultados fueron bastante aproximado en ambos sismos, también se compararon con sismos recientes, de los cuales se tiene una mayor cantidad de datos y más confiable, en ellos las líneas isosistas tienen características similares a las líneas isosistas aproximadas, trazadas con datos del sismo histórico estudiado.

Este criterio se ha hecho, considerando que los sismos se repiten en ciertos lugares emitiendo una energía similar y con un cierto período de recurrencia (ref. S.K Singh, L. Astiz y J. Havskov, Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes a long the Mexican subduction zone: A reexamination, Instituto de Geofísica, UNAM, 1980.

Respecto a algunos sismos históricos, fue posible encontrar información pero no un sismo similar con el cual compararlo.

La comparación se realizó en el sentido de líneas isosistas y de intensidades, esta última se hizo considerando igual intensidad a cierta distancia epicentral de tal manera que podía obtener una ecuación matemática que relacionaba la diferencia de magnitudes entre el sismo histórico y el sismo reciente.

## A P E N D I C E

EXPLICACION

Fecha. El índice superior "\*" indica que el temblor fue repetido, es decir, hubo varios temblores el mismo día.

Tipo de información. Se utiliza el siguiente código:

- a = sin detalles
- b = pocos detalles
- c = muy detallado.

Daños. Se refiere a cuateaduras y/o derrumbes, mencionados en la fuente. Una raya "--" indica que la fuente no menciona daños; una palomita "✓" significa que la fuente menciona daños.

Fenómenos accesorios. Se refiere a grietas, ruidos subterráneos, derrumbes, surgimiento de manantiales, erupciones, tsunamis, etc.

El signo "--" indica que la fuente no menciona tales fenómenos, el signo "✓" significa que la fuente sí los menciona.

Fuente. Se refiere a la bibliografía numerada que se detalla al final.

ANO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1475	--	--	b	✓	--	✓	Tenochti tlan	44
1537	--	--	a	✓	--	--	Valle de México	41
1540	--	--	b	--	--	✓	Morelos	1
1542	17 Marzo	--	a	✓	--	--	Valle de México	41
1558	Abril	--	a	--	--	--	Parte Cen tral de la Rep. Mex.	41
1567	30 Dic.	--	a	--	--	--	Lago de Chapala, Jalisco	41
1568	27 Dic.	--	a	--	--	--	Chapala, Jal.	41
1573	14 Nov.	--	a	--	--	--	Edo. Colima Edo. Jal.	41
1583	11 Oct.	--	a	--	--	--	Parte Cen tral de la Rep. Mex.	41
1593	--	--	b	--	--	✓	Sinaloa	36
1603	31 Dic.	9 y 10a.m./-	b/a	✓/✓	-/-	-/-	Oaxaca	2/41
1604	Marzo	9 y 10a.m./-	c/a	✓/✓	-/-	✓/-	Oaxaca	2/41
1608	8 Enero	-/-	b/a	✓/✓	-/-	-/-	Oaxaca	3/41
1611	25 Ago.	--	a	--	--	--	Edo. de Méx.	41
1616	--	--	a	--	--	--	Sinaloa	37
1619	13 Feb.	-/-	b/b	✓/✓	-/-	✓/✓	Oaxaca	2/41
1622	6 Mayo	--	a	--	--	--	Zacatecas	41
1659	--	--	a	--	--	✓	Méx., Mor.	4
1667	3 Sep.	5 p.m.	a	--	--	--	Méx.	5
1667	13 Sep.*	--	b	--	--	--	Méx.	5

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	O-oscilación I-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1668	11 Feb.*	4 p.m. 6 y 8p.m.	b	---	---	---	Méx.	5
1668	2 Mayo	3 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1668	8 Mayo	7 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1668	10 Mayo	5 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1668	22 Mayo	8:30a.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1672	27 Eno.	después 12 a.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1672	30 Jul.	11:45a.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1673	23 Sep.	9 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1675	30 Oct.	8:30a.m.	b	---	---	---	Méx.	5
1678	10. Mayo	10:30p.m.	b	---	---	---	Méx.	5
1678	7 Mayo*	8:30 p.m. 9:30 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1678	8 Dic.	8:30 a.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1679	6 Marzo	3:00 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1679	12 Marzo	10 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1679	26 Ago.	7 a.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1680	9 Abril	8:30p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1681	23 Jun.	6 p.m.	b	---	---	---	Méx.	5
1681	24 Jun.	6 p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1681	25 Jun.	9:30p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1681	21 Sep.	2:30p.m.	a	---	---	---	Méx.	5
1682	---	---	a	---	---	---	Nva. Es- paña.	4
1682	19 Marzo	3 p.m./-/-	b/c/a	√ - -	- - -	- √ -	Guzacn	3/6/41
1682	5 Abril	10 a.m.	a	---	---	---	Méx.	6

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trepidación	Fenomenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1682	17 Mayo	3 p.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1682	29 Julio	--	a	--	--	--	Méx.	6
1685	2 Julio	3:30a.m.	b	--	--	--	Méx.	6
1687	14 Oct.	2 a.m.	b	✓	--	--	Méx.	6
1689	15 Abril	--	b	✓	--	--	Guatemala	6
1689	27 Junio	10:30a.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1689	13 Oct.	7 a.m.	b	--	--	--	Méx.	6
1690	5 Feb.	9 p.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1690	23 Feb.	9 p.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1690	17 Abril	8:30a.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1691	13 Junio	--	a	--	--	--	Méx.	6
1692	4 Dic.	1 a.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1693	5 Mayo	1 a.m.	b	--	--	--	Méx.	6
1694	27 Jul.	6:30a.m.	b	--	--	--	Méx.	6
1695	24 Ago.*	12 p.m.	a	--	--	--	Méx.	4
1695	31 Ago.	1 p.m.	a	--	--	--	Méx.	7
1696	10 Mar.	10 a.m.	a	--	--	--	Méx.	7
1696	23 Ago.	--/--	c/b	✓/✓	--/--	--/--	Oaxaca, Méx.	3/41
1696	24 Ago.	--	a	--	--	--	Méx.	4
1697	7 Feb.	--	b	--	--	✓	Acapulco	8
1697	--	--	b	✓	--	✓	Acapulco	9
1697	25 Feb.*	10 p.m. 9 y 9:30 p.m.	c/b/a	✓N/-	+/-	+/-	Mezcala, Acapulco, Méx.	3/8/
1697	26 Feb.*	4 y 6 a.m.	b/a	-/-	-/-	✓/-	Guerrero, Ver., Méx.	8/7
1698	3 Sep.	4 a.m.	b	✓	--	--	Méx.	7

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
700	30 Jun.	7:30a.m.	b	--	--	--	Méx.	7
1701	21 Dic.	--	a	--	--	--	Oaxaca	41
702	4 Marzo	1 a.m.	b	--	--	--	Méx.	7
1702	21 Dic.	--	b	--	--	--	Oaxaca	3
1711	16 Ago.	--/--	b/b	✓/✓	--/--	--/--	Méx., Jal. Col., Tlax. Puebla.	4/41
1711	16 Sep.	--	b	--	--	--	Méx.	4
714	5 Mayo	--	a	--	--	--	Orizaba Córdoba, Ver.	41
716	6 Feb.	--	a	--	--	--	Baja Cali- fornia	41
727	10 Marzo*	-/-	c/a	✓/-	-/-	-/-	Oaxaca	2/41
1727	18 Marzo	--	b	--	--	--	Oaxaca	2
729	16 Marzo*	2 a.m.	b	✓	--	--	Méx.	9
1732	25 Feb.	--	a	--	--	✓	Acapulco, Gro.	41
1734	17 Ago.	--	a	--	--	--	Porto Cen- tral de la Rep. Mex.	41
739	14 Jul.	--	a	--	--	--	Colima	41
1740	25 Ago.	--	a	--	--	--	Oaxaca	41
749	-/-	-/-	b/a	✓/✓	-/-	-/-	Jalisco, Sayula, Cha- pala, Zapo- tlán.	4/41
1750	--	--	b	✓	--	--	Jalisco	10
753	29 Jun.*	7 a.m. 9:30a.m.	a	--	--	--	Méx.	44
754	--	--	b	--	--	--	Acapulco	9
1754	30 Ago.	3:00 a.m.	b	--	--	--	Méx.	44

AN	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trapidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1774	1° Sep.	--	a	--	--	✓	Guerrero Acapulco	41
1779	29 Jun.	--	a	--	--	✓	Mich.	41
1788	4 Abril	-/6:47 a.m.	c/b	✓/-	-/-	-/-	Méx.	43/44
1768	24 Abril	--	b	✓	--	--	Xicopan	11
1778	27 Abril	6:30 a.m.	c	✓	--	--	Méx. y gran parte de la República.	11
1768	22 Jun.	--	b	--	--	--	Méx.	12
1771	12 Dic.*	7 p.m.	a/b	-/✓	-/-	-/-	Guadalajara	3/4
1773	2 Ago.*	6 a.m.	b	--	--	--	México y lugares del Reino.	15
1773	23 Jul.* y días si guientes.	--	b	✓	--	--	Guatemala	16
1775	Desde 23 Mayo* has ta 12 Nov.	--	a	✓	--	--	Guadalajara	17
1775	2 Jul.*	--	c	--	--	✓	Guatemala	18
1776	21 Abril*	4 y 7:20 p.m.	b	✓	0-7'	--	Acapulco Guatemala	19
1776	Abril*	4:30	b	✓	--	--	Acapulco	9
1776	26 Abril	--	b	✓	--	✓	Méx.	19
1776	21 Abril al 29 de Abril	--	b	✓	--	--	Méx.	20
1776	12 Mayo	--	a	--	--	--	Acapulco	41
1777	9 Oct.	12:15 a.m.	b	--	--	--	Veracruz	21
1785	26 Jun.	--	a	--	--	--	Cholula, Pue.	41
1785	4 Dic.	--	a	--	--	--	Acapulco	41

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trapidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1786	28 Marzo	--	b	✓	--	✓	Acapulco Oaxaca	19
1787	2 Marzo	--	a	--	--	✓	Oaxaca	3
1787	14 Marzo	--	b	✓	--	✓	Acapulco	41
1787	28 Marzo	--	a	--	--	✓	Oaxaca	19
1787	28 Marzo*	11:15a.m. 12 a.m./ 12 a.m.	c/c/c	///-	0/-/-	-///	Méx., Oax., Acapulco	19, 22/ 22
1787	29 Marzo	--	b	--	--	--	Oaxaca	19
1787	30 Marzo	11 p.m.	b/b	-/-	-/-	-/-	Méx., Oax.	19/2
1787	3 Abril	9 a.m.	b/c	✓✓	-/-	✓✓	Oaxaca	2/19
1787	18 Abril	--	a	✓	--	--	Oaxaca	41
1789	--	--	b	✓	--	--	Oaxaca	3
1790	13, 19, 20 Abril*	--	c	✓	T	--	Méx., Pue., Oaxaca.	23
1790	20 Abril	--	a	--	--	--	Veracruz, Córdoba	41
1793	2 Marzo	--	b	✓	--	✓	Ver.	24
1793	3 y 28 Marzo	--	c	--	--	✓	Tlax., Pue., Ver.	25
1794	Julio	--	a	--	--	--	Oaxaca	3
1795	23 Marzo	--	b	✓	--	--	Oaxaca	3
1795	23 Mayo	- 1:53   p.m.	a/b/a	- - -	- T -	- - -	Méx., Oax., Ver.	26/27/ 41
1800	--	--	a	--	--	--	Méx.	28
1800	8 Nov.*	9 a.m.	b	--	0	--	Méx.	29
1800	--	--	a	--	--	--	Méx.	30
1800	8 Marzo	8:30 y 0:30a.m./	b/a	--	--	--	Méx., Oax. La Mixteca	34/41
1801	5 Oct.	--	c/c/a	✓✓	--	✓	Oaxaca	2/19/41

ANO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1801	9 Oct.*	2:30a.m.	c	✓	--	--	Oaxaca	31
1806	25 Marzo	4 y 4:30/ p.m./--	b/b	✓✓	--/--	--/--	Jal., Col., Zapotlán el grande	34/41
1808	Feb.	--	a	--	--	--	Acapulco	41
1815	2 Mayo	--	a	--	--	--	Oaxaca	41
1818	--	--	b	✓	--	--	Edo. Jal.	10
1818	30 Mayo	12 p.m.	b	✓	--	--	Col., Guad.	34
1818	31 Mayo	3:07a.m./--	c/a	✓ --	--/--	--/--	Edo. Jal. Edo. Méx. Guadaluajara	32/41
1819	9 Marzo	1:15a.m.	b	--	--	--	Méx., Ver., Oax., Anexas	33
1819	3 Mayo	--	a	--	--	--	Oaxaca	41
1819	12 Marzo	6:05	b	✓	--	--	Méx., Ver., Oax., Anexas	33
1820	4 Mayo	--/--	b/a	✓ --	T --	--/✓	Gro., Oax., Méx., Aca- pulco, Chilapa.	34/41
1828	4 Feb.	--	a	✓	--	--	Tabasco, Villa Her- mosa.	41
1835	6 Enero	--	a	✓	--	--	Acapulco	41
1837	22 Nov.	12 p.m.	a	--	--	--	Sta. Ceci- lia.	34
1837	Oct. Nov.	--/--	b/b	✓✓	--/--	--/--	Acapulco	41/42
1841	10 Feb.	--	a	--	--	--	Oaxaca, Istmo de Tehuantepec.	41
1841	9 Marzo	--	b	--	--	--	Oaxaca	41
1845	9 Marzo	--	a	--	--	--	Oaxaca	2

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	U-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1845	7 Abril	4p.m./ 4:30p.m./-	b/c/b		-/-	-/-/✓	Morelia, Oax., Pue., Méx., Gro., Guadalajara.	34/41
1845	10 Abril	7 p.m.	a	--	--	--	Méx.	9
1845	27 Abril	--	a	--	--	--	Méx.	9
1846	7 Abril	--	b	✓	--	--	Méx.	38
1847	2 Oct.	--	a	✓	--	--	Guadalajara, Ocotlán, Jal.	41
1847	23 Oct.	--	b	--	--	✓	Puebla, Villa de Atlixco.	41
1847	Dic.	--	a	--	--	--	Zapotlán Col.	41
1852	4 Nov.	--	a	--	--	--	Acapulco	41
1853	5 Ago.	12:15 a.m.	a	--	U,T	--	Méx.	34
1854	5 Mayo	--	a	--	--	--	Córdoba, Ver., Oax.	41
1854	17 Junio	5:30 p.m.	a	--	T	--	Méx.	34
1855	1º Feb.	10:15 p.m.	b	✓	--	--	Varios lugares de la Rep.	34
1855	28 Feb*	8:30 y 12:00 p.m.	b	✓	--	--	México y otros lugares.	34
1855	8 Marzo	--	a	--	--	--	Mixteca, Oaxaca.	41
1858	19 Jun.	9:15 a.m./-	b/a	✓/-	-/-	-/-	Méx., Patzcuaro, Mich.	34/41
1859	6 Oct.	--	a	--	--	--	Oaxaca	41
1861	3 Oct.	-/-	a b	✓/✓	-/-	-/-	Tehuacán, Cholula Pue. Orizaba, Ver.	34/41

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	C-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1865	3 Oct.	2 a.m.	a	--	--	--	Méx.	9
1866	2 Enero	-/-	b/b	✓/✓	-/-	-/-	Méx., Pue. Oax., Ver., Orizaba, Maltrata	34/41
1867	14 Oct.*	9 y 12p.m.	a	--	--	--	Méx.	6
1868	22 Mayo	--	a	--	--	--	Iturbide S.L.P.	41
1868	19 Oct.	--	a	--	--	--	Oaxaca, Gro.	41
1868	6 Nov.	9 p.m.	a	--	--	--	Méx.	34
1868	20 Dic.	--	b	✓	--	--	Colima, Col. Manzanillo	41
1869	12 Jun.	--	a	--	--	✓	Colima	34
1870	21 Marzo	--	a	--	--	✓	Jalisco	34
1870	11 Mayo	11:10p.m.	b/a/a	✓/-/	-/-/	-/✓/-	Oaxaca	34 2 41
1870	12 Julio	8:45	a	--	--	✓	Oaxaca	34
1870	2 Nov.	--	a	--	--	--	Manzanillo	34
1871	6 Feb	--	a	--	--	--	Pue., Chis., Orizaba, Méx.	34
1871	7 Abril	--	a	--	--	✓	Acapulco	34
1871	9 Sep.	9 a.m.	a	--	--	--	Chilpancingo	34
1871	13 Oct.	--	a	--	--	--	Colima	34
1871	28 Dic.	12 p.m.	a	--	--	--	Chilpancingo	34
1872	27 Marzo	7:30a.m.	b	✓	--	--	Méx., Oax.	34
1872	27 Abril	--	b	✓	--	--	Oaxaca	2
1872	16 Ago.	5 p.m.	a	--	0	--	Tlucotalpan	34
1872	5 Sep.	12 a.m.	a	--	--	--	Chiapas	34
1872	3 Nov.	12 p.m.	a	--	--	--	Acámbaro, Zinapécuaro	34

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	U-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1872	11 Nov.	--	a	--	--	✓	Ucareo	34
1872	19 Nov.*	--	a	--	--	--	Zinapécuaro Ucareo	34
1872	24 Dic.	--	a	--	--	✓	Colima	34
1873	2 Ene.*	--	a	--	--	✓	Ucareo, Maravatio	34
1873	3 Ene.*	Madrugada	b	✓	--	--	Acámbaro, Morelia	34
1873	6 Ene.	--	a	--	--	--	Ucareo, Oaxaca	41
1873	8 Feb.	--	a	--	--	✓	Tehuacán, Oax.,Pue. Apizaco, Ver.	34
1873	10 Feb.	--	a	--	--	✓	Colima (Volcán)	34
1873	31 Oct.	--	a	✓	--	--	San Andrés Tuxtla.	34
1874	12 Ene.	--	a	--	--	✓	Chalchihuites	34
1874	16 Marzo	--	a	--	--	--	Méx.,Guerrero	34
1874	22 Marzo	--	a	--	--	--	México	34
1874	12 Jun.	6 a.m.	a	--	--	✓	Colima (Volcán)	34
1874	24 Jul.	12 a.m.	a	--	T	--	Iguala	34
1874	3 Ago.	8:30 p.m.	a	--	0	--	Tabasco	34
1874	12 Oct.	--	a	--	--	✓	Morelos	34
1874	24 Oct.	--	a	--	--	--	Zinapécuaro Acámbaro	34
1874	13 Nov.*	3:35 a.m. 3:45 a.m. 3:55 a.m.	b/a	✓/-	T/-	✓/-	Crizaba, Ver. Julupa, Tehuacán, Oax.	34/41
1874	19 Nov.	1:30 a.m.	b	✓	0	✓	Colima, Zinapécuaro Acámbaro	34

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1875	2 Ene.	--	a	--	T,0	--	Oaxaca	34
1875	11 Feb.	8:30 p.m./-	b/c/b	///√	-/0/- t	-/-/-	Guad., Ixtlán, Sn. Cristóbal Jalisco	34/10 41
1875	17 Feb.	5 a.m.	a	--	--	--	Orizaba	34
1875	19 Feb.*	8 p.m.	b	--	--	✓	Sn. Cristóbal	34
1875	9 Mar.	--	b/c	///	-/0	-/-	Tepic, Guad. León.	34/10
1875	11 Mar.*	3 p.m. 2:58 a.m.	a/b	-//	/t,0	//-	Sn. Cristóbal Guadalajara	34/10
1875	18 Abr.	--	a	--	--	--	Guadalajara	34
1875	10 Mayo	--	a	✓	--	--	Almalulco	34
1875	30 Mayo	--	a	--	--	--	Sn. Cristóbal Guadalajara	34
1875	14 Jul.	--	b	✓	--	--	Guad. anexas Sn. Cristóbal	34
1875	29 Jul.	--	a	--	--	--	Antigua Antequera	34
1875	17 Ago.	--	b	✓	--	✓	Sn. Cristóbal	34
1875	19 Ago.*	1 a.m.	a	--	T	--	Norias	34
1875	8 Sep.*	--	a	--	--	--	Pochutla	34
1875	28 Nov.	8:15 p.m. 8:30 p.m.	a	--	0	--	Orizaba Córdoba	34
1876	9 Abril	12:05 pm.	a	--	--	--	Colima	34.
1876	5 Junio	12 p.m.	a	--	--	--	México	34
1877	28 Abril	--	a	--	T	--	Guadalajara	34
1877	3 Jul.	--	a	--	--	--	Acapulco	34
1877	21 Jul.*	12 a.m.	a	--	--	--	Oaxaca	34
1877	5 Nov.*	--	a	--	T	✓	Sn. Cristóbal	34
1878	2 Ene.*	--	a	--	--	✓	Tux. Gtz.	34
1878	3 Ene.	--	a	--	0	--	Oaxaca	34
1878	26 Ene.	--	a	--	T	--	Oaxaca	34

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1878	22 Mar.*	--	b	✓	O	--	Guadalajara Sn.Cristóbal	34
1878	28 Mar.	--	a	--	T	--	Guadalajara	34
1878	31 Mar.*	--	b	✓	--	--	B.C.	34
1878	22 Mayo	--	a	--	--	--	H.C.	41
1878	3 Jun.	11 p.m.	a	--	T	--	Orizaba	34
1878	16 Sep.	--	a	--	--	--	Dos caminos	34
1879	26 Ene.	3:50 am.	b	✓	--	--	Pue, Orizaba Oax, Pochutla	34
1879	17 Mayo	--	a	--	--	--	Valle de Méx. oriente, sur y occidente	34
1879	4 Jun.	--	a	--	--	--	Acapulco Dos caminos	34
1879	5 Jun.	--	a	--	--	--	Chilpancingo	34
1879	3 Ago.	--	b	--	T	✓	Guerrero	34
1879	23 Dic.	--	a	--	--	--	Volcán de Colima	34
1880	9 Sep.	--	a	--	--	--	Ayapango	34
1880	11 Oct.	--	a	--	O	--	Méx. Toluca	34
1880	27 Oct.	--	a	--	--	--	Méx. Toluca anexos.	34
1880	20 Nov.	--	a	--	--	--	Oaxaca Cuicatlán	34
1880	3 Dic.	--	a	--	--	--	Tehuantepec Orizaba	34
1880	23 Dic.	--	a	--	--	--	Acapulco Chilpancingo	34
1881	22 Feb.	--	a	--	--	--	Alamos	34
1881	4 Mar.	--	a	--	--	--	Minatitlán	34
1881	30 Mar.	--	a	--	--	--	Tehuacán Anexos.	34
1881	3 Mayo	--	a	--	--	--	Colima	34

1880	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1881	30 Mayo	--	a	--	--	--	Córdoba	34
1881	31 Mayo	--	a	--	--	--	Sn.Cristóbal	34
1881	13 Ago.	12 a.m.	a	--	--	--	Sn.Juan Bau- tista Tabasco	34
1881	16 Ago.	--	a	--	0.	--	Córdoba	34
1881	17 Ago.	--	n	--	--	--	Cd. Guzmán	34
1881	19 Ago.	--	n	--	T	--	Guaymas	34
1881	25 Oct.*	8 a.m. 10 a.m.	a	--	--	✓	Tehuantepec	34
1881	12 Nov.	--	a	--	--	--	Oaxaca Huimanguillo	34
1881	14 Nov.	Madru- gada	a	--	T	--	Macota Colima	34
1881	16 Nov.	Madru- gada	a	--	--	--	Guadalajara	34
1882	5 Ene.	Mañana	a	--	T	--	Tehuantepec	34
1882	9 Ene.	--	a	--	0	--	Villa de Juárez, Juch.	34
1882	16 Marzo	Mañana	a	--	T	--	Acapulco	34
1882	8 Abril	Tarde	a	--	--	--	Córdoba, Cri- zaba, Jalti- pan	34
1882	10 Abril	--	a	--	0	--	Tehuantepec	34
1882	23 Abril	--	a	--	0	--	Dos caminos, Chilpancingo, Yautepec	34
1882	24 Abril	--	a	--	0	--	Acapulco, Dos caminos	34
1882	4 Mayo	--	a	--	0	--	Tequisistlán	34
1882	7 Mayo	Mañana	a	--	0	--	Tehuantepec	34
1882	12 Mayo	--	a	--	T	--	Dos caminos, Acapulco	34
1882	15 Mayo	--	a	--	T,0	--	Tequisistlán Tehuantepec	34

ANO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DANOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1882	6 Jun.	12 p.m.	a	--	--	--	Acapulco Dos caminos	34
1882	10 Jun.	--	a	--	T	--	Oaxaca	34
1882	17 Jun.	--	a	--	--	--	Mezcala	34
1882	19 Jun.	--	b	--	--	--	Tehuantepec	34
1882	20 Jun.	--	a	--	0	--	Oaxaca, Villa de Júarez.	34
1882	8 Jul.	5:25 a.m.	a	--	0	--	Colima	34
1882	19 Jul.	2:35 p.m./-	c/c/a	-	-1/0/-	--	Oaxaca, Valle de México, Huajuapán, Puebla.	34/41
1885	3 Ago.	--	b	✓	--	--	Tehuantepec	34
1886	16 Ene.	--	a	--	--	✓	Volcán de Colima	34
1887	3 Mayo	--/--	b/b	✓/✓	--/--	--/--	Chihuahua Sonora, Bavispe, Arispe.	34/41
1887	29 Mayo.*	2:50 a.m.	b/c	--/--	0/0	✓/✓	México, Chilpancingo Texcoco	34
1888	6 Sep.	8 p.m.	b	--	0	--	Guerrero, Veracruz.	34

ANO	FECHA	HORA	TIPC DE INFORMACION	DANCOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1889	1 Ago.	--	a	--	--	--	Jalisco, Michoacán	34
1889	6 Ago.	tarde	a	--	0	--	Guerrero, Gaxaca, Puebla México.	34
1889	17 Ago.	--	b	--	--	--	Teloloapan Gro.	41
1889	5 Nov.	--	b	✓	--	✓	Volcán de Colima.	34
1891	3 Dic.	--	a	--	--	✓	Volcán de Colima.	34
1892	1 Ene.*	--	a	--	--	--	México	34
1892	24 Jun.	--	a	--	--	--	Guadalajara Jal.	41
1892	2 Jul.	--	a	--	--	✓	Guadalajara Jal.	34
1897	30 Jun.*	--	b	✓	--	✓	Tehuantepec	34
1899	24 Ene.	5:09 p.m.	c	✓	0	--	México	35
1899	25 Marzo	Mañana	b	✓	--	--	Gaxaca, Méx.	35
1900	16 Mayo	12 p.m.	a	--	--	✓	Colima, México varias ciu dades.	35

NO	FECHA	HORA	TIPC DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1900	2 Jun.	--	a	--	--	✓	Guerrero	35
1902	16 Ene.	--	b	✓	--	--	Méx., Chilapa, Chilpancingo	35
1902	24 Ene.	4 a.m.	b	✓	--	--	Méx. y varias pob. de la República	35
1902	18 Abr.	7:50 pm.	b	--	0	--	Chis. Méx., Jalapa, Guer- rero, Ver.	35
1902	23 Sep.	1:47 pm.	b	✓	0	--	Tab. Méx. Chis. Tlax. Guerre- ro, Pue. Oax.	35
1902	24 Oct.	--	b	--	--	✓	Oax., Chis. Guerrero	35
1903	21 Feb.	1:30	b	✓	--	✓	Colima	35
1903	11 Abr.	noche	a	--	--	--	Méx. y otras pob. de la República	35
1903	24 Jun.	--	a	--	--	--	Col., Mich., Guerrero	35
1904	3 Ene.	2:48 pm.	a	✓	--	--	México	35
1904	23 Mar.	11:20p.m.	a	--	--	--	Méx. y otras partes de la República.	35
1904	12 Abr.	--	a	--	--	--	Pue. Guerre- ro, Jal. Méx., Mich.	35
1905	9 Mayo.*	Noche	a	--	--	--	Méx. Y Mu- chas partes de la Rep.	35
1905	23 Jul.	--	a	--	--	--	Chilpancingo	35
1905	26 Oct.	--	a	--	0	✓	Chilpancingo	35
1905	13 Dic.	--	a	--	--	✓	Chilpancingo	35
1906	16 Mar.	2:30a.m.	a	--	--	--	Méx. y otras partes de la República.	35

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1907	14 Abr.	11:35pm.	c/c	///	-/-	///	Pue.Méx. Oax.Ver. Todo Acapul- co, Tlax.	9/35
1908	20 Feb.	--	a	--	--	--	Guerrero Chilpancingo	35
1908	26 Mar.*	4:25p.m. 9:15p.m.	a	--	--	--	Guerrero, ex- tensa zona de la Rep.	35
1909	30 Jul.	4:15a.m.	b	✓	T	--	Acapulco	9
1909	30 Jul.*	4:15, 4:25 a.m.	c	✓	--	--	Aca.Méx. Mu- chos puntos de la Rep.	35
1910	30 Mayo	Noche	a	--	--	--	extensa zona de la Rep.	35
1911	7 Junio	4:26a.m.	c/b	///	-/-	///	Méx.Col.Jal.	9/35
1911	16 Dic.	12:38	b/b	///	-/-	-/-	Méx.extensa zona del país.	9/35
1912	19 Jul.*	6:48	b	✓	--	--	Guadalajara	35
1912	31 Jul. <sup>1</sup>	--	a	--	--	--	Guadalajara	35
1912	19 Oct.	7:20a.m.	c	✓	--	--	Méx.Edo de Méx.Atlaco- mulco.	35
1917	3 Jul.	--	a	--	0	--	Oaxaca	35
1917	4 Nov.	--	a	--	--	✓	Tehuantepec	35
1917	29 Dic.*	1y4 p.m.	a	--	--	--	México	9
1920	3 Ene. <sup>1</sup>	9:45p.m. 9:48p.m. 10:25p.m.	c/c	///	0,T/O,T	///	Méx.,Ver., Coscomete- pec.	9/35

FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1920	19 Mar.	2:30p.m.	a	--	--	Oax.Méx.ex- tensa zona de la Rep.	35
1925	11 Dic.	--	a	--	--	México	35
1925	26 Dic.	--	a	--	--	Veracruz	35
1928	1º Ene.	Madrugada	a	--	O,T	Méx. y va- rios Estados	35
1928	9 Ene.	10:30p.m.	a	--	--	Méx. y va- rios Estados	35
1928	9 Feb.	22:30 hrs.	b	--	--	Puebla	9
1928	21 Mar.	20 hrs.	b	/	--	Oax., Foco Pochutla	9
1928	24 Mar.	--	b	/	--	Oaxaca	35
1928	16 Abr.	21:26 hrs. 21:10 hrs.	a/a	//	-/-	Oax.Tehuana- tepec., Foco Cuicatlán.	9/35
1928	18 Jun.	21:10	c	/	--	Oaxaca.	9
1928	6 Julio	--	a	--	--	México.	35
1928	4 Ago.	12:27 del día	b/b	-//	-/-	Oax. Méx. Pinotepa.	9/25
1928	28 Ago.	--	a	--	T	Tapachula, Chis.	35
1928	30 Sep.	--	a	--	--	Oaxaca	35
1928	3 Oct.	9 p.m.	b	//	-/0	Foco Pino- tepa. Méx.	9/35
1928	14 Oct.	--	a	--	--	Colima	35
1928	31 Oct.	--	a	--	T	Parral, Chih.	35
1928	5 Nov.	--	a	--	--	Pinotepa, Oax.	35
1931	2 Ene.*	--	a	--	--	Foco en el Océano Pacif.	35
1931	10 Ene.	--	b	--	/	Tepic. Nay.	35
1931	14 Ene.	6:50p.m.	b/b	//	-/-	Oax. Méx.	35/3

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1931	15 Ene.*	--	a	--	--	--	Oaxaca.	35
1931	17 Ene.	--	c	✓	--	--	Oaxaca	35
1931	19 Ene. <sup>1</sup>	--	c	✓	--	--	Oaxaca	35
1931	29 Abr.	--	a	✓	0	--	Chilpancingo	35
1931	18 Mayo	--	b	✓	--	--	Pinotepa, Oax.	35
1931	17 Jul.	--	a	--	--	--	Pue., Ver.	35
1931	13 Ago.	--	a	--	--	--	Pinotepa, Oax.	35
1931	3 Oct.	6:30 a.m.	--	--	0	--	Colima	35
1931	12 Oct.	--	a	--	--	--	Tenancingo Méx.	35
1931	6 Nov.	--	a	--	--	✓	Pinotepa	35
1931	16 Nov. <sup>1</sup>	--	a	--	--	--	Pinotepa	35
1931	30 Nov.	6 a.m.	a	--	--	--	Villa Artea- ga, Mich.	35
1931	7 Dic.*	--	b	sin daños	T	--	Acapulco e inmediacio- nes	35
1932	14 Ene.*	--	a	--	--	--	Oaxaca	35
1932	27 Ene.	20:40hrs.	a	sin daños	--	--	Pinotepa	35
1932	10 Marzo	--	a	--	--	--	Oax. Ver.	35
1932	13 Marzo	10:25hrs.	a	--	0	--	Méx. Acapulco	35
1932	24 Abr.*	entre 1 y 2 a.m.	a	✓	--	--	B. C.	35
1932	7 Mayo	Madrugada	a	--	--	--	Guaymas	35
1932	3 Junio	4:32a.m.	b/b	✓/✓	-/0	-/-	Col. Méx. Mich.	9/35
1932	9 Jun.	--	a	--	--	✓	Col. Jal. Nay., Méx.	35
1932	13 Jun.	Madrugada	b	✓	--	✓	Colima.	35

ANO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1932	18 Jun.	5:17a.m.	b	✓	---	---	Col.Jal.	35
1932	25 Jun.	---	b	---	---	---	México	35
1932	11 Jul.*	---	b	✓	---	---	Jalisco	35
1932	12 Jul.	---	a	---	---	---	México	35
1932	25 Jul.	Madrugada	a	---	---	---	Col.Jal.	35
1932	29 Jul.	---	a	sin daños	---	---	Pinotepa	35
1932	16 Ago.	2:25a.m.	a	---	T	---	México	35
1932	26 Ago.	---	b	✓	---	✓	Col.Manzanillo	35
1932	7 Dic.	---	a	---	---	---	Col.,Jal.	35
1932	11 Dic.	---	b	---	---	✓	Oaxaca	35
1933	24 Ene.	---	a	---	---	---	Michoacán	35
1933	21 Feb.	---	b	sin daños	---	✓	Zihuatanejo	35
1933	17 Mar.	---	a	---	0	---	Sn.Jerónimo Oaxaca.	35
1933	28 Mar.	---	a	---	T	---	Sn.Andrés, Tux. Ver.	35
1933	16 Ago.	2:25a.m.	b	---	T	✓	Méx.,Foco Tlalpan.	9
1934	27 Ene.	3:10a.m.	a	---	---	---	México	35
1934	10 Abr.	---	b	---	---	✓	Oax. Sn Jerónimo	35
1934	13 Abr.*	---	a	---	---	---	Acapulco	35
1934	2 Mayo*	---	a	---	---	---	Acapulco	35
1934	16 Jul.	---	a	---	---	---	Méx.Pue. Ver.Oax.	35
1934	10 Ago.*	---	a	---	---	---	Querétaro	35
1934	14 Sep.	---	a	---	0	---	Méx.Iguala Gro.y Anexos	35

ANO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1934	15 Sep.	--	b	✓	--	--	Talpa, Jal.	35
1934	5 Nov.	--	a	--	0	--	Acapulco	35
1935	29 Jun.	--	a	--	--	--	Col. Mich. Méx.	35
1935	11 Ago.*	--	a	--	--	--	Pinotepa	35
1936	11 Dic.	--	a	--	T	--	C. Bravo	35
1937	25 Jul.	9:45	a	--	0	--	Afectó va- rios Edos. principal- mente, Ver.	35
1937	6 Oct.	--	a	--	--	--	Méx. y Edos. circunvecinos	35
1937	23 Dic.	23 p.m.	a/b	-/✓	-/-	-/-	México	9/35
1938	2 Ene.	4:28p.m.	b	✓	--	--	México.	9
1938	2 Mayo	8:15p.m.	a	--	--	--	gran parte de la Rep.	35
1938	11 Mayo	8:45a.m.	a	--	0	--	México	35
1938	12 Ago.	--	a	--	--	--	Acapulco	35
1938	6 Sep.	--	a	--	--	--	Sn. Miguel Allende. Col.	35
1938	20 Sep.	--	a	--	--	--	Sn. Miguel Allende y Guanajuato.	35
1938	9 Nov.	--	a	--	--	--	Ometepec, Guerrero	35
1939	8 Ago.	--	a	--	T	--	Guanajuato	35
1939	3 Dic.	--	a	--	--	--	Sn. Cristó- bal, Chis.	35
1940	20 Abr.	--	a	--	--	--	Coatepec, Ver.	35
1940	25 Oct.	--	a	--	T	--	Oaxaca, Oax.	35
1941	23 Feb.	--	a	--	T	--	Méx. epicen- tro en Gro.	35

AÑO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenómenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1941	15 Abr.	13:10hrs.	b/b	///	-/-	-/-	Col.Méx. Mich.Jal.	9/35
1941	25 Abr.	--	a	--	--	--	Col.Jal.	35
1941	28 Abr.	--	b	✓	--	--	Teocatlán, Jal.	35
1941	10 Jun.	--	a	--	--	--	Colima	35
1941	10 Jul.	--	a	--	0	--	Comitán, Chis.	35
1942	20 Jun.	--	a	--	--	--	México	35
1942	6 Ago.	--	a	--	--	--	Oax.Ver. Chis.Méx.	35
1942	5 Oct.	--	a	--	--	--	México	35
1942	11 Nov.	11 p.m.	b	✓	--	--	Varios Edos. de la Rep.	35
1942	24 Nov.	--	a	--	--	--	Pue. Oax.	35
1943	20 Feb.	3:22a.m.	b	✓	--	--	Michoacán	9
1943	7 Jun	--	a	--	--	--	Méx. y otros lugares.	35
1944	13 Ene.	15:10hrs.	b/b	sin daños	-/-	✓	Méx.Mich.	9/35
1944	26 Ago.	--	b	✓	--	✓	Gral.Terán, N.L.	35
1945	27 Oct.	--	a	--	--	--	Juchitán, Oax.	35
1946	10 Jul.	--	b	--	--	--	Oax.Chis. Pue.Ver.Gro.	35
1948	24 Ene.	--	a	--	--	--	México	35
1948	11 Ago.	--	a	--	T	--	Méx.Pue. Ver.Oax.Chis.	35
1948	4 Dic.	--	b	✓	--	--	Islas Marías	35
1949	21 Sep.	--	a	--	--	--	Méx.Chis. Oax.Pue.Ver.	35
1957	28 Jul.	2:40am.	c	✓	--	--	Méx.Chilpan- cingo.	9

NO	FECHA	HORA	TIPO DE INFORMACION	DAÑOS	O-oscilación T-trepidación	Fenomenos Accesorios	LUGAR	FUENTE
1961	9 Dic.	22:47 hrs.	b	✓	--	--	Méx., To luca	9
1962	11 Mayo	8:12 a.m.	b	✓	--	--	México	9
1962	19 Mayo	8:58 a.m.	b	✓	0	--	México	9

## BIBLIOGRAFIA

- 1.- Bullen, K.E., 1963. An Introduction to the theory of Seismology Cambridge Univ. Press, Cambridge, 3 ed. 381 pp.
- 2.- Esteva, L. y Rosenblueth, E., 1964. Espectros de Temblores a distancias moderadas y grandes. Bol. Soc. Mex. Ing. Sísmica, 2:1-18.
- 3.- Gutenberg, B. 1927. Structure of the earth's crust and Spreading of the Continents. Bull. Geol. Soc. Am. 47: 1578:1610.
- 4.- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and asociated phenomena, Princeton Univ. Press., Princeton, N.J., 2 ed., 310 pp.
- 5.- Gzovsky, M.V, 1954. Tectonic strain models in earth strain and deformation, 12v. IZV. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz, 6: 527-545.
- 6.- Lomnitz, C. and Epstein, B., 1966. A model for the occurrence of large earthquake. Nature, 211:254-956.
- 7.- Jiménez, Z., 1981, Informes Internos, Instituto de Geofísica, UNAM, Depto. de Sismología.
- 8.- Lomnitz, C., 1982. Direct evidence of a subdirected plate under southern Mexico nature. V. 296:235-238.
- 9.- Richter, C.F. 1958. Elementary Seismology Freeman and Co., San Francisco, Cal., 768 pp.
- 10.- Medvedev, S.V., 1965. Engineering Seismology. Israel Progr. Sci. Transl. , Jerusalem, 260 pp.

- 11.- Newmark, N. and Rosenblueth, E., 1971. Earthquake Engineering, Prentice-Hall, New York, N.Y., 640 pp.
- 12.- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Magnitude and Energy of Earthquake, "Annali di Geofisica", 9, 1-15 (1956).
- 13.- Gutenberg, B. and Richter, C.F. "Earthquake Magnitude, Intensity, energy and aceleration, Bol. Seismological Society of America, 46, 2 (1956), 105-143.
- 14.- Esteva, L. Criterio para la construcción de espectros para diseño sísmico, Reunión conjunta, XII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería estructural, III Simposio Panamericano de Estructuras, Caracas, (1967).
- 15.- Newman, F. A broad formula for estimating earthquake forces on oscillators. Segundo Congreso Mundial de Ingeniería Sísmica, Tokio, (1960).
- 16.- Housner, G.W. "Fundamentos de Ingeniería Sísmica" Ingeniería, 32, 3, México, D.F., (jul, 1962).
- 17.- Figueroa, J. Recopilación de datos de intensidades de Temblores ocurridos en la República Mexicana", Manuscrito inédito.
- 18.- Figueroa, J., 1970. Catálogo de Sismos ocurridos en la República Mexicana, Reporte No. 272, II-UNAM, México.
- 19.- Bathi, M. and Duda S.J., 1979. Some aspects of global seismicity, Report No. 1-79, Seismological Institute, Uppsala, Sweeden.
- 20.- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquake, J. Geophys. Rev.. 82, 2981-2987.

- 21.- Lomnitz, C., 1977. A procedure for eliminating the indeterminacy in focal depth determination, *B Seism., Soc. Am.*, 67, 533-535.
- 22.- Singh, S.K.; Astiz, L. and Havskov, J., 1980. "Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination, *Instituto de Geofísica, UNAM.*
- 23.- Newman, F. Earthquake Intensity and relation ground motion. *Imprenta de la Universidad de Washington, Seattle, 1954.*
- 24.- Figueroa, J. Carta Sísmica de la República Mexicana (con datos hasta 1959), *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM.*
- 25.- Udias, A. *Introducción a la Sismología y Estructura Internas de la Tierra, Madrid, 1971.*
- 26.- UNESCO, *The assesment and mitigation of earthquake risk. París, 1980.*
- 26.- Lomnitz, C. and Rosenblueth, E. *Seismic risk and engineering Desicions, Cap. 6, Elsevier, Amsterdam, 1976.*
- 27.- Esteva, L. *Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico. Instituto de Ingeniería, UNAM, 182, 1968.*
- 28.- *Simpósio: Los asentamientos humanos en la falla de San Andrés. 5, 6, 7 y 8 de septiembre, Instituto Regional de Tijuana, 1979.*
- 29.- Wo, V. and Lee, S. *Investigation of the dimensional Soil - Structure interaction, USC.*

- 30.- Wong, H.L. Diffraction of P-SV and Rayleigh waves by surfaces topographics, USC. .
- 31.- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. Compilation and processing of Historical Seismological Data, Imperial College of Science and Technology, London, SW 7.
- 32.- Figueroa, J. Sismicidad en Oaxaca, II-UNAM, 360, 1975 (dic. 1975).
- 33.- Figueroa, J. Sismicidad en la Cuenca del Valle de México, II-UNAM, 289, 1971 (jul.).
- 34.- Lomnitz, C. Seismology in Mexico, Earthquakes Information Bulletin, Vol. 14, No. 1, (Jan-Feb. 1982) pp. 30-32.
- 35.- Bath, M. and Duda, S.J. Earthquake Volumen, Fault plane area, seismic energy, Satrain, deformation and related quantities, Annali di Geofisica, Roma, 1964. Vol. 17, 354-36
- 36.- Figueroa, J. Isosistas de Macrosismos Mexicanos. Revista Ingeniería, Vol. 33, No. 1, México, 1963.
- 37.- Medvedev, S. Engineering Seismology, Ed. IPST Staff, Jerusalem, 1965.
- 38.- Bath, M. Introduction to seismology, 2a. ed. Basel, Birkhäuser, 1979.
- 39.- Lomnitz, C. Global tectonics and earthquake risk, serie developments in Geotectonics 5, Ed. Elsevier Scientific publishing company, Amsterdam, 1974.
- 40.- Geller and Kanamori, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 167, pp 587-598, 1977.

- 41.- Kanamori and Anderson, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, 1975.
- 42.- Geller. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 66, 1976.
- 43.- Gumbel, E.J., 1958. Statistics of extremes, Columbia Univ. Press., New York, N.Y., 375 pp.