

Zonificación de los periodos naturales de oscilación superficial en la ciudad de Pátzcuaro, Mich., México, con base en microtemores y estudios de paleosismología

**Víctor Hugo Garduño-Monroy^{1,*}, José Chávez-Hernández¹,
Jorge Aguirre-González², Ricardo Vázquez-Rosas², Horacio Mijares Arellano²,
Isabel Israde-Alcántara¹, Víctor Manuel Hernández-Madrigal¹,
Miguel Ángel Rodríguez-Pascua³ y Raúl Pérez López³**

¹ Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Edificio U, Ciudad Universitaria, 58060 Morelia, Mich., México.

² Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D. F., México.

³ Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Instituto Geológico y Minero de España, c/vRíos Rosas, 23. 28003 Madrid, España.

* vgmonroy@umich.mx

RESUMEN

El estudio de los efectos de sitio en el centro sur de México ha tomado una importancia vital debido a los grandes acontecimientos sísmicos de su historia. El sismo de 1985 reveló aspectos fundamentales de un efecto de sitio en una zona lacustre. A lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y sobre todo en zonas de formación de cuencas lacustres, los efectos de sitio han generado daños en obras civiles y gran impacto en la población. En este trabajo se aborda el tema de los efectos de sitio en la población de Pátzcuaro, la cual se encuentra localizada dentro de una serie de cuencas lacustres formadas a lo largo de estructuras NE-SO y E-O del sistema de fallas Morelia-Acambay en el centro-sur de México. En Pátzcuaro, como seguramente en otros sectores del CVM, se encuentran zonas urbanas que se han desarrollado sobre derrames de lava provenientes de conos monogenéticos; estos derrames están conformados por alternancias de lavas en bloque y brechas volcánicas, las cuales cubren secuencias lacustres depositadas en lagos que se desarrollan bajo estos escenarios de vulcanismo y tectonismo.

Se presentan primeramente los resultados de un estudio geológico y de paleosismología llevado a cabo en el sur del lago de Pátzcuaro, poniendo énfasis en las estructuras con evidencias de actividad sísmica histórica y prehistórica. Los resultados sugieren que la zona estuvo sujeta a diferentes eventos sísmicos, uno de ellos ($M=7.3$), durante el Pleistoceno, pudo haber generado el colapso del sector norte del volcán El Estribo y un depósito de avalancha de rocas. En 1858, el centro de México y sobre todo las poblaciones de Morelia y Pátzcuaro resintieron otro evento sísmico mayor.

Con el propósito de caracterizar adecuadamente la respuesta sísmica de asentamientos urbanos importantes en estos ambientes geológicos, se realizaron estudios de zonificación sísmica y evaluación de la respuesta de sitio mediante estudios de vibración ambiental, provocada por fuentes naturales y actividad humana, que da lugar a microtemores, y a partir de éstos se hizo una zonificación. Con los cocientes espectrales de las componentes horizontal y vertical (H/V) de los microtemores y aplicando el método de Nakamura (1989) se estimaron periodos dominantes. Los resultados obtenidos demuestran que, no obstante el sustrato rocoso de la población de Pátzcuaro, existe una respuesta de sitio particular en la parte central y en la porción este del centro de la ciudad, donde los suelos presentan periodos

dominantes de 0.2 a 0.6 segundos. Estos periodos podrían representar un riesgo potencial de resonancia para las construcciones existentes en esta zona. Finalmente se presenta un mapa de peligro sísmico, el cual toma en cuenta las características geológicas, los antecedentes históricos y prehistóricos de eventos sísmicos y los resultados de la zonificación sísmica.

Palabras clave: zonificación sísmica, efecto de sitio, cuenca lacustre, peligro sísmico, Pátzcuaro, Michoacán, México.

ABSTRACT

The study of the site effects in south-central Mexico has a vital importance due to the large seismic events in its history. The 1985 earthquake revealed fundamental aspects of site effects in a lacustrine zone. Along the Mexican Volcanic Belt (CVM), and especially in areas of lacustrine basin formation, site effects have caused damages in urban zones and a major impact on the population. In this paper we study the site effects in the town of Pátzcuaro, which is located within a series of E-O and NE-SW lacustrine basins of the Morelia-Acambay fault system. In Pátzcuaro, and in other sectors of the CVM, urban areas have developed over lava flows spilled from monogenetic cones. These lavas consist of alternating block lavas and volcanic breccia, all covering lacustrine sequences developed under these volcanic and tectonic scenarios.

In this work, we first present the results of a geological and paleoseismological study, conducted in the south margin of Lake Pátzcuaro, emphasizing structures with evidences of prehistoric and historical seismic activity. The results suggest that the area was subjected to various seismic events, and one in particular, generated during the Pleistocene ($M = 7.3$), caused the collapse of the northern flank of the El Estribo volcano and an associated rock avalanche deposit. In 1858, central Mexico and especially the towns of Pátzcuaro and Morelia suffered the greatest seismic event.

In order to properly characterize the response to seismic events, we conducted an evaluation of site effects using ambient vibration caused by natural sources and human activities that lead to microtremors. We measured spectral ratios of horizontal and vertical components (H/V) of microtremors with the method of Nakamura (1989) to estimate dominant periods. The results show that, despite the rocky substratum of Pátzcuaro, there exist a distinctive response on the central and the eastern portion of the town, with dominant periods of 0.2 to 0.6 seconds. These periods represent a potential risk of resonance for existing buildings in this area. Finally we present a seismic hazard map, which takes into account the geological, historical and prehistorical seismic events and the results of the seismic zoning.

Key words: seismic zoning, site effect, lacustrine basin, seismic hazard, Pátzcuaro, Michoacán, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El centro y sur de México se encuentra dentro de una zona sísmica, donde han ocurrido en el pasado reciente varios sismos de gran magnitud, por lo que es necesario estudiar la historia de estos fenómenos para entender mejor, cuándo, dónde y con qué intensidad sucedieron en el pasado, y quizá ocurrirán en el futuro, así como también lograr una mejor comprensión de sus efectos en la sociedad (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996).

Pátzcuaro se localiza en el centro del estado de Michoacán, sur de México, a una altura media de 2,140 m sobre el nivel del mar (Figura 1). En esta ciudad, durante los sismos del siglo XIX se constató una respuesta diferencial del subsuelo ante un evento sísmico, no obstante que la ciudad descansa sobre un basamento rocoso más o menos uniforme de lavas basálticas y andesíticas (Sánchez-Garcilazo, 2000). Existen evidencias claras de temblores

que han causado grandes daños materiales en algunas zonas de la ciudad de Pátzcuaro y pérdida de vidas humanas; tal es el caso de los sismos del 7 de abril de 1845 y del 19 de junio de 1858, con intensidades en la escala de Mercalli Modificada de VIII y IX respectivamente (Figuroa, 1963, Sánchez-Garcilazo, 2000), que derribaron parte de la basílica y varias construcciones de adobe.

Estudios recientes sobre las secuencias lacustres del sur del lago de Pátzcuaro están sugiriendo que la franja de fallas activas de Morelia-Acambay se extiende hasta esta porción del Estado, donde ya se cartografió un graben cuyo borde norte generó el alzamiento de la isla de Jarácuaro, ocupada por secuencias lacustres de facies más profundas (Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Estos estudios de paleosismología han mostrado rupturas cosísmicas del Holoceno y de tiempo histórico; por ello, los efectos de rupturas superficiales pueden proporcionar información sobre fallas activas regionales.

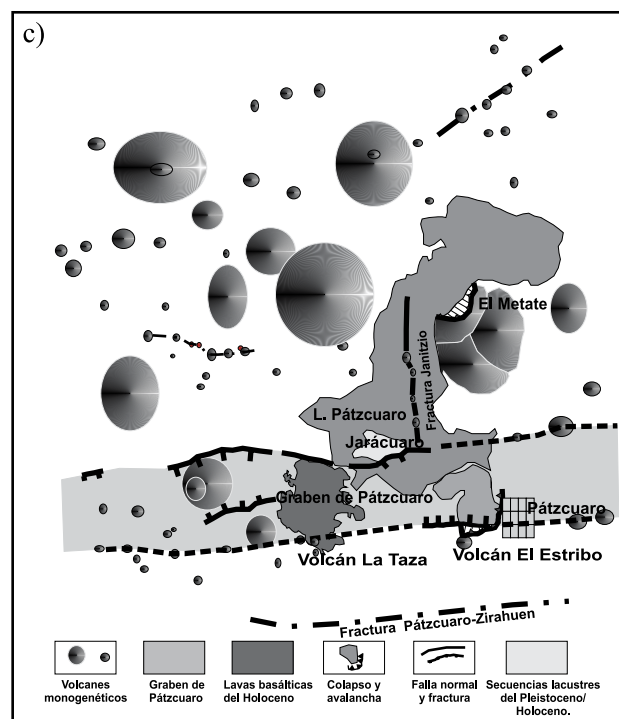
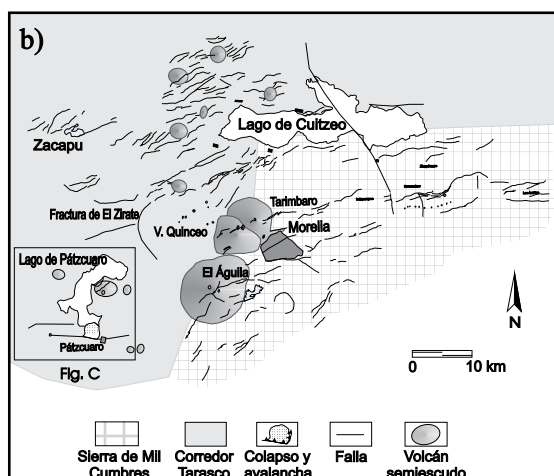
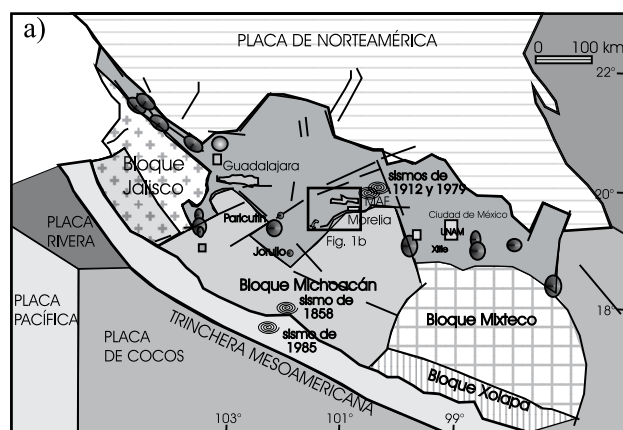


Figura 1. Localización de la zona de estudio dentro de (a) un marco tectónico; MAF: Falla Morelia Acambay; (b) un marco geológico regional y (c) un marco geológico local.

En una zona potencialmente sísmica como es la franja de fallas de Morelia-Acambay, los estudios de paleosismología son imprescindibles para caracterizar la recurrencia, posibles magnitudes y el comportamiento de las fallas en el corto y largo plazo. Los eventos sísmicos prehistóricos e históricos pueden ser estudiados a través de rupturas co-sísmicas (fallas), de derrumbes (cálculo de volúmenes), en cavernas (colapsos), en secuencias lacustres (estructuras de licuefacción) y finalmente a través de efectos de sitio.

En este trabajo se presentan dos tipos de estudio, por un lado los resultados de estudios geológicos y de paleosismología en secuencias volcánicas y lacustres del Pleistoceno-Holoceno y por el otro, vistos los antecedentes de efectos de sitio, los resultados de estudios de microzonificación sísmica.

ANTECEDENTES

El sur de México forma parte de la placa tectónica de Norteamérica y se encuentra cerca de un margen activo, debido a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la margen del Pacífico (Figura 1).

Debido a la interacción entre estas dos placas tectónicas se ha desarrollado una importante actividad tectónica y volcánica hacia el centro del estado y se han formado importantes cuencas lacustres (Cuitzeo, Pátzcuaro y Zirahuén). Esta actividad volcánica ha producido una gran cantidad de sismos (volcánicos), como los relacionados con el surgimiento y las erupciones de los volcanes Jorullo en 1759 y Parícutin en 1943 (Luhr y Simkin, 1993). También, esta región ha producido grandes sismos, como los ocurridos en 1845 y en 1858, los cuales tuvieron una intensidad de IX en la región de Pátzcuaro (Figuroa, 1963). De acuerdo con Singh *et al.* (1996), el evento de 1858 estaría ligado a un sismo de subducción profundo. Otros eventos sísmicos fueron los de 1911 ($M=7.9$) y de 1985 ($M=8.1$) con probables periodos de recurrencia de 74 años (Singh y Suárez, 1986). Además, en el centro de México se han generado otro tipo de sismos ligados más con rupturas superficiales que responden a la tectónica transtensional del Cinturón Volcánico Mexicano (Ego y Ansan, 2002, Andreani *et al.* 2008), pero sobre todo ligados con el sistema de fallas Morelia-Acambay (Suter *et al.*, 2001). Han sido dos los sismos más recientes generados en diferentes segmentos de la falla Morelia-Acambay; en 1912, un sismo de $M_s=6.9$ (Urbina y Camacho 1913), que a través de análisis paleosismológicos se ha estimado de magnitud entre 6.8 y 7 (Langridge *et al.*, 2000), generó grandes daños en el centro de México. Este último autor encontró lo que él llama un penúltimo sismo ocurrido hace aproximadamente 4700 años AC. Posteriormente, otro sismo en 1979 causó daños importantes en Maravatío; el sismo tuvo una profundidad de 8.2 km y una M_b de 5.3 (Astiz-Delgado, 1980).

Una serie de estudios sobre zonificación sísmica

ha sido ya realizados por investigadores del Instituto de Ingeniería de la UNAM y del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas en diferentes zonas urbanas del estado de Michoacán, como es el caso de Uruapan (Vázquez-Rosas, 2002), Maravatío, Zamora, Morelia, Zitácuaro y Lázaro Cárdenas (trabajo en procesos), todo ello dentro del marco de la elaboración de un Atlas de Peligros Sísmicos para el Estado de Michoacán.

ENCUADRAMIENTO GEOLÓGICO

Geología regional

El Lago de Pátzcuaro se encuentra dentro del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (Luhr y Simkin, 1993), o bien Corredor Tarasco (Garduño-Monroy *et al.*, 2002), en este campo volcánico se alojan más de 1000 conos volcánicos (Figura 2). Las edades de estos edificios y de las

secuencias lacustres van del Plioceno al Reciente (Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Estos aparatos están alineados en estructuras con orientación principal N-S, NE-SW y E-W y forman parte del sistema de fallas Morelia-Acambay (Suter *et al.*, 2001) (Figuras 1a y 1b). Las fallas normales NE-SW y E-W, además de controlar la distribución del vulcanismo, cortan a los depósitos volcánicos, como es el caso del fallamiento que afecta a los volcanes El Águila y Quinceo al oeste de Morelia, y al volcán El Estribo en el margen sur del lago de Pátzcuaro (Figuras 1b y 1c).

Geología local

El sur del lago de Pátzcuaro (Figura 3) se encuentra ocupado por depósitos de un vulcanismo monogenético (conos de ceniza, conos de lava y ceniza, domos y volcanes semiescudo) de composición andesítica o andesítica basáltica calcialcalina (Luhr y Simkin, 1993).

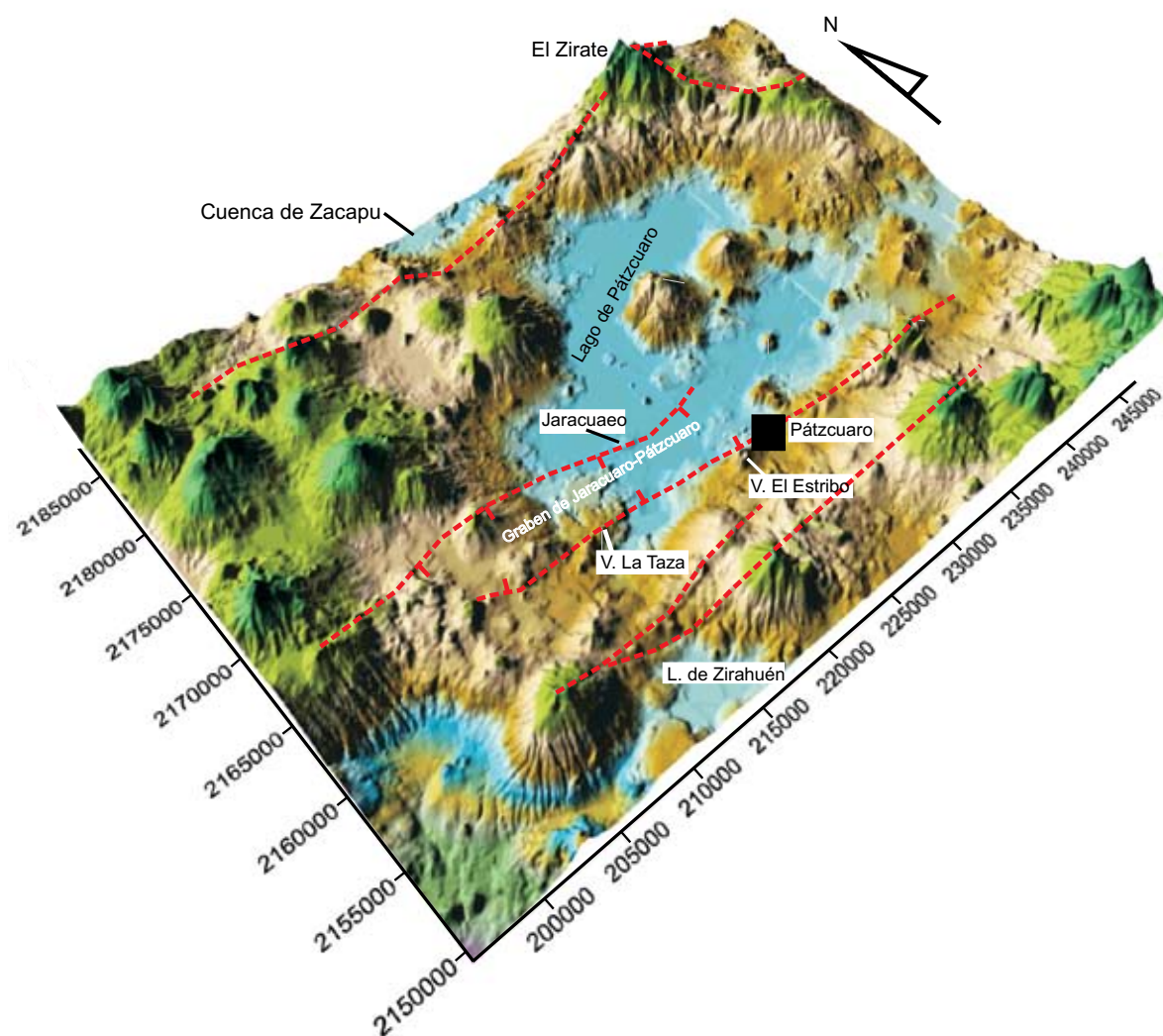


Figura 2. Modelo digital de elevación con el sol a N45°E y 45° de inclinación, donde se ilustran las principales estructuras de la zona de Pátzcuaro. Coordenadas en metros. Las líneas rojas punteadas corresponden a estructuras ligadas con el sistema de fallas E-O.

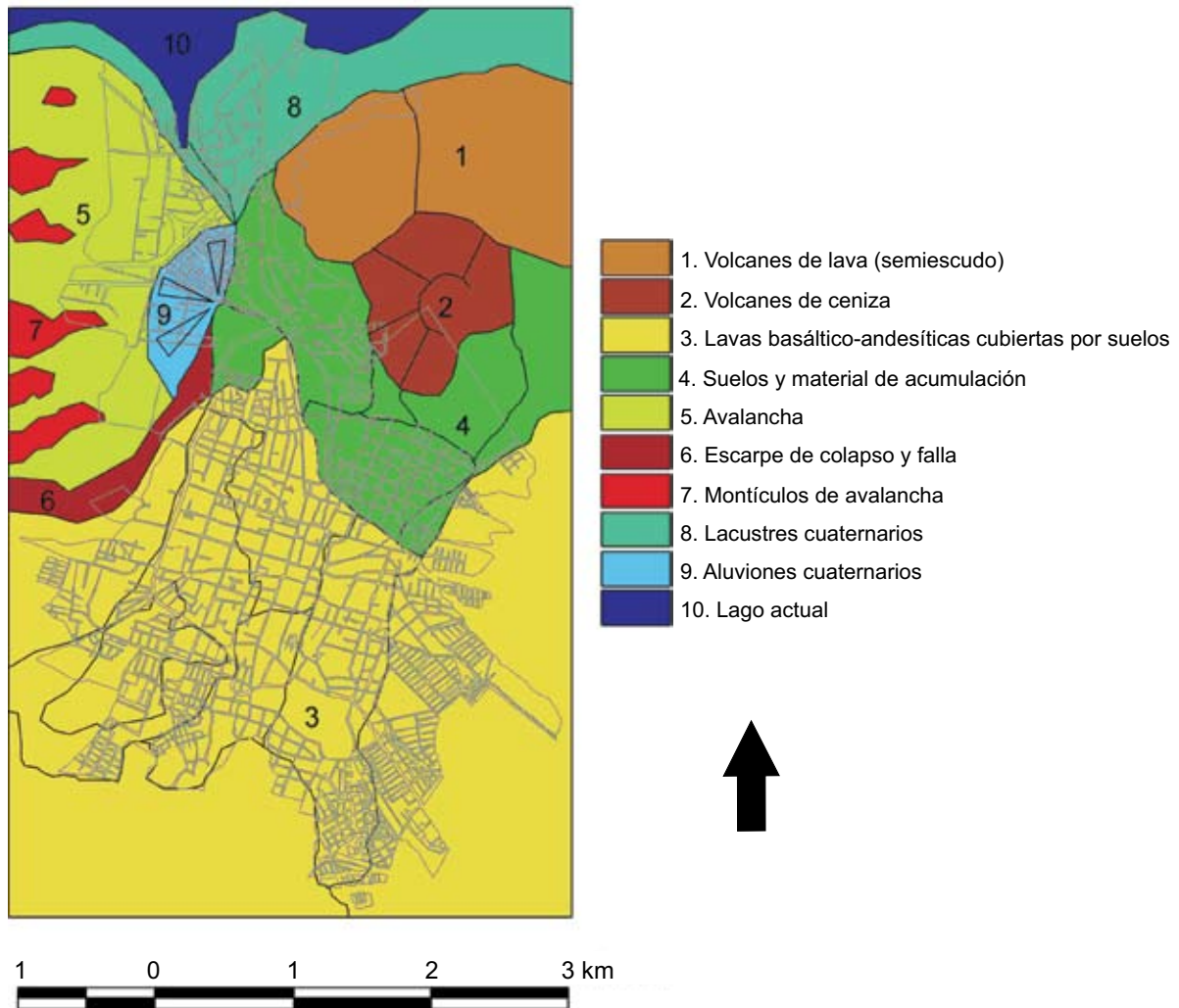


Figura 3. Geología superficial de la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán.

Pátzcuaro se encuentra construido sobre derrames de lava andesítica de más de 100 m de espesor que sobreyacen a secuencias lacustres formadas por capas de arcilla, arena y limo. En algunos bancos de material se aprecia que los depósitos volcánicos están formados por niveles de brechas volcánicas, lavas en bloque, niveles de ceniza y paleosuelos. Sobre el libramiento sur de la ciudad se observan grandes paquetes de lava y escoria cubiertos por paleosuelos, niveles de ceniza y suelos de color ocre del Pleistoceno-Holoceno. Generalmente, los suelos culminan en una capa de suelo limo-arcilloso de color amarillo (denominada por los lugareños como Charanda). El espesor de este último paquete puede ir de unos centímetros hasta más de 20 m. Hacia la parte baja de Pátzcuaro, en las cercanías del lago, se observan dos tipos de secuencias:

1. La primera secuencia se define hacia el volcán El Estribo en donde hay montículos formados por una brecha de fragmentos de andesita en una matriz arenosa. La brecha sobreyace a depósitos lacustres fechados en 28,000 años (Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Sobre ellos se tienen suelos

limo-arcillosos o bien depósitos lacustres con niveles de ceniza del Holoceno. Los montículos (hummocks) llegan a tener hasta 40 m de altura. En esta zona las norias muestran dos tipos de secuencias lacustres, una anteavalancha y la otra postavalancha. La secuencia lacustre inferior llega a tener más de 20 m de espesor.

2. En el sector norte de la carta geológica se observan lavas muy alteradas en bloques que forman grandes espesores de suelos y de epiclastitas (Figura 3). Estos pasan en forma lateral a secuencias lacustres del lago actual (Garduño-Monroy *et al.*, 2002).

Hacia el oriente, una depresión formada por lavas contiene grandes espesores de suelos y paleosuelos mayores a 10 m. Se trata de una alternancia de suelos limo-arcillosos, arcillosos color rojizos y depósitos de ceniza volcánica hacia la cima, e incluye restos de plantas. Estos son fácilmente identificables en el sector SE de Pátzcuaro, en los cortes de la autopista Morelia-Uruapan.

Las principales fracturas y fallas en la zona de estudio están orientadas NE-SO, E-O y NO-SE. Los depósitos

volcánicos de esta zona está cortado por las fallas E-O, principalmente, que forman parte del sistema de fallas Morelia-Acambay. Se trata de fallas normales con bloque caído hacia el norte. Los escarpes acumulados de las fallas superan los 100 m y han generado un basculamiento de bloque hacia el sur (Garduño-Monroy et al., 2002).

En esta zona del lago destacan los alineamientos de conos E-O, los cuales a su vez son cortados por las fallas del graben de Jarácuaro-Pátzcuaro que se encuentra asociado con el colapso y avalancha de rocas del volcán El Estribo y del surgimiento del volcán La Taza (Figuras 1, 2 y 3). En Jarácuaro, segmentos de este graben generan un levantamiento de secuencias lacustres de más de 20 m.

MÉTODOS

Estudios de microzonificación

En el presente trabajo se aplicó el método de Nakamura para encontrar el periodo fundamental de vibración de los suelos de la ciudad de Pátzcuaro. Se realizaron mediciones de la vibración ambiental en 21 sitios en arreglos triangulares, analizando ventanas de registro de 30 minutos (se toman 3 ventanas de 10 minutos en cada estación) para obtener la mejor definición de los cocientes espectrales hacia frecuencias bajas. La selección de sitios se hizo sobre un plano urbano formando siete arreglos triangulares de estaciones de 1 km de lado y considerando la mejor cobertura y distribución sobre la ciudad (Figura 4). La adquisición de registros de microtemores se realizó con equipo y personal del Instituto de Ingeniería de la UNAM, lugar donde se procesó parte de la información obtenida en campo. Estos arreglos triangulares tienen por objeto que los registros puedan ser de utilidad en la aplicación posterior de otros métodos (método SPAC).

Equipo utilizado

Se contó con tres estaciones de registro, una en cada vértice de los triángulos, y se registraron las tres direcciones ortogonales (N-S, E-O y V) del movimiento del terreno. Cada estación constó de un DAS REFTEK (digitalizador y equipo de registro), un sensor GURALP de tres componentes, de banda ancha (de 30 s), un disco duro SCSI, una antena de GPS, una batería de 12 volts, cables de comunicación, un vehículo para el transporte y una cubeta para proteger al sensor del efecto del Sol y del viento.

Procesamiento de datos y obtención de isoperiodos

Los periodos dominantes del terreno se obtuvieron mediante el procesamiento de los datos registrados en campo. Una vez obtenidos los registros de los microtemores,

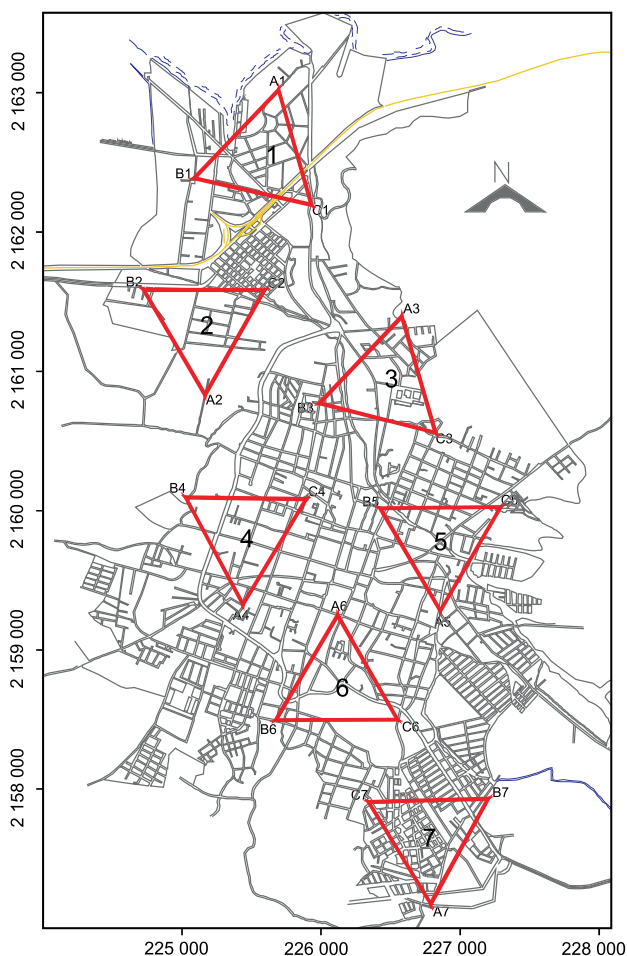


Figura 4. Mapa de la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán, que muestra la localización de los arreglos triangulares de estaciones en las que se midió la vibración ambiental. Cotas de los ejes en metros. Elaborado con datos del INEGI.

grabados en formato binario, se unen las tres ventanas de registro de 10 minutos cada una, con el fin de tener un registro consecutivo (1800 segundos). Dado que cada aparato de registro muestreó la señal a razón de 100 muestras por segundo, se obtuvieron 180,000 muestras por registro en cada estación por cada componente. Así, debido a la gran cantidad de muestras, se obtiene un valor medio estadísticamente confiable. Por la longitud de estos registros se pudieron realizar los análisis estadísticos procesando varias ventanas de tiempo. Posteriormente se transformaron de formato binario a formato ASCII, para su procesamiento y visualización. A estos datos se les aplicó el método de Nakamura (1989) para obtener los periodos dominantes del terreno en cada sección, valores a partir de los cuales se elaboró, por interpolación, el mapa de isoperiodos de la ciudad de Pátzcuaro.

Para aplicar el método de Nakamura, es necesario decidir cuál componente horizontal se debe tomar en cuenta para calcular los cocientes espectrales H/V (horizontal/vertical). O bien, es necesario definir la manera de combinar el efecto de los componentes horizontales para calcular los

cocientes. Esto, debido a que Nakamura no especifica en su trabajo cual componente horizontal utilizar para calcular los cocientes espectrales.

Es importante señalar que cuando se trabaja con señales de microtemores se debe tomar en cuenta que las fuentes de energía son multidireccionales, y por lo tanto, no se conoce la dirección de máximo movimiento. Esto permite suponer que si se trabaja con el vector de máxima energía horizontal se obtienen amplitudes mayores.

Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) realizaron una serie de pruebas sobre la forma de manejar estas componentes y concluye que es conveniente calcular el cociente dividiendo la magnitud de la suma vectorial de las componentes horizontales sobre la componente vertical, ya que la suma vectorial nos arroja el máximo valor del movimiento horizontal. Así, los cocientes H/V se calculan de acuerdo con la Ecuación 1.

$$H/V = \frac{\sqrt{[NS(w)]^2 + [EW(w)]^2}}{V(w)} \quad (1)$$

donde $NS(w)$, $EW(w)$ y $V(w)$ son los espectros de amplitud de Fourier de los componentes norte-sur, este-oeste y vertical del registro, respectivamente.

Con estas consideraciones, en el programa de MATLAB se procedió de la siguiente manera:

1. Se seleccionaron once ventanas (de 40 segundos cada una) para cada estación.
2. Se realizó el suavizado de los bordes con las ventanas de Von Hann (Kulhanek, 1976) y se calculó la transformada de Fourier utilizando la FFT (Fast Fourier Transform).
3. Se calculó la suma vectorial de los espectros de am-

plitud de las dos componentes espectrales horizontales.

4. Se calcularon los cocientes espectrales para las once ventanas (suavizado y toma de los cocientes espectrales de la suma vectorial entre la componente vertical).

5. Se obtuvo el promedio de los once cocientes espectrales y se calculó la desviación estándar.

6. Se graficó el promedio resultante \pm una desviación estándar.

Se obtuvieron de esta manera los cocientes H/V de los 21 registros de microtemores en los vértices de los siete triángulos ubicados en la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán. En la Figura 5 se muestran a manera de ejemplo los cocientes espectrales para la estación A1 del triángulo 1.

Estudios de paleosismología

Estos estudios comprenden dos vertientes, la primera sobre una reinterpretación de los datos históricos del sismo de 1858. Para este estudio se consultaron los datos ya publicados de García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996) y Garduño-Monroy *et al.* (1998). Una vez conocidos los puntos más afectados de la ciudad y el tipo de construcción se realizó una consulta histórica en los archivos municipales y de iglesias. Para el trazo de las isosistas se utilizó la escala de Mercalli modificada, considerando el tipo de construcción a la fecha del sismo. Por otro lado, se realizó un estudio geológico, donde se obtuvo una carta geológica 1:20,000 y se realizó una carta estructural de la zona. El estudio de las secuencias lacustres se realizó a través de excavaciones y en afloramientos, así como por fechamientos por el método de ^{14}C en los laboratorios de la Universidad de Arizona (Israde-Alcántara *et al.*, 2005).

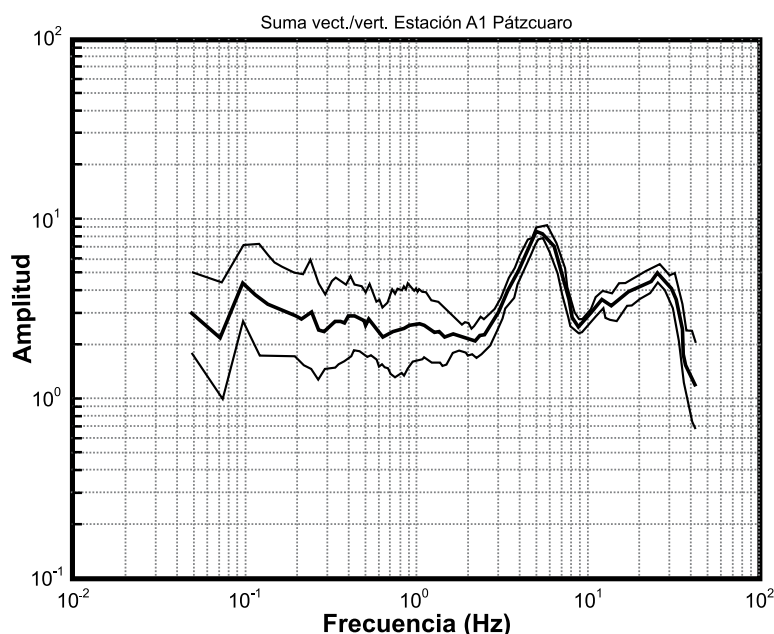


Figura 5. Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación A1.

RESULTADOS

Estudios de paleosismología

El sismo ligado al deslizamiento del volcán El Estribo

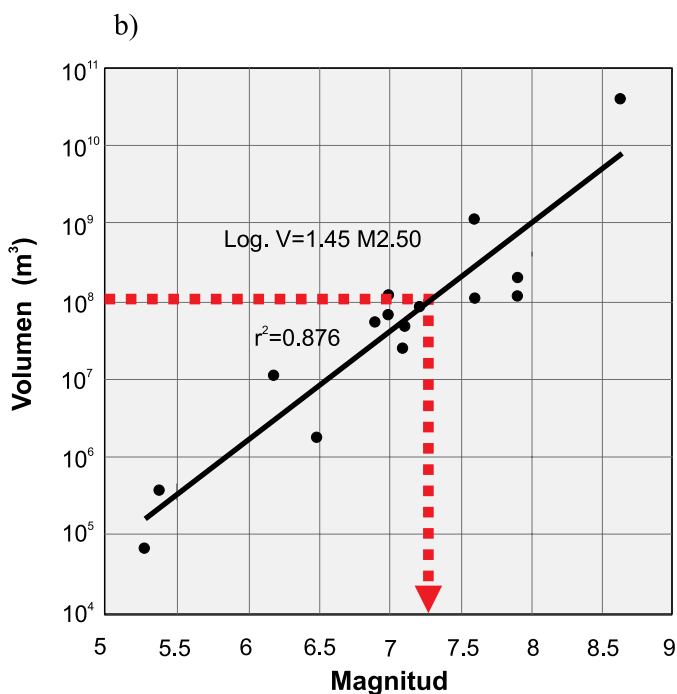
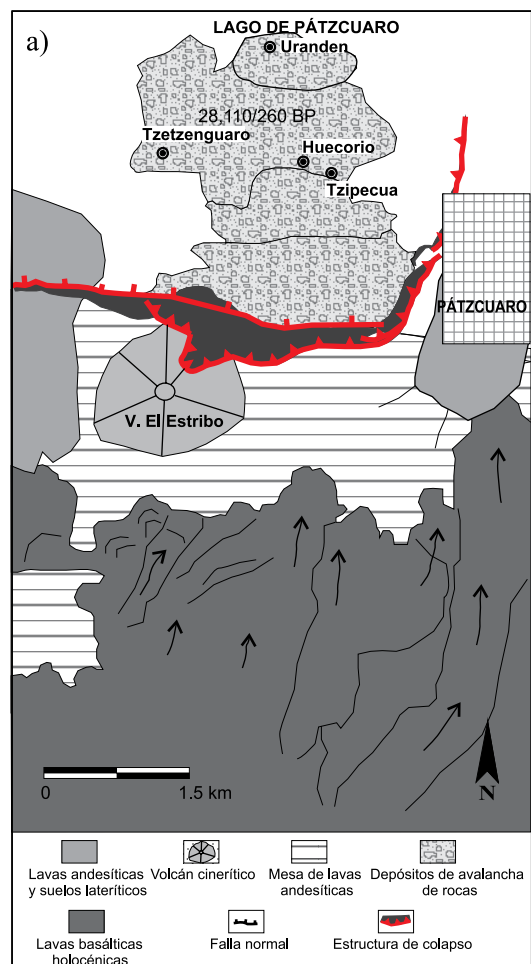
El flanco norte del volcán El Estribo destaca por un escarpe de dirección E-W que llega a tener mas de 200 m de desnivel (Figura 6); este escarpe se labró sobre una secuencia de coladas de lava y brechas volcánicas de composición andesítica y corta además a un cono de ceniza. Hacia el oriente, en la población de Pátzcuaro, la estructura toma una dirección N-S configurando una forma en herradura que la relaciona con un colapso importante. Hacia el norte del escarpe, sobre la planicie del lago, se observan diferentes montículos (20 hummocks) formados por una brecha de grandes bloques cuyo diámetro va de unos centímetros hasta 5 m. Los bloques están contenidos en una matriz arenosa de la misma composición de los bloques. Se trata de una avalancha de rocas sin materiales volcánicos juveniles, que se extiende por aproximadamente 9 km², haciendo un volumen aproximado de 1.8×10⁸ m³ y recorriendo una distancia

de 3.7 km. Considerando el estudio de Keefer (1994) y el volumen, se sugiere que este deslizamiento pudo haber sido generado por un sismo de más de 7 grados de magnitud (Ortiz-Hurtado, 2005).

Utilizando la longitud de la falla que formó la avalancha de El Estribo (15 km) y aplicando la ecuación de Wells and Coppersmith (1994) para fallas normales, esperaríamos un sismo entre 6.4 y 6.7. Los depósitos de avalancha de rocas descansan sobre secuencias lacustres deformadas que han sido fechadas de 28,000 años (Israde-Alcántara et al., 2005), lo que nos sugiere que el colapso de El Estribo ocurrió posteriormente a esta edad.

Hacia el poniente, la falla El Estribo ayudó a la formación del volcán La Taza, el cual es un volcán monogenético, con actividad semejante a la del Parícutín, que tuvo su origen hace 8,000 años (Luhr y Simkin, 1993).

Hacia el norte del volcán La Taza se localiza la isla de Jarácuaro, la cual forma parte del borde norte del graben de Jarácuaro-Pátzcuaro. La isla está formada por secuencias lacustres muy deformadas, cuyos fechamientos arrojaron edades del Pleistoceno-Holoceno (Israde-Alcántara et al.,



● Estudios de caso relacionados con magnitud de sismo y el volumen colapsado. Tomado de varios tipos de eventos en el mundo de acuerdo con Keefer (1994).

Figura 6. Deslizamiento del volcán El Estribo y gráfica que muestra la posible magnitud del sismo que generó el colapso y la avalancha de rocas.

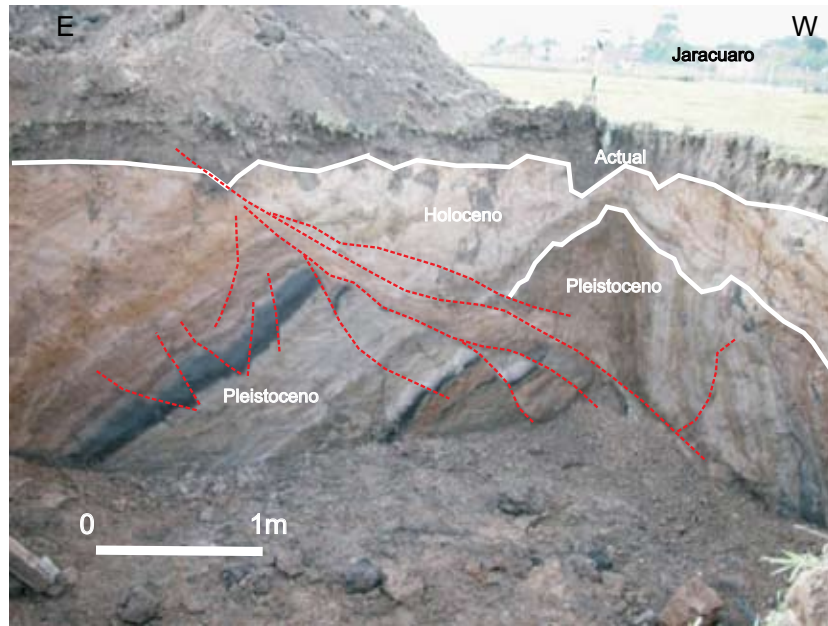


Figura 7. Trinchera excavada en la zona del muelle de Jarácuaro. En este corte se observan los depósitos lacustres muy deformados del Pleistoceno y se aprecia también el depósito del posible tsunami. La línea roja punteada corresponde a fallas normales.

2005) (Figura 7). Sobre esta secuencia lacustre se encontraron dos tipos de depósitos, por un lado sedimentos arcillosos con restos de cerámica de los periodos Pre-Clásico y Clásico que se encuentran afectados por una falla normal con un desplazamiento de 60 a 70 cm, sugiriendo una ruptura cosísmica histórica que también generó estructuras de licuefacción. Cubriendo a estos sedimentos observamos secuencias arcillosas o limosas de color café oscuro.

El sismo de 1858

Es uno de los sismos más importantes registrados en la historia de México. El sismo de 1858 ha sido relacionado con un clásico y obvio escenario de subducción, con la característica de ser de origen profundo (Singh et al., 1996). Sin embargo, en una reinterpretación de las isosistas obtenidas de la recopilación histórica, se observa que la intensidad epicentral ($I_0=IX$) estuvo en la región de Pátzcuaro (Figura 8). Con este nuevo trazo de las líneas de isosistas, se obtuvo el área de la isosista IV, utilizando la ecuación de Singh *et al.* (1996) para sismos superficiales:

$$M = \text{LOG}_{10} (\text{AVI}) + 2.54 \quad (2)$$

donde AVI es el área de la isosista VI, con la cual se obtuvo una magnitud de 6.4, que sería la magnitud que afectó a gran parte de la zona del lago de Pátzcuaro, generando también un depósito de tsunami (Figura 7).

Mapa de isoperiodos

En las gráficas de cocientes espectrales H/V se leyó el valor de la frecuencia pico en la que ocurre la máxima

amplitud (de la línea más gruesa de la Figura 9), y a partir de éste, se obtuvo el periodo dominante en estos sitios.

Se interpolaron los valores de los periodos mostrados en la Tabla 1 y se obtuvo el mapa de isoperiodos (Figura 9). En el mapa se observan, al oriente de la ciudad, periodos dominantes de 0.2 a 0.6 segundos y al suroeste se observan periodos dominantes altos (hasta de 3.7 segundos), mientras que en la zona del centro de la ciudad, entre la basílica y la plaza grande (Figura 9), hay periodos entre 0.4 y 0.8 segundos.

Una estimación burda del periodo fundamental en edificaciones de mampostería puede obtenerse al dividir el número de niveles entre 10, por lo que una edificación alta tiene periodo fundamental más grande. Cabe mencionar que los periodos más riesgosos para construcciones de mampostería en el sector centro de la ciudad son los de valor bajo (0.2 a 0.6 s), ya que la mayoría de las edificaciones no sobrepasan los dos niveles de construcción y están construidas con adobe y techumbres de teja o con muros de tabique y losas de concreto reforzado. Por lo tanto, estas edificaciones podrían tener periodos fundamentales bajos. Debido al traslape entre los periodos del terreno con el de las construcciones existe el riesgo de que se presente el efecto de resonancia.

Otro rasgo importante que se observa en la Figura 8 ocurre al suroeste de la ciudad en donde se presentan periodos dominantes superiores a 2.0 segundos, lo que es indicio de un suelo blando, no obstante que en esta zona hay mucho material rocoso (basamento de rocas volcánicas). Algunas construcciones históricas de la ciudad tales como las iglesias son más altas, pero dadas las características de construcción llegan a presentar periodos fundamentales del orden de 0.4 a 0.6 segundos.

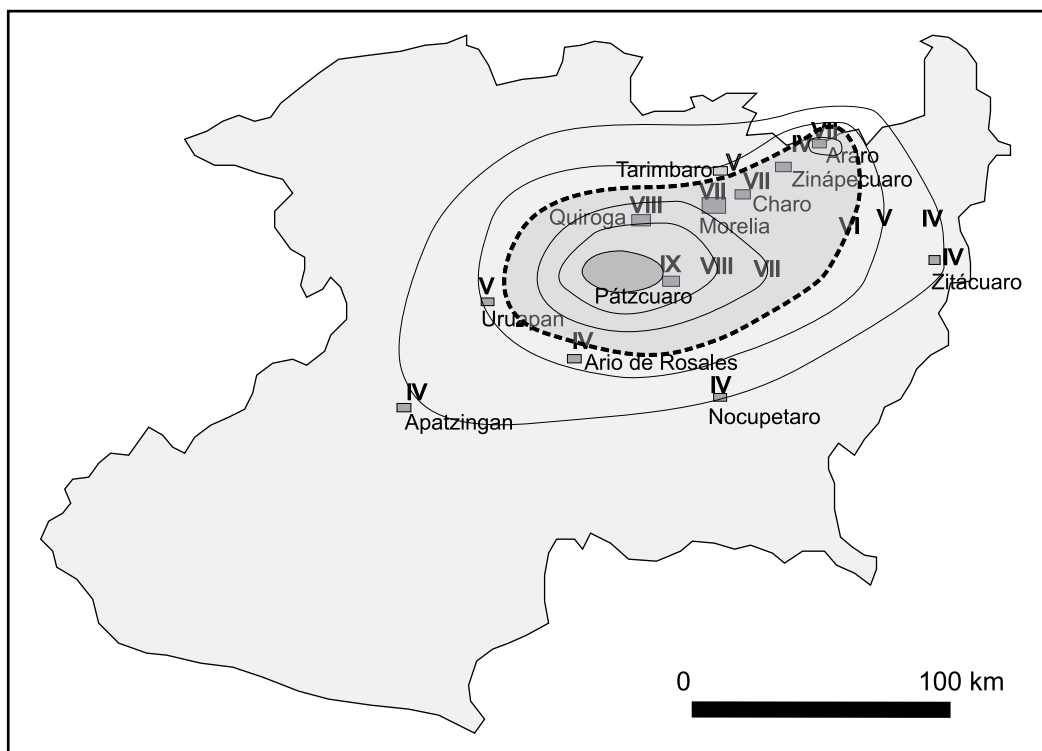


Figura 8. Isosistas del sismo de 1858 en Michoacán. Esta información se obtuvo de archivos históricos.

DISCUSIÓN

Los estudios geológicos del área de Pátzcuaro muestran que el centro habitado se levanta sobre diferentes tipos de litologías, que van desde un suelo limo-arcilloso hasta un importante espesor de coladas de lavas andesíticas en bloque que alternan con brechas volcánicas. Estas unidades litológicas del Pleistoceno se encuentran descansando sobre un paquete de sedimentos lacustres de más de 10 metros de espesor; en su contacto surgen los manantiales más importantes del lago de Pátzcuaro. Esta secuencia vulcanosedimentaria esta cortada por fallas E-W del graben de Járacuaro-Pátzcuaro, el cual ha presentado actividad sísmica prehistórica e histórica importante.

La región del lago de Pátzcuaro ha sido afectada por diferentes procesos como erupciones volcánicas y sismos, los cuales han provocado colapsos y levantamientos de las secuencias lacustres durante el Cuaternario. Estos eventos han quedado registrados en las secuencias sedimentarias del lago (Israde-Alcántara *et al.*, 2005) y han generando grandes cambios en morfología del lago que seguramente alteraron no sólo la evolución del lago, sino también generaron cambios en los asentamientos humanos históricos.

Según registros históricos, eventos sísmicos pasados han provocado graves estragos en la ciudad y a la población de Pátzcuaro, como los sismos de 1603, 1758, 1801, 1837, 1845 y 1858. Durante los dos últimos eventos sísmicos se ha destruido la basílica y derribado su torre; con estos datos se aprecian intensidades considerables en esta región

lacustre. Para los sismos de 1845 y 1858 se han estimado intensidades de VIII y IX MM, respectivamente (Figura 8; Figueroa, 1963; Sánchez-Garcilazo, 2000; Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Con los datos de macrosismicidad existentes es difícil establecer un periodo de recurrencia para estos eventos, ya que hay periodos de quietud de 155, 43, 36 y 13 años, incluso menores, así como la presencia de dos eventos importantes en un mismo año (1895). Esto debido a que el Estado de Michoacán se encuentra en un marco tectónico donde se presentan tanto sismos profundos en la zona de subducción como sismos intraplaca y de fallas superficiales. En general, los periodos de recurrencia se definen mejor para los sismos interplaca (sismos de subducción) que para los sismos intraplaca, ya que estos últimos se producen en fallas que tienen un área menor y se pueden producir más de dos eventos sísmicos importantes en periodos de pocos años (Sauter, 1989).

La mayor parte de la ciudad de Pátzcuaro se encuentra construida sobre derrames de lavas y suelos derivados de éstos. Otra parte menor se extiende en la zona norte sobre material lacustre y sobre el depósito de avalancha del volcán El Estribo. Por su naturaleza y sus características mecánicas, las lavas donde se encuentran los cimientos de las construcciones de la ciudad deberían de constituir un substrato muy competente. Sin embargo, las zonas donde ha ocurrido el colapso de edificaciones y se registraron periodos dominantes altos (mayores que 2 s) son zonas donde existen rocas basálticas que descansan sobre sedimentos lacustres, como sucede también en las zonas blandas con depósitos

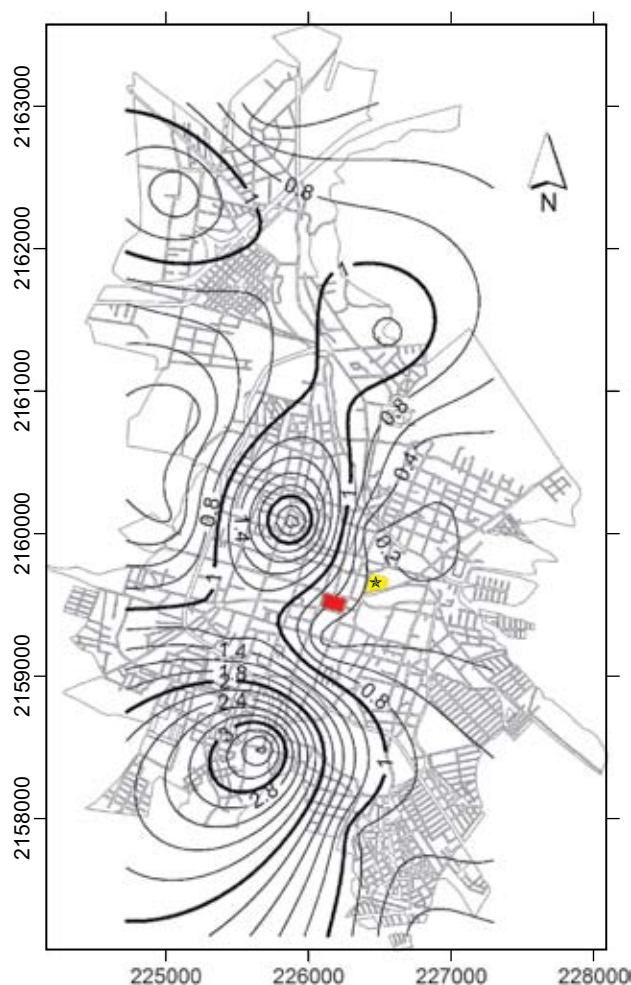


Figura 9. Mapa de isoperiodos para la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán, donde los contornos están en segundos y las coordenadas en metros. Se muestra la localización de la basílica (estrella) y la plaza grande (rectángulo).

lacustres de la Ciudad de México, en donde se presentan periodos dominantes de hasta 3.5 segundos (Fundación ICA, 1988).

Un estudio geofísico (resistividades y de georadar) realizado por Ortiz-Hurtado (2005), pone de manifiesto la presencia de más de 60 m de material lacustre por debajo de las secuencias de más de 200 m de coladas y brechas volcánicas del volcán El Estribo. Éstas forman parte de las lavas y suelos sobre los que está erigida gran parte de la ciudad de Pátzcuaro (sector poniente). En la Figura 10 se ejemplifica la presencia de material lacustre por debajo de las secuencias volcánicas del volcán El Estribo, en donde se observa la línea de falla del colapso y la zona de la avalancha.

En los resultados de este estudio no se observa una correlación significativa entre la topografía y los periodos dominantes, pues los contornos de isoperiodo no se asemejan a las líneas altimétricas. Por ejemplo, la línea de isoperiodo de un segundo se presenta tanto en zonas bajas

cercanas al lago actual, como en las partes del centro y sur de la ciudad, donde las elevaciones son mayores; lo mismo sucede con la línea de dos segundos que se presenta en la zona centro y sur de la ciudad (Figura 10). Esto puede indicar que los espesores de las secuencias de lavas, brechas y piroclastos no tiene un efecto en la respuesta de los periodos dominantes.

Con la finalidad de hacer un estudio más específico de la respuesta sobre las secuencias lacustres, se realizó otro estudio de periodos dominantes, en arreglos triangulares de 3.0, 7.5, 31.25, 125 y 500 metros de lado sobre las planicies lacustres en las inmediaciones de Tzentzenguaro y Santa Ana Chapitiro, al poniente de Pátzcuaro, obteniendo como promedio de la zona un periodo de 0.964 segundos (Figuras 9 y 10). Este estudio sirvió como comparación de los valores obtenidos en las inmediaciones del lago, los cuales también son cercanos a un segundo (podría indicar que, en las zonas cercanas al lago, este es el periodo dominante del terreno).

Durante el sismo del 19 de septiembre de 1985, en Ciudad Universitaria (UNAM) de la Ciudad de México se presentaron periodos dominantes de 2 segundos, muy largos para un suelo asentado en roca (Instituto de Geofísica, 1985). Estudios realizados por Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) sobre las lavas de la UNAM revelan la existencia de un efecto de sitio asociado con las secuencias fluviolacustres intercaladas con capas de arena volcánica y cubiertas por los derrames de lava.

Tabla 1. Coordenadas, frecuencias y periodos dominantes de los vértices en los arreglos triangulares de medición del temblor, para la ciudad de Pátzcuaro Michoacán durante abril 2005.

Vértices Punto	Coordenadas UTM		Frecuencia (Hz)	Periodo (s)
	X	Y		
A1	225695.230	2163022.596	5.440	0.184
B1	225087.772	2162389.020	0.621	1.610
C1	225930.700	2162196.868	1.083	0.923
A2	225164.463	2160830.953	13.029	0.077
B2	224724.955	2161586.677	1.743	0.574
C2	225591.836	2161584.967	1.374	0.728
A3	226582.154	2161395.185	0.788	1.269
B3	225989.840	2160771.025	0.899	1.112
C3	226824.420	2160561.106	3.562	0.281
A4	225437.973	2159326.013	0.948	1.055
B4	225026.482	2160095.165	6.048	0.165
C4	225892.280	2160082.458	0.386	2.591
A5	226859.626	2159280.245	2.807	0.356
B5	226428.175	2160017.668	4.520	0.221
C5	227294.405	2160026.129	3.562	0.281
A6	226120.889	2159247.447	3.469	0.288
B6	225676.571	2158495.190	0.269	3.717
C6	226551.687	2158497.107	1.027	0.974
A7	226790.929	2157174.638	3.290	0.304
B7	227204.242	2157929.830	1.303	0.767
C7	226342.749	2157907.869	1.269	0.788

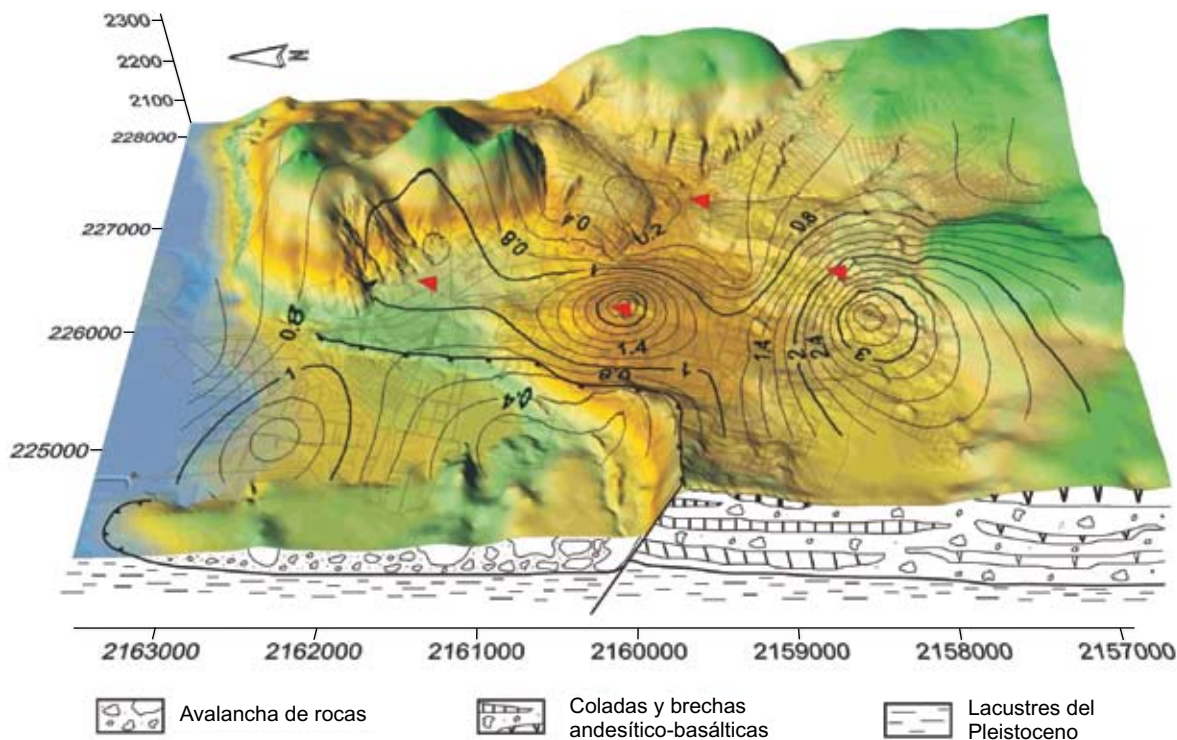


Figura 10. Mapa en 3D de la ciudad de Pátzcuaro, con isoperiodos y litología. Los triángulos indican la localización de muestras de suelo.

Este es un caso similar al de la Ciudad de Pátzcuaro, ya que en la UNAM por debajo de las lavas del volcán Xitle se encuentran las secuencias lacustres del antiguo lago de Texcoco, y estas secuencias lacustres, tanto en Pátzcuaro como en la UNAM, pueden provocar efectos de sitio importantes (sismo de 1845 y 1858 en la región de Pátzcuaro, y 1985 en la Ciudad de México). En ambos casos, las estructuras están cimentadas sobre un supuesto suelo firme, pero su comportamiento dinámico no lo es, debido a que el material subyacente lo hace comportarse como un suelo blando con periodos dominantes altos, es decir, valores mayores a dos segundos. De esta manera, las construcciones realizadas sobre rocas que descansan sobre secuencias lacustres no están necesariamente exentas de sufrir daños severos o de colapsarse durante un evento sísmico con una magnitud mayor a 6 grados y con epicentro en la zona del lago de Pátzcuaro (Israde-Alcántara et al., 2005).

El daño que sufre una edificación por las ondas de un sismo depende en gran parte del tipo de terreno sobre el cual está construida y de los materiales empleados para su construcción. Los valores de aceleración ocurridos durante los eventos históricos probablemente se repetirán en eventos futuros. Estas aceleraciones podrían ser importantes para la región de Pátzcuaro, de acuerdo con lo propuesto por Sauter (1989) (Figura 11). Ejemplo de esto es el evento sísmico de 1858 con epicentro aproximadamente a 18° de latitud norte y 100.8° de longitud oeste, a una distancia de 200 km de la ciudad de Pátzcuaro (Singh et al., 1996)

(Figura 1a). Según Sauter (1989), para una magnitud de 6.4 y una distancia de 200 km, la intensidad debe de ser de IV (MM), sin embargo, se presentó una intensidad mucho mayor (IX). Esto sugiere un efecto de sitio o sismos con

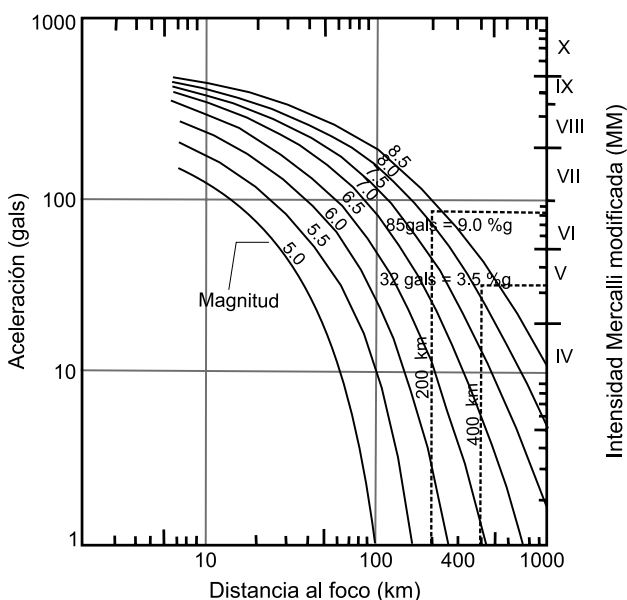


Figura 11. Relación de atenuación de la intensidad del movimiento del terreno en función de la distancia epicentral y de la magnitud del evento sísmico. Fuente: Sauter (1989).

epicentros cercanos a la zona (aproximadamente 6 km) en los otros casos. En la Tabla 2 se muestran las intensidades, magnitudes y aceleraciones estimadas para los principales sismos históricos de la región. En el caso del sismo que provocó la avalancha del volcán El Estribo, el valor de la magnitud (7.4 o menor por el efecto de sitio) fue calculado por el volumen de avalancha siguiendo el método de Keefer, 1994 (Ortiz-Hurtado, 2005). El valor de la magnitud del sismo de 1858 (6.4) fue calculado a partir del área que encierra la isosista de intensidad VI (MM), según lo propuesto por Singh *et al.* (1996). Esto podría ser explicado por un efecto de sitio donde los grandes espesores de derrames de lavas en bloques que descansan sobre secuencias lacustres y las fallas E-W serían la causa del efecto sísmico particular en la ciudad de Pátzcuaro.

Los estudios geológicos, de paleosismología y de zonificación sísmica sugieren que la ciudad de Pátzcuaro está sujeta a una respuesta de sitio particular. Por ello, y debido a

Tabla 2. Valores estimados de intensidades, magnitudes y aceleraciones, para los principales sismos históricos de la región de Pátzcuaro, Michoacán (recopilación hecha en este trabajo).

Sismo	Intensidad (IMM)	Magnitud	Aceleración (%g)	Distancia (km)
Avalancha de El Estribo	IX	7.4	42	6
1758	VIII	6.0	27	9
1801	VIII	6.0	27	9
1837	VII	5.0	15	7
1845	VIII	6.0	27	9
1858	IX	6.4	35	6

su importante crecimiento hacia la zona poniente, elaboramos un mapa de peligros sísmicos, el cual podría ser la base para la elaboración de un reglamento de construcción basado en las características geológicas específicas de la zona de estudio y no en la extrapolación de estudios de zonas con

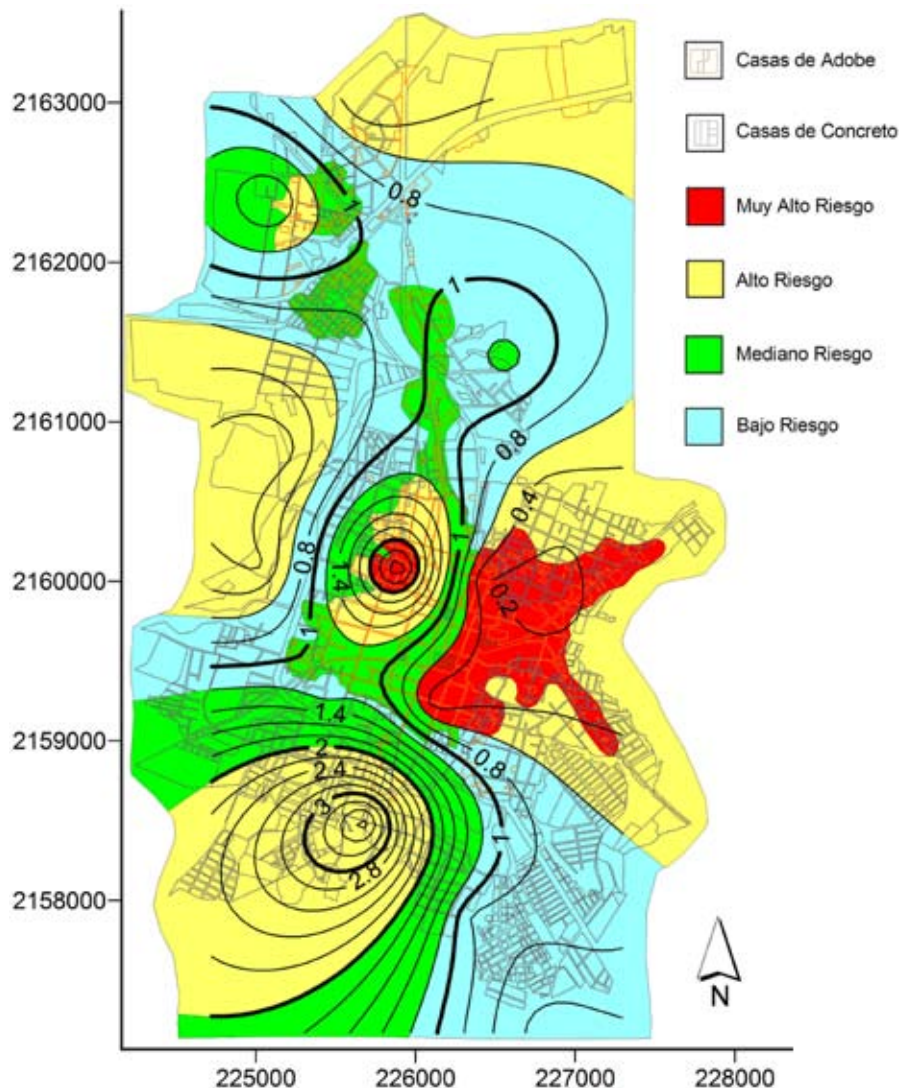


Figura 12. Mapa de zonificación por riesgo sísmico para la ciudad de Pátzcuaro, Michoacán, considerando un escenario similar al ocurrido en los sismos históricos de 1845 y 1858, así como el tipo de construcción y el periodo dominante del terreno. Coordenadas en metros.

características similares (Figura 12). Resaltan en este mapa dos aspectos fundamentales: 1) la coincidencia de una zona de alto riesgo sísmico en la parte central de Pátzcuaro, donde en el sismo del 1858 existieron los daños mayores como el colapso de las torres de la Basílica; 2) en el sector poniente existe una unidad geológica de secuencias detríticas que forman importantes espesores de suelos y paleosuelos de más de 10 m de espesor (Figuras 3 y 12).

CONCLUSIONES

La región de Pátzcuaro es una zona de gran actividad sísmica que ha sido afectada en varias ocasiones por eventos sísmicos, algunos de tal magnitud que han modificado la morfología del lugar. En Pátzcuaro existen principalmente dos tipos de construcciones: 1) las de muros de adobe y techumbres de vigas de madera con tejas; y 2) las de muros de tabique con losas de concreto reforzado. Se tienen mediciones de periodos dominantes bajos al oriente de la ciudad, de 0.2 a 0.6 segundos, que representan una zona de riesgo potencial, debido a que el tipo de construcciones existentes pueden llegar a tener estos valores de periodo en su estructura.

Las construcciones más vulnerables son las de adobe, las cuales podrían estar en muy alto riesgo debido a que tienen periodos fundamentales del orden de 0.4 segundos. Tal es el caso de edificios históricos como la basílica, cuya torre ha llegado a colapsar en dos ocasiones, tal vez debido a que los periodos de vibración llegaron a coincidir y se presentó un efecto de resonancia. Las construcciones con losas de concreto reforzado (tipo 2) en la zona oriente podrían estar en un alto riesgo por el tipo de aceleraciones que podrían presentar los suelos (Figura 12). Al sur de la ciudad se observan periodos dominantes altos (hasta de 3.7 segundos), no obstante ser una zona rocosa, y en estos periodos se presentan aceleraciones del terreno mayores, por lo cual representa una zona de alto peligro (Figura 12). En la zona del centro de la ciudad se presentan periodos mayores a 2 segundos que para las construcciones de adobe es muy alto riesgo sísmico debido a las grandes aceleraciones que pueden presentarse. Para los periodos intermedios de 1.2 a 2.0 segundos se presentarían aceleraciones menores y difícilmente coincidirían los periodos del terreno con las estructuras existentes, por lo que las construcciones de concreto tendrían un riesgo medio y alto (Figura 12). Así, este estudio permitió identificar áreas con diferente grado de peligro sísmico en función del suelo, y definir un mapa de zonificación de riesgo sísmico de Pátzcuaro.

El hecho de tener grandes espesores de coladas de lavas (>100 m) sobre secuencias lacustres importantes (>20 m) y los resultados de este estudio, permiten sugerir que en escenarios similares podría presentarse una respuesta con efecto de sitio, que seguramente dañará las construcciones localizadas en un supuesto macizo rocoso y firme. Estos escenarios son comunes a lo largo del CVM donde se com-

binan los factores de vulcanismo monogenético efusivo que contribuye a la formación de cuencas lacustres y el desarrollo de centros urbanos en las márgenes de los lagos.

AGRADECIMIENTOS

Al Laboratorio de Materiales, sección de Mecánica de Suelos de la Facultad de Ingeniería Civil de la U.M.S.N.H., y a todo su personal. Al Dr. Gerardo García Estrada, por las aportaciones a este texto. Agradecemos a Carlos I. Huerta López y a Martín Barajas todos sus comentarios y sugerencias a este texto. Este proyecto fue parcialmente realizado con apoyo de DGAPA, proyecto IN112405-3 y recibió financiamiento del CONACyT 37334-T y de la Coordinación de la Investigación Científica-UMSNH (1.17).

REFERENCIAS

- Andreani, L., LePichon, X., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., 2008, The southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 179(2), 209-223.
- Astiz-Delgado, L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México —el temblor del 22 de febrero de 1979: México, D.F., UNAM, Facultad de Ingeniería, unpublished thesis, 130 p.
- Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359, 189-208.
- Figuerola, J., 1963, Isosistas de macrosismos mexicanos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería, Reporte 67.
- Fundación ICA, 1988, Experiencias derivadas de los sismos de septiembre de 1985: México, D.F., Limusa, 124 pp.
- Flores-Estrella, H., Aguirre-González, J., 2003, SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City: *Geofísica Internacional*, 42(2), 227-236.
- García-Acosta, V., Suárez-Reynoso, G., 1996, Los Sismos en la Historia de México: El Análisis Social, Tomo I: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Fondo de Cultura Económica, Ediciones Científicas Universitarias, 281 pp.
- Garduño-Monroy V.H., Cuevas-Muñiz A., Escamilla-Torres R.J., 1998, Descripción Histórica de la Sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán: México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Universidad de Colima, 172 p.
- Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Arreygüe-Rocha, E., 2002, La inquietante evolución de las cuencas lacustres en zonas volcánicas: ejemplo, la cuenca de Pátzcuaro, Michoacán, México, Aportes al proyecto Pátzcuaro, Estudios, propuestas y avances para la restauración de la cuenca del lago de Pátzcuaro: México, Fondo Mexicano para la Conservación de la Naturaleza, A.C. y Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, Delegación Michoacán, 25-62.
- Instituto de Geofísica, 1985, El Sismo del 19 de Septiembre de 1985: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Informe y evaluación preliminar elaborado por el Instituto de Geofísica con la colaboración del Instituto de Ingeniería, 65 pp.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Fisher, C.T., Pollard, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005, Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin: *Quaternary International*, 135 35-46.
- Langridge, R.M., Weldon, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the

- Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 105(B2), 3019-3037.
- Keefer, D.K., 1994, The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions: *Geomorphology*, 10, 265-284.
- Kulhanek, O., 1976, *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*: Amsterdam, Elsevier, 168 pp.
- Luhr, F., Simkin, T., 1993, Parícutin, the Volcano born in a Mexican Cornfield: *Phoenix, Arizona, Geoscience*, 427 pp.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface: *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30(1), 25-33.
- Ortiz-Hurtado, H.J., 2005, Estudio de las propiedades físicas de los materiales involucrados en una avalancha de rocas, caso: Volcán "El Estribo", Pátzcuaro, Michoacán: Morelia, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de maestría 127 pp.
- Sánchez-Garcilazo, V., 2000, Estudio de la Macrosismicidad del Estado de Michoacán: Morelia, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de maestría, 133 pp.
- Sauter, F.F., 1989, *Fundamentos de Ingeniería Sísmica, Tomo I. Introducción a la Sismología*: Costa Rica, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 271 pp.
- Singh, S.K., Ordaz M., Pérez-Rocha, L.E., 1996, The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, (6), 1655-1666.
- Suárez, G., Singh, S.K., 1986, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt—discussion: *Tectonophysics*, 127(1-2), 155-158.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113, (6), 693-703.
- Vázquez-Rosas, R., 2002, Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan, Mich.: Morelia, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de licenciatura, 119 pp.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 32, 141 pp.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Manuscrito recibido: Noviembre 6, 2007

Manuscrito corregido recibido: Mayo 6, 2009

Manuscrito aceptado: Mayo 18, 2009