

AMENAZA SISMICA EN GUATEMALA

Enrique Molina¹, Mario Villagrán² y Juan Pablo Ligorria³

1 INSIVUMEH, Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología.

2 IAEC, Israeli Atomic Energy Commission.

3 St. Louis University, Missouri, INDE, Instituto Nacional de Electrificación

RESUMEN

El estudio de la amenaza sísmica en los últimos años ha proporcionado los siguientes resultados:

Existen tres fuentes sísmicas en el país: La zona de Subducción, los grandes fallas del Norte y los fallamientos menores en el Altiplano. Cada una de éstas ha generado sismos destructores. La vigilancia y el estudio de la actividad microsísmica ha permitido conocer con más detalle las características de la subducción y los fallamientos en el Altiplano.

Existen 4 estudios a la fecha que directamente estiman el potencial de la amenaza sísmica en Guatemala (debido al movimiento fuerte generado por las ondas sísmicas); 3 a nivel nacional y 1 a nivel específico (para la ciudad capital). Una gran similitud puede ser observada entre los resultados, los cuales reflejan que la amenaza aumenta gradualmente desde el Norte hacia el Sur del país. La expectativa en promedio para períodos de retorno de 50-100 años muestran que: entre $0.6-0.8 \text{ m/s}^2$ se encuentra la máxima aceleración esperada (PGA) para el Norte del departamento del Petén, $1.6-2.2 \text{ m/s}^2$ para la franja transversal (Huehuetenango-Izabal), $3.0-3.7 \text{ m/s}^2$ en la ciudad capital y $2.8-3.2 \text{ m/s}^2$ para la costa del Pacífico. Todos los valores fueron obtenidos de promedios entre los estudios a nivel nacional, a excepción del valor para la ciudad capital; creemos que es necesario elaborar más estudios de carácter específico.

La evaluación de los efectos producidos por terremotos anteriores y los estudios específicos de las condiciones del terreno han permitido identificar algunas zonas propensas a derrumbe, agrietamiento, hundimiento y licuefacción.

Estudios preliminares de respuesta de sitio muestran efectos de amplificación importantes en amplitud de las ondas a determinadas frecuencias y sobre distintos tipos de suelo dentro del valle de la Ciudad de Guatemala.

A pesar del alto nivel de amenaza sísmica y las lecciones de terremotos pasados, las instituciones responsables de ayudar en la reducción de los desastres naturales no cuentan con la estructura administrativa adecuada y los recursos necesarios para garantizar la continuidad de la vigilancia y evaluación del fenómeno sísmico. Ejemplo de esto es el deterioro de la Red Sismológica Nacional, la cual dejó de funcionar en 1993. A la fecha existen únicamente 5 estaciones de período corto que duramente cubren la ciudad capital y no existe aún ninguna red de estaciones para el registro de movimiento fuerte.

INTRODUCCIÓN

La experiencia nos demuestra que la forma más económica y eficiente para reducir los desastres naturales es contar con un programa de prevención (*a largo, mediano y corto plazo*). Las medidas preventivas buscan disminuir los daños o el riesgo ante determinada amenaza geológica, como los terremotos. Para fines prácticos, el riesgo se define como:

$$\text{Riesgo} = (\text{amenaza}) \times (\text{vulnerabilidad})$$

El riesgo es una medida o estimación de los daños; mientras que la amenaza mide el peligro al cual estamos expuestos y la vulnerabilidad la capacidad de soportarlo o no. De aquí se deduce lógicamente que la prevención de desastres por terremotos es dependiente de la reducción de la vulnerabilidad; pues la amenaza sísmica es un factor cuantificable pero no controlable ya que depende de propiedades físicas de la tierra que están fuera del control humano.

Brevemente podemos decir que la prevención a largo plazo es aquella que en esencia contempla la ubicación, planificación y diseño de grandes obras de infraestructura tales como ciudades, grandes proyectos de producción de energía eléctrica (hidráulica, geotérmica, por combustión o nuclear) y otros; mientras que la prevención a mediano y corto plazo radica en la ubicación y diseño de obras regulares y pequeñas de

infraestructura (edificios, plantas industriales, viviendas, etc.) creación de programas de educación constante, y a todo nivel sistemas de evacuación y alarma (pare-warning ad warning systems). Estos últimos por cierto son una opción recomendable para áreas de alta sismicidad (Guatemala, por ejemplo).

Sin embargo, prevención es un elemento íntimamente ligado con el aspecto económico y se deben fijar ciertos límites; es decir, que debemos conocer lo más preciso posible la amenaza para crear obras que no sean vulnerables, pero tampoco excesivamente costosas. La función de las geociencias en la prevención es estudiar el fenómeno natural con el fin de estimar la amenaza. La amenaza no solo varía en intensidad sino también en tipo. En el caso de los terremotos, el Cuadro 1 muestra los tipos de amenaza sísmica (Stewart, J.P., e al., 1995. Nichos, D. R. ad J. M. Bocinan-Banas, 1974. *Jalan Working Gripe flor T-4 Camada*, 1992.).

El objetivo del presente trabajo es mostrar el estado del conocimiento de la amenaza sísmica en el país y enfatizar la necesidad de continuar y mejorar el estudio de *la Sismología en Guatemala*. Para ello, en el Capítulo I, utilizamos *el Terremoto del 4 de febrero de 1,976* para ejemplificar los distintos tipos de amenaza y mostrar rápidamente cual era el estado del conocimiento en ese momento. En el Capítulo II, se presentan los resultados de los estudios realizados durante los últimos 20 años. El énfasis está puesto en el conocimiento que en forma directa o indirecta ha ayudado a mejorar la estimación de la amenaza sísmica en Guatemala. En el Capítulo III, se presentan las recomendaciones y conclusiones que a juicio de los autores ayudarán a mejorar y aumentar el conocimiento de la amenaza sísmica y la prevención de desastres por terremotos en Guatemala. Además, el Apéndice I contiene un listado bibliográfico por temas de artículos publicados internacionalmente en los últimos años que creemos pueden ser de mucha ayuda para el lector interesado.

Cuadro 1

TIPOS DE AMENAZA SÍSMICA

Causas directas:

- El desplazamiento de la falla.

Elástica

Plástica

- Movimiento producido por el paso de las ondas sísmicas.

- Deformación tectónica.

Causas indirectas, son producto de la combinación del movimiento de suelo y las condiciones locales del terreno:

-Cambios en la amplitud y contenido de frecuencia del movimiento original.

- Deformaciones permanentes. Estas pueden ocurrir por otros factores, el temblor solo actúa como un disparador en este caso. Estas se dividen en:

Deslizamiento o derrumbe

Hundimiento o subsidencia

Agrietamiento del terreno

Licuefacción

- Tsunami o maremoto.

EL TERREMOTO DEL 4 DE FEBRERO DE 1,976

Lecciones para la evaluación de la amenaza sísmica

Decidimos utilizar el terremoto del 4 de febrero de 1,976 para ejemplificar los distintos tipos de amenaza no solo por ser el punto de referencia del presente seminario sino también por ser el evento sísmico mejor documentado a la fecha en Guatemala y, desafortunadamente para nosotros los guatemaltecos un ejemplo del grado de amenaza sísmica al cual estamos expuestos y de la vulnerabilidad existente.

La mayoría de la gente recuerda los daños que produjo el terremoto, pero muy pocas recuerdan o conocen las causas naturales que lo provocaron. Sin pretender hacer un análisis detallado de ellas vamos a utilizar como guía el Cuadro 1, que contiene los distintos tipos de amenaza sísmica, para identificar cuales fueron observadas durante el terremoto de 1,976, en que medida contribuyeron a los daños y qué conocimiento previo se tenía. En otras palabras, buscamos entender un poco mas del porqué de la distribución e intensidad de los daños ocurridos.

Entre las causas directas tenemos:

Desplazamiento de la falla

El movimiento a lo largo de la falla del Motagua produjo una traza en la superficie de una longitud aproximada de 240 Km y un ancho promedio de 1 a 3 m. (máximo observado 9 m.). La traza observada en campo coincidió, dentro de 1 Km de variación, con el de la falla del Motagua mapeada y, se extendió 85 Km. más hacia el Oeste de lo conocido (Plafker, G., 1976). El desplazamiento horizontal, lateral izquierdo, fue en promedio de 1 m. (máximo observado 3.4 m) y los desplazamiento mayores a 2 m. ocurrieron en el extremo Oeste de la falla. El desplazamiento vertical observado en algunos lugares fue en promedio menor al 30% del desplazamiento horizontal (Plafker, G., 1976). La mayor parte del desplazamiento ocurrió durante las pocas decenas de segundos

que duró el proceso de ruptura, pero éste continuó en forma asísmica o plástica durante los meses siguientes, aumentando un 24% en los 4 meses subsiguientes al evento (Buckman, R.C., G. Plafker and R.V. Sharp, 1978).

El movimiento de la falla del Motagua activó otros sistemas de fallas (Plafker, G., 1976; Langer, C. J. and G. A. Bollinger, 1979) como: el tramo Este de la falla de San Agustín, al Norte y paralela a la falla del Motagua; y fallamientos secundarios en Tecpán, Chimaltenango, Mixco y Aguacaliente. En el caso de los fallamientos de Mixco, se observó un conjunto de fallas paralelas con dirección aproximada Norte-Sur y longitudes de 100 m. a 3.5 Km. El desplazamiento observado fue principalmente vertical, normal, aproximadamente de 12 cm. con una pequeña componente horizontal, lateral derecha, de aproximadamente 5 cm. Estas fallas tenían evidencia de movimientos anteriores (Plafker, G., 1976; Plafker, G., M.G. Bonilla, and S. B. Bonis, 1977).

Los principales daños asociados al desplazamiento de las fallas, principal y secundarias, fueron en carreteras, líneas férreas y construcciones, observados principalmente en los municipios de Gualán, Cabañas, Subinal en el departamento de Zacapa y Mixco en el departamento de Guatemala, y al Oeste de la Ciudad Capital.

Movimiento producido por las ondas sísmicas

El proceso de ruptura que dio como resultado el desplazamiento en la falla del Motagua ha sido descrito por varios autores (Dewey, J.W. and B.R. Julian, 1977, Kanamori, H. and G.S. Stewart, 1978; Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1982; Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1986; Young C.J, T. Lay, and C. S Lynnes, 1986; Kikuchi, M and H. Kanamori, 1991) como: complejo, abrupto, bilateral y asimétrico. Complejo, porque el terremoto estuvo formado por varios eventos, entre 5 a 9 importantes. Siendo el primero el correspondiente al epicentro, cerca a Los Amates en el departamento de Izabal, en donde se inició la ruptura. Abrupta, porque entre un evento y otro la ruptura paró para continuar a los pocos segundos. Esto podría explicar el incremento de energía en las altas frecuencias (Kanamori, H. and G S. Stewart, 1978) Bilateral, porque la ruptura se propagó primero

al Este y luego al Oeste Asimétrica, porque al Este rompió aproximadamente 75 Km. y en cambio al Oeste unos 150 Km.. Esto último produjo un aumento en la amplitud de las ondas que se propagaron al Oeste, debido a un efecto de interferencia constructiva entre las ondas producidas por cada evento (Espinosa, A. et al. 1978). El proceso de ruptura duró entre 80 y 120 segundos. La profundidad de los sismos estuvo entre 5-15 Km.

Los factores arriba mencionados produjeron aceleraciones importantes (>0.05 g.), en lugares hasta 50 Km. de la falla, que duraron varias decenas de segundos, 30-40 s. (Knudson, C. F., 1978; Espinosa, A. et al., 1978; Arce, A., 1986)

La vibración del terreno producida por las ondas sísmicas fue lo que causó la mayoría de los daños a viviendas, obra civil, líneas vitales, etc. La distribución de los daños producidos por este tipo de amenaza sísmica se resumen en la Figura 1, ésta figura muestra la distribución de las intensidades Mercalli Modificada MMI observadas (Espinosa, A. et al., 1978). Solo debemos recordar que la distribución de intensidades no solo refleja los efectos de las ondas sísmicas sino también la distribución y densidad de la población.

Entre las causas indirectas tenemos:

Amplificación del Movimiento del Suelo

La topografía del terreno, el espesor y tipo de suelo pueden amplificar el movimiento de las ondas sísmicas. Para el terremoto de 1,976 las zonas más dañadas estaban, en la mayoría de los casos, sobre depósitos de material volcánico poco consolidado, de varias decenas de metros de espesor (Plafker G, 1976). Desafortunadamente no se cuenta con información detallada para poder distinguir entre el efecto de las condiciones locales del terreno y los de la fuente, descritos anteriormente.

Deformaciones Permanentes

Estas son producto de la inestabilidad del terreno y el movimiento sísmico. La figura 2 resume las principales deformaciones permanentes observadas durante el terremoto de 1,976, éstas fueron: deslizamientos, agrietamiento y licuefacción; localizadas dentro de una franja de 40-50 Km. paralela a la falla del Motagua. La principal zona de deslizamientos estuvo localizada en el extremo Oeste de la falla, los agrietamiento del terreno y la licuefacción en zonas bajas cercanas a ríos o lagos, la mayoría en el Departamento de Izabal.

Los daños producidos por los derrumbes fueron: interrupción en las líneas vitales, en algunos lugares destruyeron viviendas o edificios y rellenaron el cauce de los ríos formando presas naturales. El fracturamiento, subsidencia y licuefacción fueron observados; principalmente en el Valle del río Motagua, a lo largo de la costa atlántico de Guatemala y Honduras. Además, en las orillas de los lagos de Amatitlán y Atitlán causaron daños a sistemas de riego, carreteras, áreas de cultivo, líneas de tren, edificios y muros de contención

De los distintos tipos de amenaza sísmica indicados en el Cuadro 1, el mayor causante de los daños durante el terremoto del 4 de febrero de 1,976 fue el movimiento del terreno producido por las ondas sísmicas, sumado a un sistema de construcción muy vulnerable (adobe en su mayoría). Los únicos tipos de amenaza sísmica que no fueron observados son: la deformación tectónica y Tsunami

Estado del Conocimiento en 1976

Para este año la situación tectónica y la geología regional estaban definidas (Molnar y Sykes, 1968; Dengo, G., 1968, respectivamente). El mapa geológico de la República escala 1 500,000, 16 mapas geológicos escala 1:50,000 y 2 escala 1:250,000.

La historia sísmica, además de lo que revelaba la geología, consistía en catálogos de sismos históricos (Molina E. y Villagrán M., 1990). La información instrumental de sismos ocurridos en Guatemala provenía de la Red Mundial *World Wide Standard*

Seismograph Network (WWSSN), desde principios de siglo, y de la estación sismológica del Observatorio Nacional, desde 1925. En la Figura 3 se muestra la distribución de epicentros localizados por la Red Mundial durante el periodo 1960-1976 y en la Figura 4 se resumen la sismicidad observada durante el periodo 1925-1975 por la estación del Observatorio Nacional.

Las primeras estaciones sismológicas modernas (tipo analógico) fueron instaladas en 1972 como parte del Proyecto Vulcano entre el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y el Instituto Geográfico Nacional, que en 1975 pasó al Observatorio Nacional. Para 1976 el Proyecto Vulcano contaba con siete (7) estaciones, formando una pequeña red alrededor de los volcanes de Acatenango, Fuego, Agua y Pacaya. Este grupo de estaciones proporcionó la primera visión a detalle de la actividad microsísmica ($M < 4.0$). Otros tipos de instrumentos sismológicos instalados antes de 1976 consistían en dos acelerógrafos, uno tipo Montana (O.N.) y otro RFT-250 (USAC), 2 sismoscopios (USAC). Desafortunadamente los acelerógrafos no registraron el terremoto de 1976 debido a problemas técnicos (Knudson C., 1976).

En resumen, para 1976 se empezaban a identificar las fuentes sísmicas y no se tenía idea de las aceleraciones máximas que se podían esperar. Acerca de los efectos de amplificación de las ondas y las deformaciones permanentes, no existía información publicada. Esto daba como consecuencias que para fines de prevención nuestro único conocimiento de la amenaza sísmica era "*en Guatemala tiembla porque hay muchas fallas y volcanes*"

A nivel de gobierno, universidad y sector privado la ignorancia del problema llama la atención, como se puede apreciar en los siguientes comentarios:

..... debemos señalar con franqueza que no estábamos preparados para enfrentar un fenómeno de esta naturaleza..... (Balcárcel, M. A., 1978).

.....se pudo constatar que eventualidades de esa naturaleza no podían ser atendidas del todo satisfactoriamente a través de los conocimientos impartidos en la facultad... (Barrientos, C., 1978). Así, la conmoción mencionada ya no sólo obedecía al

problema del sismo sino que se comenzó a cuestionar, una vez más, el tipo de enseñanza de la Universidad (Barrientos, C., 1978).

... establecer una metodología racional de prevención para casos de desastres naturales, así como una metodología racional de acción, que evite la improvisación en el momento después del desastre (Chavarria F., 1978)

.. cabe señalar como un hecho importante la falta de experiencia en momentos de esta naturaleza ... (Rivera, H. M., 1978).

II. AMENAZA SISMICA EN GUATEMALA

Estado del Conocimiento

En este capítulo se presentan los resultados de los estudios, realizados en los últimos 20 años, que han contribuido a mejorar el conocimiento de la amenaza sísmica en Guatemala. No se discuten las conclusiones obtenidas por distintos autores o la metodología y procedimientos utilizados y estos últimos se mencionan si se considera muy importante. El lector interesado en profundizar en el tema puede consultar la bibliografía respectiva.

Para su mejor comprensión, este capítulo se ha dividido en dos partes, la primera presenta el marco tectónico regional y la información sobre la amenaza sísmica derivado de ellos y en la segunda se define cada tipo de amenaza, la información necesaria para identificarla, medirla y el estado del conocimiento.

Marco Tectónico Regional

Los terremotos, las erupciones y las fuerzas que forman las montañas son producto de un mismo fenómeno natural, conocido como la dinámica de la corteza terrestre. El modelo más aceptado para explicar el comportamiento de la corteza es la teoría de las placas tectónicas, la cual define la corteza terrestre como un cascarón fragmentado (a cada

fragmento se le llama placa tectónica). Fuerzas generadas por el calor interno de la tierra, hacen que las placas se desplacen causando sismicidad, especialmente entre los bordes de las placas. De aquí que la explicación en general del porqué de los terremotos y volcanes en Guatemala es: su posición en el rompecabezas tectónico; de hecho, Guatemala está situada en una triple intersección de placas tectónicas, ver Figura 5.

El marco tectónico regional (Molnar y Sykes, 1969; Dewey y Suárez, 1991) muestra que el territorio nacional está repartido en tres placas: Norteamérica (NA), Caribe (CA) y Cocos (CO). El movimiento relativo entre ellas, su composición (oceánica y continental) y su edad geológica producen dos tipos de límites o zonas de contacto: el primero, tipo transcurrente entre las placas de NA-CA, cuya expresión en superficie son las grandes fallas de Chixoy-Polochic, Motagua-San Agustín y Jocotán-Chamelecón. El segundo, de tipo convergente entre las placas de CO-CA, en este proceso la placa de CO se incrusta por debajo de la placa del CA, fenómeno conocido como subducción. Los rasgos topográficos asociados a este proceso son: la fosa y el arco volcánico mesoamericano.

Los estudios más recientes sobre sismo-tectónica han tratado los siguientes temas: la geometría y continuidad de la zona de subducción (Ponce, L., et al, 1992; Burbach, G V , et al, 1989; Dean, B. W. and C. L. Drake, 1978), la velocidad de convergencia y uniformidad del desplazamiento en la subducción (McNally, K. L , and B. Minster, 1981), la triple unión de la placas CA-CO-NA (Guzmán-Speziale, M., et al, 1989). Los trabajos de G. Dengo (1968) y Dewey, J. W. y G Suárez (1991) presentan una revisión bibliográfica sobre el tema; así como el de Mann, P , C. Shubert y K. Burke (1990) que presentan los resultados geológicos y geofísicos para luego describir e interpretar los rasgos neotectónicos de la región. Todo esto sirve de marco de referencia para el estudio del fenómeno sísmico en Guatemala

La relación entre los terremotos y los distintos sistemas de fallas o fuentes sísmicas en Centro América ha sido estudiada por varios autores (Carr, M., 1977; Carr, M., and R. Stoiber, 1977; White, R., 1991; White, R., and D. Harlow, 1993), en resumen: durante el presente siglo han ocurrido unos 70 terremotos en Centro América, de éstos 40 asociados a los fallamientos superficiales cercanos al arco volcánico, 20 en la zona de subducción, 6

en los grandes fallamientos de Chixoy-Polochic y Motagua. El resumen de los daños es: 17,000 muertos por sismos ocurridos en los fallamientos superficiales cercanos al arco volcánico, 2,000 muertos por sismos en la zona de subducción y 23,000 (terremoto de febrero 1,976) en las grandes fallas de Chixoy-Polochic y Motagua. Los autores arriba mencionados concuerdan en que la principal fuente de amenaza sísmica en Centro América son las fallas superficiales cercanas al arco volcánico y a la mayoría de ciudades. Los terremotos producidos por este tipo de fallas son de magnitud moderada $4.0 < M < 6.5$, muy superficiales, $h < 15.0$ Km., y ocurren con mucha frecuencia a lo largo del arco volcánico centroamericano, en promedio uno (1) cada 2.5 años.

AMENAZA SISMICA EN GUATEMALA

Causas directas:

Desplazamiento de la Falla

Al ocurrir un sismo grande los desplazamiento en la falla pueden ser del orden de decenas de centímetros a varios metros, por lo que la localización de las fallas superficiales debe ser consideradas en la evaluación de la amenaza. El desplazamiento de algunas fallas o secciones de éstas puede ocurrir en forma plástica o asísmica, es decir sin que se produzcan temblores. Este tipo de amenaza se limita a zonas muy cercanas al trazo de la falla.

La identificación y mapeo de las fallas activas permite delimitar las zonas sujetas a este tipo de amenaza. Otra clase de información, como la vigilancia de la actividad microsísmica, ayuda a descubrir o definir mejor las dimensiones de fallas que no muestran rasgos en superficie.

La información básica para identificar este tipo de amenaza es la geología general. En Guatemala existen los mapas geológicos con escalas: 1:500,000 toda la República, tres (3) de once (11) escala 1:250,000 y treinta y cuatro (34) de trescientos treinta (330) escala 1:50,000 (Bonis, et al., 1990, Guía del Investigador Geográfico, 1990).

Movimiento del Suelo Producido por las Ondas Sísmicas

Cuando un sismo (de cualquier magnitud) ocurre, la superficie de la tierra experimenta movimientos vibratorios tanto verticales como horizontales, a distintas velocidades y aceleraciones (dependiendo de las características del terreno, distancia y la frecuencia con que las ondas pasan). Tales movimientos pueden ser casi insignificantes (del orden de nanómetros, micrómetros) hasta relativamente grandes (centímetros). El parámetro más importante para la ingeniería es la aceleración. A los valores máximos se les denomina PGA (Peak Ground Acceleration); normalmente valores iguales o mayores a 0.05 veces la aceleración de la gravedad ($\sim 0.5 \text{ m/s}^2$) son considerados importantes y pueden causar daños. Este tipo de amenaza es la que produce, por lo general, mayores consecuencias durante un terremoto, aún en lugares a varias decenas o cientos de kilómetros de la falla o del epicentro (El terremoto de México en 1985 es un ejemplo).

Como se dijo en el párrafo anterior, el movimiento del suelo en un punto depende de: el tipo de falla que origina el sismo, la distancia al epicentro y las condiciones locales del terreno. Para estimar el grado de amenaza al cual estamos expuestos en este caso, necesitamos conocer cuales son las fuentes o fallas que pueden generar sismos destructores, de que magnitud, profundidad, con que frecuencia en el tiempo, como se atenúa la amplitud de las ondas (según su frecuencia o período) con la distancia (ley de atenuación) y calcular con que probabilidad, en el tiempo (años, décadas, siglos), se pueden dar aceleraciones horizontales importantes.

La información básica para identificar las fuentes sísmicas y conocer sus características o comportamiento en el tiempo es la historia sísmica del país. Esta última ha sido descrita utilizando distintos métodos que abarcan diferentes periodos de tiempo, ver Cuadro 2.

La información geológica permite identificar las fallas activas y conocer su comportamiento en las últimas decenas de miles de años, lo cual es básico para cualquier estudio de amenaza sísmica. Además de los mapas geológicos publicados, existe información detallada sobre los desplazamiento ocurridos en las fallas de Chixoy-Polochic y Motagua en los últimos miles a decenas de miles de años (Mann, P., C. Shubert, and K. Burke, 1990).

La información de relatos o descripción de los daños abarca los últimos 500 años y se encuentra resumida en varios catálogos (Molina, E. y M. Villagrán, 1990). Este tipo de datos ha permitido reconstruir el escenario de los daños (distribución de intensidades MMI) para algunos sismos y de aquí inferir que falla o fuente los generó, entre otros parámetros. Estos se conocen como estudios macrosísmicos y a la fecha existen para: el terremoto de 1,816 en la falla de Chixoy-Polochic (White, R., 1983), el terremoto de San Rafael del 24 de octubre de 1765 en el Occidente de Guatemala (González, M., 1987), para varios sismos ocurridos en la zona de subducción en el presente siglo (León C., A. J., 1986), para sismos superficiales cercanos al arco volcánico y los grandes fallamientos del norte, también durante el presente siglo (White, R., and D. Harlow, 1991), y otros en la base de datos sismológicos (1977-1996) e informes de la Sección de Sismología de INSIVUMEH

Cuadro 2

Historia Sísmica

- Información No-instrumental.

Evidencia geológica (últimas decenas de miles de años).

Relatos o descripción de los daños o efectos causados por terremotos. Como informes de gobierno, eclesiásticos, cronistas, historiadores, viajeros, testigos presenciales, etc.. (para los últimos 500 años)

-Información Instrumental.

Registros de estaciones lejanas, $d > 1000$ km (desde 1900 a la fecha).

Registros de estaciones locales:

Estación de período largo, tres componentes (1925 a 1976, por el Observatorio Nacional, y de 1977 a 1985 por INSIVUMEH).

Red Sismológica Nacional, INSIVUMEH

Redes Sismológicas para vigilar la actividad microsísmica en los sitios de presa de los proyectos hidroeléctricos de Chixoy y Chulac, INDE (durante la década de los años ochenta).

Estaciones de Movimiento fuerte, acelerógrafos.

Sin lugar a dudas, el paso más importante para vigilar y estudiar la actividad sísmica del país fue la instalación de la Red Sismográfica Nacional en 1977, como una consecuencia positiva del terremoto de febrero de 1976. Para ello se utilizó de base las estaciones del Proyecto Vulcano. La red creció rápidamente, de siete (7) estaciones en 1977 a veinticinco (25) en 1982, permaneciendo casi constante su número durante toda esta década. En 1990, debido a razones económicas, su número se redujo a diecisiete (17) estaciones (Villagrán M. et.al., 1990), con el cual se mantuvo hasta 1992. De 1993 en adelante el número de estaciones instaladas decreció rápidamente, hasta ser de cinco (5) a finales de 1994, permaneciendo así a la fecha. La figura 6 muestra la estadística del número de estaciones instaladas y con un funcionamiento aceptable de 1984 a 1995, y en la figura 7 la distribución de las estaciones en 1986 y en 1995. Para fines prácticos podemos decir que la Red Sismológica Nacional dejó de funcionar en 1993, debido a falta de recursos para el mantenimiento (en especial recurso humano)

La información de la actividad microsísmica registrada por la Red Sismológica Nacional se encuentra en los Boletines Sismológicos y en la base de datos de la Sección de Sismología de INSIVUMEH. La historia sísmica de los últimos veinte (20) años se resume en la Figura 8, que muestra la distribución espacial de los epicentros correspondientes a sismos superficiales, $h < 30$ Km., localizados entre 1977 a 1995

Durante el período de observación de la Red Sismológica Nacional (1977-1993) es posible distinguir tres (3) fuentes sísmicas principales: la zona de subducción, los fallamientos menores localizados en el Altiplano y los Grandes Fallamientos del Norte. En un año típico, con al menos diecisiete (17) estaciones instaladas, se registran entre 2500 a 3000 sismos ($M < 6.0$), de los cuáles un 70 a 75% provienen de la zona de subducción, un

15 a 20% se originan en los fallamientos superficiales del Altiplano y el resto en o cerca al sistema de Grandes Fallas del Norte (debemos recordar que la Red Nacional nunca llegó a cubrir el Norte de Guatemala). Las tres fuentes sísmicas han generado eventos destructores en los últimos 500 años, siendo los ocurridos en los últimos 20 años: el terremoto de Uspantán, Quiché, en octubre de 1985 y los recientes sismos de Tucurú y Tamhú, Alta Verapaz, diciembre de 1995, asociados a la falla de Chixoy-Polochic. El terremoto de Pochuta, Chimaltenango, septiembre de 1991, asociado a los fallamientos menores del Altiplano. En la zona de subducción han ocurrido sismos que han causado alarma y daños menores, como el ocurrido el 20 de mayo de 1980, que causó daños en varios municipios de los departamentos de Suchitepéquez y Retalhuleu.

Durante la década de los años 80's el INDE instaló dos redes, con instrumentos de igual características que los de la Red Nacional, para vigilar la actividad microsísmica en el sitio de presa de los proyectos hidroeléctricos de Chixoy y Chulac respectivamente. Durante el período de operación de estas redes, que duró varios años, se tuvo control parcial de la sismicidad en los grandes fallamientos del Norte. Parte de esta información fue publicada por el INDE en Boletines Sismológicos mensuales

La información macrosísmica, distribución de intensidades MMI, e instrumental (período corto y movimiento fuerte) también ha servido para conocer mejor el espesor de la corteza y como aumenta la velocidad de las ondas con la profundidad en Guatemala (Ligorria, J. P., 1995), y como se atenúa la amplitud de las ondas con la distancia (Clement, A., et al., 1994, Ligorría, J. P., 1995 y Villagrán, M., 1995)

Toda la información anterior es necesaria para evaluar el potencial de amenaza debido al movimiento o vibración producido por la propagación de las ondas sísmicas a la hora de un terremoto. A la fecha existen cinco (5) estudios que estiman dicho potencial de amenaza: uno a escala regional, Centroamérica, (Grases, J., 1975); tres (3) a escala nacional (Kiremidjian, et al., 1977; Monzón, H., 1984 y Ligorría, J. P., et al., 1995) y otro específico para la Ciudad Capital (Villagrán, M., 1995).

Los estudios a escala nacional muestran las curvas de igual aceleración que pueden esperarse al menos una vez en diferentes períodos de tiempo o de retorno, 50, 100, 500 o

1000 años Ver la Figura 9. Este tipo de estudios representa el primer paso en la macrozonificación, para este tipo de amenaza, como el propuesto por Monzón, H. (1984), y utilizado en el Proyecto de normas de construcción sismo-resistente para Guatemala, ver Figura 10.

El cálculo de las aceleraciones máximas probables se puede hacer para puntos específicos con el fin de obtener una estimación más precisa (sin interpolaciones), ver Figura 11.

Deformación Tectónica

La amenaza por la deformación del terreno que cubra un área muy grande, del orden de cientos de km², no está documentada en Guatemala. Posiblemente con el estudio detallado de la geología se pueda obtener alguna información al respecto. Ejemplo de este tipo de amenaza es como el levantamiento de 1.85 m. de la línea de costa, a lo largo de unos 200 Km., durante el terremoto de Limón, Costa Rica, en abril de 1991.

Causas Indirectas.

Las causas indirectas de amenaza sísmica son resultado de las condiciones locales del terreno y el movimiento del suelo Para poder evaluar los distintos tipos de amenaza debemos conocer más sobre la topografía, espesor y tipo de suelo en el punto de interés

Amplificación de la Amplitud de la Onda a Determinadas Frecuencias:

Los estudios de respuesta de sitio permiten estimar el efecto de los distintos tipos de suelo (los primeros cientos o decenas de metros bajo la superficie) en la propagación de las ondas sísmicas. Como se sabe, las propiedades dinámicas y dimensiones del suelo pueden modificar la intensidad, duración y contenido de frecuencia del movimiento original

Este tipo de estudios ha sido realizado para el Valle de la Ciudad de Guatemala y son: una zonificación preliminar en función del tipo y espesor del suelo (Monzón, H. y E. Molina, 1988) y otros más recientes que utilizan métodos analíticos (Matus, M., 1994) y empíricos (Ligorria, J.P., 1995). Ambos últimos, muestran efectos importantes de amplificación debido al espesor de los depósitos de material volcánico que cubren la mayor parte del Valle, pero aún son resultados puntuales que no permiten delimitar las zonas más expuestas a este tipo de amenaza.

Deformaciones Permanentes

La amenaza por deslizamiento, subsidencia, agrietamiento y licuefacción existe aún sin los temblores, éstos sólo actúan como un disparador.

Los estudios regionales o locales sobre la inestabilidad del terreno, áreas sujetas a inundaciones, nivel freático y propiedades geodinámicas del suelo son la base para identificar las zonas sujetas a estos tipos de amenaza. De éstos existen: potencial de deslizamientos en el Valle de la Ciudad y áreas sujetas a inundaciones en la República de Guatemala, ambos publicados por la Sección de Hidrología de INSIVUMEH.

Tsunami o Maremoto

A diferencia de los otros tipos de amenaza, los Tsunamis también pueden ser producidos por terremotos a varios miles de Km. de distancia. El Tsunami o maremoto es el resultado de la propagación de las ondas en el mar, el efecto de la profundidad del suelo oceánico y la topografía de la costa. Las bahías estrechas y poco profundas son las más propensas a tsunamis en regiones sísmicas. Afortunadamente para Guatemala la Costa Sur es abierta y profunda, por lo que el potencial de amenaza por tsunami es bajo. Aun así, existen algunos informes de grandes marejadas después de un temblor fuerte (Soloviev, S. L. and Ch. N. Go, 1984).

Vale la pena mencionar que, Guatemala forma parte del sistema de alerta contra tsunamis en la cuenca del Océano Pacífico, cuyo centro de información está en Hawaii. A

nivel centroamericano, se tiene proyectado establecer un sistema de alerta similar utilizando estaciones sismológicas de banda ancha en los distintos países.

III. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Sin lugar a dudas durante los últimos 20 años nuestro conocimiento de la amenaza sísmica aumentó significativamente, especialmente en los siguientes aspectos: completar y reconstruir la historia sísmica del país, la vigilancia sísmica instrumental, identificación de las fuentes sísmicas, estimación de las aceleraciones máximas probables e iniciar los estudios para incorporar el efecto de las condiciones locales en la amenaza sísmica.

En los próximos años, los temas más importantes a desarrollar son:

- 1) Completar el levantamiento geológico del país, escalas 1:250000 y 1:50000, y los estudios detallados de las principales fallas geológicas.
- 2) Recuperar el sistema de vigilancia sísmica, lo cual implica la instalación de una nueva red de estaciones sismológicas que cumpla con las necesidades del país y acorde a la tecnología y capacidad de mantenimiento. Esta deberá incluir un sistema de alarma sísmica que proporcione información inmediata y confiable al gobierno y principales centros socioeconómicos
- 3) Al sistema de vigilancia sísmica se deberá incluir una red de estaciones de movimiento fuerte, acelerómetros. Estos proporcionan información básica para conocer la atenuación de las ondas con la distancia y el efecto de sitio en caso de sismos moderados a grandes.
- 4) Continuar los estudios para determinar las condiciones locales del terreno con el fin de estimar efectos de amplificación y/o deformaciones permanentes. Esto permitirá delimitar con mejor precisión el peligro sísmico, lo cual ayuda a tomar decisiones que nos hagan menos vulnerables.

A este punto, no podemos dejar de preguntarnos ¿Qué instituciones realizarán todas estas tareas y que puedan ofrecer resultados dentro de los próximos 5 años? Al momento

no existe una institución que cuente con los recursos para hacer frente a esta tarea. Creemos que esto se debe a que durante los últimos 20 años no se logró conformar un sistema nacional de prevención de los desastres naturales y de ahí el hecho que en Guatemala no exista un servicio geológico y sismológico formal o en todo caso adecuado para el nivel de amenaza (de todos los peligros geológicos).

El reto requiere del esfuerzo de grupos de trabajo multidisciplinarios, formados por personal especializado, con alto grado académico y de experiencia que establezcan una base sólida para garantizar la continuidad de los trabajos en forma sistemática. En esto no solo el gobierno tiene una gran responsabilidad sino también las universidades, las cuales deben ayudar a resolver los problemas nacionales (formando profesionales en las áreas que se necesiten y estimulando la investigación).

Uno de los pasos más importantes será la reestructuración de las instituciones dentro del programa nacional de reducción de desastres naturales, con el fin de brindar las condiciones de trabajo y contar con los recursos materiales necesarios. Y no depender de la cooperación internacional para poder funcionar, como actualmente sucede. La experiencia de la Red Sismológica Nacional es un ejemplo de los anterior.

Es importante tener presente que el principal recurso de cualquier institución (y país) es su gente. Si la forma de dirigir una institución y su estructura administrativa no proporcionan las condiciones adecuadas para atraer y que permanezca el personal adecuado, la misma institución se convierte en una amenaza para el desarrollo del país y un lugar en donde se desperdician los recursos del estado.

AGRADECIMIENTO

Queremos agradecer al personal de la Sección de Sismología de INSIVUMEH por su invaluable colaboración en el desarrollo de la Sismología en Guatemala, a la Comisión de Energía Atómica de Israel; quien sufragó los gastos para la estancia de M. Villagrán en Guatemala.