



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

**“ESTUDIO DE LAS CARACTERÍSTICAS MECÁNICAS DE LOS
SUELOS DE LA CIUDAD DE PÁTZCUARO MICHOACÁN, SUS
RELACIONES CON LA RESPUESTA A UN EVENTO SÍSMICO
Y DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRO EN METALURGIA Y
CIENCIAS DE LOS MATERIALES**

**PRESENTA:
ING. JOSÉ CHÁVEZ HERNÁNDEZ**

**ASESOR:
DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY**

**CO-ASESORES:
DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ
DRA. ELIA MERCEDES ALONSO GUZMÁN.**

MORELIA MICHOACÁN, OCTUBRE DE 2006.



AGRADECIMIENTOS

Agradezco al DÍVINO CREADOR por la vida
Por esta gran oportunidad de ser parte de su creación,
por tener amor, por ser lo que soy, por darme la oportunidad de ayudar y servir a
la humanidad.

A mis padres:

Julio Chávez Alvarado
Ma. Guadalupe Hernández Cedeño
Por todo su amor, ejemplo de vida, así como su apoyo incondicional,
consejos y todos sus sacrificios.

A mis hermanos:

Rosa Martha
Maria Teresa
Jesús Julio

A mis amigos:

Margarita Santana
Eduardo Pedraza

Al Dr. Víctor Hugo Garduño, por todo su apoyo y atenciones prestadas para la
realización de este trabajo de tesis.

A la Dra. Elia Mercedes Guzmán, por sus atenciones y apoyo en cada momento.

A los amigos y compañeros del IIM, (Hueramo, Neftalí, Magda, Mónica, ...), Al Dr.
Eleazar Arreygue, a la Dra. Isabel Israde, Al Dr. Gerardo García, Al Dr. Mikhail
Ostroumov, Al Dr. Jacinto Robles, ...

A todo el personal del laboratorio de materiales de la Fac. de Ingeniería Civil, José
Gpe. Chora, Rubén Hernández, J. Jesús Zauno, ...

Cabe mencionar que la parte de microzonificación no se habría logrado sin la
participación y apoyo del Instituto de Ingeniería de la U.N.A.M., así como de la
valiosa colaboración del Dr. Jorge Aguirre y del Ing. Ricardo Vázquez...

A todos y cada uno de los maestros, amigos, compañeros y personas que han
compartido momentos de su vida conmigo; por que de todos he aprendido,
gracias...

... A TODOS MUCHAS GRACIAS...

ÍNDICE

Resumen	vi
1.- Introducción	1
1.1.- Objetivos	2
1.2.- Justificación	2
1.3.- Localización	3
2.- Antecedentes	8
2.1.- Fuentes sísmicas en Michoacán	8
2.2.- Revisión histórica de los sismos en Michoacán	9
2.2.1.- Los Sismos de 1845 y 1858 en Michoacán	21
2.2.2.- Sismicidad de los últimos años en la región	23
2.3.- Antecedentes de zonificación y microzonificación sísmica	24
2.3.1.- Zonificación Sísmica de la República Mexicana	24
2.3.2.- Zonificación sísmica del Estado de Michoacán	25
2.3.3.- Trabajos de microzonificación sísmica en el mundo	27
2.3.4.- Trabajos de microzonificación sísmica en la República Mexicana	28
2.3.5.- Trabajos de microzonificación sísmica en el Estado de Michoacán (Morelia, Uruapan, Zamora)	29
3.- Metodología	30
3.1.- Microzonificación sísmica	32
3.1.1.- Microtremores	32
3.1.2.- Efecto de sitio	34
3.1.3.- Métodos para la estimación del efecto de sitio	35
3.2.- Método de Nakamura	35
3.3.- Relación suelo-microzonificación sísmica	38
3.3.1.- Frecuencia y Periodo fundamental	38
3.3.2.- Influencia del suelo	41

4.- Resultados	43
4.1 Geología	43
4.1.1.- Geología Regional	43
4.1.2.- Geología Local	45
4.1.3.- Geología Estructural	49
4.2.- Estudios de Microzonificación	50
4.2.1.- Equipo empleado	50
4.2.2.- Obtención de Isoperiodos	53
4.2.3.- Mapa de Isoperiodos	61
4.3.- Estudios de suelos	65
4.3.1.- Toma de muestras	65
4.3.2.- Pruebas de laboratorio (Mecánica de suelos)	68
4.3.2.1. Generalidades y Clasificación SUCS	68
4.3.2.2. Prueba Triaxial	73
4.3.2.3. Consolidación	75
4.3.3.- Análisis de muestras	77
4.3.3.1. Difracción de Rayos X	77
4.3.3.2. Tamaño de la partícula	80
4.3.4.- Mecánica de rocas	82
4.3.4.1. Densidad y Absorción	83
4.3.4.2. Prueba de resistencia Point-Load	83
4.3.4.3. Prueba de resistencia con esclerómetro	84
5.- Discusión y conclusiones	86
5.1.- Discusión por sismos históricos	86
5.2.- Discusión por la Geología y Topografía del lugar	86
5.3.- Discusión por las características de los materiales	88
5.4.- Discusión Efecto de sitio	91
5.5.- Conclusiones	93
5.6.- Propuestas	94
Bibliografía.	95
Anexos.	99

LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 1.2.1.-El milagro de Pátzcuaro, exvoto anónimo.	3
Figura 1.3.1.-El polígono en naranja representa el municipio de Pátzcuaro, donde se localiza el área de estudio (Ciudad de Pátzcuaro).	4
Figura 1.3.2.-Número de habitantes en la Ciudad de Pátzcuaro Michoacán.	5
Figura 1.3.3.-Tasa de crecimiento anual en Pátzcuaro Michoacán.	6
Figura 1.3.4.-Número de viviendas en Pátzcuaro Michoacán.	6
Figura 1.3.5.-Servicios en las viviendas.	7
Figura 2.2.1.1.-Isosistas de los sismos de 1845. (Israde-Alcántara <i>et al.</i> , 2005).	22
Figura 2.2.1.2.-Isosistas de los sismos de 1858. (Israde-Alcántara <i>et al.</i> , 2005).	22
Figura 2.2.2.1.-Sismicidad (Enero,1990-Julio,2005), se encuentran 2835 eventos.	24
Figura 2.3.1.1.-Zonificación sísmica de la República Mexicana. (SSN).	25
Figura 2.3.2.1.-Mapa de zonificación sísmica de Michoacán adaptada del Reglamento de Construcciones del Estado, 1986.	26
Figura 2.3.2.2.-Mapa de zonificación sísmica de Michoacán adaptada del Reglamento de Construcciones del Estado, 1999.	26
Figura 2.3.2.3.-Mapa que presenta la propuesta de rezonificación sísmica del Estado. (Sánchez-Garcilazo, 2000)	27
Figura 3.1.-Diagrama de la metodología empleada para la realización del presente estudio.	31
Figura 3.3.1.1.-Efecto de la altura de un edificio ante la acción de una fuerza horizontal de un evento sísmico. (adaptado de UNESCO RAPCA).	40
Figura 3.3.2.1.-Sección esquemática de algunas estaciones que registraron el sismo de Michoacán en 1985, donde se presenta la componente E-O de los registros de aceleración. Muestran la atenuación de la amplitud con la distancia en la estación Teacalco, condición que no se cumple para la estación UNAM, a pesar de estar más alejada de la fuente sísmica en donde se observa una respuesta mayor que en la estación de Teacalco. Y a una distancia mayor pero sobre suelos sedimentarios del valle de México en la estación SCT se registró la mayor amplitud de ondas, lo cual no cumple con la condición de atenuación del movimiento respecto a la distancia, en este caso debido al tipo de suelo.	42
Figura 4.1.1.1.- Modelo digital de elevaciones (mapa sombreado) de la zona de Pátzcuaro en donde se observa la alta densidad de aparatos volcánicos. Acotaciones de los ejes en metros.	43
Figura 4.1.1.2.- Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano, mostrando la localización de Pátzcuaro y de algunos volcanes importantes; CVC:Complejo Volcánico de Colima; Pa:Paricutín; Ta:Tancítaro; Es:Estribo; Jo:Jocotitlán; NT:Nevado de Toluca; Iz:Iztaccíhuatl; Po:Popocatepetl; PdO:Pico de Orizaba (modificado de Capra <i>et al.</i> , 2002).	44
Figura 4.1.2.1.- Mapa Geológico de la cuenca del lago de Pátzcuaro (Garduño <i>et al.</i> , 2002).	46
Figura 4.1.2.2.- Geología de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán.	48
Figura 4.1.3.1.-Modelo digital de elevaciones (sombreado) con el sol a N45°E y 45° de inclinación, para ilustrar las principales estructuras de la zona de Pátzcuaro, acotaciones de los ejes en metros. (Garduño <i>et al.</i> , 2002).	49
Figura 4.2.1.-Mapa de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán representando la ubicación de los sitios de estudio (vértices de los triángulos), cotas de los ejes en metros. (INEGI, 2003).	51

Figura 4.2.1.1.- Sensor de banda ancha GURALP de tres canales, en la imagen de la izquierda se aprecia el momento de la alineación y nivelación del instrumento.	52
Figura 4.2.1.2.- Estación de trabajo, en donde se muestra el sensor cubierto por la cubeta, la antena de GPS sobre el toldo del vehículo y el equipo de registro así como las baterías en la parte posterior de éste.	52
Figura 4.2.2.1.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación A1.	54
Figura 4.2.2.2.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación B1.	55
Figura 4.2.2.3.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación C1.	55
Figura 4.2.2.4.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación A2.	55
Figura 4.2.2.5.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación B2.	56
Figura 4.2.2.6.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación C2.	56
Figura 4.2.2.7.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación A3.	56
Figura 4.2.2.8.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación B3.	57
Figura 4.2.2.9.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación C3.	57
Figura 4.2.2.10.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación A4.	57
Figura 4.2.2.11.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación B4.	58
Figura 4.2.2.12.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación C4.	58
Figura 4.2.2.13.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación A5.	58
Figura 4.2.2.14.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación B5.	59
Figura 4.2.2.15.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación C5.	59
Figura 4.2.2.16.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación A6.	59
Figura 4.2.2.17.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación B6.	60
Figura 4.2.2.18.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación C6.	60
Figura 4.2.2.19.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación A7.	60
Figura 4.2.2.20.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación B7.	61
Figura 4.2.2.21.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación C7.	61
Figura 4.2.3.1.- Mapa de Isoperiodos para la ciudad de Pátzcuaro Michoacán, donde los contornos están en segundos y las cotas de los ejes en metros.	63
Figura 4.2.3.2.- Figura que esquematiza la diferencia en los periodos fundamentales en una edificación con respecto a su altura.	64
Figura 4.3.1.1.- Localización de los sitios seleccionados para la toma de muestras de suelo y rocas sobre la mancha urbana de la ciudad de Pátzcuaro. Acotaciones de los ejes en metros.	65
Figura 4.3.1.2.- Trinchera en el fraccionamiento los Nogales, a) se puede apreciar la profundidad de la excavación y la presencia de un solo estrato de material, b) muestra inalterada del suelo.	66
Figura 4.3.1.3.- Excavación en calle Espejo, a) aspecto general de la excavación en donde se puede apreciar el tamaño de las rocas, así como su forma, b) detalle de la prueba de resistencia con esclerómetro.	67
Figura 4.3.1.4. Excavación de la calle 1ª de Ascensión, a) se puede apreciar un solo estrato de material de apariencia limosa, b) detalle de la toma de muestra inalterada del suelo.	67
Figura 4.3.1.5. Excavación en la Av. Hidalgo, a) forma angulosa de las rocas. b) detalle de la matriz en la cual se nota la presencia y tamaño de los clastos.	68
Figura 4.3.3.1.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Fracc. Nogales.	78
Figura 4.3.3.2.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Calle Espejo.	79

Figura 4.3.3.3.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Calle 1ª de Ascensión.	79
Figura 4.3.3.4.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Av. Hidalgo.	80
Figura 4.3.3.5.- Curva que muestra la distribución de tamaños así como el porcentaje del material fino.	81
Figura 4.3.4.1. a).-Muestras de rocas de la calle Espejo. b).-Detalle de una roca donde se nota la porosidad existente.	82
Figura 4.3.4.2. a).-Muestras de rocas de la Av. Hidalgo. b).-Detalle de una de las rocas.	83
Figura 4.3.4.3.- Ensaye de una muestra de roca por medio de la prueba Point Load (Carga Puntual).	84
Figura 5.2.1.-Mapa en 3 D de la ciudad de Pátzcuaro, con isoperiodos y litología, los triángulos rojos indican los lugares de toma de muestras de suelo.	87
Figura 5.3.1.- Relación entre los periodos dominantes y los límites líquido y plástico.	88
Figura 5.3.2.- Relación entre los periodos dominantes y las contracciones lineal y volumétrica.	89
Figura 5.3.3.- Relación entre periodos dominantes y densidades de sólidos.	89
Figura 5.3.4.- Relación entre periodos dominantes y esfuerzos.	90
Figura 5.3.5.- Relación de periodos dominantes y la cohesión.	90
Figura 5.3.6.- Relación entre los periodos dominantes y los tamaños de las partículas del suelo.	91
Figura 5.4.1.-Relación de atenuación de la intensidad del movimiento del terreno en función de la distancia epicentral y de la magnitud del evento sísmico.	93

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.2.2.1.- Número de eventos sísmicos de enero de 1990 a julio de 2006 en la región de Colima, Jalisco y Michoacán.	23
Tabla 3.3.1.1.- Ejemplos de frecuencias naturales y periodos para edificios. (adaptado de UNESCO RAPCA)	40
Tabla 4.2.1.- Coordenadas, frecuencias y periodos dominantes de los vértices en los arreglos triangulares, para la ciudad de Pátzcuaro Mich.	62
Tabla 4.3.2.1. Resultados de las pruebas índice para el material del Fracc. Nogales.	69
Tabla 4.3.2.2. Resultados de las pruebas índice para el material de la calle Espejo.	70
Tabla 4.3.2.3. Resultados de las pruebas índice para el material de la calle 1ª de Ascensión.	71
Tabla 4.3.2.4. Resultados de las pruebas índice para el material de la Av. Hidalgo.	72
Tabla 4.3.2.5.- Resumen de los resultados de mecánica de suelos.	77
Tabla 4.3.3.1. Resumen de la composición mineralógica y granulométrica.	81
Tabla 4.3.4.1. Resultados de las pruebas de densidad y absorción.	83
Tabla 4.3.4.2. Resultados de la resistencia a la compresión simple y clasificación de la roca en los sitios estudiados.	84
Tabla 4.3.4.3.- Resistencia a la compresión por medio del esclerómetro y clasificación de la roca.	85
Tabla 5.4.1.- Valores estimados de intensidades, magnitudes y aceleraciones, para los principales sismos históricos en la región de Pátzcuaro Michoacán.	92

RESUMEN

El Estado de Michoacán es afectado por diferentes tipos de sismos, tanto locales como regionales (Maravatío en 1979; Lázaro Cárdenas en 1985), por eso es necesario que las ciudades importantes cuenten con información relativa al comportamiento dinámico del suelo sobre el que se están desarrollando, estableciendo áreas con diferentes grados de peligro sísmico de magnitud considerable, lo cual se conoce como microzonificación sísmica (Vázquez-Rosas, 2002).

En el caso de la ciudad de Pátzcuaro se ha presentado una conducta anómala en el comportamiento mecánico del suelo, no obstante tener un basamento de lavas basálticas (roca) (Sánchez-Garcilazo, 2000), ya que se ha observado a través de varios eventos sísmicos una respuesta de sitio muy importante. (El efecto de sitio es la parte de la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, y depende del tipo de suelo, de sus condiciones geológicas y topográficas). Sismos como los de 1845 y 1858 causaron grandes daños materiales y pérdida de vidas humanas, afectando principalmente al edificio de la Basílica.

Para la evaluación de la respuesta de sitio (microzonificación) se recurrió al uso de los microtemores, estos son la vibración ambiental provocada por fuentes naturales y por la actividad humana (Aguirre-González *et al.*, 2003), posteriormente, mediante el uso del método de Nakamura (1989) a partir de los cocientes espectrales (H/V) de los microtemores se obtuvieron las frecuencias pico, estimándose las características dinámicas del suelo (periodos dominantes); encontrándose al oriente de la ciudad periodos dominantes de 0.2 a 0.6 seg., lo cual representan una zona de riesgo potencial, debido al tipo de construcciones existentes en la zona (edificios históricos, construcciones de adobe) y, al sur de la ciudad se observan periodos dominantes altos (hasta de 3.7 seg.), no obstante de ser un basamento rocoso.

Se tomaron muestras de suelo, a las cuales se les realizaron estudios de mecánica de suelos, con la finalidad de conocer sus características físicas y mecánicas, para poder así determinar la relación con su comportamiento dinámico. Se encontraron suelos en su mayoría de tipo limosos (MH) clasificación SUCS, con límites líquido y plástico de 45.50 hasta 61.31% y 25.70 hasta 44.70% respectivamente. Observando correspondencia entre los periodos del terreno con el límite plástico, contracción volumétrica y densidad de sólidos. Al evaluar la respuesta de sitio, es necesario conocer la frecuencia fundamental de los suelos. El conocimiento del periodo dominante de los suelos es muy importante, ya que conociéndolo se puede evitar la construcción de edificaciones con periodos similares, evitando así el fenómeno de resonancia.

1.- INTRODUCCIÓN

México es tierra de temblores, y quienes en ella vivimos tenemos el desafío de conocer la historia de estos fenómenos que tanto nos afectan, para intentar encontrar claves que ayuden a entender mejor, cuándo, donde y con que 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).

Uno de los medios empleados por los sismólogos para conocer las características y ocurrencia de los sismos en tiempos pasados, es el estudio de los registros históricos (macrosismología), anteriores a los registros instrumentales.

La Sismología es una ciencia joven que tuvo su inicio formal a finales del siglo XIX, cuando se instalaron los primeros sismógrafos en el mundo y se comenzó a registrar la actividad sísmica de la Tierra con instrumentos que graban el movimiento del terreno al paso de las ondas sísmicas.

El comportamiento sísmico de una región, o de una falla geológica activa puede estudiarse a través de dos ventanas. Por un lado revisando la breve historia de registro instrumental en los últimos 100 años; y por el otro, mediante la evaluación cualitativa basada en el análisis de documentos históricos que describen los daños producidos por sismos ocurridos en épocas anteriores.

Promover y acelerar los esfuerzos orientados a la mitigación del riesgo sísmico, requiere como condición básica el que tanto los ciudadanos como los agentes del gobierno a nivel local y regional, adquieran conciencia de la vulnerabilidad de sus ciudades frente a la amenaza sísmica. Estos actores deberían tener un conocimiento claro de los daños ocasionados por eventos históricos y diseñar planes de contingencia y recuperación, para ser implementados en caso de que ocurra un nuevo evento. Este proceso podría marcar el inicio de trabajos orientados al diseño de las líneas estratégicas para la mitigación del riesgo en estas ciudades.

La mitigación del riesgo sísmico se ha convertido, en los últimos años, en una necesidad imperiosa, aun en el caso de los países de sismicidad baja y moderada. Esto es debido al impacto negativo de los sismos en la economía y a las significativas pérdidas de vidas humanas que estos producen, a pesar de ser menos frecuentes que otros fenómenos naturales (Niigata, Japón, 1964; Chimbote, Perú, 1970; San Fernando California, 1971; Tangshan, China, 1976; Turkia, 1983; Michoacán, México, 1985; Iran, 1990; Latur, India, 1993; Kocaeli, Turkia, 1999; Bhuj, Gujarat, India, 2001).

El Estado de Michoacán es afectado por diferentes tipo de sismos, tanto locales como regionales (Acambay, 1912; Maravatio, 1979; Lázaro Cárdenas, 1985), por eso es necesario que las principales ciudades de éste, cuenten con información relativa al comportamiento dinámico del suelo en el cual se encuentran,

estableciendo áreas con diferentes grados de peligro por sismos de magnitud considerable, lo cual se conoce como microzonificación sísmica (Vázquez-Rosas, 2002).

1.1.- OBJETIVOS

1. Determinar de manera local las diferentes zonas geológicas en la ciudad de Pátzcuaro Michoacán, para posteriormente tomar muestras de suelos.
2. Conocer el comportamiento mecánico de los suelos en la ciudad de Pátzcuaro.
3. Obtención de los periodos dominantes de los suelos en la ciudad de Pátzcuaro.
4. Evaluar la respuesta sísmica de los suelos.
5. Determinar la microzonificación sísmica de la ciudad de Pátzcuaro.

1.2.- JUSTIFICACIÓN

Es necesario que las ciudades importantes del Estado de Michoacán cuenten con información del comportamiento dinámico del suelo sobre el que se están desarrollando, para evitar zonas de riesgo sísmico.

Ya que una parte del Estado de Michoacán se localiza dentro de la zona conocida como Cinturón Volcánico Mexicano, muy cerca de la frontera entre las placas tectónicas de Norteamérica y Cocos, donde se lleva a cabo el fenómeno de subducción, donde tiene lugar una alta y fuerte actividad sísmica; como el sismo del 19 de septiembre de 1985 con magnitud de 8.1 en la escala de Richter; muestra de la alta actividad sísmica son los 2835 eventos sísmicos producidos en esta zona registrados en los últimos 15 años (Figura 2.2.2.1.), de los cuales 16 han tenido una magnitud igual o mayor a 6 grados en la escala de Richter.

En la ciudad de Pátzcuaro se ha observado un comportamiento anómalo en los suelos ante un evento sísmico, no obstante tener un basamento rocoso de lavas basálticas (Sánchez-Garcilazo, 2000).

Existen evidencias claras de temblores que han causado grandes daños materiales en la ciudad de Pátzcuaro, y pérdida de vidas humanas (Figura 1.2.1. en esta figura se muestra como sucede un evento sísmico, y caen algunas piezas de mampostería de la torre), 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.

Las investigaciones de microzonificación sísmica son obligatorias en las regiones de alta sismicidad, y sus resultados están incluidos en los documentos normativos para la construcción en zonas sísmicas de muchos países. Sin embargo, en la última década, estos trabajos también se han llevado a cabo en las grandes ciudades ubicadas en zonas de baja y moderada sismicidad. Lo anterior se debe al alto costo y vulnerabilidad de los elementos sometidos a riesgo y a las consecuencias que un sismo de moderada intensidad puede ocasionar sobre el medio ambiente natural, construido y socioeconómico.

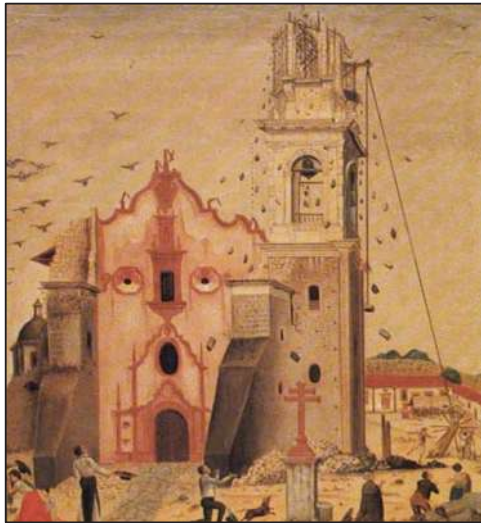


Figura 1.2.1.- El milagro de Pátzcuaro, exvoto anónimo.

Fuente: Los sismos en la Historia de México, Virginia García A., Gerardo Suarez R. Tomo I (1996).

1.3.- LOCALIZACIÓN

Cronología del Municipio

La palabra "Pátzcuaro" puede significar "En donde tiñen de negro", "Lugar de cimientos o asientos para templos", "Lugar de espadañas", "Lugar de alegría", y "Asiento de cues" (templos tarascos).

Pátzcuaro fue la primera capital del reino Tarasco y se fundó en el año de 1324. El primer calzontzin o monarca fue Tariácuri. En 1526, tras cometer innumerables crímenes, Nuño de Guzmán atormenta y da muerte a Taganxóan II, último calzontzin. En 1538, ya establecidos los españoles en Tzintzuntzán, entonces capital, se funda el Obispado de Michoacán, siendo el primer obispo Vasco de Quiroga. Éste traslada la capital de la provincia y la sede episcopal a Pátzcuaro.

En 1831 la ciudad y su zona de influencia fueron elevadas a la categoría de municipio. Durante la Reforma éste se pronunció por el Imperio. En la época porfirista fue asiento de terratenientes, comerciantes y dueños de haciendas. En

1886 se inauguró el ferrocarril Morelia-Pátzcuaro, lo que propició la sobreexplotación de bosques y mano de obra locales.

Durante la Revolución Mexicana, Pátzcuaro cayó en poder del gobierno Huertista. Hasta que en 1920 se inicia su reconstrucción, con el criterio de conservar por igual lo indígena y lo colonial. Otro evento importante en la vida cultural de Pátzcuaro es en 1951 la fundación del Centro Regional de Educación Fundamental para América Latina (CREFAL) por parte de la ONU.

Ubicación

Pátzcuaro se localiza en el centro del estado, en las coordenadas 19° 31' de latitud norte y 101° 36' de longitud oeste, a una altura media de 2,140 metros sobre el nivel del mar. Limita al norte con los municipios de Erongarícuaro y Tzintzuntzán, al este con los de Huiramba, Acuitzio y Morelia, al sur con los de Salvador Escalante y Tacámbaro, y al oeste con el de Tingambato. Su distancia a la capital del estado (Morelia) es de 64 kilómetros. El municipio de Pátzcuaro cuenta con una superficie de 431.24 km², lo que representa el 0.74 % de la superficie total del estado (Figura 1.3.1).

Orografía

Los principales rasgos orográficos están dados por una topografía muy accidentada con pequeñas zonas de depresiones. Su relieve lo constituyen la depresión del lago, el Sistema Volcánico Transversal y los cerros el Blanco, el Estribo, el Fríjol y el Cerro del Burro.

Hidrografía

La hidrografía está constituida principalmente por el lago de Pátzcuaro, existiendo arroyos como El Chorrito, Santa Fe, El Guani y otros manantiales.



Figura 1.3.1.-El polígono en naranja representa el municipio de Pátzcuaro, donde se localiza el área de estudio (Ciudad de Pátzcuaro).

Clima

El clima es templado, con lluvias en verano. Tiene una precipitación pluvial anual de 983.30 mm y temperaturas que oscilan entre los 9.2 y los 23.2 grados centígrados.

Uso del suelo

Los suelos de Pátzcuaro datan de los periodos Cenozoico, Terciario y Cuaternario, corresponden principalmente a los del tipo podzódico y pradera de montaña (andosoles y luvisoles). Su uso es sobre todo forestal y, en menor proporción, agrícola y ganadero.

Flora y Fauna

Existe en este municipio el bosque mixto de pino, encino, madroño y aile. La fauna del municipio esta representada por especies como la ardilla, cacomixtle, coyote, liebre, armadillo, gato montés, tórtola, aguililla, cerceta, pato, pez blanco, charal, carpa y tilapia.

Población

El número de habitantes en la ciudad de Pátzcuaro Michoacán en el año 2000 era de 47 993 (figura 1.3.2.), esta población representaba el 1.20 por ciento del total del estado, y el 61.63 del total del municipio, siendo la mayoría mujeres (25 423). La tasa de crecimiento es del 1.25 por ciento anual (figura 1.3.3.)

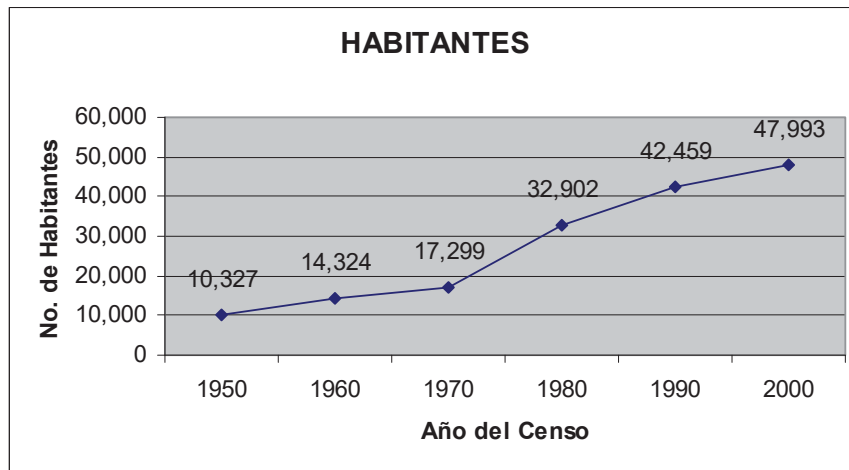


Figura 1.3.2.- Número de habitantes en la Ciudad de Pátzcuaro Michoacán.

Fuente: INEGI.

La población en la ciudad de Pátzcuaro, se ha incrementado más de 4.6 veces de 1950 al 2000.

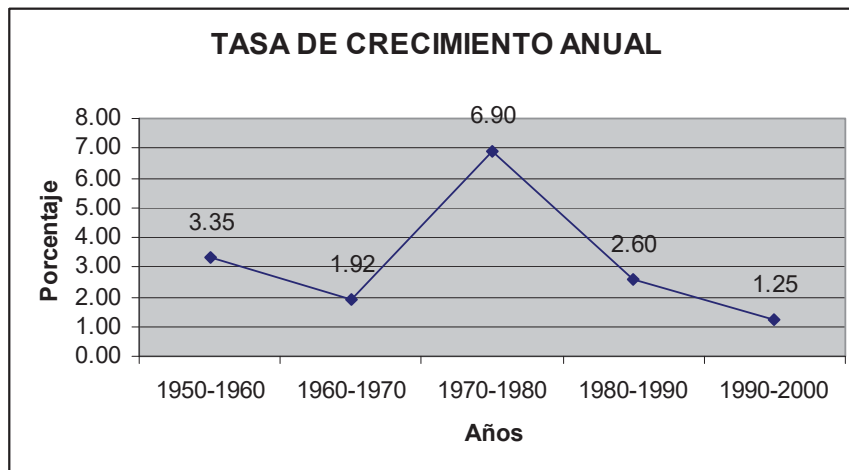


Figura 1.3.3.- Tasa de crecimiento anual en Pátzcuaro Michoacán.

Fuente: INEGI.

Vivienda

En la ciudad de Pátzcuaro la mayoría de las construcciones del centro histórico son hechas de adobe, en la periferia de la ciudad, las construcciones son hechas de mampostería con refuerzos de concreto armado, en el año 2000 la cantidad de viviendas en la ciudad era de 9 643 (figura 1.3.4.), en la actualidad casi todas estas cuentan con los servicios básicos de agua, energía eléctrica y drenaje (figura 1.3.5).

Existiendo casi la totalidad del servicio de energía eléctrica en las viviendas y una deficiencia mayor de drenaje en las mismas.

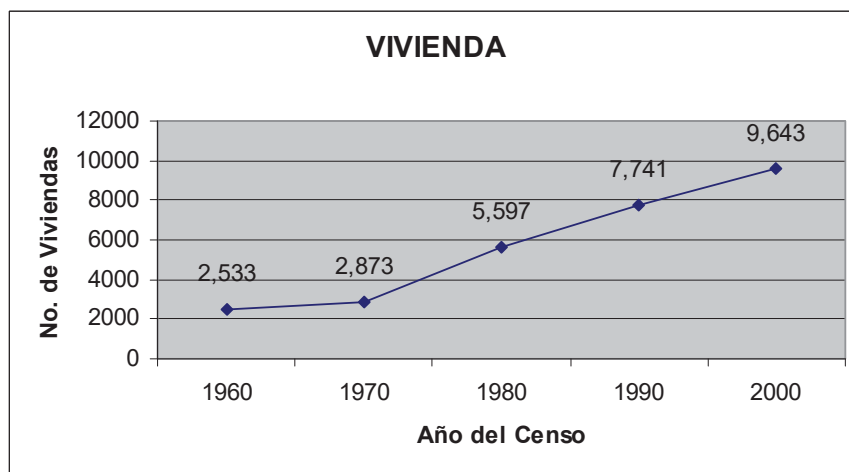


Figura 1.3.4.-Número de viviendas en Pátzcuaro Michoacán.

Fuente: INEGI.

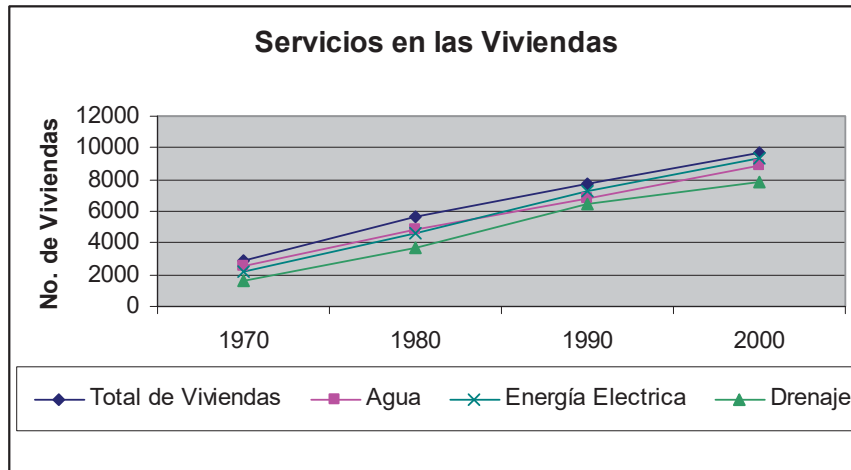


Figura 1.3.5.- Servicios en las viviendas.

Fuente: INEGI.

2.- ANTECEDENTES

2.1.-FUENTES SÍSMICAS EN MICHOACÁN

En el anexo I se describen algunas de las principales fuentes generadoras de sismos y algunos conceptos básicos sobre sismología, pero ahora se hará mención de donde se producen los sismos en el Estado de Michoacán.

Michoacán forma parte de la placa de Norteamérica, y se encuentra en un margen de tipo activo, debido a la subducción de la placa de Cocos debajo de la de Norteamérica en el Océano Pacífico (zona costera), y es en esta zona donde se han producido gran parte de los sismos más violentos que han sacudido no solamente al Estado, sino también al centro del País (Guerrero, 1957; Costa de Michoacán, 1973; Costa de Guerrero, 1979; Costa de Michoacán, 1981; Michoacán, 19 de septiembre de 1985; Costa de Michoacán, 1986; Costa de Colima, 1995).

Debido a la interacción entre estas dos placas tectónicas, se ha desarrollado una importante actividad tecto-volcánica que ha generando varios aparatos volcánicos hacia el centro del estado, formando importantes cuencas lacustres (Pátzcuaro y Zirahuén). Esta actividad volcánica es responsable de la producción de una gran cantidad de sismos (volcánicos), como los sismos producidos por el surgimiento y las erupciones de los volcanes del Jorullo en 1759 y del Parícutín en 1943; las cuales han sido precedidas por ruidos subterráneos (tremores).

La interacción entre estas dos placas tectónicas produce sismos de subducción cuyos epicentros se localizan en la zona costera (sismo del 19 de septiembre de 1985) y los sismos intraplaca, que son producidos en la frontera entre ambas pero a mayor profundidad, cuyo epicentro se localiza dentro de la placa continental (sismos del 7 de abril de 1845 y el del 19 de junio de 1858) (Vázquez-Rosas, 2002).

Existen también grandes fallas locales las cuales se encuentran en la placa continental, y algunas pueden ser sísmicamente activas, tal es el caso del sistema de fallas Morelia-Acambay (Garduño *et. al.*, 1998), que es un sistema de fallas con dirección E-W. En estas fallas se han llegado a producir sismos de focos poco profundos (Acambay, 1912; Región de Morelia, 1925; Maravatío, 1979), que llegan a ser muy destructivos cuando ocurren cerca de las localidades urbanas.

Debido a todos los factores anteriores, se puede deducir que el Estado de Michoacán se encuentra en una zona de gran actividad sísmica, por un lado la dinámica de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Norteamericana, y por el otro, de manera más local la generación de un nuevo aparato volcánico o la presencia de fallas locales potencialmente activas, con lo cual existe un alto riesgo sísmico, por esto se hace necesaria la realización de trabajos de investigación enfocados en el comportamiento de los suelos.

2.2.- REVISIÓN HISTÓRICA DE LOS SISMOS EN MICHOACÁN

La primera etapa de la sismología en México se basa en las descripciones y reportes de los efectos y daños que causaron los sismos en el pasado, antes de la instalación y operación de los primeros sismógrafos en el país.

Las primeras descripciones históricas de sismos en México datan de la época prehispánica. Los códices Vaticano Ríos, Aubin y Telleriano, hacen referencias a grandes sismos y erupciones volcánicas de la época. Al sobrevenir la conquista de México, los conquistadores, procedentes de regiones asísmicas, se concretaron a hacer anotaciones de los efectos observados, sugiriendo interpretaciones de estos fenómenos según los pensamientos de esos tiempos. Así, poco después de la caída de la gran Tenochtitlán, el 1º de abril de 1523 "como a las ocho de la noche se sintió en Oaxaca, Cañada y pueblos de la sierra un temblor". Este es el informe del primer terremoto del cual hacen mención los españoles a su llegada a México. Esta descripción la hace Rodrigo Rangel, teniente de la Villa Rica, en carta fechada el 23 de mayo de aquel mismo año.

Durante el siglo XVI los sismos se les atribuían a la furia de los Dioses, los cuales en venganza de alguna desobediencia hacían que la tierra se moviera, causando gran pánico y desolación entre nuestros antepasados (Nava A., 1998).

Sin embargo, no fue sino hasta mediados del siglo XVII, en el cual se presentan a las autoridades existentes los primeros informes formales de los daños producidos por los sismos, principalmente emanados de las autoridades eclesiásticas, las cuales a su vez los atribuían a las fuerzas divinas, y cada vez que sucedía un sismo elevaban oraciones, para pedir clemencia a Dios por sus pecados (Vázquez-Rosas, 2002).

Fue hasta finales del siglo XVIII y principios del siglo XIX, cuando se comienza a dar una explicación lógica a los fenómenos sísmicos que ocurrían en el Estado, un ejemplo muy claro de esto es en el fenómeno de la erupción del volcán El Jorullo en el Estado de Michoacán, en las inmediaciones de Uruapan, en el cual se dan una serie de explicaciones científicas, desarrolladas en aquel tiempo. Más adelante en la recopilación histórica se puede leer el informe correspondiente al 1º de abril de 1759.

La segunda etapa de la sismología en México está basada en el registro de la información sísmica de manera instrumental, cuando el 5 de septiembre de 1910, por Decreto Presidencial se creó e inauguró el Servicio Sismológico Nacional.

A continuación se muestra una recopilación de los sismos históricos del Estado de Michoacán que presenta Vázquez-Rosas en su trabajo en el 2002. En esta recopilación se omiten los datos sismológicos escritos en los periódicos de la época ya que algunas veces llegaban a hacer descripciones exageradas, y por lo tanto poco confiables.

DESCRIPCIÓN HISTÓRICA DE LA SISMICIDAD DEL ESTADO DE MICHOACÁN (1603-1912)

1603

Pátzcuaro, Mich. "En el transcurso del siglo XVII, los temblores maltrataron sobre manera el edificio (Basílica de Nuestra Señora de la Salud). En 1682, el simborio estaba afianzado con sogas, por estar quebrado todo y a punto de caerse al suelo el techo, se le hicieron entonces algunos reparos con la ayuda de los naturales de cuatro barrios pertenecientes a la Parroquia, como eran los de San Salvador, Tupátaro, Tzurumútaró y Cuanajo." Ramírez R., Y:74 (B)

1611

Michoacán: "Gran terremoto." Reséndiz: 69 (B)

1758

Pátzcuaro, Mich.: "(...) en 1750, cuando se concedió licencia episcopal para construir una torre (en la basílica). Si estos reparos se hicieron fueron para poco tiempo, pues en 1758 se destruyó gran parte de la iglesia por un terremoto."

1759

Michoacán: 29 de Junio de 1759: Sismo fuerte: Jorullo, destrucción al hacer erupción; tres meses antes muchos temblores (hasta 47 en un día) [...] [el del 29 de junio] de los más fuertes. Figueroa, 1963:115 (b)

1759, 1º de abril

Jorullo Mich.: "la experiencia enseña también, que los grandes terremotos

se anuncian comúnmente por un sonido subterráneo, más o menos sordo, parecido algunas veces a descargas sucesivas de artillería y otras de muchos carruajes que corren a un tiempo (...) El único ejemplo que tenemos de estos ruidos subterráneos en nuestro país es el que se observó el año de 1759 en el valle inmediato a la ciudad de Pátzcuro, Mich.:" este valle perteneciente a una hacienda propia de un particular llamado D. José Pimentel, quienes dieron parte, de que en un punto de aquel terreno se oía un ruido subterráneo parecido al de un torrente de agua muy caudaloso. El dueño de la hacienda despreció en ávido teniéndolo preocupación pero viendo que lo confirmaban todas las personas empleadas en las labores de la hacienda quiso observarlo él mismo, y se convenció de que era verdad. Inmediatamente mandó que se empezara a romper aquel terreno para aprovechar el agua que creía hallar en su interior, pero poco más de tres varas de profundidad, se vio que el terreno estaba hueco, formando una espacie de bóveda, y que se cimbraba en un espacio muy considerable, y esta circunstancia fue bastante para inspirar temor al dueño y hacerle desistir de su empresa. Un mes después de este acontecimiento empezaron a sentirse ligeros terremotos, percibiéndose en la excavación un olor azufroso y desagradable, que obligó a Pimentel a dar parte a las autoridades de Pátzcuaro. Estas recomendaron el examen del terreno al P. Ignacio Molina (jesuita bastante

conocido entonces por su instrucción) quién desde luego dijo que habían de abandonarse aquellos lugares, pues continuaban los terremotos, era de temer que se formase en ellos una abertura volcánica. Efectivamente los terremotos, aunque ligeros, continuaron con más o menos frecuencia por espacio de cinco meses, hasta que el 29 de septiembre del mismo año 1759, día de San Miguel, reventó el terreno con violencia, arrojando a la superficie de la tierra grandes peñascos, vomitando materias encendidas, y formando al célebre volcán de El Jorullo que existe actualmente, y hace sus erupciones como cualquier otro.”
Gómez de la Cortina, 1840:17, 19-21 (B)

1779, junio
Guadalajara, Jal.; Michoacán:
“Frecuentes temblores de tierra con muchos ruidos subterráneos en el mes de junio, que continuaron en el mes de septiembre. Apareció el volcán del Jorullo en el departamento de Michoacán.”
Gómez de la Cortina, 1840:22(B); Iglesias: 201203(B).

1779, junio
Otros archivos que hablen sobre los temblores provocados por el volcán. En localidades se sintió el primer terremoto con fuerza. Catálogo: 64(B); compendio: 75 (B); Martínez, 1890 (B); Figueroa, 1963:115 (B).

1784, 23 de agosto

La Piedad Mich.: (...) acaeció en este pueblo un temblor de tierra lo cual no se había experimentado nunca, por estar situado en cantera muy firme, el que no se sintió en lugares circunvecinos sin embargo de ser más propensos a temblores.”
Hubo una fuerte granizada, el cura interino dispuso sacar en procesión al “Milagroso, Simulacro de Cristo Crucificado”, también hubo misas.
GM. 29 dic. 1784:212 (H).

1787, 28 de marzo
Morelia, Mich.: “Se sintió un movimiento de tierra considerable, de sur a norte, con duración de unos dos minutos, y repitió más lento, a las 9:27. Se desconoce si hubo daños.”
GM, 17 abr. 1787:325 (H)

1801, 25 de marzo
Pátzcuaro Mich.: “El bachiller don Francisco Velázquez, cura y juez eclesiástico de la ciudad de Pátzcuaro por el curso que más lugar haya ordenado, parezco ante ustedes y digo: que de resultas del terremoto acaecido [...] quedó la iglesia parroquial de aquella ciudad tan deteriorada que sobre amenaza una funesta ruina, apenas se haya servible en una mínima parte; cuyo corto recinto no basta para abrasar el numeroso pueblo, que allí concurre para recibir los santos sacramentos, y a los divinos oficios; los cuales a más de que se celebre con el peligro no se verifican, con la debida libertad y decencia, ya que por la estrechura de las gentes, ya también por que la actual situación del edificio no permite la mayor limpieza aseo. Para reparar en tiempo, tanto los presuntos daños, como los que pueden sobrevenir,

más funestos y terribles y ocurre al venerable señor Deán y Cabildo de esta Santa Iglesia Catedral, presentando su licencia para invertir en estos indispensables gastos, los caudales de la fábrica de aquella Parroquia, y que no teniendo por su instituto otro destino, son también los únicos que en dicha, se pueden proporcionar para el efecto, porque aquel vecindario está en lo general destruido de medios con que subvenir[...]" AHMCR.

1810

Morelia, Mich.: "Poco antes de la insurrección de 1810, el templo [de Ntra. Sra. de la Asunción] fue arruinado por un terremoto; y el único recuerdo que queda de él era la torre que había sido respetada por los temblores, el tiempo y la reforma; al fin se destruyó el año próximo pasado." Romero, 1972:47. (B)

1818

Morelia, Mich.: "La inmediatez a los volcanes de Jorullo y de Colima ha ocasionado fuertes temblores, y la última erupción de este último en 1818, sitiando las tropas reales a Jaujilla, puso a Valladolid en alarma, por la semejanza del ruido con un ataque de artillería."

Martínez, 1951: (B); Reséndiz: 70(B).

1819

Michoacán: "[...] la tierra de Michoacán se abrió en diversas direcciones" a causa de un sismo. Saussure: 143(B).

1819

Ixtlán Mich.: "Habíamos ahora entrado en el Estado de Michoacán [...] [describe su estancia en la hacienda de Buena Vista] cabalgando después de aquí ocho leguas desde la Barca, llegamos al pequeño pueblo desparramado de Ixtlán, el que se encuentra en el valle perfectamente plano de dos millas de ancho por bajas y boscosas montañas. La llanura es interesante [de aquí se extraen Salinas, pues la llanura está cubierta con eflorescencia de moriato de sodio] [...] [se encuentran pozos de agua hirviendo que sumando varios cientos se encuentran dispersos en un espacio de una milla y media por un cuarto de milla de ancho hacia el este y el oeste]. De hecho toda la superficie de este lugar no es más que la corteza de un volcán; y hace 7 años un volcán abrió una grieta enorme en el plan, de donde brotaron fuentes de agua purísima, así como lodo ambos de un calor hirviente. Lyon: 180(B)

1832, 5 de enero

Michoacán: "fuerte terremoto." Reséndiz: 70 (B)

1837, 9 de agosto

Morelia Michoacán: [Obtenido del artículo de M. H. Galeotti:] "en 1837 a 9 de agosto sentí en Morelia (capital del departamento Michoacán) a las cuatro y cuarto de la tarde, dos sacudidas de temblor de tierra, fueron poco violentos, y con intervalo de uno a otro de 2 segundos, oscilaciones SN. A las cuatro y media fuerte tempestad que venía del NNE con descargas eléctricas tan continuas, que la atmósfera parecía de fuego. En la

noche hice un gran número de observaciones. Del 10 de agosto al 1º de septiembre de 1837 noté todas las noches el fenómeno de las exhalaciones”.

SDN. 10 nov. 1842: 3(H); Martínez, 1890 (B)

1837, 1º de septiembre

Ario Mich.: obtenido del artículo de M. H. Galeotti: “el 1º de septiembre, violenta tempestad en Ario (a cuatro leguas del volcán del Jorullo), truenos y torrentes de agua; ligera oscilación SN. Algunas horas antes del sacudimiento una violenta tempestad descargaba sobre el llano del Jorullo, y una nube parda y densa envolvía el cono del volcán. Subía a él hacia las doce, el cielo estaba puro; en la noche siguiente el cielo sereno y exhalaciones”.

SDN. 10 nov. 1842: 3(H)

1837, 23 de noviembre

Pátzcuaro Mich.: “[...] Cuarteó la torre antigua (de la Basílica de Nuestra Señora de la Salud) inutilizando su segundo cuerpo al grado de obligar a que se derribara completamente para evitar el peligro que representaba.” Ramírez R. Y: 76 (B)

1845, 7 de abril

“En Morelia a las tres y cincuenta minutos de la tarde, prolongado y fuerte terremoto que comenzó por un movimiento de oscilación de E a O, seguido por fuertes trepidaciones y terminando con un movimiento oscilatorio de N a S, repitió el mismo día a las 7 de la noche.

SDN. 8 de abril 1845: 4 (H); Orozco, 1887:376-380

1845, 7 de abril

Morelia Mich.: “por los periódicos del interior de la República, que recibimos ayer, vemos que el terremoto del 7 se sintió a la misma hora que aquí en Guadalajara y Morelia.

SDN abril 1845: 4(H); DO, 14 de abril 1845: 416 (H)

1845, 7 de abril

Morelia Mich.: “Su inmediatez a los volcanes de Colima y Jorullo ocasionan fuertes temblores, habiendo sido el más sensible el de abril de 1845.

Noticias:56 (B)

1849, 28 de septiembre

Morelia Mich.: “[...] hubo en Morelia uno, que duró tres segundos.”

SDN, 5 oct. 1849:448 (H)

1854, 13 de enero

Tlalpujahua. Sismo fuerte. Figueroa, 1963:116 (B)

1854, febrero

Tlalpujahua. Febrero y marzo del mismo año se sintieron muchas repeticiones.

Figueroa, 1963:116 (B)

1857, 19 de agosto

Cuernavaca, Yautepec, Mor.; Orizaba, Córdoba, Ver.; Oaxaca, Oax.; Morelia, Mich.; Puebla, Chalchicomula, Pue.; Tlaxcala, Tlax.; Oaxaca.: “En Yautepec, a las once y veinte de la mañana, se experimentó una fuerte sacudida que repitió poco después, terminando con una fuerte trepidación, que causó el derrumbe de la cúpula de la iglesia. Se sintió también en Cuernavaca y otras

poblaciones del sur. En Oaxaca, a las once y veinte minutos, se sintió un temblor oscilatorio de este a oeste. En Puebla, Tlaxcala, Orizaba, Córdoba y otras ciudades se sintió también el terremoto. De una manera leve también se observó el fenómeno en Morelia. En Chalchicomula y Puebla fue a consecuencia de la erupción del volcán de Tixtla.”

SDN, 28 de ago.857:3 (H); Orozco, 1887: 394 (B)

1858, 19 de junio

Michoacán; Jalisco: “Puede decirse que este terremoto partió del centro que existe entre Michoacán y Jalisco.” Zayas, 1893:135 (B)

1858, 19 de junio

Morelia, Mich.: “Escriben de aquella ciudad: El día 19 del corriente, como a las nueve y cinco minutos de la mañana, se ha sentido en esta población el terremoto más espantoso de que hay memoria entre sus habitantes: la Catedral, que es un edificio muy sólido, ha padecido extraordinariamente, y los vaivenes, que se prolongaron por espacio de un minuto y medio, dejaron en ruinas casi la iglesia de la Compañía, la de San Agustín y otro convento. Entre los edificios, no quedó uno sano, y muchos vinieron a tierra con gran estrépito, y con mucha consternación por parte de los habitantes, que jamás habían visto cosa semejante.” José María Arteaga.

AHMCR, No. 1.1 y 3 (A)

1858, 21 de julio

AMN, AC Santa María, Mich. “[...] y que en la mañana se sintió otro temblor que duró cinco minutos.”

AMN, AC, 7 sep. 1858 (A)

1860, 26 de febrero

Zamora, Tanguinúcuaro, Mich. “ Por estos días se han sentido temblores muy repetidos en Zamora y pueblos inmediatos [...] Se oyen ruidos subterráneos; en Tanguinúcuaro se derrumbó la iglesia.”

Galván: 78 (8)

1868, 22 de mayo

Pátzcuaro, Mich.: “Otra vez se trabaja en la reedificación [de la iglesia de Ntra. Sra. de la Salud], después del incendio del 5 de enero de 1867, cuando: ‘de fácto apenas ha comenzado esta obra y se han sentido ya varios temblores de los que el más notable fue el día’.”

Ramírez R., 1:77 (B)

1872, 22 de octubre

Agua Fría, Jaripeo, Ucareo, Zinapécuaro, Maravatío, Mich.; Acámbaro, Gto. “Pasando a examinar el fenómeno que ha dado origen a esta disgregación y que constituye el objeto del presente estudio, puede decirse que consiste en una serie de temblores que se comenzaron a sentir en el Estado de Michoacán, el 22 de octubre en el punto llamado Agua Fría, de la municipalidad de Tajimaroa, en la hacienda del Jaripeo, en Ucareo, Zinapécuaro, Acámbaro Estado de Guanajuato, y muy posteriormente con mucha suavidad en Maravatío, comprendiendo una extensión de

ochenta leguas cuadradas.”
Ramírez y Reyes: 72-73 (B)

1872, 26 de octubre
Ucareo Mich. “Terremotos [...] telegrama que ha recibido el Ministerio de Fomento: Telegrama oficial. Remitido de Acámbaro el 3 de noviembre de 1872 y recibido en México a las siete y veinticinco minutos de la noche. ‘Ciudadano Ministro de Fomento: En Ucareo, del 26 al 27 del pasado [octubre] se han sentido más de 40 temblores: varias familias emigran de ese rumbo. De usted seguro servidor. J.M. Bribiesca’.”
SDN, 5 nov. 1872:3(H); Galván: 214 (B)

1872, noviembre
Zinapécuaro, Ucareo, Mich. “En Zinapécuaro y en Ucareo han continuado con fuerza los temblores, siendo unas veces de oriente a poniente, otras de sur a norte, de movimiento oscilatorio, los habitantes han abandonado sus hogares. El Gobierno de Michoacán ha mandado ya una comisión científica que conozca esas localidades, y se esperan los respectivos informes.”
MR, 13 de nov 1872:4 (H)

1873, 2 de enero
Ucareo, Maravatío, Tepetongo, Jaripeo, Mich. “[...] tembló la tierra en Ucareo, Maravatío, Tepetongo y Jaripeo. Los moradores de esta última hacienda abandonaron sus hogares, pues se repitieron hasta 27 veces los sacudimientos. En los cerros del Gallo y del Gallito se abrieron nuevos respiratorios.”

Galván: 216 (B); Martínez, 1890 (B)

1873, 3 de enero
Morelia, Zinapécuaro, Mich. “La voz de México da cuenta de la manera siguiente del terremoto que últimamente se ha sentido en Morelia.” Esta mañana a las dos y media se ha sentido aquí un fuerte temblor; fue precedido de un ruido subterráneo, al que siguieron unos ligeros y violentos sacudimientos de trepidación. A las cuatro y media hubo otros dos movimientos breves de la segunda clase, y a las seis y treinta y cinco minutos otros movimientos de oscilación. Me aseguran que a las dos y media de la tarde hubo otro temblor; pero yo no lo sentí. En Zinapécuaro se cuartearon casi todas las casas, y dicen que si ha durado un poco más el de la media noche, hubieran venido a tierra.”
SDN, 12 ene. 1873: 3(H); ECOL, 24 ene. 1873: 32 (H)

1873, 6 de enero
Ucareo, Mich. “Al gobernador del estado se le ha comunicado lo siguiente: ‘De las once de la mañana de ayer a las cuatro de la de hoy, se han sentido en Ucareo 22 temblores; uno muy fuerte destruyó parte de algunas casas, resultando lastimada una señora; las familias continúan emigrando a varios puntos [...] Han aparecido en el cerro de las Palmas tres respiradores; tal vez a consecuencia de esto se han escaseado algo los temblores en este lugar. E. Gil y Villamil’.”
SDN, 15 de enero. 1873: 4(H)

1874, 24 de octubre
Zinapécuaro, Mich.; “Acámbaro, Gto.
[...] tembló la tierra con fuerza en
Zinapécuaro y Acámbaro.”
Galván: 236 (B); Martínez, 1890 (B)

1875, 9 de marzo
México, D.F.; Sombrerete,
Zacatecas, Zac.; Aguas Calientes,
Ags.; León, Gto.; Morelia, Mich.;
Colima, Manzanillo, Col.; Mascota,
Ameca, Jal. “El temblor del 9 de
marzo fue el que movió una
extensión mayor de la República,
Sombrerete, Zacatecas, Aguas
Calientes, León, México, Morelia,
Manzanillo y todo el litoral hasta el
norte de San Blas, sienten el
movimiento.” [Tiempo de duración
32 seg.]
MR, 13 de mar. 1875: 3 (H);
Almanaque: 20 (B); Iglesias: 131 y
136(B)

1880, 30 de enero
Morelia, Mich. “Señor Director del
Observatorio. Temblor ligero a las 5
horas y 20 minutos a.m., tres
oscilaciones SO a NE, no hubo
accidentes de consideración. N.
Tena [...] duración diez segundos.”
MR, 23 mar. 1880: 4 (H); SDN, 22
mar. 1880: 3 (H); Orozco, 1887: 452
(B)

1882, 19 de julio
Morelia, Zitácuaro, Mich. “En
Morelia, 2 h 30 m p.m., se sintió el
temblor; dirección N-S; duración 5
seg. En Zitácuaro 2 h 30 m. p.m.
fuerte temblor oscilatorio de N-S:
duración 64 segundos.”
LL, 21 jul.: 2 y (H); SON, 21 jul.
1882: 2 (H)

1882, 21 de julio
Pátzcuaro, Mich. [...] 2 h 25 m p.m.
temblor de trepidación.”
SON, 21 jul. 1882: 2 (H)

1885, 16 de septiembre
Morelia Mich. “[...] Tembló la tierra
en Morelia y otras localidades del
Estado de Michoacán,”
Martínez, 1890 (B)

1887, 10 de julio
Aguililla Mich. Leemos en la Gaceta
Oficial de Morelia [...] a las 6 y 56
minutos de la tarde se sintió un
fuerte temblor de tierra en Aguililla,
distrito de Apatzingán. Aún no
sabemos si hubo desgracias
personales.”
MR, 7 jul. 1887: 3 (H)

1889, 1º de agosto
Tacámbaro, Pátzcuaro, Santa Clara,
Ario, Mich. “El Director del
Observatorio Meteorológico Central,
recibió esta comunicación que el Sr.
Pascual Borbón, de Tacámbaro, le
dirigió con fecha 2 del corriente: ‘a
las 7 h 15 m a.m. hubo un temblor
de 3 segundos de duración,
movimientos oscilatorio y dirección
NO a SE. Sin duda por la hora en
que se verificó, sólo fue sentido por
muy pocas personas, pero las
oficinas telegráficas de Pátzcuaro,
Santa Clara y Ario, dieron aviso, sin
pormenores, de haberse sentido en
aquellos puntos. La dirección del
movimiento me induce a creer que
no fue procedente del Jorullo, que
en este año no dio, como ha
sucedido en todos los años
anteriores, señal de la aproximación

de estío, con uno o más temblores, precedidos de truenos subterráneos que se oyeron a 10 y 12 leguas de distancia, según las condiciones del terreno, y de las humaredas expedidas intermitentemente por su cráter.”

MR, 8 de ago.1889: 3 (H); Galván: 357 (B)

1889, 7 de octubre

México, D.F.; Zamora, Morelia, Zacapu, Mich.; Tototlán, Tonila, Zapotlán, Sayula, Guadalajara, Jal.; Manzanillo, Colima, Col.

En relación con la erupción del 5 de noviembre de 1889 del volcán de Colima, Puga señala que algunos temblores que la precedieron: “El día 23 de octubre hubo otra conmoción que fue sentida en los lugares siguientes: En Zamora, a las 6 h 55 m a.m., fuerte temblor trepidatorio y oscilatorio; dirección de NE-SO y duración 8 segundos. En Tototlán, a 6 h 55 m a.m., fuerte temblor de EN a SO; duración 50 segundos. En Manzanillo, movimiento de N a S; duración 3 segundos. En Colima, movimiento fuerte de N a S; duración 5 segundos. En Tonila, a 6 h 45 m a.m., fuerte temblor de oscilación; duración 7 segundos. En Zapotlán, a 6 h 45 m a.m., fuerte temblor oscilatorio. En Sayula, idem. En Zacapu, a 6 h 55 m a.m., temblor de NE a SO; duración 15 segundos. En Morelia, a 6 h 55 m a.m., temblor trepidatorio y oscilatorio de NO a SE; duración 20 segundos; y en Guadalajara a las 6 h 45 m a.m., movimiento de N a S; duración 20 segundos. Este movimiento apenas fue sentido en la capital.”

Puga, 1889: 98 (B); MR, 25 oct. 1889: 2 (H)

1889, 25 de octubre

Morelia Mich. “[...] a 6 h 45 m a.m., se sintió fuerte temblor trepidatorio al principio y después oscilatorio, dirección de NO a SE duración de 20 segundos aproximadamente.”

MR, 25 oct. 1889: 2 (H)

1890, 2 de diciembre

Morelia, Zamora, Mich.

Morelia: intensidad II; Zamora: duración 4 seg, dirección NE-SO, intensidad III.

Puga y Aguilar: 133-134 (B)

1894, 2 de noviembre

Morelia, Mich.

“Al decir del periódico Oficial de aquel estado, el temblor del día de muertos fue sentido en Morelia a las 6:35 p.m. y duró 20 segundos. El fenómeno sísmico fue sentido en toda aquella entidad federativa, según añade el mismo periódico.”

MR, 8 nov. 1894: 3 (H)

1894, 4 de noviembre

Morelia, Mich.; Irapuato, Gto.; Oaxaca, Tequixtlán, San Carlos, Oax.

“Morelia e Irapuato ligero temblor oscilatorio de S a N. también se sintió en Oaxaca donde duró 15 segundos; fue oscilatorio, en Tequixtlán y San Carlos, con bastante fuerza.”

MR, 4 de nov. 1894: 3 (H); SDN, 5 nov. 1894: 3 (H)

1895, 16 de marzo

Ario, Mich.

"[...] Sintiéndose temblor de oscilación y trepidación con dirección de S a N y duración de 5 segundos."

PDM, 21 de mar. 1895: 6 (H)

1895, 5 de abril

Morelia, Taretán, Pátzcuaro, Mich.

Morelia: fuerte temblor oscilatorio de S a N duración de 3 a 4 segundos. Taretán: con duración de unos tres segundos, sintiéndose fuerte temblor oscilatorio. Pátzcuaro: temblor oscilatorio de sur a norte, duración media 5 segundos."

POM, 21 de mar. 1895. 6 (H)

1895, 4 de agosto

Michoacán.

"Escribe a El Universal una persona que en estos días se ha observado que el cráter del volcán arroja densas columnas de humo y que se han sentido conmociones subterráneas y ruidos sordos, síntomas que hacen presagiar una erupción próxima."

POM 4 ago. 1895: 5 (H)

1895, 27 de septiembre

Morelia, Carácuaro, Parácuaro, Apatzingán, Aguililla, Taretán, Cotija, Zamora, Puruándiro, Pungarabato, Huetamo, Zirándaro, Nuevo Urecho, Pátzcuaro, Tacámbaro, Mich.

"Morelia: fuerte temblor de tierra trepidación y oscilación, NE a SO duración 7 segundos. Carácuaro: temblor de 5 segundos de duración, de E a O oscilatorio. Parácuaro: fuerte temblor oscilatorio. Apatzingán: fuerte temblor, siendo

trepidatorio al principio y oscilatorio después. Duró algún tiempo, repitiendo con más fuerza como a la media hora. Aguililla: fuerte temblor que duraría como unos 30 segundos, oscilatorio de sur a norte. Taretán: con duración de 9 a 12 segundos, un fuerte temblor, siendo al principio de trepidatorio y continuando oscilatorio. Zamora: hubo un fuerte temblor oscilatorio de norte a sur habiéndose sentido también en Cotija. Duración 3 segundos. Puruándiro: fuerte temblor oscilatorio, de sur a norte, repitiéndose dos veces, con intervalos de dos minutos, y siendo la duración de cada uno de ellos, de cinco segundos. Pungarabato: temblor fuerte, duración 5 segundos. Huetamo: fuerte temblor de trepidación, duración 5 segundos. Zirándaro: fuerte temblor, duración 4 segundos. Nuevo Urecho: fuerte temblor de tierra, oscilatorio con dirección de N a S y duración aproximada de 5 segundos. Pátzcuaro: temblor oscilatorio NE a SO y trepidación; duración media, 10 segundos. Tacámbaro: fuerte temblor de tierra. Fue oscilatorio de NO a SO. No pude apreciar duración."

POM, 29 sep. 1895: 11 (H)

1896, 2 de marzo

Quiroga, Tacámbaro, Aguililla, Coalcomán, Zamora, Cotija, Jiquilpan, Sahuayo, Ixtlán, Parácuaro, Paracho, Cherán, Tangancícuaro, Uruapan, Los Reyes, Apatzingán, Pátzcuaro, Mich. Quiroga: [...] fuerte temblor. Tacámbaro: [...] temblor oscilatorio de N a S. Aguililla: [...] fuerte temblor de 40 segundos, repitió a las 12:35 y

a las 4:32. Coalcomán: [...] fuerte temblor 4 segundos. Población alarmada, se cayeron dos casas los comercios sufrieron pérdidas. Zamora: [...] fuerte temblor oscilatorio de O a E de 10 segundos sentido en Cotija, Jiquilpan, Sahuayo, Ixtlán. Parácuaro: temblor de 45 segundos. Paracho: [...] temblor de 30 segundos, de O a E. Cherán: temblor de 30 segundos, repitió a las 2:30 y 4:00 a.m. Tancítaro: fuerte temblor oscilatorio que duró como 20 segundos, repitió a las 2:40 y a las 4:15 de N a S. Los Reyes: [...] oscilatorio de 8 segundos. Apatzingán: [...] temblor precedido de ruidos subterráneos, repitió a las 3 a.m. Pátzcuaro: [...] fuerte temblor oscilatorio de N a S, duró 8 segundos.” [El temblor fue, según las localidades, entre las 23:50 del día 2 y las 0:10 del día 3.] POM, 5 mar. 1896: 3 (H)

1897, 18 de agosto
Coalcomán, Mich.
“[...] a las 10 h 21m a.m., temblor duración 4 segundos, movimiento oscilatorio. López Martínez.”
EU, 21 ago.1897: 4 (H)

1899, 13 de enero
Aguililla, Mich.
“[...] a las 7:52 p.m. fuerte temblor oscilatorio y trepidatorio.”
EU, 15 ene. 1899:2 (H)

1899,15 de enero
Carrizal, Mich.
“[...] fuerte temblor trepidatorio y oscilatorio a las 7:55 p.m.”
EU, 15 ene. 1899: 2 (H)

1902, 16 de enero
México, D.F.; Chilpancingo, Gro.; Edo. de México; Morelos; Chiapas; Michoacán; Oaxaca; Hidalgo.

“Un temblor oscilatorio y trepidatorio azotó el Estado de Guerrero. El centro del terrible fenómeno fue Chilpancingo, y se extendió hasta los estados de [...] sin graves consecuencias como en el Estado de Guerrero. [...]”

1904, 23 de marzo
Jalapa, Zacoalco, Juchitlán, Huejutitlán, Jal.; Morelia, Cotija, Los Reyes, Jiquilpan, Apatzingán, Zamora, Mich.

A las 11:00 p.m. “Jalapa, Zacoalco y Juchitlán: oscilatorio, de S a N, duración de 40, 12 y 3 segundos respectivamente. Ixtlán y pueblos de Michoacán: oscilatorio y trepidatorio, duración de 8 y 15 segundos respectivamente.

Huejutitlán: trepidatorio y luego ligera oscilación de NE a SO, 30 segundos. El péndulo marcó una pequeña elipse de 24 mm por eje mayor y 12 mm por eje menor.
Instituto, 1909 a: 395-398 (B)

1905, 9 de mayo
México, D. F.; Guadalajara, Jal.; Chilpancingo, Gro.; Coahuayana, Coalcomán, Aguililla, Mich.; Puebla, Pue.

“En la capital (México), a las 0 h 08 min a.m., sintiéndose dos movimientos oscilatorios: el primero con dirección de N a S; trazó en el sismógrafo una elipse cuyo eje mayor mide 157 mm y su eje menor 29 mm; duración 15 segundos. El segundo movimiento de amplitud extraordinaria y de una duración

mayor que la anterior, 48 segundos aproximadamente, trazó numerosas líneas con dirección general de SE a NO, sin determinar figura alguna por haberse salido el estilete del sismógrafo del platillo y haber pegado la bala en la pared, dando varias oscilaciones en distintos rumbos [...] [a las 0:08 también] Guadalajara, fuerte fenómeno sísmico oscilatorio y trepidatorio, dirección N a S y duración 1 minuto y 7 segundos [...] Puebla a las 0 h 08 m temblor oscilatorio de SSO a NNE y de OSO a ENE, intensidad media, duración inapreciable [...] A las 0:10 en Chilpancingo [...] Coahuayana, Coalcomán, Aguililla [...] oscilatorio [...] duración de 12 a 15 segundos.”
Galván: 495 (B); instituto, 1909 a : 419-420 (B)

1907, 14 de abril
Se sintió fuertemente en toda la República [incluyendo Michoacán], pero causó mayores estragos en Guerrero.
Morelia, Mich; Chilpancingo, Gro.
“A las 23:27. Morelia: 0 h 24 m; oscilatorio; fuerte. Chilpancingo; 2 m 00 seg; S a N; fuerte olor a azufre; serios perjuicios en construcciones; trepidatorio y oscilatorio. Repitió en Morelia a las 23:28; oscilatorio: 32 seg; fuerte.”
Instituto, 1909 a: 442 (B)

1910, 12 de mayo
Aguililla, Mich.; [...] Aguililla, Acámbaro, Zihuatanejo; oscilatorio.
Instituto, 1909 b: SU (B)

1910, 19 de agosto
Huetamo Mich. “oscilatorio; 5 segundos; N-S; acompañado de ruidos subterráneos.”
Instituto, 1909 b: 538 (B)

1911, 7 junio
Aguililla, Mich.; Juchitlán, Jal.
“Aguililla: oscilatorio; 1 minuto, 30 segundos; N a S; Juchitlán: oscilatorio; 6 segundos; E-O.”
Instituto, 1913: 68 (B)

Zamora, Mich.
“[...] muchas casas quedaron en mal estado, y el remate de una de las torres de la catedral cayó sobre la bóveda, abriendo un socavón y hundiéndose dentro del templo.”
Miranda, 1912-1914: 43 (B)

1912, 31 de enero
Ario, Pátzcuaro, Mich.
“Ario: oscilatorio; 12 segundos; N-S. Pátzcuaro: oscilatorio; corto.”
Instituto, 1914: 340 (B)

Tacámbaro, Mich.
“Tacámbaro: oscilatorio; 6 segundos; N-S.”
Instituto, 1914: 340 (B).

AHMM Archivo Histórico Municipal de Morelia.
AHMCR Archivo Histórico Manuel Castañeda Ramírez.
AHCM Archivo Histórico de la Ciudad de Morelia.
APP Archivo Parroquial de Pátzcuaro.
AGN Archivo General de la Nación.

Los eventos más importantes de la reseña histórica anterior, son los eventos que sucedieron durante el año de 1759 ante el nacimiento del volcán El Jorullo, y los de 1845 y 1858 los cuales causaron gran destrucción en todo el Estado de Michoacán pero principalmente en la región de Pátzcuaro.

La investigación y recopilación de la información anterior, muestra claramente la participación y preocupación de las autoridades eclesiásticas, ya que en realidad los edificios más perjudicados eran las iglesias, no obstante algunos estudiosos de la época ya comenzaban a hacer deducciones de las posibles causas de estos fenómenos.

Es importante decir que investigaciones de tipo histórico como la anterior sirven para realizar los mapas de isosistas, con los cuales se pueden reconstruir escenarios de los daños que pudieron ser causados con la acción de un evento determinado (Vázquez-Rosas, 2002).

2.2.1.-Los Sismos de 1845 y 1858 en Michoacán

Los terremotos ocurridos a mediados del siglo antepasado, el del 7 de abril de 1845 y el del 19 de junio de 1858, causaron daños significativos en Michoacán, han sido de los más destructivos para la zona de Pátzcuaro, provocando gran destrucción en las construcciones de la localidad (descritos anteriormente).

Debido a que en el momento de la ocurrencia de estos eventos se carecía de todo tipo de instrumentación sismológica, investigadores y simólogos han recurrido a la creación de mapas de intensidades, basados en la escala de Mercalli Modificada (presentada en el anexo I) y en los datos de cada región, para así poder determinar aproximadamente datos de la región epicentral y la intensidad máxima del evento.

En el 2000 Sánchez-Garcilazo V. y Garduño-Monroy V. H., hacen un trabajo con las intensidades de los terremotos de 1845 y 1858, obteniendo los mapas de isosistas (curvas de igual intensidad), en los cuales se puede observar para la región de Pátzcuaro intensidades en la escala de Mercalli Modificada de VIII para el evento de 1845 (Figura 2.2.1.1) e intensidades de IX para el evento de 1858 (Figura 2.2.1.2). Este tipo de respuesta ante la presencia de estos fenómenos muestra claramente la existencia de algún tipo de anomalías en cuanto a la respuesta sísmica del lugar. Por que al presentarse el epicentro del sismo en las costas, deberían de atenuarse las intensidades al aumentar la distancia de la población a la costa.

En ese trabajo ellos llegan a la conclusión de que los sismos de 1847 y 1858 fueron producto de la subducción con epicentros en las costas del Estado de Guerrero que provocan grandes intensidades sísmicas en el interior del Estado de Michoacán y que sismos con epicentros en la zona de las costas de Colima producen intensidades menores en el interior del estado. Proponen la realización

de estudios de microzonificación sísmica en los lugares del estado donde se consideren efectos de sitio importantes, como lo es en las zonas lacustres.

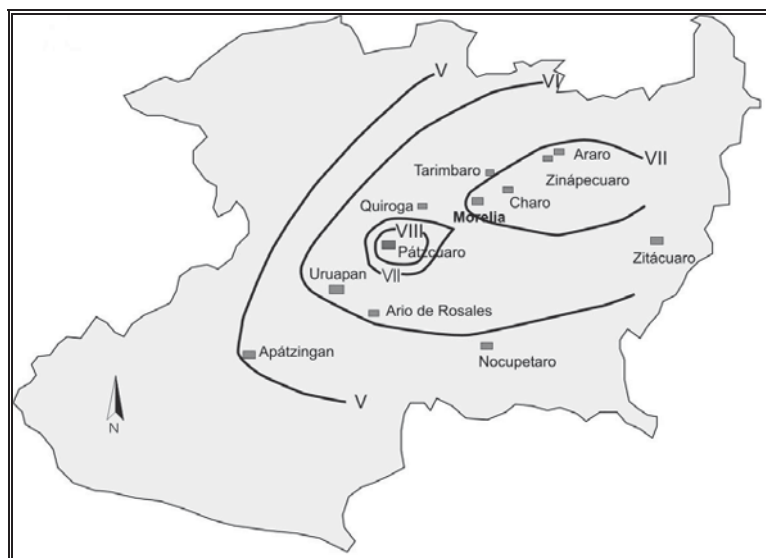


Figura 2.2.1.1.-Isosistas de los sismos de 1845 (Israde-Alcántara et al., 2005).

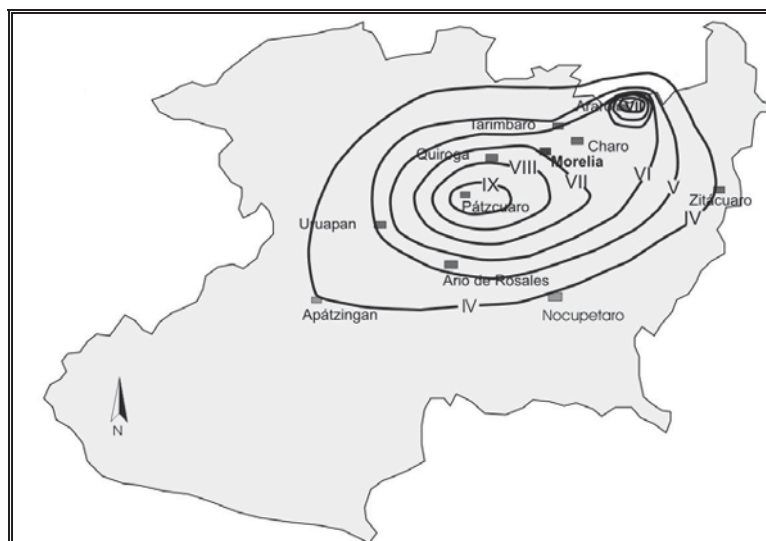


Figura 2.2.1.2.-Isosistas de los sismos de 1858 (Israde-Alcántara et al., 2005).

2.2.2.- Sismicidad de los últimos años en la región

Michoacán es uno de los estados de la República Mexicana con mayor actividad sísmica, solamente de enero de 1990 a julio de 2006 se han registrado 2835 eventos sísmicos de diferentes magnitudes, en la zona que se muestra en la figura 2.2.2.1 (17° a 22° de latitud norte, 100° a 106° de longitud oeste), la mayoría de los eventos tienen sus epicentros en la región de la costa (sismos de subducción), pero algunos eventos presentan sus epicentros en la zona del interior del estado tanto en la región de Morelia como al oriente, entre los límites con Guanajuato y el Estado de México (sismos intraplaca), dentro del Estado de Michoacán se puede notar que algunos de los epicentros forman líneas rectas, lo cual puede ser indicio de falla. Otra línea de falla puede ser la causa del contraste que existe en la actividad sísmica entre las costas de Michoacán y Guerrero, siendo mayor ésta actividad frente a la costa de Guerrero; por otra parte, en el mar frente a la costa entre los estados de Colima y Michoacán se observa una franja donde no se tiene registro de epicentros, por lo que puede evidenciar la presencia de una brecha sísmica, en esta figura se representan en rojo los epicentros de eventos con una magnitud mayor o igual a 6, y en negro los epicentros con magnitud menor a 6.

De estos 2835 eventos registrados instrumentalmente, no se ha presentado ningún evento con magnitud igual o mayor a 8 grados, mientras que solamente se han registrado 16 sismos con magnitud igual o mayor a 6 grados, y se puede observar que la mayoría de los eventos son de magnitud 3 y 4, que representan el 95.98 % del total. Tabla 2.2.2.1.

En el anexo I.7, se describen Intensidad y Magnitud sísmica.

Magnitud	< 3	3	4	5	6	7	>= 8
No. de Sismos	25	1354	1367	73	12	4	0

Tabla 2.2.2.1.- Número de eventos sísmicos de enero de 1990 a julio de 2006 en la región de Colima, Jalisco y Michoacán.

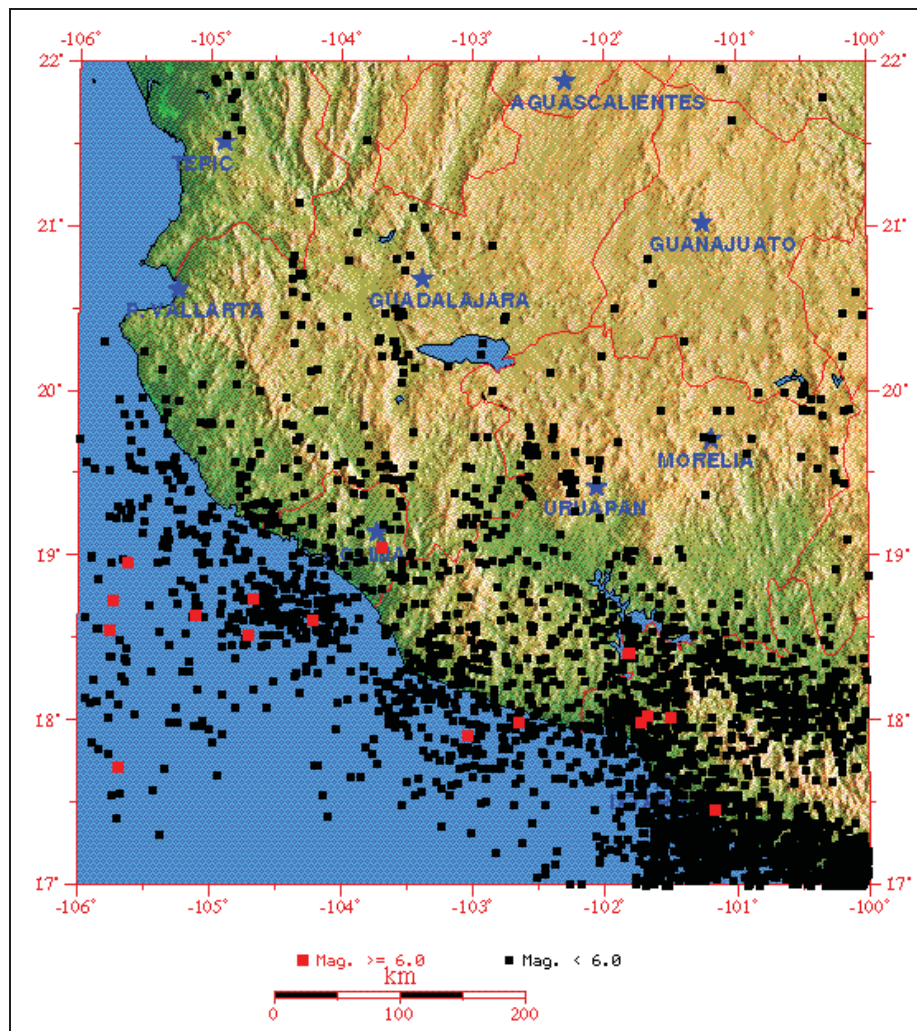


Figura 2.2.2.1.-Sismicidad (Enero,1990-Julio,2005), se encuentran 2835 eventos.

Fuente: Servicio Sismológico Nacional

2.3.-ANTECEDENTES DE ZONIFICACIÓN Y MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

2.3.1.- Zonificación Sísmica de la República Mexicana

En la República Mexicana después de las experiencias dejadas por los sismos durante los siglos pasados surge la necesidad de reglamentar la construcción de las edificaciones y se crea el primer reglamento de construcciones en 1920. Este reglamento fue cambiando y modificado de acuerdo a la ocurrencia de algún evento sísmico importante.

La Comisión Federal de Electricidad tiene dividida a la República Mexicana en cuatro zonas sísmicas. Esto se realizó con fines de diseño antisísmico. Para la realización de esta división (Figura 2.3.1.1) se utilizaron los catálogos de sismos de la República Mexicana desde inicios de siglo pasado, grandes sismos que aparecen en los registros históricos y los registros de aceleración del suelo de algunos de los grandes temblores ocurridos en el siglo XX.

La zona A es una zona donde no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 90 años y no se esperan aceleraciones del suelo mayores a un 10% de la aceleración de la gravedad a causa de temblores. La zona D es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad. Las otras dos zonas (B y C) son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración en el suelo. El mapa que aparece en la figura 2.3.1.1 se tomó del Manual de diseño de Obras Civiles (Diseño por Sismo) de la Comisión Federal de Electricidad (SSN).

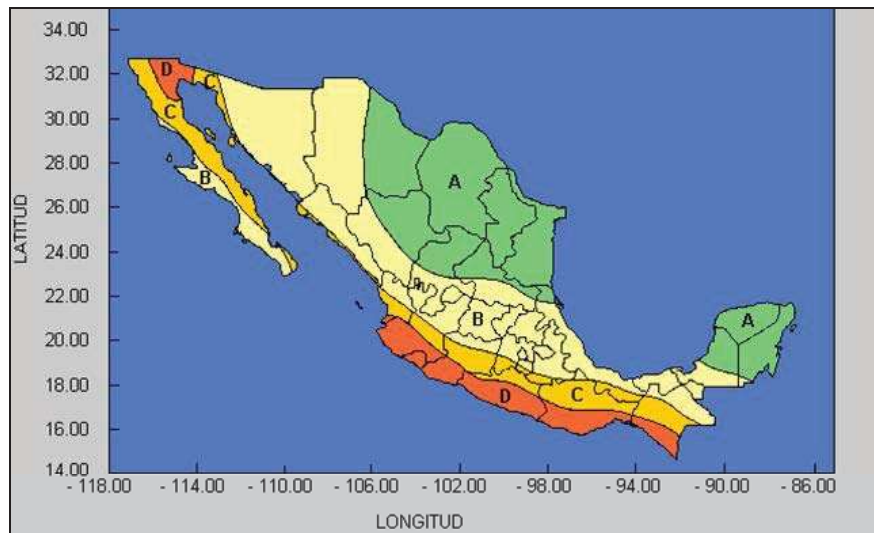


Figura 2.3.1.1.- Zonificación sísmica de la República Mexicana (SSN).

2.3.2.- Zonificación sísmica del Estado de Michoacán

A continuación se presentan los mapas de zonificación tomados del Reglamento de Construcciones del Estado de Michoacán, en la figura 2.3.2.1 se tiene la zonificación para diseño sísmico del reglamento de 1986, en la cual aparecen las zonas B, C y D, con las características descritas anteriormente.



Figura 2.3.2.1.- Mapa de zonificación sísmica de Michoacán adaptada del Reglamento de Construcciones del Estado, 1986.

En la figura 2.3.2.2 se muestra el mapa de la zonificación sísmica del Reglamento de Construcciones del Estado de Michoacán de 1999, donde se pueden observar los cambios realizados, y se nota una ampliación de las zonas con mayor riesgo sísmico (zonas D y C).



Figura 2.3.2.2.- Mapa de zonificación sísmica de Michoacán adaptada del Reglamento de Construcciones del Estado, 1999.

Posteriormente en el 2000 Sánchez-Garcilazo hace una propuesta de re zonificación sísmica para el estado de Michoacán, proponiendo tres zonas; figura 2.3.2.3.

La primera zona abarca los sismos producto de la subducción a una profundidad promedio de 33 km, y una distancia hasta 130 km a partir de la trinchera; la segunda zona los sismos producto de la subducción (intraplaca) a una profundidad desde los 33 km a los 170 km, y a una distancia de la trinchera de los 130 km hasta los 250 km, y una tercera zona en la cual se presentan sismos asociados a la actividad volcánica del Cinturón Volcánico Mexicano, esta tercera zona queda dividida en dos sub-zonas similares (consideradas de igual riesgo sísmico), la zona III a, que es la correspondiente a la zona donde se presentan sismos de tipo volcánico producto de la actividad del CVM y se presentan fallas las cuales podrían registrar algunos sismos importantes. La zona III b, en la cual encontramos una zona del CVM, lagos (zonas lacustres) y fallas (Sánchez-Garcilazo, 2000).

Como se puede notar en esta propuesta de zonificación sísmica no se siguen los contornos de las divisiones políticas municipales como sucede en los mapas de zonificación oficiales.



Figura 2.3.2.3.- Mapa donde se presenta la propuesta de rezonificación sísmica del Estado (Sánchez-Garcilazo, 2000).

2.3.3.-Trabajos de microzonificación sísmica en el mundo

El estudio de los microtemores como un método de microzonificación sísmica se ha llevado a cabo en varios países. En Japón, Kanai *et al.*, (1954) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991) utilizaron este método hace más de 50 años para clasificar al suelo en cuatro categorías, habiéndose utilizado después dichos resultados en el reglamento sismorresistente del Japón. Algunas ciudades en las que se han hecho trabajos de microzonificación son: Tokio, Tsukuba y Kawasaki.

En 1981 se utilizó esta metodología en Indonesia para realizar la microzonificación sísmica de la capital Jakarta. En Chile se ha utilizado el método en la microzonificación sísmica de varias ciudades (Lástrigo y Monge, 1972; Thomas, Monge y Saragoni, 1980) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991).

En Perú se han realizado ensayos de medición de microtemores en Chimbote (Morimoto *et al.*, 1971; Hermoza, 1972; Alva-Hurtado *et al.*, 1986) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991), en Huaraz (Kuroiwa *et al.*, 1973; Alva Hurtado *et al.*, 1986) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991), en La Molina, Lima (Martinez, 1989) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991), Nueva Ciudad Majes, Cusco y Tacna (Tokeshi, 1990) *in* (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991), Arequipa (Aguilar-Bardales y Alva-Hurtado, 1991) con valores en los periodos dominantes que varían de 0.1 hasta 4.5 segundos, y últimamente en las ciudades de Moquegua, Piura, Rioja, Moyobamba y Soritor.

En Cuba se han realizado trabajos de microzonificación en las ciudades de la Habana y Santiago (González-Raynal y Pérez-Lara, 2000), recurriendo al uso de los microtemores y el método de Nakamura, obteniendo valores de los periodos dominantes en Santiago de Cuba que varían entre 0.1 a 1.2 segundos, mientras que en la Habana los periodos máximos no sobrepasan los 0.6 segundos; y en la región urbana del municipio de Mariel (González-Raynal *et al.*, 2002), utilizando los microtemores encuentran periodos dominantes del orden de 0.1 a 0.64 segundos.

Otras investigaciones de microzonificación sísmica se han realizado, en Barcelona, España; en Colombia en las ciudades de Bogotá, Neiva, Ibagué, Tunja, Santiago de Cali, Villavicencio, Barrancabermeja y últimamente en Pereira, Desquebradas y en Santa Rosa. En Managua, Nicaragua.

En las ciudades de Panamá, David y Colón en la República de Panamá. En Caracas, Venezuela; en San José y San Ramón, Costa Rica, recurriendo al uso de los microtemores, se obtienen valores para los periodos dominantes del terreno de 0.1 a 2.5 segundos en San José y valores de 0.1 a 0.9 segundos en San Ramón.

Como se puede observar, el uso de los microtemores en la determinación de los periodos dominantes del terreno, es muy utilizado a nivel mundial, y en el caso de este trabajo también se empleará el uso de ellos con el método de Nakamura (1989), en capítulos posteriores se tratará el tema.

2.3.4.-Trabajos de microzonificación sísmica en la República Mexicana

Aunque la Ciudad de México se encuentra ubicada en la zona B, debido a las condiciones locales del subsuelo del valle de México, pueden esperarse altas aceleraciones. La Red Acelerométrica de la Ciudad de México (RACM) que cuenta

con cerca de 100 estaciones en la superficie libre del terreno, presenta un mapa de contornos con los periodos dominantes del terreno con valores de 0.5 s (para el terreno firme) y 5.0 segundos (para las zonas más profundas del lago), (Pérez Rocha *et al.*, 1996).

Lermo *et al.*, (1995) *in* Torres-Morales, (1995) realizaron estudios de microzonificación preliminares en las ciudades de Xalapa y Veracruz; también se ha hecho la zonificación de Tlaxcala (Bernal y Lermo, 2005); se tienen antecedentes de microzonificación sísmica en algunas de las principales ciudades del país, como son: Acapulco, Guadalajara, Puebla, Oaxaca, y otros trabajos más recientes en Colima, Manzanillo y Tecomán.

2.3.5.- Trabajos de microzonificación sísmica en el Estado de Michoacán, (Morelia, Uruapan, Zamora)

Investigaciones más específicas y locales encaminados a la zonificación sísmica que se han realizado en el Estado de Michoacán, son los trabajos de microzonificación sísmica para las ciudades de Morelia, Uruapan y Zamora.

En 1999 Lermo-Samaniego *et al.*, proponen un mapa de microzonificación de peligros de la ciudad de Morelia, donde logran caracterizar cinco zonas de peligro, en donde sobresalen las zonas donde existe el traslape de diferentes influencias de peligros, utilizando los microtemores y el método de Nakamura (1989) para la obtención de los periodos dominantes del terreno en 17 sitios, obteniendo valores de los periodos dominantes de 0.2 hasta 1.0 segundos.

En 2002 Vázquez-Rosas *et al.*, proponen la microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan, obteniendo para la elaboración de su propuesta un mapa de curvas de isoperiodos de la ciudad, a partir del análisis de la vibración ambiental (microtemores) registrados en 54 sitios con el método de Nakamura (1989), encontrando periodos dominantes máximos del orden de 0.6 segundos y mínimos de 0.1 segundos.

Posteriormente en 2005 Vázquez-Rosas *et al.*, hacen una propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora, empleando el método de Nakamura (1989) y basándose en la medición de la vibración ambiental (microtemores) en 30 sitios de la ciudad, construyen el mapa de isoperiodos con los periodos fundamentales del terreno, los cuales tienen valores entre 0.5 segundos y 3.0 segundos.

3.- METODOLOGÍA.

La metodología es la sucesión de pasos que toman en cuenta todos los aspectos que intervienen en la realización de un trabajo o investigación hasta su culminación.

Para la elaboración del presente trabajo fue necesario en primer lugar la elección del sitio para el estudio, seleccionándose la ciudad de Pátzcuaro por ser una de las principales ciudades del Estado de Michoacán, teniéndose como principal objetivo la obtención de los periodos dominantes del terreno.

Posteriormente se procedió a realizar una búsqueda extensiva y revisión bibliográfica de publicaciones y artículos referentes al tema para un mejor soporte teórico del trabajo.

La selección de los sitios de donde se obtuvieron los registros de microtemores se hizo sobre el plano de la mancha urbana proponiendo un arreglo triangular y considerando la mejor cobertura y distribución sobre la ciudad. La adquisición de los registros de microtemores se realizó con equipo y participación de personal del Instituto de Ingeniería de la U.N.A.M., lugar donde se procesó parte de la información obtenida en campo. Posteriormente a estos datos se les aplicó el método de Nakamura (Nakamura 1989) para obtener los periodos dominantes del terreno, con los cuales y el empleo del software Surfer[®] se elaboró el mapa de isoperiodos de la ciudad.

Fue necesaria la fotointerpretación de fotografías aéreas (1:30,000) del área en estudio para hacer una diferenciación geológica de las zonas para localizar los contactos geológicos y seleccionar los lugares para la toma de muestras de suelo, la elección posterior de estos sitios estuvo sujeta a la disponibilidad de lugar por parte de los propietarios de los terrenos, por lo cual fueron necesarias varias visitas a campo.

Se tomaron cuatro muestras de suelo representativas del área en estudio, de las cuales dos se extrajeron de forma “inalterada” con el empleo de una retroexcavadora, y en los otros dos sitios se realizaron las excavaciones en forma manual, utilizando pico, pala y cuñas para la fragmentación de la roca.

A las muestras de suelo tanto alteradas como “inalteradas” se les realizaron los ensayos de laboratorio necesarios para su clasificación (clasificación S.U.C.S.), y determinación de sus parámetros mecánicos (pruebas triaxial y consolidación), estas pruebas se realizaron en el laboratorio de Materiales, sección de mecánica de suelos de la Facultad de Ingeniería Civil de la U.M.S.N.H.

A los suelos se les realizaron estudios de difracción de rayos X (Ostroumov, 1999) para determinar las fases mineralógicas presentes y comprobar si existían fases arcillosas por medio de un difractómetro SIEMENS-5000, al existir fases arcillosas se procedió a determinar la cantidad de arcilla presente en las muestras

determinando el tamaño de la partícula por medio del analizador de partículas Coulter LS100Q, ambos equipos se encuentran instalados en el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la U.M.S.N.H.

A las rocas que se recolectaron en dos de los sitios de muestreo, para determinar algunas de sus propiedades geotécnicas se les realizaron pruebas de laboratorio como fueron densidad, absorción (Arreygue, 2003) y resistencia a la compresión por medio del esclerómetro y carga puntual (Deere y Miller, 1966).

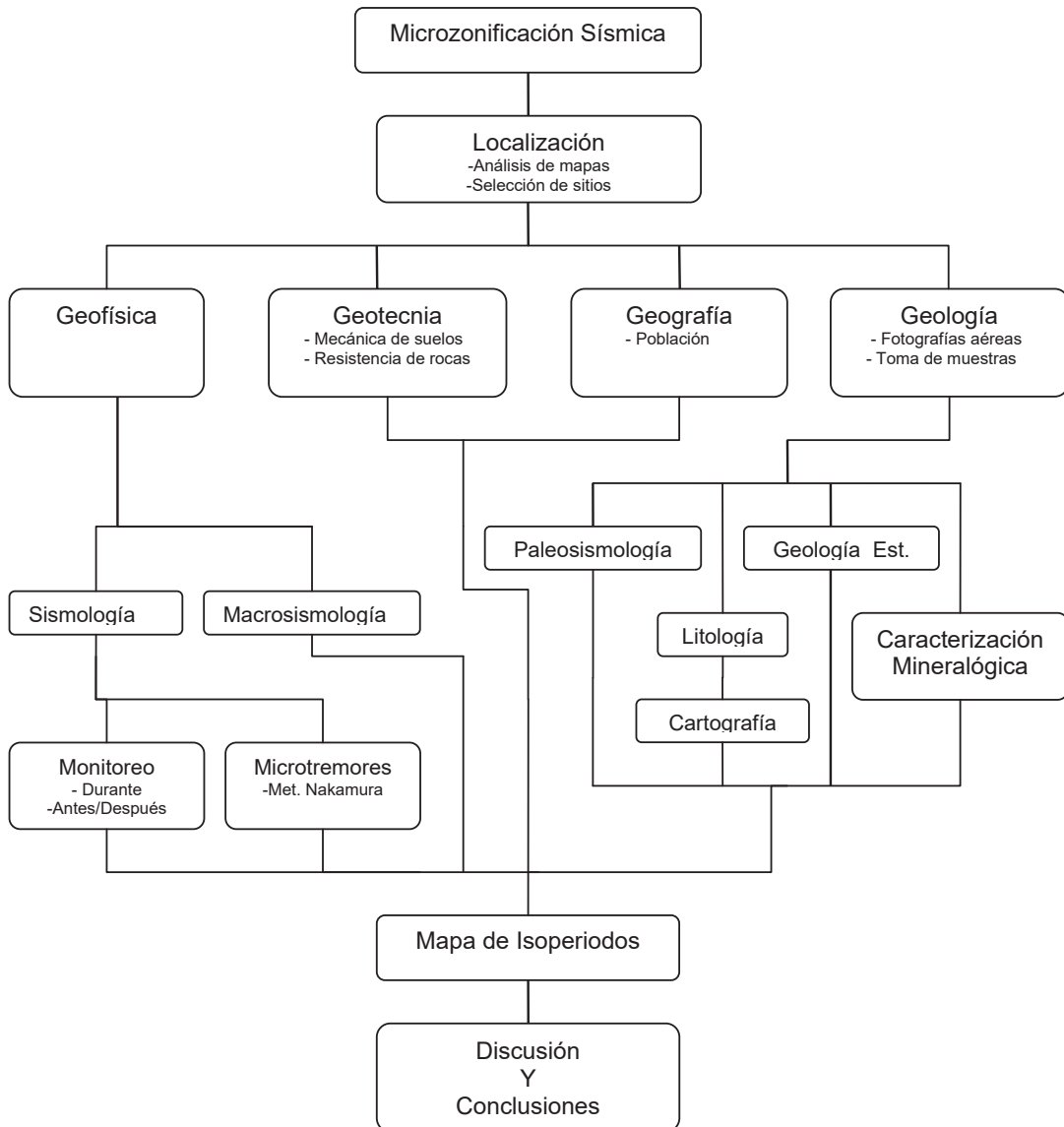


Figura 3.1. Diagrama de la metodología empleada para la realización del presente estudio.

Finalmente se hace acopio de todos los datos y resultados obtenidos para presentar las conclusiones del trabajo.

En la figura 3.1. se presenta esquemáticamente la metodología empleada en la elaboración del presente trabajo.

3.1.- MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

En capítulos anteriores de este trabajo se ha hecho mención del riesgo sísmico que existe para la ciudad de Pátzcuaro, debido a que se encuentra en una zona de alta sismicidad; y la respuesta alta ante la actividad sísmica de esta región; que muestra claramente la existencia de algún tipo de anomalía en cuanto a la respuesta sísmica del lugar, provocando efectos de sitio importantes (Sánchez-Garcilazo, 2000).

Este tipo de situaciones conduce a la necesidad de que las grandes ciudades del Estado de Michoacán que se encuentran cercanas o dentro de las zonas de alto potencial sísmico, cuenten con información relativa al comportamiento dinámico del suelo sobre el que se encuentran, estableciendo áreas con diferentes grados de peligro por sismos de magnitud considerable, lo cual se conoce como microzonificación sísmica (Vázquez-Rosas, 2002).

La microzonificación sísmica consiste, en la división de un territorio urbano en microzonas o regiones geográficas que van a manifestar comportamientos diferentes ante la ocurrencia de un sismo. Dicha microzonificación se presenta en mapas donde se muestra la distribución espacial de los periodos dominantes del terreno, que ayuda a los ingenieros y a las autoridades locales, en las tareas de planeación urbana, prevención y mitigación del riesgo sísmico, mediante la reducción de la vulnerabilidad de los elementos sometidos a riesgo: personas, viviendas, instalaciones críticas y el medio natural.

La microzonificación sísmica también es empleada con el fin de evitar situaciones de desastre ocasionadas por la acción de los sismos en las zonas urbanas.

En esta parte del trabajo es necesaria la descripción de los temas que a continuación se citan: microtremores y efectos de sitio; ya que son parte importante para la mejor comprensión del mismo.

3.1.1.-Microtremores

Los microtremores son la vibración ambiental (ruido ambiental) provocada por fuentes naturales y la actividad humana; como fuentes naturales podemos citar perturbaciones oceánicas y alteraciones en las condiciones atmosféricas (viento, lluvia, etc.), como producto de la actividad humana podemos mencionar el tránsito de vehículos y otras vibraciones terrestres (Aguirre-González *et al.*, 2003).

A pesar de que existen estudios anteriores sobre vibración ambiental, todos ellos realizados en Japón, es a Kanai (Kanai *et al.*, 1954) *in* (Aguirre-González *et al.*, 2003) a quien se le considera el padre del uso de los microtemblores con el objetivo de estudiar los efectos locales. Sin embargo, la idea original de Kanai y sus colegas era errónea en cuanto al origen e interpretación de los microtemblores, ya que ellos consideraban que la fuente de microtemblores era ruido blanco y que contenía básicamente ondas de cuerpo. Actualmente se ha demostrado que los microtemblores consisten en la mayor proporción de ondas superficiales. En cuanto las fuentes que producen los microtemblores se sabe que a frecuencias bajas (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causados por ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias y que es posible encontrar buena correlación de los microtemblores en estos periodos con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano. A frecuencias intermedias (entre 0.3 y 0.5 Hz. Y 1 Hz., más o menos) los microtemblores son generados por las olas del mar cercanas a las costas y por el mar, por lo que su estabilidad es significativamente menor que la de las bajas frecuencias. Para frecuencias más altas (mayores de 1 Hz.) las fuentes de los microtemblores están relacionadas con las actividades humanas y reflejan los ciclos humanos. Por lo que, en su conjunto, el espectro de ruido tendrá picos relacionados a diferentes frecuencias, es decir no es plano (Aguirre-González *et al.*, 2003).

En principio tanto la observación como la investigación de microtemblores se desarrolló únicamente en Japón, no fue sino hasta los años 80's cuando el uso de los microtemblores se extendió por otros países del mundo como Estados Unidos, México, Chile y China. De trabajos realizados en estos países dos terceras partes fueron hechos usando el método H/V o método de Nakamura (Nakamura, 1989), este método también se empleó para este trabajo y se describirá más adelante.

Tradicionalmente se distingue entre el ruido de origen natural (frecuencias menores de 1 Hz.) al que llaman "microtemblores" (microseisms), del ruido causado por el hombre (frecuencias mayores de 1 Hz.) al que se le conoce como "microtemblores" (microtremors), (Aguirre-González *et al.*, 2003). Pero en general y de manera particular para el presente trabajo se considerará a los microtemblores como la vibración ambiental provocada tanto por fuentes naturales como por la actividad humana.

Chávez-García *et al.*, (1998) *in* (Vázquez-Rosas, 2002) especifican que los microtemblores son una herramienta confiable para completar información acerca de la respuesta de sitio, cuando los datos de terremotos o eventos sísmicos son escasos o difíciles de adquirir.

Bard (1998) señala que algunas de las ventajas que ofrece el uso de registro de microtemblores son:

- Que pueden ser medidos casi en cualquier momento y en cualquier lugar.
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples.
- Su medición no genera problemas ambientales.

El hecho de tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación de efectos de sitio es una gran desventaja, en cuanto a tiempo y seguridad se refiere. Es por ello que en los últimos años el uso de microtemores en la estimación del efecto de sitio, se ha incrementado considerablemente (Vázquez-Rosas, 2002; Flores-Estrella *et al.*, 2003).

3.1.2.-Efecto de sitio

Se conoce como efecto de sitio a las diferencias de comportamiento del terreno en términos de amplitud, duración o contenido de frecuencias de oscilación ante la presencia de un sismo en un área relativamente reducida, con respecto al entorno regional. En otras palabras, podría decirse que el efecto de sitio da lugar a la observación de intensidades sísmicas notablemente distintas y bien localizadas sin que haya una correlación con la atenuación normal de la energía sísmica con la distancia. Un claro ejemplo de lo anterior se tiene en la zona de lago de la ciudad de México (CENAPRED).

En general, el efecto de sitio se puede explicar como la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, lo que depende de sus condiciones geológicas, topográficas y, en gran medida, de las primeras decenas de metros de la superficie terrestre (Reinoso, 2000). Ya que las señales sísmicas, al propagarse por un medio blando sufren amplificaciones al entrar en resonancia con algún modo de vibración propio del material del que está compuesto el estrato de suelo.

Reinoso (2000) afirma que el estudio del efecto de sitio es indispensable para la elaboración de reglamentos de diseño sísmico de estructuras. Él clasifica los principales efectos de sitio como sigue:

- i.) Por la topografía del terreno, la superficie del mismo puede provocar amplificación o deamplificación del movimiento.
- ii.) Por la presencia de depósitos con arena, se puede presentar el fenómeno en el cual el suelo pierde su capacidad de carga debido al aumento en la presión de poro y, en algunos casos, la licuación de estratos completos de arenas.
- iii.) Por la presencia de depósitos con arcillas en valles aluviales o lacustres, se presenta amplificación dinámica debido al contraste de velocidad del suelo superficial con respecto a los depósitos profundos.
- iv.) Deslizamientos y deslaves que son los responsables de gran parte de los daños en vías de comunicación.
- v.) Cambios en la estructura superficial.

Una manera muy simplificada de explicar el efecto de sitio es idealizando las condiciones geológicas de un sitio mediante un modelo unidimensional que consiste en una capa plana sobre un espacio semiinfinito. El efecto del mismo está

definido por dos parámetros: una frecuencia fundamental de resonancia y sus múltiplos; y un valor de amplificación con respecto al movimiento sísmico en roca (Lermo, 1992) *in* (Vázquez-Rosas, 2002).

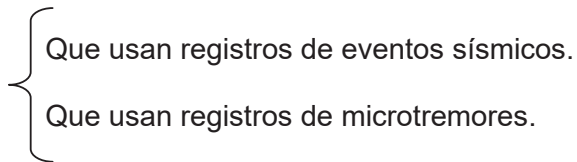
3.1.3.-Métodos para la estimación del efecto de sitio

La importancia del efecto de sitio y los daños que éste puede ocasionar, se hizo evidente a nivel mundial, después de la catástrofe ocurrida en la ciudad de México por el sismo de 1985 ($M_s=8.1$).

Los métodos para la estimación de efectos de sitio se pueden agrupar de la siguiente manera:

Métodos Teóricos.

Métodos Experimentales



Los métodos teóricos se basan en modelos matemáticos aplicados al lugar, resueltos analíticamente o mediante procesos numéricos. Mientras que los métodos experimentales se basan en el registro de eventos sísmicos, ya sea empleando datos de terremotos con funciones de transferencia empíricas o con cocientes espectrales; y los datos de ruido ambiental (microtremores), lo que proporciona información referente al periodo dominante.

3.2.-MÉTODO DE NAKAMURA

Nakamura en 1989 propuso un método para estimar lo que él llamó en su trabajo “las características dinámicas del suelo” a partir de registros de microtremores, por su economía y la fácil adquisición de estos. Siendo los microtremores, como ya se vio anteriormente, la vibración ambiental provocada tanto por fuentes naturales (alteraciones en las condiciones atmosféricas, aire, perturbaciones oceánicas, etc.) como por la actividad humana (tránsito de vehículos, vibraciones terrestres).

El hecho de tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación de efectos de sitio es una gran desventaja, en cuanto a tiempo y seguridad se refiere. Es por ello que en los últimos años el uso de los microtremores en la estimación del efecto de sitio se ha incrementado considerablemente, empleando la metodología propuesta por Nakamura. En la *12th World Conference on Earthquake Engineering*, realizada en Nueva Zelanda en febrero del 2000, Stephenson (2000) *in* (Vázquez-Rosas, 2002) encontró una gran cantidad de resúmenes relacionados con microtremores. Esto muestra el gran impacto y auge que ha tenido el método de Nakamura a nivel mundial (Vázquez-Rosas, 2002).

Este método se basa en asumir que la relación entre el espectro horizontal y vertical del tremor en la superficie es aproximadamente una función de transferencia.

Nakamura acepta la existencia de ondas superficiales en los registros de microtremores, en particular, en la componente vertical que refleja el efecto de las fuentes artificiales locales (tráfico); pero, la finalidad de su método es eliminar el efecto de las ondas Rayleigh ya que considera que son solamente ruido, y así obtener un “resultado directamente relacionado con la función de transferencia para las ondas S”. Él asume que la componente horizontal del tremor está amplificada por multireflecciones de ondas S, y que la componente vertical está afectada por ondas Rayleigh, y que los microtremores se deben a fuentes muy locales, eliminando así cualquier contribución de fuentes profundas (Vázquez-Rosas, 2002).

Siguiendo la metodología utilizada por Nakamura (1989), la función de transferencia de las capas superficiales se puede definir como el cociente:

$$S_T = S_{HS}/S_{HB} \quad (3.2.1)$$

Donde:

S_{HS} : componente horizontal del tremor en la superficie.

S_{HB} : componente horizontal del tremor en el sustrato.

Se supone que la componente vertical del tremor refleja el efecto de las fuentes locales, que no es amplificado por las capas superficiales, y que el efecto de las ondas Rayleigh (E_S) puede ser estimado por el cociente:

$$E_S = S_{VS}/S_{VB} \quad (3.2.2)$$

Donde:

S_{VS} : componente vertical del tremor en la superficie.

S_{VB} : componente vertical del tremor en el sustrato.

Si $E_S = 1$, no existe contribución de ondas Rayleigh; y si E_S es mayor a 1, el efecto de las ondas Rayleigh también es mayor. Y se asume que el efecto de las ondas de Rayleigh es igual para las componentes horizontal y vertical.

Por lo que una función de transferencia del sitio sin efecto de las ondas de Rayleigh, estaría dada por el cociente de 3.2.1. y 3.2.2. que reagrupando puede reescribirse como:

$$S_{TT} = (S_{HS}/S_{VS}) / (S_{HB}/S_{VB}) = R_S/R_B \quad (3.2.3)$$

Nakamura calcula el cociente R_B en dos estaciones que cuentan con datos de pozos y afirma que es $\cong 1$, por lo que define la función de transferencia del sitio como $S_{TT} \cong R_S$.

$$S_{TT} \cong S_{HS}/S_{VS} \quad (3.2.4)$$

En otras palabras, el tremor vertical de la superficie conserva las características del tremor horizontal del sustrato, de tal modo que lo sustituye. Esto significa que la función de transferencia para las ondas S puede ser estimada tomando en cuenta solamente los registros en superficie (Nakamura, 1989). Este autor también afirma que la máxima amplificación del terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical en la superficie (Vázquez-Rosas, 2002).

Sin embargo hay detalles que Nakamura no menciona en su trabajo, como por ejemplo:

Qué componente horizontal se debe de considerar para el cálculo de los cocientes espectrales, y cómo disminuir el efecto multidireccional de las fuentes de microtremores que impide conocer la dirección de máximo movimiento.

La ventaja del método de Nakamura es que la frecuencia fundamental se puede obtener con cierta confiabilidad; esta frecuencia es de suma importancia porque, conociéndola se puede evitar la construcción de edificaciones con frecuencias similares (Reinoso, 2000).

El método de Nakamura puede ser de gran utilidad si el registro y el análisis se realizan cuidadosamente. Vázquez-Rosas (2002) en su trabajo, escribe algunas “ideas para principiantes” y sugiere lo siguiente para la adquisición de los datos:

- Utilizar sensores de velocidades de 5 o 10 segundos.
- Evitar los cables de conexión largos, ya que pueden ocasionar interferencias o ruido no deseado.
- Evitar mediciones durante días lluviosos o con mucho aire, por que se provocan interferencias.
- Evitar las mediciones cerca de caminos transitados con vehículos pesados, por que pueden ocasionar ruido en el registro.

Acerca del procesamiento de los datos propone:

- Utilizar 10 ventanas de 10 segundos y realizar un estudio estadístico.
- Combinar de algún modo el efecto de las componentes horizontales.
- Suavizar los espectros con una ventana triangular logarítmica.
- Tomar el promedio geométrico de los cocientes de cada ventana.

Los resultados de utilizar el método de Nakamura son variados, por lo que Vázquez-Rosas (2002) en su investigación escribe, que se realice una especie de

“Blind Prediction” (predicción ciega), en la que distintos grupos de trabajo analicen y procesen datos de microtemores y, al final, se comparen los resultados obtenidos. Esto con el objetivo de hacer una guía para el registro y el análisis de microtemores.

Aun así, el método de Nakamura es sumamente utilizado para estudios de microzonificación, obteniendo, en la mayoría de los casos, información de la frecuencia fundamental, pero amplificaciones subestimadas.

Otros métodos utilizados para la estimación de efectos de sitio a partir de registros de los eventos sísmicos son las funciones de receptor que se basan en registros telesísmicos y los métodos que utilizan esquemas de inversión simultánea (Vázquez-Rosas, 2002).

3.3.-RELACIÓN SUELO-MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

Se sabe que la intensidad y la cantidad de los daños no es solo función de la magnitud del sismo y de la distancia epicentral, la sacudida del terreno varía significativamente de un sitio a otro y depende de la conformación del subsuelo y de la forma del terreno (Sauter, 1989).

Se ha determinado que la aceleración asociada con las ondas sísmicas aumenta en la superficie al pasar de un lecho rocoso (alta velocidad) a través de un estrato de sedimentos blandos (baja velocidad), este aumento depende de la relación de las velocidades de propagación en los dos medios y del espesor de suelo. Así, las condiciones locales del subsuelo tienen un efecto sobre la amplitud del movimiento en la superficie, y en general la intensidad de la sacudida del terreno y la cantidad de daños serán mayores en suelos blandos sin consolidar que en suelo firme o rocoso (Sauter, 1989).

A continuación se presentan algunos de los aspectos más importantes relacionados entre la interacción del suelo y las construcciones, ya que existe una relación directa entre la estructura y las características dinámicas del terreno sobre el que están desplantadas. Y la diferencia entre estas características dinámicas (Periodo fundamental) del terreno, es lo que dará diferentes zonas de comportamiento sísmico para una región.

3.3.1.- Frecuencia y Periodo fundamental

En los suelos blandos que sobreyacen al basamento rocoso, se amplifica la vibración sísmica en la mayoría de los casos (San Francisco, 1906; Caracas, 1967; Ciudad de México, 1985); dicha amplificación depende de una serie de factores, los cuales se enlistan a continuación:

-
- Espesor de la cobertura del substrato (geología).
 - La topografía del terreno.
 - Propiedades del suelo (rigidez, peso unitario).
 - Tipo de sismo (magnitud, distancia al hipocentro).
 - El mecanismo del sismo y su direccionalidad.

Pero la mayor amplificación ocurre cuando el suelo empieza a resonar bajo la influencia de la onda sísmica.

En lo que se refiere a la topografía, se han observado efectos de amplificación de las ondas sísmicas en los bordes de los valles, en la cima de los montes y en depósitos de suelos blandos con respecto a sitios en terreno firme y plano, es decir, que la vibración en la cima de una determinada colina puede ser mayor que la que se presenta en la base. Tal fue el caso de Canal Beagle en Viña del Mar, Chile, durante el terremoto del 3 de marzo de 1985, en donde los sismogramas instalados en la cima y crestas de las colinas mostraron claramente la amplificación del movimiento con respecto a sismogramas del mismo evento registrados en estaciones situadas en el valle y en suelo rocoso. Otro caso fue al sur de Italia durante el terremoto de Campania-Basilicata en 1980, donde la cuantía y severidad de los daños fue superior en la cima de los montes. También en el terremoto de San Fernando California en 1971, se registraron una serie de replicas, donde se observó en los sismogramas de velocidad un factor de hasta 10 veces mayor para estaciones situadas en la cima de los montes respecto a estaciones en el valle (Sauter, 1989).

El comportamiento de los edificios va a depender de las características de los sismos susceptibles de afectar el área urbana, que van a producir vibraciones con diferente contenido espectral en función de su magnitud y distancia al sitio de interés. Debido a esto, cada tipo de sismo va a producir efectos mayores o menores sobre tipos específicos de estructuras, cuestión que debe tomarse en cuenta al planificar la futura ubicación de las nuevas edificaciones, en las zonas de desarrollo urbano.

Las ondas sísmicas pueden afectar a los edificios de diferentes maneras, como por ejemplo: los movimientos horizontales (aceleración) de la superficie son transferidos al edificio, creando fuerzas que actúan sobre este; dicha aceleración es mayor cuando la estructura entra en resonancia.

La resonancia se presenta cuando el periodo característico local del movimiento del suelo (periodo de vibración que corresponde a la frecuencia fundamental del suelo), coincide con la frecuencia natural de la estructura (que es la medida de la tendencia natural de vibrar), provocando un incremento en la oscilación de la misma, que con una determinada duración puede ocasionar daños parciales o totales como su colapso definitivo.

En el anexo III se definen los términos frecuencia, periodo y resonancia.

La frecuencia natural de los edificios tiende a ser menor cuando son más pesados (más masa) o más flexibles (menos rígido). Uno de los principales aspectos que afecta la rigidez de un edificio es su altura, los edificios altos tienden a ser más flexibles, presentando frecuencias naturales bajas, en comparación con edificios de poca altura (Figura 3.3.1.1), (Tabla 3.3.1.1).

Tipo de estructura	Frecuencia natural (Hz)	Periodo fundamental (Seg.)
Un nivel	10	0.1
3-4 niveles	2	0.5
Edificios altos	0.5 – 1.0	2.0-1.0
Rascacielos	0.17	5.8

Tabla 3.3.1.1.- Ejemplos de frecuencias naturales y periodos para edificios (adaptado de UNESCO RAPCA)

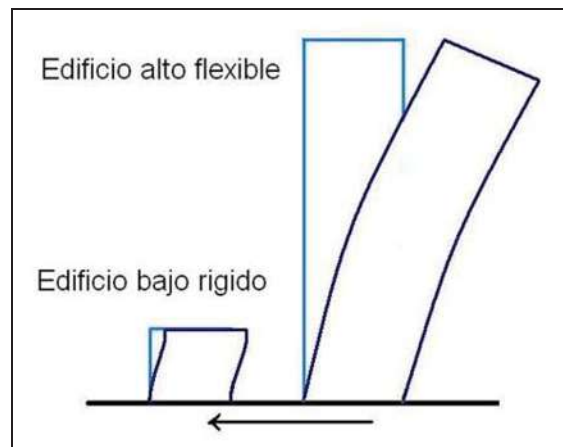


Figura 3.3.1.1.-Efecto de la altura de un edificio ante la acción de una fuerza horizontal de un evento sísmico (adaptado de UNESCO RAPCA).

Los eventos sísmicos pueden provocar interrupción y daños en las actividades socio-económicas e infraestructura de una región en particular. El grado de afectación está en función del grado de vulnerabilidad de las mismas. La experiencia ha demostrado que con una acertada planificación y la aplicación de medidas preventivas y correctivas para reducir la vulnerabilidad se puede minimizar el efecto de la ocurrencia de un evento sísmico. Por lo tanto, el conocer el nivel de exposición sísmica y la vulnerabilidad de las edificaciones en una determinada ciudad, permitirá a las instituciones correspondientes utilizar dicha información para la preparación de planes relacionados con el uso del suelo, planificación urbana e implementación del uso de reglamentos de diseño y construcción que aseguren un comportamiento adecuado de las estructuras cuando ocurra un evento sísmico.

3.3.2.-Influencia del suelo.

Numerosas investigaciones recientes han demostrado, que aún en una misma localidad, las variaciones de las características del suelo local ejercen una enorme influencia en el patrón de distribución de daños en edificios y en la amplitud y contenido de frecuencias de los movimientos del terreno registrados en la superficie de los depósitos ante la acción de un sismo.

Así por ejemplo, en zonas en las que los depósitos están formados por materiales granulares y suelos saturados, su tendencia a compactarse puede originar presiones hidrostáticas excesivas capaces de producir licuefacción del suelo, dando como resultado grandes asentamientos y volcamientos de estructuras tal y como se observó en el terremoto de Niigata, Japón en 1964, y/o deslizamientos de taludes como los que se produjeron en la terraza de Turnagain en la ciudad de Anchorage, Alaska, durante el terremoto del 27 de marzo de 1964. Es evidente que los urbanistas e ingenieros desconocían el peligro potencial del suelo de cimentación del lugar.

Es importante observar que en la planificación urbana debe tomarse muy en cuenta el peligro potencial que representa el construir cerca de zonas geológicamente inestables, o en terrazas propensas a deslizamiento, aunque a primera vista no sean evidentes.

La aceleración máxima del terreno no es el único factor que determina por si solo el daño ocasionado en estructuras civiles durante la acción de un terremoto. El daño, en general, depende de la velocidad y de la duración de las sacudidas. Por ejemplo, una aceleración muy alta desarrollada durante un intervalo de tiempo muy corto causará poco daño estructural. Por el contrario, un movimiento del terreno con amplitud de aceleraciones relativamente bajas pero continuas que se mantienen uniformes durante un intervalo de tiempo de varios segundos pueden ocasionar daños considerables en cierto tipo de estructuras. Este efecto se manifestó durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985 en la ciudad de México; en este evento la aceleración máxima registrada varió entre 0.05 g y 0.19 g, pero las características del contenido de frecuencias y la duración de las sacudidas fueron suficientes para causar el completo colapso de 256 edificios de varios pisos. La magnitud del terremoto alcanzó 8.1 en la escala de Richter y la distancia epicentral fue superior a 380 kilómetros, figura 3.3.2.1. (Alonso, 1993).

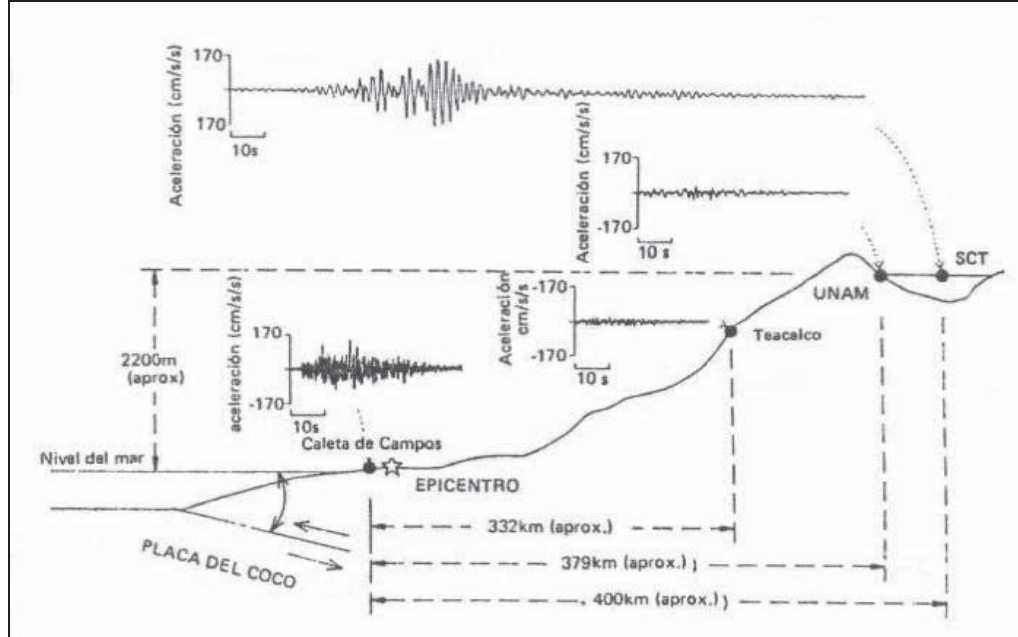


Figura 3.3.2.1.-Sección esquemática de algunas estaciones que registraron el sismo de Michoacán en 1985, donde se presenta la componente E-O de los registros de aceleración. Muestran la atenuación de la amplitud con la distancia en la estación Teacalco, condición que no se cumple para la estación UNAM, a pesar de estar más alejada de la fuente sísmica en donde se observa una respuesta mayor que en la estación de Teacalco. Y a una distancia mayor pero sobre suelos sedimentarios del valle de México (zona de lago) en la estación SCT se registró la mayor amplitud de ondas, lo cual no cumple con la condición de atenuación del movimiento respecto a la distancia, en este caso debido al tipo de suelo.

Fuente: Fundamentos de Ingeniería Sísmica, Tomo I, Introducción a la sismología. Sauter F., Franz (1989).

4.- RESULTADOS

4.1.- GEOLOGÍA

4.1.1.- Geología Regional

En Michoacán el vulcanismo de los últimos dos millones de años puede ser dividido en dos zonas. Al oriente (región de Zitácuaro y Ciudad Hidalgo), existe un vulcanismo de tipo ácido de características explosivas, donde el tipo de volcanes es más de calderas y de complejos volcánicos de domos. Al poniente (en la zona de la meseta Tarasca), el vulcanismo es básico/intermedio y menos explosivo, pero más concentrado en número de estructuras volcánicas por km².

La región de Pátzcuaro pertenece al Corredor Tarasco (CT), se caracteriza por su alta densidad de conos volcánicos (figura 4.1.1.1), en el cual existen más de mil conos del tipo monogenético principalmente (conos de ceniza, volcanes de lava), aunque también se encuentran algunos volcanes de tipo poligenético (volcanes escudo y semiescudo).

Todo el vulcanismo del Corredor Tarasco está reposando sobre rocas, también volcánicas y secuencias fluvio-lacustres del Mioceno Superior-Plioceno, que se pueden observar hacia el norte, en la depresión de Zacapu (zona de Naranja), y al oriente en la región de Morelia (zona de Santa María y Atécuaro).

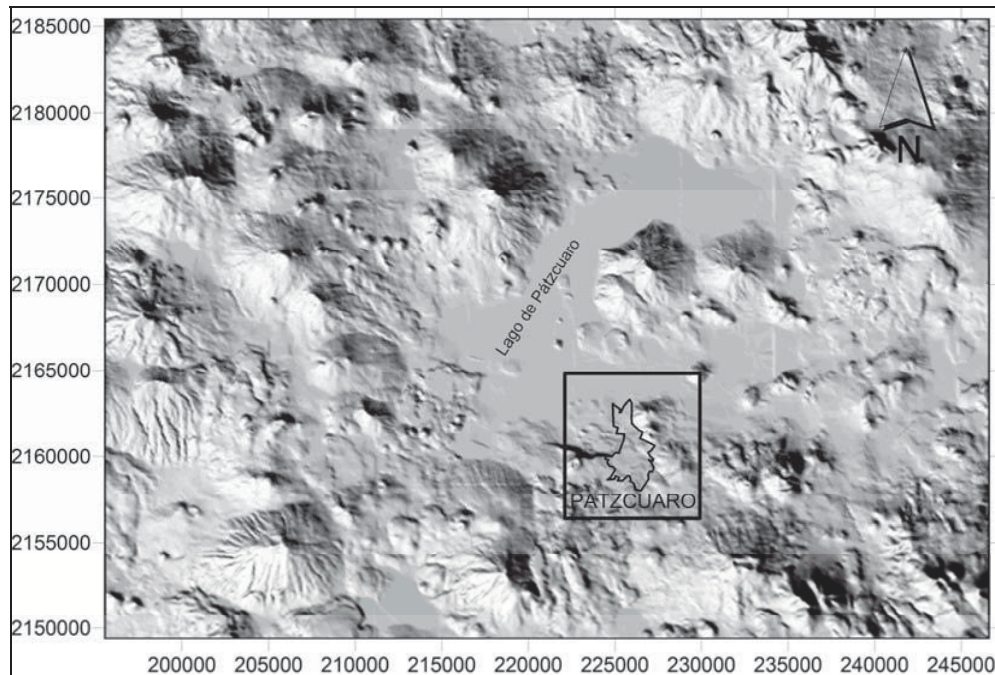


Figura 4.1.1.1.- Modelo digital de elevaciones (mapa sombreado) de la zona de Pátzcuaro en donde se observa la alta densidad de aparatos volcánicos. Acotaciones de los ejes en metros.

Las rocas del basamento relativo de la zona se encuentran cortadas y desplazadas por fallas NE-SO y E-O, generando basculamientos de los bloques hacia el sur. Son estas estructuras las que han permitido el ascenso de magma generando así el vulcanismo monogenético del CT (Garduño *et al.*, 2002). Este vulcanismo ha sido fechado en su mayoría con edades que van de 2 Ma hasta nuestros días.

Resaltan las alineaciones de conos o aparatos volcánicos en la dirección NE-SO, donde llegan a existir más de 10 conos sobre un mismo alineamiento. A su vez muchos aparatos y productos volcánicos del Cuaternario están siendo cortados por fallas E-O o N-S.

Geoquímicamente este vulcanismo es en su mayoría de tipo calcalcalino y forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (figura 4.1.1.2.) y es el resultado de la subducción de la Placa de Cocos que se hunde por debajo de la Placa de Norteamérica, generando el magmatismo de dirección general E-O (Garduño *et al.*, 2002).

El CVM se encuentra formado por el vulcanismo que se ha desarrollado desde el Mioceno (12 millones de años), hasta el presente, en donde recientemente se ha tenido el nacimiento (y gran impacto en las poblaciones del Estado de Michoacán) de dos volcanes, El Jorullo en 1759 y el Parícutín en 1943 (Garduño *et al.*, 2002).

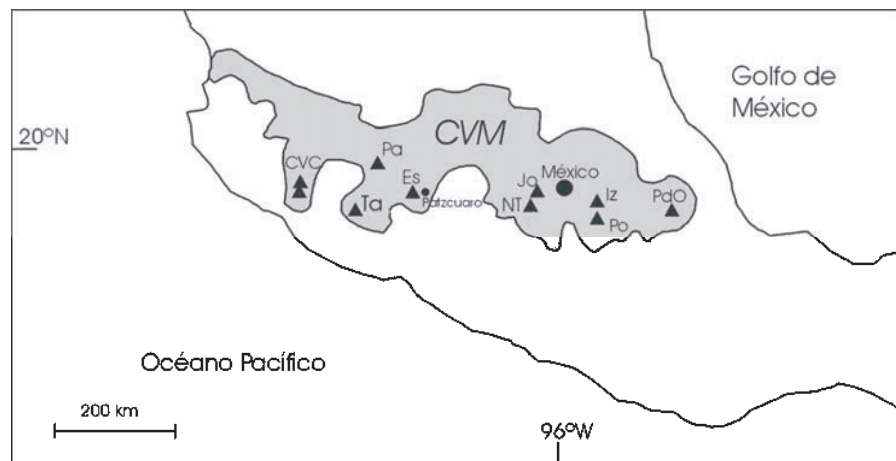


Figura 4.1.1.2.- Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano, mostrando la localización de Pátzcuaro y de algunos volcanes importantes; CVC:Complejo Volcánico de Colima; Pa:Parícutín; Ta:Tancítaro; Es:Estribo; Jo:Jorullo; NT:Nevado de Toluca; Iz:Iztaccíhuatl; Po:Popocatepetl; PdO:Pico de Orizaba (modificado de Capra *et al.*, 2002).

4.1.2.- Geología Local

En esta sección se describe la geología de la cuenca del lago de Pátzcuaro. En un estudio realizado por Garduño *et al.*, (2002), se presenta la cartografía geológica y se explica la evolución de la cuenca, en ella se definen las unidades geológicas y vulcanológicas cartografiadas. Esta carta se realizó por medio de la interpretación de fotografías aéreas. Se cartografiaron 9 unidades, con base en el tipo de vulcanismo, distribución temporal y forma de los volcanes (Figura 4.1.2.1.). También se muestra el contexto geológico general de la ciudad de Pátzcuaro.

Unidad 1, (Volcanes sin forma)

Esta compuesta por aparatos volcánicos sin una forma definida, ya que la erosión ha trabajado en ellos de una forma intensa; generalmente son de tipo cinerítico, constituidos por ceniza volcánica o productos explosivos (arenas y gravas volcánicas). Por lo general se encuentran debajo de los volcanes semiescudo. En el campo se reconocieron andesitas y andesitas basálticas.

Unidad 2, (Volcanes Semiescudo)

Por su morfología estos aparatos volcánicos fueron clasificados como volcanes semiescudo; están cubiertos usualmente por espesores importantes de suelo y vegetación. Se trata de volcanes donde se pueden reconocer alternancias de lavas (de tipo andesítico y basáltico) y de productos explosivos (ceniza, arena, grava y brechas).

Unidad 3, (Depósitos Lacustres del Pleistoceno)

Se trata de la secuencia lacustre que se ha acumulado en el lago de Pátzcuaro, en donde se alternan arcillas, arenas volcánicas, limos y grandes desarrollos de diatomeas. En el sur del lago la secuencia lacustre aflora en la isla de Jarácuaro y en la zona de Arócutin; ambos afloramientos se deben a levantamientos secundarios a la sedimentación del lago. En la zona de Tzentzenguaro la secuencia lacustre se intercala con un depósito de avalancha que proviene del volcán El "Estribo". En la zona de Arócutin los sedimentos lacustres se encuentran intrusionados por diques y cuerpos magmáticos que han generado un levantamiento de más de 40 m. En la isla de Jarácuaro se observó que la secuencia lacustre inferior está deformada y muestra estructuras primarias de pliegues y fallas, los sedimentos plegados están levantados más de 30 m.

Unidad 4, (Volcanes Domos)

Se trata de andesitas que se formaron generalmente asociados con domos volcánicos como los de Yunuén, Ihuatzio, Tzurumútaró, Lagunillas, lado SE del Zirate, Huiramangaro, Zirahuén y La Muela, considerando que este último sea uno de los más recientes. Algunos de estos domos son de morfologías planas (Yunuén), otros con pendientes muy fuertes (la Muela o la Tinaja) y otros acompañados de derrames de lava.

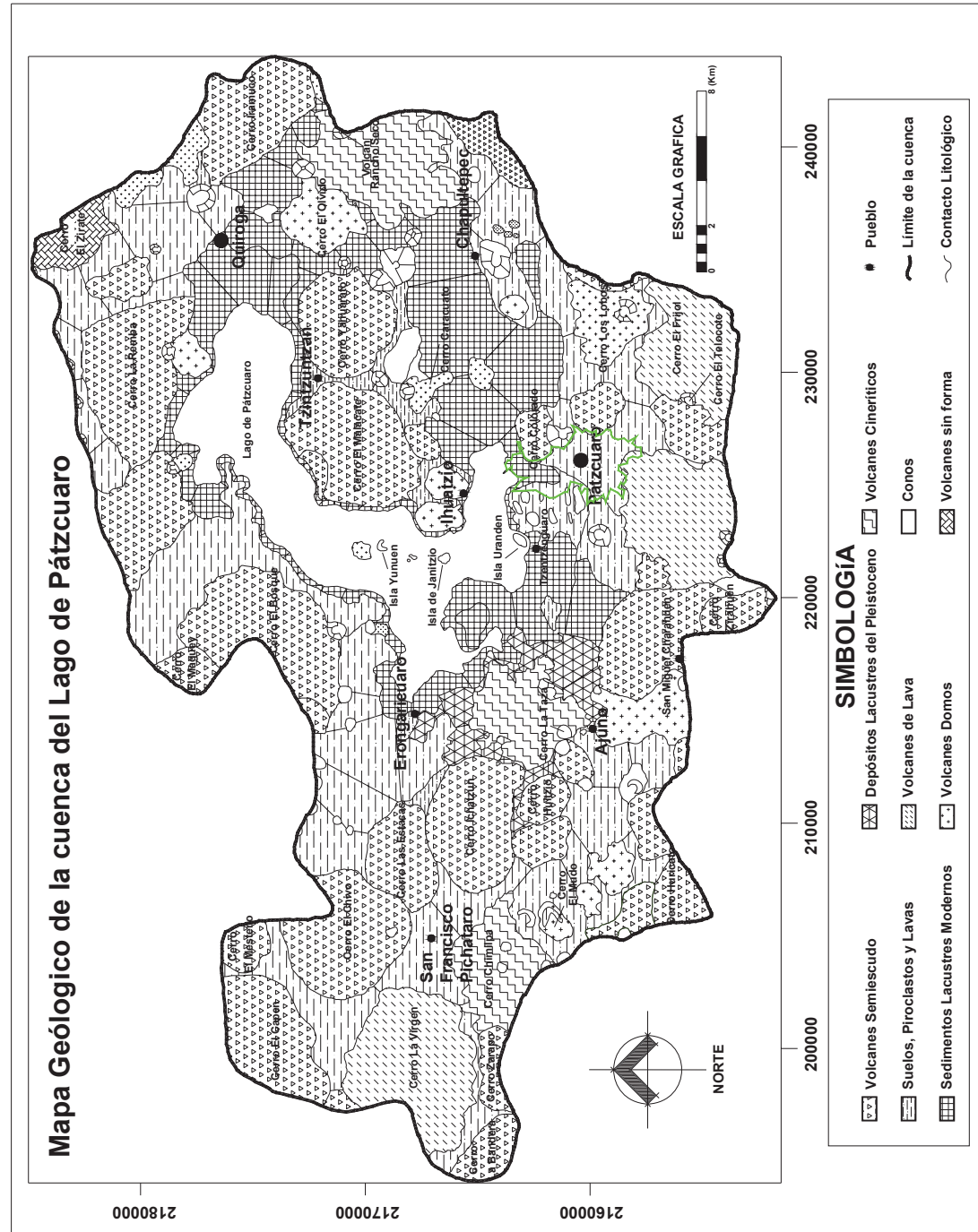


Figura 4.1.2.1.- Mapa Geológico de la cuenca del lago de Pátzcuaro (Garduño et al., 2002).

Unidad 5, (Volcán Escudo “Cerro del Águila”)

Corresponde a un volcán tipo escudo llamado “Cerro del Águila” (que se localiza fuera de la zona de estudio) el cual tiene una base de más de 10 km, con volcanes parásitos y fallado por estructuras normales, que en la cima del volcán cambian de dirección. Sus productos están constituidos por coladas de andesitas, andesitas basálticas y productos piroclásticos. Otro volcán de este tipo se encuentra en la zona de Morelia y es llamado Quinceo-Las Tetillas.

Unidad 6, (Volcanes de Lava)

Son volcanes de lava que han desarrollado también grandes espesores de suelos, no obstante con ello, su aspecto en las fotografías aéreas es de un malpaís, que ha sido generado por un cráter central. Sus lavas son más oscuras y a veces acompañadas de cristales de feldespato y de máficos. Estos volcanes de lava son los que están jugando un papel importante en la recarga de los acuíferos de la cuenca de Pátzcuaro.

Unidad 7, (Volcanes Cineríticos)

En esta unidad se han tomado dos diferentes litologías. En la primera se incluyen los volcanes de ceniza o bien monogenéticos, en los cuales el cono es fácilmente reconocido; normalmente son volcanes formados por ceniza volcánica, arenas gruesas, gravas y brechas. No existen conos con alturas superiores a los 200 m. La mayor parte de estos edificios son utilizados como bancos de material.

La segunda unidad está formada por lavas en forma de avalancha del volcán “El Estribo”, las cuales se encuentran en forma de brechas con matriz arenosa. Dicho volcán es monogenético, constituido por productos piroclásticos explosivos de actividad estromboliana (tipo Parícutín), los cuales se componen de arenas, ceniza, brechas y bombas, que son los que habían sido utilizados como material en las obras civiles. Este aparato volcánico se edificó sobre una plataforma de rocas andesítico basálticas, que son claramente visibles en el escarpe del volcán El Estribo y que forma un desnivel de más de 100 m. Esta estructura tiene una tendencia E-W, en el sector oriente (en el poblado de Pátzcuaro); la estructura toma una dirección N-S, formando una estructura en arco abierto hacia el norte. En correspondencia con esta abertura se encuentra en la planicie lacustre una morfología de pequeñas lomas (Hummocks) formando un depósito de avalancha que está constituida por bloques de andesitas basálticas con estructuras de rompecabezas, matriz constituida por arenas y cenizas y pequeños fragmentos de diatomitas.

Unidad 8, (Sedimentos Lacustres Modernos)

Esta unidad incluye a todos los sedimentos lacustres que quedan al descubierto por la regresión del lago; las ciénegas y el lago actual pueden estar ocupados por este tipo de sedimentos, los cuales se intercalan con los depósitos de ceniza de los volcanes recientes, como es el de “La Taza”, “Jorullo” y “Parícutín”. Se trata de sedimentos de limos, arcillas y arenas, con restos de cerámica o bien con material utilizado por los antiguos purhépechas.

Unidad 9, (Suelos, Piroclastos y Lavas)

Esta unidad esta constituida por suelos que a veces se intercalan con las lavas, y generalmente son el resultado de la alteración de los productos piroclásticos; se han clasificado como suelos de tipo andosoles y luvisoles, con espesores que en algunos casos llegan a ser de más de 2 m. Por el fracturamiento de las lavas o por la alternancia con los piroclásticos, estos suelos se interdigitan con ellos.

Una interpretación más detallada de la geología en la zona de la ciudad de Pátzcuaro se muestra en la figura 4.1.2.2. en la cual se observa la traza urbana, y los diferentes contactos litológicos entre lo que anteriormente se cartografió como suelos, piroclastos y lava; que ahora se está nombrando lavas cubiertas por suelo, también se están diferenciando los suelos, piroclastos y lava, las unidades del material de acumulación al pie de los volcanes y se nombra como suelos y material de acumulación.

Como se puede observar, la mayor parte de la ciudad se encuentra desarrollada sobre lavas cubiertas por suelos. Estos materiales son producto de los derrames de lava y flujos piroclásticos de la actividad volcánica, así como de su posterior descomposición y transporte.

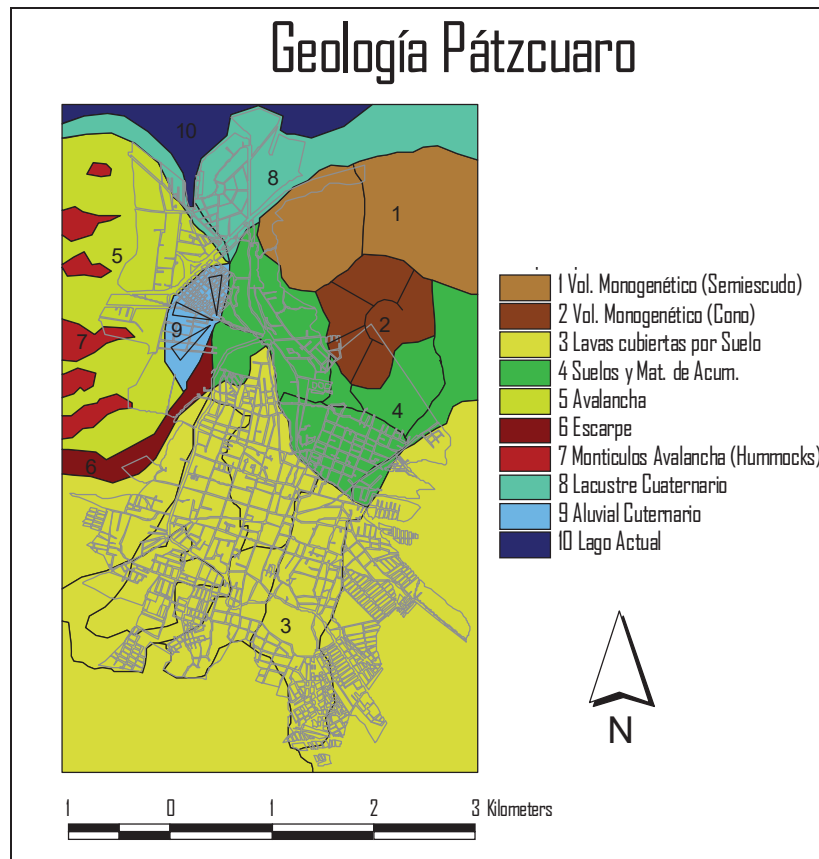
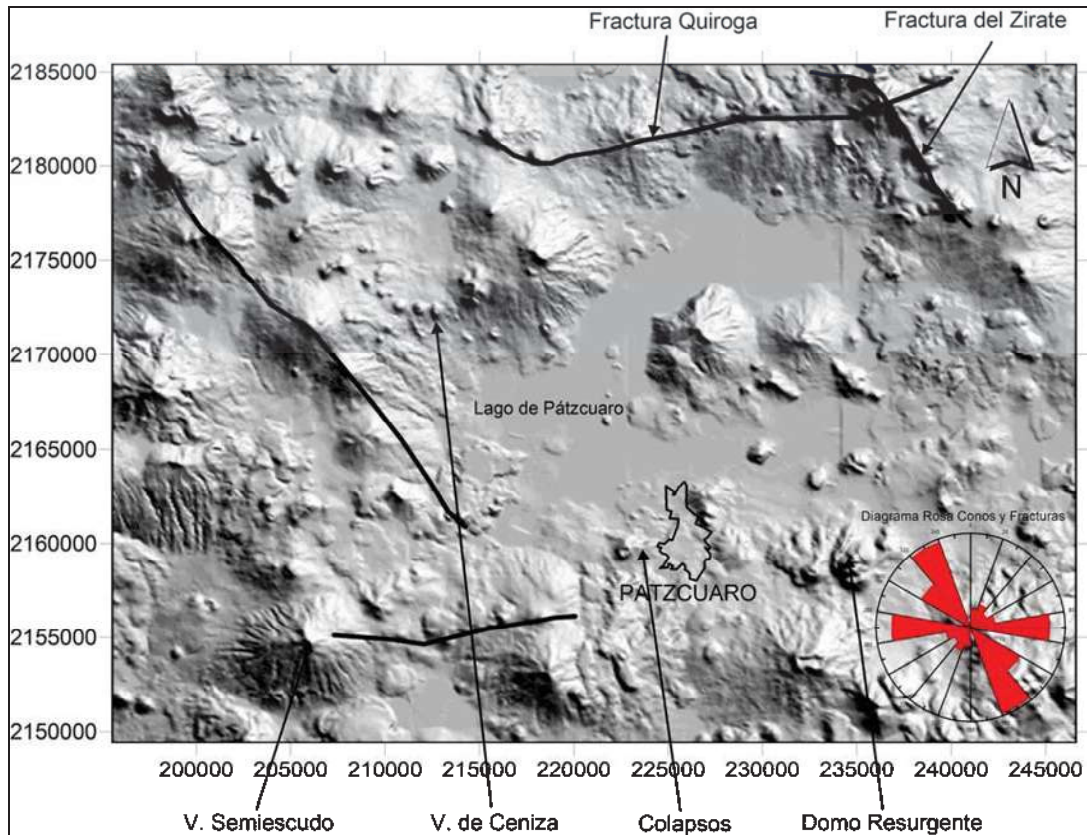


Figura 4.1.2.2.- Geología de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán.

4.1.3.-Geología Estructural

Las principales fracturas y fallas de la zona de estudio están orientadas NE-SO, E-O y NO-SE. No obstante, el vulcanismo de esta zona está cortado por las fallas E-O, principalmente, en la zona de Morelia forman parte del sistema de fallas Morelia-Acambay. Se trata de fallas normales con bloque caído hacia el norte. Sus desniveles llegan a superar los 100 m y han generado un basculamiento de bloque hacia el sur (Garduño *et al.*, 2002).

La fractura de Quiroga de orientación E-O está relacionada con el parteaguas que divide las cuencas de Zacapu y Pátzcuaro. La fractura de “El Zirate”, que es una fractura muy importante y que generó más de diez aparatos volcánicos, tiene una forma de media luna abierta hacia el oriente (figura 4.1.3.1).



*Figura 4.1.3.1.-Modelo digital de elevaciones (sombreado) con el sol a N45°E y 45° de inclinación, para ilustrar las principales estructuras de la zona de Pátzcuaro, acotaciones de los ejes en metros (Garduño *et al.*, 2002).*

La estructura del volcán El Estribo está relacionada con un colapso que se provocó seguramente en el momento de un sismo importante, ya que los productos de la avalancha generada no contienen material primario.

4.2.- ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN

En el presente trabajo se aplicó el método de Nakamura (descrito en el capítulo 3) con la finalidad de encontrar el periodo fundamental de los suelos de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán. Se realizaron mediciones de la vibración ambiental en 21 sitios (Figura 4.2.1.), 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 bajas frecuencias, con el propósito de obtener el periodo de vibración del suelo.

La selección de los 21 sitios o vértices de los triángulos equiláteros se hizo sobre el plano de la ciudad, con base en un trazado en malla de los triángulos con aproximadamente un kilómetro por lado, después se seleccionaron 7 triángulos, buscando que estos estuvieran bien distribuidos sobre la mancha urbana para obtener una mejor cobertura. La finalidad de estos arreglos triangulares tiene por objeto que estos registros puedan ser de utilidad en la aplicación posterior de otros métodos (método SPAC).

Posteriormente a la localización de los sitios sobre el plano, se procedió a hacer una visita a la ciudad para el reconocimiento y marcado de los puntos sobre el terreno con el fin de verificar que estos cumplieran con las siguientes condiciones (Vázquez-Rosas, 2002):

- Los puntos o vértices no deben de estar sobre avenidas muy transitadas.
- Los puntos o vértices no estén cerca de árboles muy grandes.
- Que los puntos o vértices no estén cerca de antenas de radio.
- Que los puntos o vértices no se encuentren cerca de postes de luz o torres y postes de alta tensión.
- Que los puntos o vértices no se localicen cerca de ríos.
- Los puntos o vértices no deben quedar sobre rellenos de escombros, basura, etc.

Posteriormente se procedió a marcar de manera definitiva el lugar en donde se localizaría el vértice de cada triángulo, y con la ayuda de un GPS geodésico marca Leica se obtuvieron las coordenadas UTM del vértice.

4.2.1.- Equipo Empleado

Se instalaron dos acelerómetros de banda ancha K2 con antena GPS, uno sobre material rocoso (sobre la cantera de Morelia "Sta. María") y otro sobre suelo blando (en Ciudad Universitaria sobre arcillas). Estuvieron en operación durante un mes, antes de iniciar con los registros de microtemores en los arreglos triangulares, durante el tiempo de adquisición de los datos de microtemores y después de éstos, sin embargo en este lapso de tiempo no se registró ningún evento sísmico. Los datos de aceleración del evento sísmico sirven como comparativa con los obtenidos por medio de los microtemores.

Para la medición de los microtremores en este trabajo se utilizaron sensores de banda ancha GURALP de 3 canales (figura 4.2.1.1.) conectados a digitalizadores REFTEK con antena de GPS, para medir la vibración ambiental.

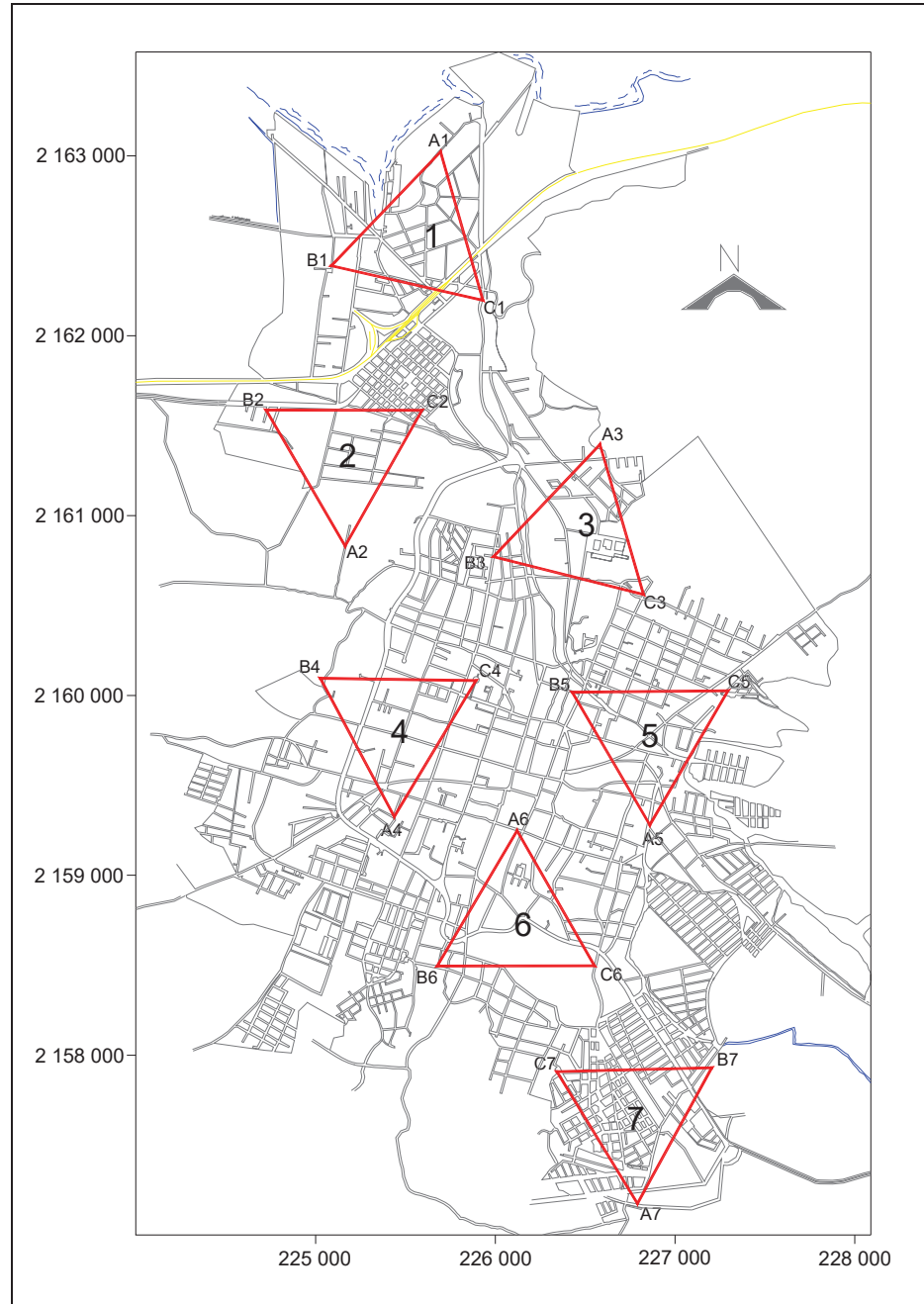


Figura 4.2.1.-Mapa de la ciudad de Pátzcuaro Michoacán representando la ubicación de los sitios de estudio (vértices de los triángulos), cotas de los ejes en metros (INEGI, 2003).

Se contó con tres estaciones de trabajo, una en cada vértice de los triángulos. Cada estación constaba de un DAS REFTEK (digitalizador y equipo de registro) un sensor GURALP, un disco duro SCSI, una antena de GPS, una batería de 12 volts, cables de comunicación, así como un vehículo para el transporte y una cubeta para proteger al sensor del efecto del Sol y del viento (figura 4.2.1.2.).

Al comenzar con los registros en las estaciones, es necesario sincronizar los sismógrafos y comenzar con el registro de cada arreglo triangular en la misma ventana de tiempo, se programa el equipo para que cada ventana de tiempo sea de diez minutos, y se graban en cada estación tres intervalos consecutivos de tiempo (tres ventanas de 10 minutos), en otras palabras, se comienza el registro de los tres sensores de manera simultanea en el mismo tiempo (Greenwich Mean Time).

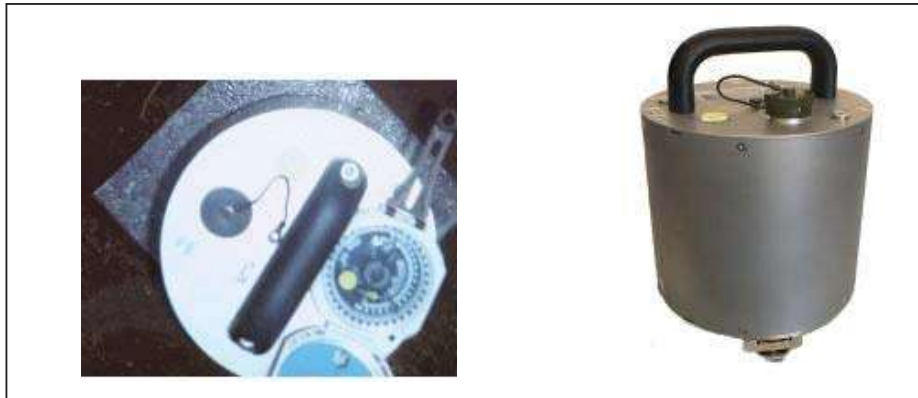


Figura 4.2.1.1.- Sensor de banda ancha GURALP de tres canales, en la imagen de la izquierda se aprecia el momento de la alineación y nivelación del instrumento.



Figura 4.2.1.2.- Estación de trabajo, en donde se muestra el sensor cubierto por la cubeta, la antena de GPS sobre el toldo del vehículo y el equipo de registro así como las baterías en la parte posterior de éste.

Al inicio de esta parte del trabajo, en una estación se comenzó con la realización de una prueba de los tres sensores juntos, para tener la certeza de que los equipos tuvieran el mismo nivel de amplificación.

También para tener un buen control en la toma de los datos fue necesario el uso de equipo de radio comunicación para informar y saber en que ventana de tiempo se comenzaría con el registro simultáneo de los datos en los vértices del triángulo. Así como la toma de datos en una bitácora en cada estación, para después, en el procesamiento de la información, saber a que se pudiera deber alguna anomalía en los datos, tal como el paso cerca del sensor de alguna persona o de algún vehículo durante la toma del registro.

4.2.2.- Obtención de Isoperiodos

Para la obtención de los periodos dominantes del terreno se deben procesar los datos registrados en campo. Una vez obtenidos los registros de los microtemores, que se graban en formatos binarios, se utilizan utilerías del programa Pascal para unir las tres ventanas de registro de 10 minutos cada una, con el fin de tener un registro de manera consecutiva (1800 segundos). Este registro se lleva a cabo a razón de 100 muestras por segundo, lo que equivale a tener 180 000 muestras por registro en cada estación. Estadísticamente se obtiene un valor medio realista debido a la gran cantidad de muestras. Por la longitud de estos registros se pudieron realizar los análisis en varias ventanas de tiempo. Posteriormente se pasan de formato binario a formato ASCII, para su procesamiento y visualizado en el programa MATLAB.

Para aplicar el método de Nakamura, se considera necesario decidir que componente horizontal se debe de tomar en cuenta para calcular los cocientes espectrales, o bien, de que manera combinar el efecto de los componentes horizontales para calcular dichos cocientes, ya que Nakamura en su trabajo no especifica qué componente horizontal utilizar para calcular los cocientes espectrales.

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

Flores, (2001) *in* (Vázquez-Rosas, 2002), realizó una serie de pruebas sobre la forma de manejar estas componentes y concluye que es conveniente calcular el cociente 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. Por lo que los cocientes de H/V se calculan de acuerdo a la fórmula 4.1.

$$H/V = \frac{\sqrt{(NS(w))^2 + (EW(w))^2}}{V(w)} \quad (4.1)$$

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

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

- Se seleccionan once ventanas (de 40 segundos cada una) para cada estación.
- Se realiza el suavizado de los bordes con las ventanas de Von Hann (Kulhanek, 1976) *in* (Vázquez-Rosas, 2002).
- Se calcula la transformada de Fourier utilizando la FFT (Fast Fourier Transform)
- Se calcula la suma vectorial de los espectros de amplitud de las dos componentes espectrales horizontales.
- Se calculan los cocientes espectrales para las once ventanas, (suavizado y toma de los cocientes espectrales de la suma vectorial entre la componente vertical).
- Se obtiene el promedio de los once cocientes espectrales y se calcula la desviación estándar.
- Se grafica el promedio resultante más/menos una desviación estándar.

Se obtuvieron de esta manera los cocientes H/V de los 21 registros de microtemores en los vértices de los 7 triángulos en la ciudad de Pátzcuaro Michoacán, que se muestran en las figuras 4.2.2.1. a la 4.2.2.21.

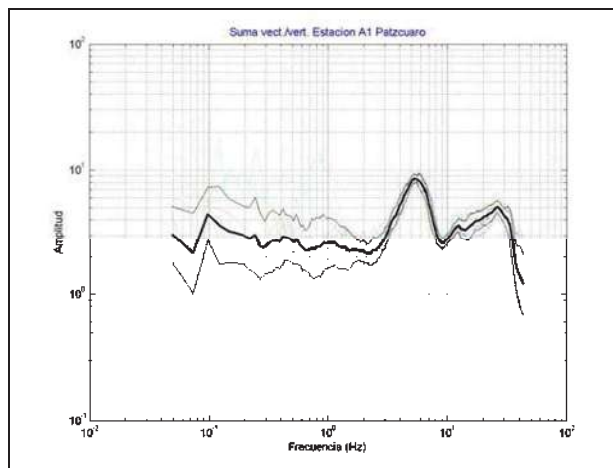


Figura 4.2.2.1.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación A1.

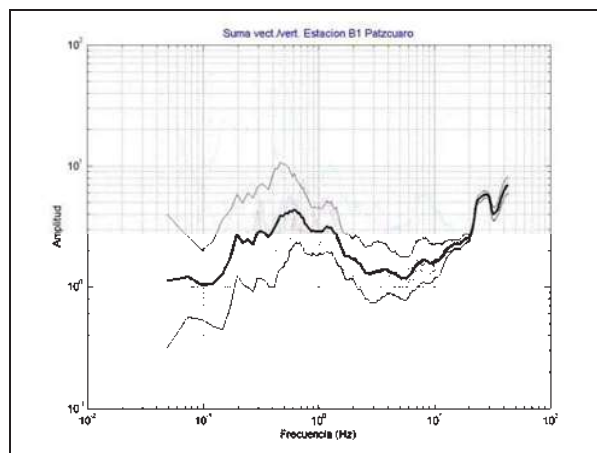


Figura 4.2.2.2.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación B1.

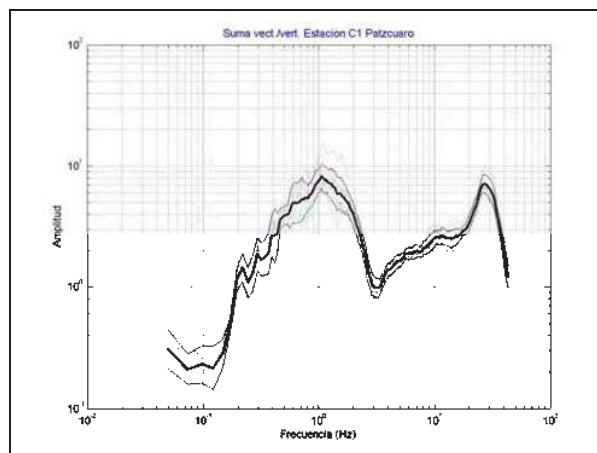


Figura 4.2.2.3.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 1, estación C1.

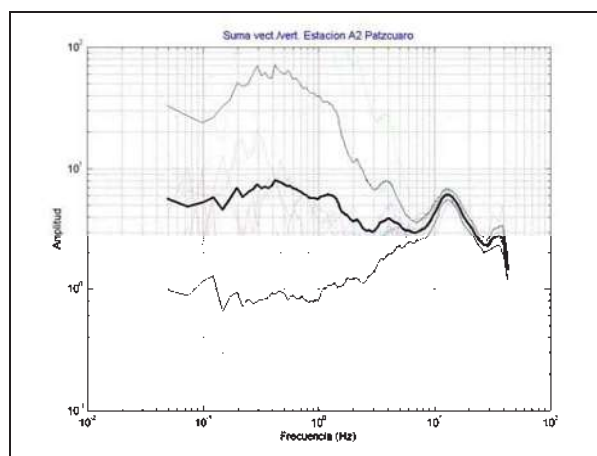


Figura 4.2.2.4.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación A2.

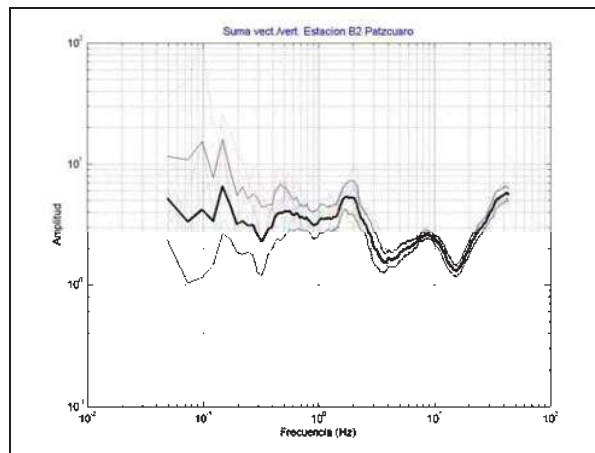


Figura 4.2.2.5.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación B2.

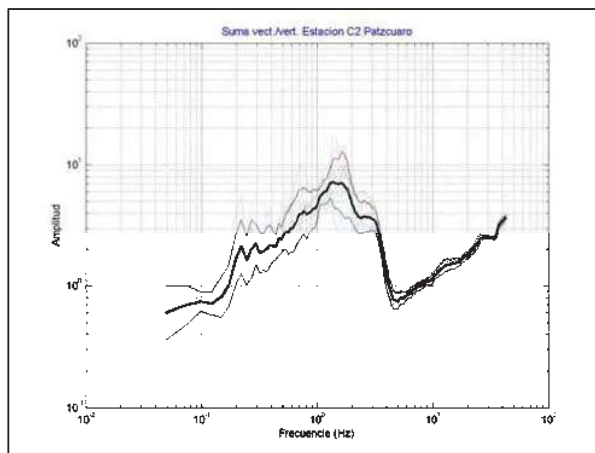


Figura 4.2.2.6.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 2, estación C2.

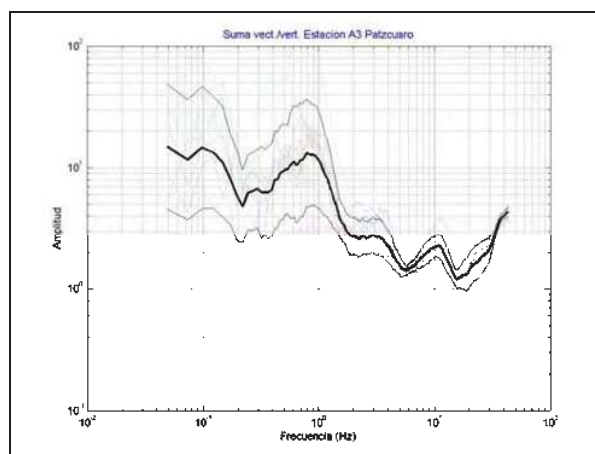


Figura 4.2.2.7.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación A3.

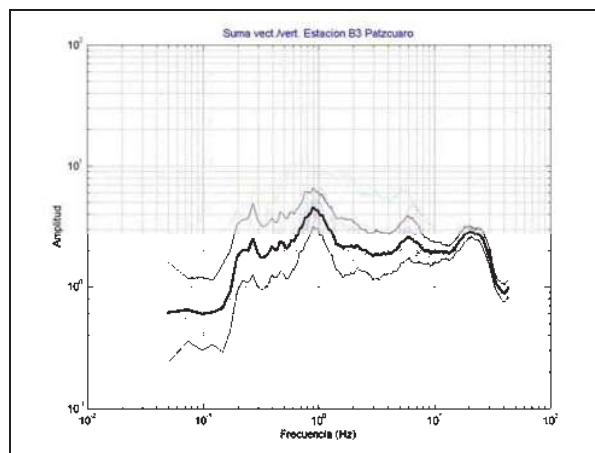


Figura 4.2.2.8.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación B3.

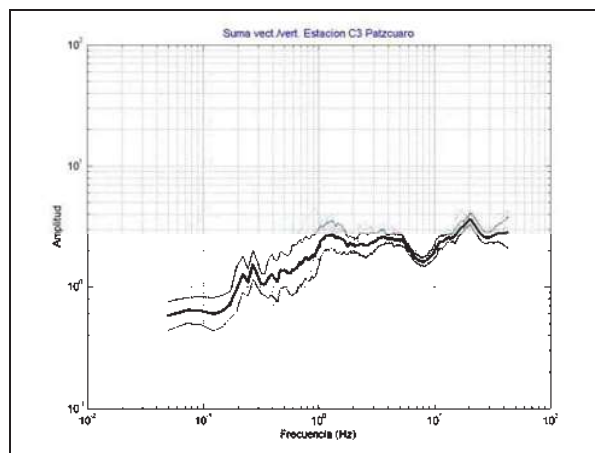


Figura 4.2.2.9.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 3, estación C3.

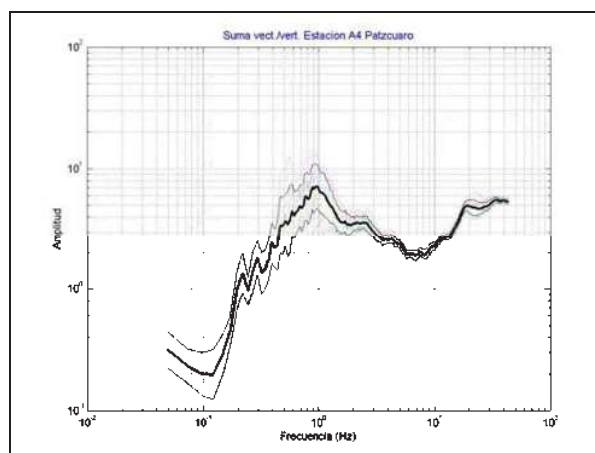


Figura 4.2.2.10.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación A4.

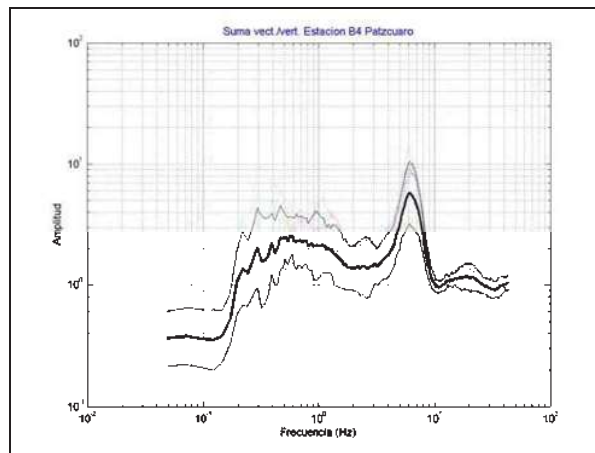


Figura 4.2.2.11.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación B4.

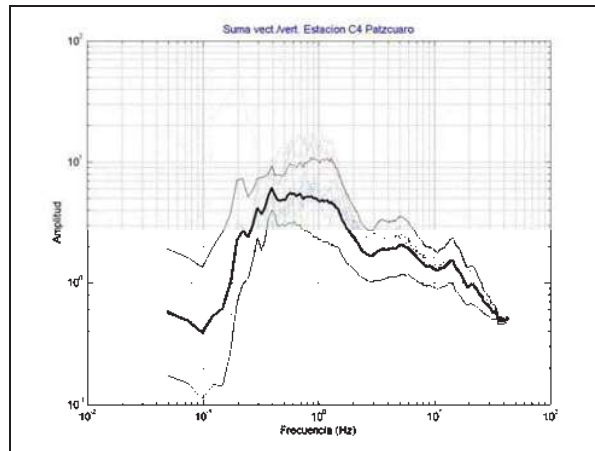


Figura 4.2.2.12.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 4, estación C4.

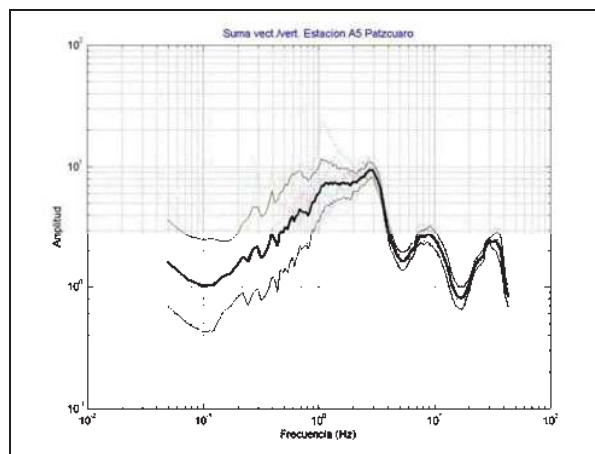


Figura 4.2.2.13.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación A5.

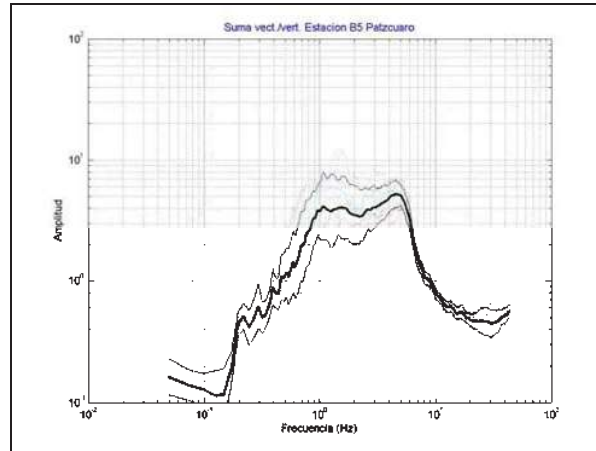


Figura 4.2.2.14.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación B5.

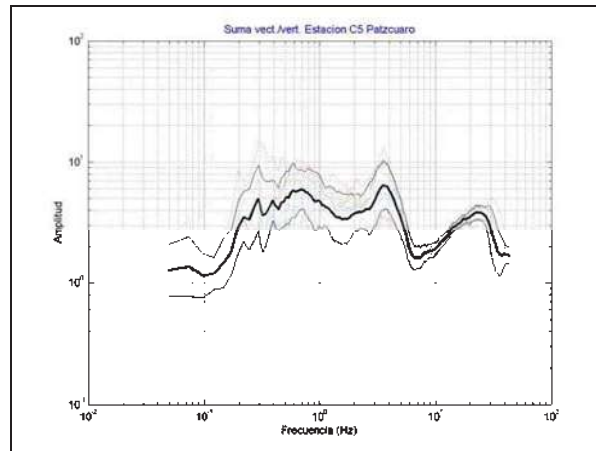


Figura 4.2.2.15.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 5, estación C5.

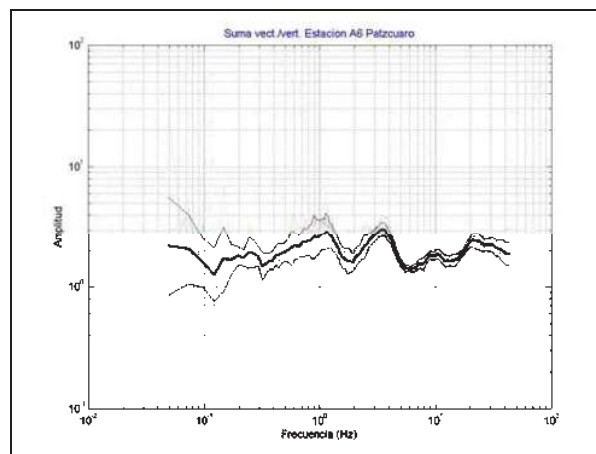


Figura 4.2.2.16.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación A6.

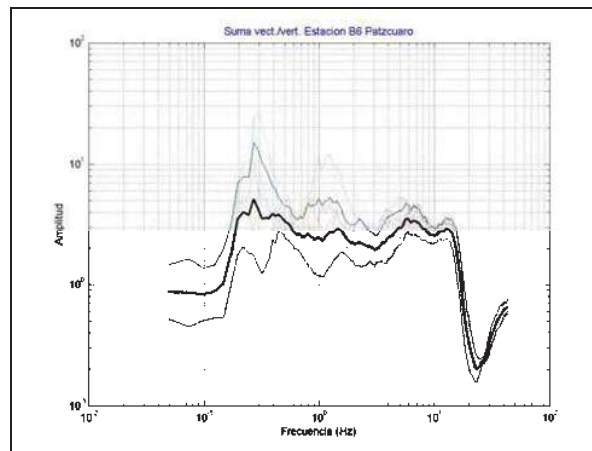


Figura 4.2.2.17.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación B6.

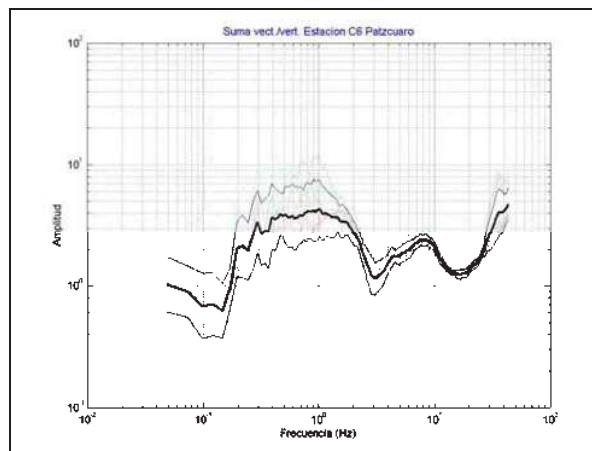


Figura 4.2.2.18.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 6, estación C6.

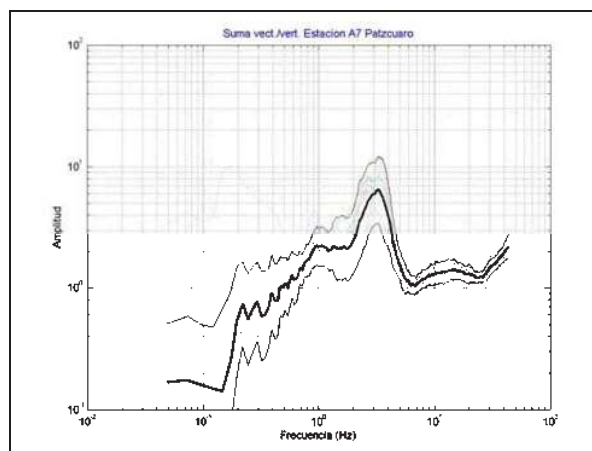


Figura 4.2.2.19.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación A7.

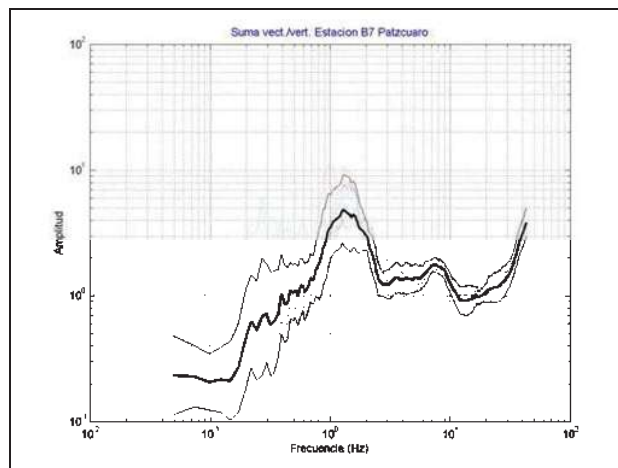


Figura 4.2.2.20.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación B7.

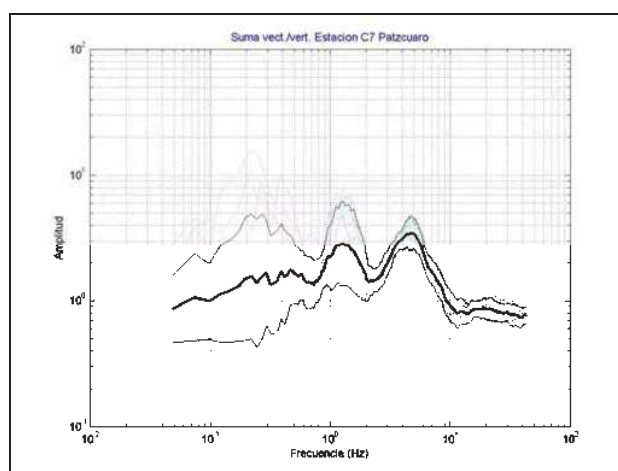


Figura 4.2.2.21.- Cocientes espectrales H/V del triángulo 7, estación C7.

4.2.3.- Mapa de Isoperiodos

De las gráficas anteriores de cocientes espectrales H/V, se tomó el valor de la frecuencia pico en el que ocurre la máxima amplitud (de la línea más gruesa), y a partir de éste, se obtuvo el periodo dominante en estos sitios. Se puede notar que en estas gráficas hay una mayor dispersión (lo que se observa por una mayor separación entre las líneas) hacia valores de bajas frecuencias y picos muy marcados en la mayoría de ellas.

Con el programa Surfer®, se interpolaron los valores de los periodos mostrados en la tabla 4.2.1. y se obtuvo el mapa de isoperiodos (figura 4.2.3.1.), en el cual 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 entre la Basílica (trapezio amarillo) y la plaza grande (rectángulo rojo) hay periodos entre 0.4 y 0.8 segundos.

Vértices	Coordenadas UTM		Frecuencia	Periodo
Punto	X	Y	Hz.	Seg.
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

Tabla 4.2.1.- Coordenadas, frecuencias y periodos dominantes de los vértices en los arreglos triangulares, para la ciudad de Pátzcuaro Mich.

De estos periodos obtenidos cabe mencionar que los más riesgosos son los periodos dominantes bajos (0.2 a 0.6 s), ya que la mayoría de las edificaciones no sobrepasan los dos niveles de construcción, por lo tanto tienen periodos fundamentales bajos ya que están construidas con adobe o con mampostería y concreto reforzado lo cual las hace relativamente rígidas con periodos del orden de 0.2 a 1.0 segundos, y al coincidir los periodos del terreno con el de las construcciones existe el riesgo de que se presente el fenómeno de resonancia trayendo consecuencias fatales para la estructura.

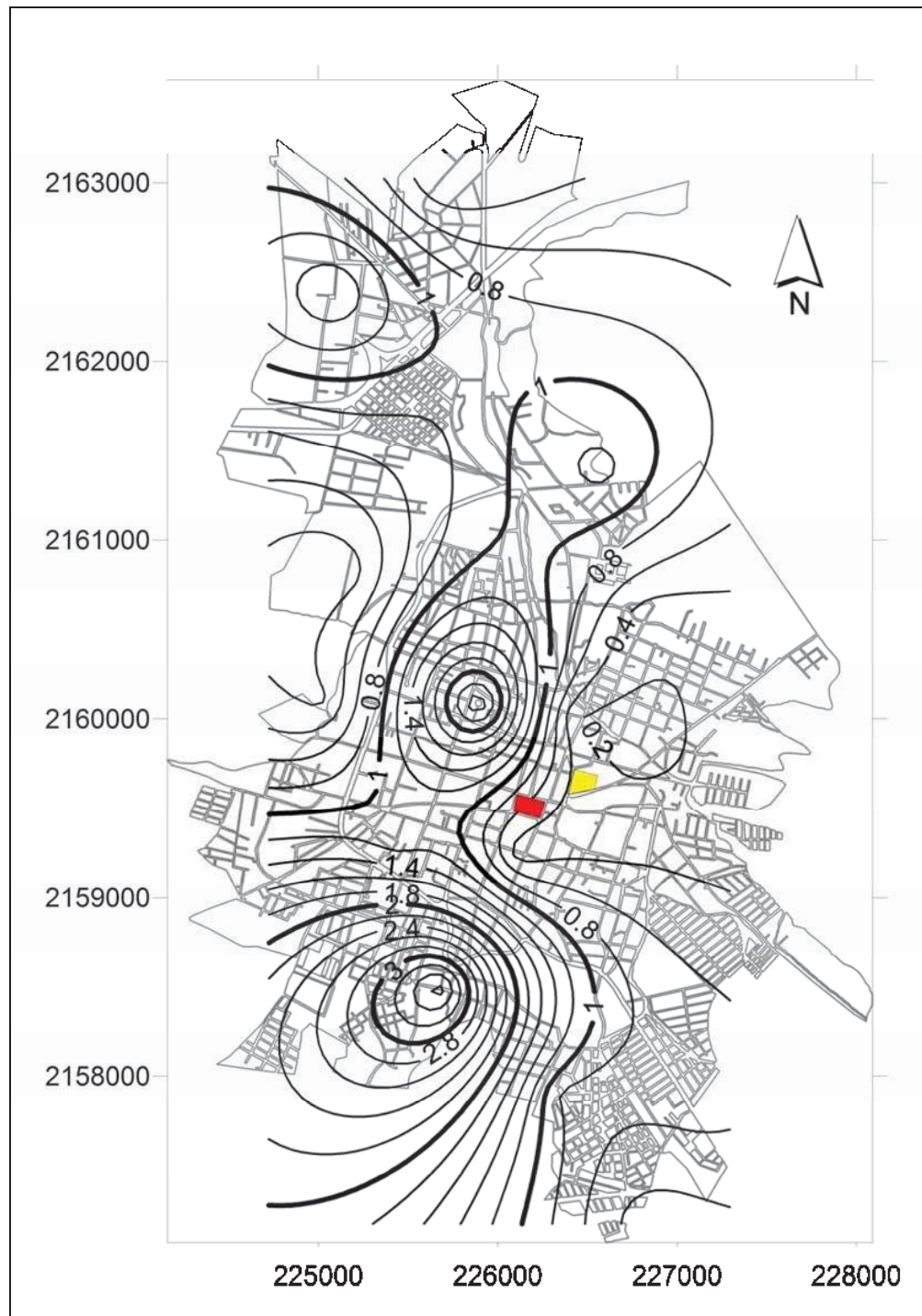


Figura 4.2.3.1.-Mapa de Isoperiodos para la ciudad de Pátzcuaro Michoacán, donde los contornos están en segundos y las cotas de los ejes en metros.

Otro rasgo importante que se observa en la figura 4.2.3.1. ocurre al suroeste de la ciudad en donde se presentan periodos dominantes superiores a 2.5 segundos, lo cual es indicio de un suelo blando, no obstante que en esta zona hay mucho material rocoso (basamento de rocas).

Una estimación burda del periodo fundamental en edificaciones puede obtenerse al dividir el número de pisos entre 10, por lo que una edificación alta tiene periodo fundamental más grande, como se indica en la figura 4.2.3.2.

Construcciones históricas presentes en la ciudad tales como las iglesias que son más altas, pero dadas las características de construcción llegan a presentar periodos fundamentales del orden de 0.4 a 0.6 segundos.

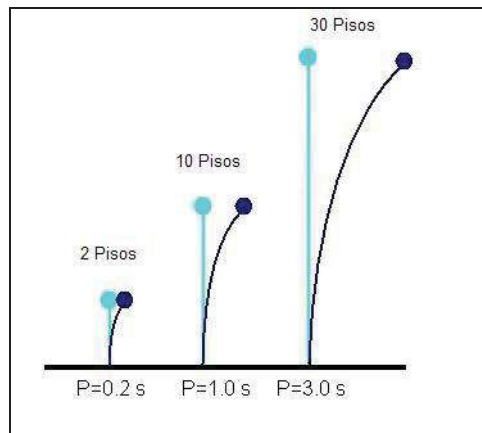


Figura 4.2.3.2.- Imagen que esquematiza la diferencia en los periodos fundamentales en una edificación con respecto a su altura.

4.3.- ESTUDIOS DE SUELOS

Para realizar estos estudios se tomaron muestras de suelos y de rocas en cuatro sitios de la ciudad; estos sitios fueron seleccionados con base en su localización, topografía y geología, así como su disponibilidad. De estos cuatro sitios, en dos de ellos se encontró únicamente un estrato de suelo, mientras que en los otros dos lugares se encontró una gran cantidad de material rocoso con una matriz arcillosa.

4.3.1.- Toma de muestras

Los cuatro sitios seleccionados para la toma de la muestra de suelo y roca se muestran en la figura 4.3.1.1., estos sitios están representados por triángulos en el mapa, el triángulo nº 1 se localiza sobre material de acumulación, el nº 3 sobre suelos y los nº 2 y 4 sobre lavas y suelos.

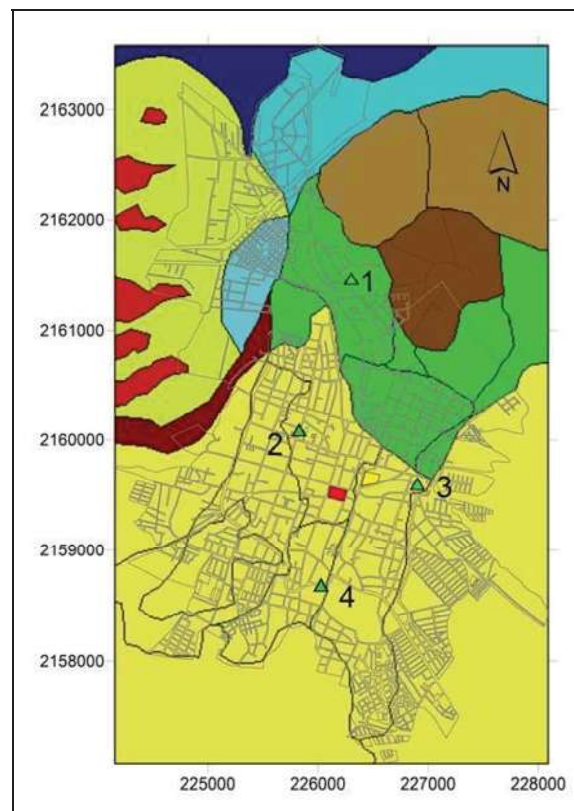


Figura 4.3.1.1.- Localización de los sitios seleccionados para la toma de muestras de suelo y rocas sobre la mancha urbana de la ciudad de Pátzcuaro. Acotaciones de los ejes en metros.

Sitio N° 1, Los Nogales

Localización: x= 226 316
 Y= 2 161 433

Este lugar se localiza al noreste de la ciudad en el fraccionamiento los Nogales; se encuentra sobre un suelo producto de la acumulación de material. El pozo se hizo en un terreno propiedad de la señora Maria de los Ángeles Mejía de Iturbide. Este sondeo se realizó con la ayuda de una retroexcavadora hasta una profundidad de 3.0 mts, en el cual únicamente se observó un estrato de material con apariencia limosa color café claro con presencia de muy pocos clastos de tamaño menor, figura 4.3.1.2.

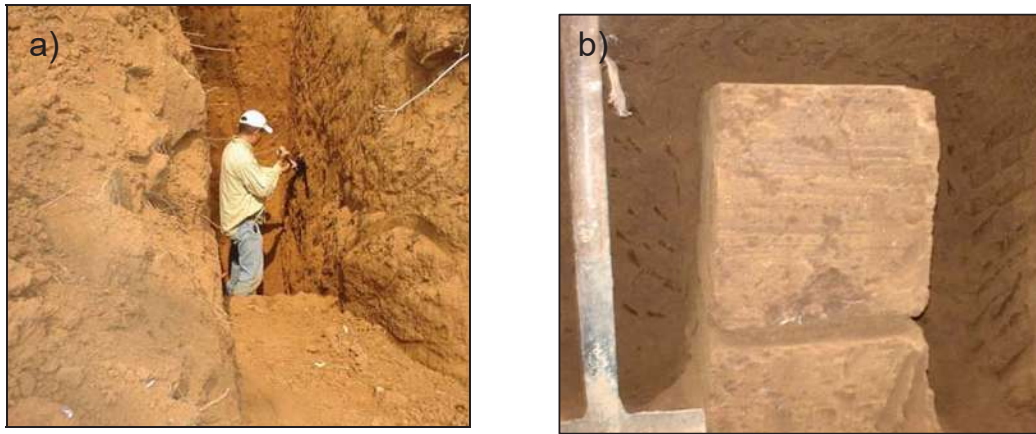


Figura 4.3.1.2.- Trinchera en el fraccionamiento los Nogales, a) se puede apreciar la profundidad de la excavación y la presencia de un solo estrato de material, b) muestra inalterada del suelo.

Sitio N° 2, Calle Espejo

Localización: x= 225 823
 Y= 2 160 073

Este sitio se encuentra en el centro de la ciudad, en la Calle Espejo N° 83, se localiza sobre lavas y suelos, en este sitio se encontró una gran cantidad de rocas de composición basáltica, de unos cuantos centímetros hasta 1.5 metros, de forma angulosa con presencia de poros, figura 4.3.1.3., estas rocas se encuentran inmersas en una matriz con suelo de apariencia limosa de color café claro. Esta excavación se realizó hasta una profundidad de 3.0 metros.



Figura 4.3.1.3.- Excavación en calle Espejo, a) aspecto general de la excavación en donde se puede apreciar el tamaño de las rocas, así como su forma, b) detalle de la prueba de resistencia con esclerómetro.

Sitio N° 3, Calle 1ª de Ascensión

Localización: x= 226 912
y= 2 159 587

Este sondeo se realizó al oriente de la ciudad, en un terreno propiedad del Sr. Geider Sereno en la calle 1ª de Ascensión, en este sitio la excavación se hizo con el auxilio de una retroexcavadora hasta una profundidad de 2.0 mts, figura 4.1.3.4., en este lugar se observó un estrato único de material de apariencia limosa de color café claro rojizo.



Figura 4.3.1.4. Excavación de la calle 1ª de Ascensión, a) se puede apreciar un solo estrato de material de apariencia limosa, b) detalle de la toma de muestra inalterada del suelo.

Sitio N° 4, Avenida Hidalgo

Localización: x= 226 027
 Y= 2 158 673

El sitio de este sondeo se localiza al sur de la ciudad de Pátzcuaro, en un terreno de la Avenida Hidalgo con N° 76, propiedad del Sr. Julián Magaña, sobre lavas y suelos, el material de este sitio está conformado por clastos y rocas de composición basáltica andesítica de unos cuantos centímetros hasta 1.2 metros, de forma angulosa, y matriz de suelo de apariencia limosa de color café claro, figura 4.1.3.5., esta excavación se realizó hasta una profundidad de 2.3 metros.

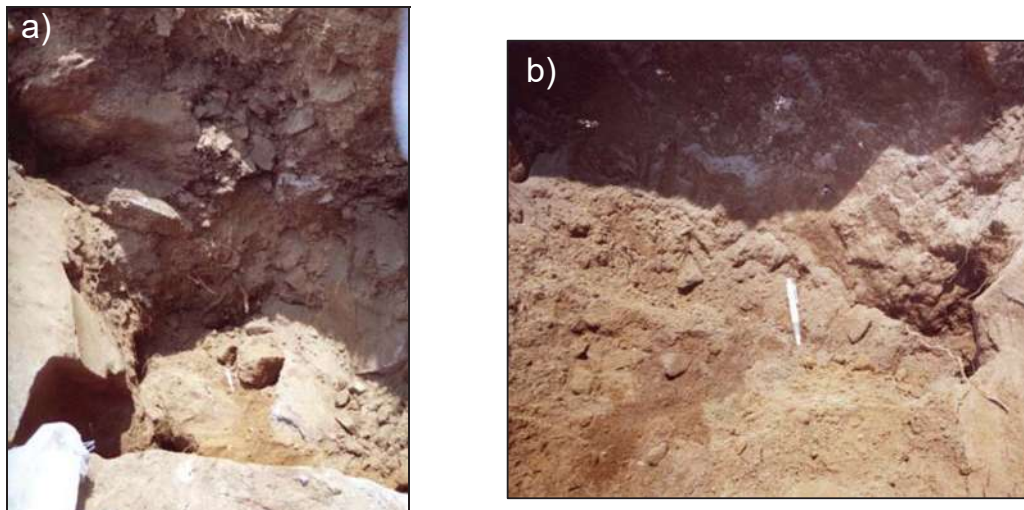


Figura 4.3.1.5. Excavación en la Av. Hidalgo, a) forma angulosa de las rocas. b) detalle de la matriz en la cual se nota la presencia y tamaño de los clastos.

4.3.2.- Pruebas de laboratorio (Mecánica de suelos)

A continuación se muestran los resultados obtenidos de los ensayos realizados a las muestras de suelos y rocas extraídas de los sitios anteriores.

4.3.2.1. Generalidades y Clasificación SUCS

Los Nogales

El estudio se efectuó en una muestra del tipo inalterado, la cual debido a la presencia de numerosos planos de falla y material granular se remoldeó para ser sometida a los ensayos de laboratorio correspondientes para su identificación, pruebas de resistencia, y determinación de propiedades mecánicas.

En el pozo, excavado a una profundidad de 3.0 m, se encontró un único estrato de material, y la muestra se extrajo de una profundidad de 2.0 m. Hasta la profundidad 3.0 m no se localizó el nivel de aguas freáticas.

A las muestras del tipo alterado se le practicaron las siguientes pruebas índices:

- % de humedad natural.
- Granulometría por mallas.
- Límites de consistencia.

Estas pruebas se usaron para su clasificación de acuerdo con el criterio adoptado por el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).

Además de las pruebas antes mencionadas al material remoldeado se le realizaron las pruebas esfuerzo-deformación siguientes:

- Pruebas de compresión simple.
- Prueba triaxial rápida.
- Prueba de consolidación unidimensional.

De manera similar se practicaron las pruebas antes mencionadas a los materiales de los otros sitios, presentándose la tabla 4.3.2.1. con los resultados obtenidos.

RESUMEN DE RESULTADOS DE ENSAYES DEL LABORATORIO

DATOS GENERALES	
Estrato:	Único
Descripción	Arcilla color café claro
PRUEBAS EFECTUADAS	
Granulometría	
% Pasa malla 1"	100
% Pasa malla N° 4	97
% Pasa malla N° 200	91
Límites de consistencia	
% Límite Líquido	45.50
% Límite Plástico	25.70
Índice Plástico	19.80
% Contracción Lineal	7.70
% Contracción Volumétrica	24.70
% Contenido de Humedad	34.68
CLASIFICACIÓN S.U.C.S.	Arcilla inorgánica de mediana plasticidad CL

Tabla 4.3.2.1. Resultados de las pruebas índice para el material del Fracc. Nogales.

El material es una arcilla inorgánica limosa, clasificada según SUCS como CL de baja a mediana plasticidad, la cual es poco sensible a los cambios de humedad.

Calle Espejo

El estudio en este lugar se efectuó en una muestra del tipo alterado, la cual se remoldeó para ser sometida a los ensayos de laboratorio correspondientes. En el pozo excavado a una profundidad de 3.00 m se encontró un único estrato de material con gran cantidad de rocas; hasta esta profundidad no se localizó el nivel de aguas freáticas. Y la muestra de material se extrajo de una profundidad de 2.50 metros.

Al material se le practicaron las pruebas índices para su clasificación y a la muestra remoldeada se le practicaron las pruebas de esfuerzo-deformación anteriormente mencionadas. Presentándose los resultados obtenidos en la tabla 4.3.2.2.

RESUMEN DE RESULTADOS DE ENSAYES DEL LABORATORIO

DATOS GENERALES	
Estrato:	Único
Descripción	Limo color café claro
PRUEBAS EFECTUADAS	
Granulometría	
% Pasa malla 1"	100
% Pasa malla N° 4	96
% Pasa malla N° 200	76
Limites de consistencia	
% Limite Líquido	53.70
% Limite Plástico	36.90
% Índice Plástico	16.80
% Contracción Lineal	4.70
% Contracción Volumétrica	40.50
% Contenido de Humedad	62.07
CLASIFICACIÓN S.U.C.S.	Limo Inorgánico MH

Tabla 4.3.2.2. Resultados de las pruebas índice para el material de la calle Espejo.

Este material es un limo inorgánico con arena, clasificado según SUCS como MH, el cual es poco sensible a los cambios de humedad.

Calle 1ª de Ascensión

El estudio se efectuó en una muestra del tipo inalterada, la cual fue sometida a los ensayos de laboratorio correspondientes, para su identificación, pruebas de resistencia, y conocer sus propiedades mecánicas.

En el pozo excavado a una profundidad de 2.00 m, se encontró un único estrato de material, encontrando el nivel de aguas freáticas a la profundidad de 1.80 m. obteniéndose la muestra de material a una profundidad de 1.5 m.

Al material se le practicaron las pruebas índices para su clasificación y a la muestra inalterada se le practicaron las pruebas de esfuerzo-deformación mencionadas anteriormente (página 69). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 4.3.2.3.

RESUMEN DE RESULTADOS DE ENSAYES DEL LABORATORIO

DATOS GENERALES	
Estrato:	Único
Descripción	Limo color café claro
PRUEBAS EFECTUADAS	
Granulometría	
% Pasa malla 1"	100
% Pasa malla N° 4	98
% Pasa malla N° 200	91
Limites de consistencia	
% Limite Líquido	55.20
% Limite Plástico	34.00
% Índice Plástico	21.20
% Contracción Lineal	7.70
% Contracción Volumétrica	30.10
% Contenido de Humedad	53.49
CLASIFICACIÓN S.U.C.S.	Limo Inorgánico MH

Tabla 4.3.2.3. Resultados de las pruebas índice para el material de la calle 1ª de Ascensión.

El material es un limo inorgánico, clasificado según SUCS como MH, el cual es poco sensible a los cambios de humedad.

Avenida Hidalgo

El estudio se efectuó en una muestra del tipo alterado, la cual se remoldeó para ser sometida a los ensayos de laboratorio correspondientes.

En el pozo excavado a una profundidad de 2.30 m, se encontró un único estrato de material con gran cantidad de rocas, y no se localizó el nivel de aguas freáticas. Al material se le practicaron las pruebas índices para su clasificación y a la muestra remoldeada se le practicaron las pruebas de esfuerzo-deformación mencionadas en la página 69.

En la tabla 4.3.2.4. se muestran los resultados de las pruebas realizadas al material.

RESUMEN DE RESULTADOS DE ENSAYES DEL LABORATORIO

DATOS GENERALES	
Estrato:	Único
Descripción	Limo color café claro
PRUEBAS EFECTUADAS	
Granulometría	
% Pasa malla 1"	100
% Pasa malla N° 4	84
% Pasa malla N° 200	61
Limites de consistencia	
% Limite Líquido	61.31
% Limite Plástico	44.70
Índice Plástico	16.61
% Contracción Lineal	4.90
% Contracción Volumétrica	47.14
% Contenido de Humedad	55.28
CLASIFICACIÓN S.U.C.S.	Limo Inorgánico MH

Tabla 4.3.2.4. Resultados de las pruebas índice para el material de la Av. Hidalgo.

Por lo tanto se trata de un limo inorgánico arenoso con grava, clasificado según SUCS como MH, el cual es poco sensible a los cambios de humedad.

4.3.2.2. Prueba Triaxial

La prueba triaxial rápida es una prueba para obtener los parámetros de resistencia del suelo al esfuerzo cortante, ya que es un dato importante para conocer el grado de estabilidad del material para soportar cargas horizontales y verticales, así como la estabilidad de taludes.

Los Nogales

Los parámetros fundamentales para el cálculo de la capacidad de carga obtenidos de la prueba triaxial rápida en el material del fraccionamiento Los Nogales son:

- Esfuerzo último a la compresión sin confinamiento:

$$q_u = 0.844 \text{ kg/cm}^2$$

- Ángulo de fricción interna:

$$\phi = 27^\circ$$

- Cohesión:

$$c = 0.398 \text{ kg/cm}^2$$

El valor permisible de diseño de capacidad de carga para cualquier cimentación superficial en este tipo de suelo es:

$$q_{\text{diseño}} = 9.89 \text{ ton/m}^2$$

Consideraciones de la capacidad de carga:

- La capacidad de carga fue obtenida según la concepción de Karl Von Terzaghi para falla local.
- Se consideró una profundidad de desplante de 2.0 m respecto al nivel de terreno natural. Teóricamente entre más profundo se desplante una cimentación la resistencia del subsuelo aumenta ya que el esfuerzo cortante resistente entre las partículas aumenta proporcionalmente con la presión intergranular.

Calle Espejo

Los parámetros fundamentales para el cálculo de la capacidad de carga obtenidos de la prueba triaxial rápida para el material de la calle Espejo son:

- Esfuerzo último a la compresión sin confinamiento:

$$q_u = 0.780 \text{ kg/cm}^2$$

- Ángulo de fricción interna:

$$\phi = 25^\circ$$

- Cohesión:

$$c = 0.251 \text{ kg/cm}^2$$

El valor permisible de diseño de capacidad de carga para cualquier cimentación superficial en este tipo de suelo es:

$$q_{\text{diseño}} = 7.71 \text{ ton/m}^2$$

Las consideraciones de la capacidad de carga son las mismas descritas para el apartado anterior

Calle 1ª de Ascensión

Los parámetros fundamentales para el cálculo de la capacidad de carga obtenidos de la prueba triaxial rápida en el material de la calle 1ª de Ascensión son:

- Esfuerzo último a la compresión sin confinamiento:

$$q_u = 1.121 \text{ kg/cm}^2$$

- Ángulo de fricción interna:

$$\phi = 30^\circ$$

- Cohesión:

$$c = 0.199 \text{ kg/cm}^2$$

El valor permisible de diseño de capacidad de carga para cualquier cimentación superficial en este tipo de suelo es:

$$q_{\text{diseño}} = 10.59 \text{ ton/m}^2$$

Las consideraciones de la capacidad de carga son las mismas descritas para el primer apartado.

Avenida Hidalgo

Los parámetros fundamentales para el cálculo de la capacidad de carga obtenidos de la prueba triaxial rápida al material de la Avenida Hidalgo son:

- Esfuerzo último a la compresión sin confinamiento:

$$q_u = 0.750 \text{ kg/cm}^2$$

- Ángulo de fricción interna:

$$\phi = 27^\circ$$

- Cohesión:

$$c = 0.420 \text{ kg/cm}^2$$

El valor permisible de diseño de capacidad de carga para cualquier cimentación superficial en este tipo de suelo es:

$$q_{\text{diseño}} = 7.99 \text{ ton/m}^2$$

Las consideraciones de la capacidad de carga son las mismas descritas para el primer apartado.

4.3.2.3. Consolidación

La consolidación es una prueba de laboratorio por medio de la cual se determinan los parámetros de compresibilidad del suelo, los cuales indican si la carga actual del suelo es la máxima que ha experimentado en su historia geológica (normalmente consolidado), o si es menor a ésta (preconsolidado). La consolidación es un proceso por el cual el material experimenta una disminución en su volumen a través del tiempo debido al incremento de cargas.

A continuación se presentan los resultados de las pruebas de consolidación de los sitios estudiados.

Los Nogales

Para definir los parámetros de compresibilidad del suelo estudiado, a la muestra alterada se le practicó la prueba de consolidación unidimensional obteniéndose las respectivas curvas (ver anexo II), el índice de compresibilidad y la carga de preconsolidación. Los valores de estos dos factores son:

- Carga de preconsolidación $P_c = 0.78 \text{ kg/cm}^2$
- Índice de compresibilidad $C_c = 0.402$

De acuerdo con los valores de la carga de preconsolidación P_c (de la gráfica de la curva de compresibilidad e -log presión efectiva, anexo II), éste es superior a la carga actual $P_o = 0.301 \text{ kg/cm}^2$, por lo que se infiere que el suelo estudiado es preconsolidado, lo que quiere decir que la presión de carga presente es menor que la que el suelo tuvo en el pasado.

Calle Espejo

Para definir los parámetros de compresibilidad del suelo estudiado, a la muestra alterada del material de la calle Espejo se le practicó la prueba de consolidación unidimensional obteniéndose las respectivas curvas (ver anexo II), el índice de compresibilidad y la carga de preconsolidación. Los valores de estos dos factores son:

-
- Carga de preconsolidación $P_c = 1.00 \text{ kg/cm}^2$
 - Índice de compresibilidad $C_c = 0.295$

De acuerdo con los valores de la carga de preconsolidación P_c (de la gráfica de la curva de compresibilidad e-log presión efectiva, anexo II), este es superior a la carga actual $P_o = 0.287 \text{ kg/cm}^2$, por lo que se infiere que el suelo estudiado es preconsolidado.

Calle 1ª de Ascensión

Para definir los parámetros de compresibilidad del suelo en la calle 1ª de Ascensión, a la muestra inalterada se le practicó la prueba de consolidación unidimensional obteniéndose las respectivas curvas (ver anexo II), el índice de compresibilidad y la carga de preconsolidación. Los valores de estos dos factores son:

- Carga de preconsolidación $P_c = 1.20 \text{ kg/cm}^2$
- Índice de compresibilidad $C_c = 0.524$

De acuerdo con los valores de la carga de preconsolidación P_c , este es superior a la carga actual $P_o = 0.263 \text{ kg/cm}^2$, por lo que se infiere que el suelo estudiado es preconsolidado.

Avenida Hidalgo

Para definir los parámetros de compresibilidad del suelo en este sitio, a la muestra alterada se le practicó la prueba de consolidación unidimensional obteniéndose las respectivas curvas (ver anexo II), el índice de compresibilidad y la carga de preconsolidación. Los valores de estos dos factores son:

- Carga de preconsolidación $P_c = 1.30 \text{ kg/cm}^2$
- Índice de compresibilidad $C_c = 0.205$

De acuerdo con los valores de la carga de preconsolidación P_c , este es superior a la carga actual $P_o = 0.222 \text{ kg/cm}^2$, por lo que se infiere que el suelo estudiado es preconsolidado.

A continuación en la tabla 4.3.2.5. se muestra a manera de resumen los principales parámetros obtenidos de las pruebas de mecánica de suelos realizadas a las muestras estudiadas.

Material	Fracc. Nogales	C. Espejo	C. 1ª Ascensión	Av. Hidalgo
Clasif. S.U.C.S.	CL	MH	MH	MH
Límite Líquido %	45.50	53.70	55.20	61.31
Límite Plástico %	25.70	36.90	34.00	44.70
Índice Plástico	19.80	16.80	21.20	16.61
Contracción Lineal %	7.70	4.70	7.70	4.90
Contrac. Volumétrica %	24.70	40.50	30.10	47.14
Contenido de Humedad %	34.68	62.07	53.49	55.28
Densidad de sólidos (gr/cm ³)	2.385	2.256	2.375	2.263
Esfuerzo Compresión q_u (kg/cm ²)	0.844	0.780	1.121	0.750
Ángulo fricción interna ϕ	27°	25°	30°	27°
Cohesión (kg/cm ²)	0.398	0.251	0.199	0.420
Carga de preconsolidación (kg/cm ²)	0.78	1.00	1.20	1.30
Índice de compresibilidad C_c	0.402	0.295	0.524	0.205

Tabla 4.3.2.5.- Resumen de los resultados de mecánica de suelos.

En tres de las zonas estudiadas el material son limos, todos los materiales presentan tonalidades claras, lo cual nos indica que son suelos inorgánicos con colores café claros y café rojizos, la mayoría del material pasa la malla 200, lo que indica que son suelos finos.

Presentan un índice plástico bajo, lo cual indica que tienen un comportamiento mecánicamente estable, al tener poca contracción lineal no sufren mucha deformación por los cambios de humedad.

Son materiales que tienen una buena capacidad de carga y son suelos preconsolidados.

4.3.3.- Análisis de muestras

4.3.3.1. Difracción de Rayos X

Para la difracción de rayos X se utilizó un difractómetro SIEMENS-5000, utilizando Cu $k\alpha$, con una longitud de onda de 1.5406 Å y trabajando a 25 KV, 25 mA con una velocidad de barrido de 0.6 seg. Se analizaron las cuatro muestras de suelos

que fueron empleadas para la clasificación S.U.C.S. utilizando el “Método de Polvos”, ya que este método permite correr muestras de sustancias policristalinas (Ostroumov, 1999).

Las muestras fueron molidas manualmente en un mortero de ágata hasta dejar los granos de un tamaño entre 20 y 40 micras. Esta técnica se utilizó con la finalidad de determinar las fases cristalinas presentes en los suelos, principalmente las fases arcillosas, las cuales se identificaron al comparar los datos experimentales obtenidos con los patrones de guía del Programa DIFRACT AT, que es el software con el que cuenta el difractómetro.

A continuación se presentan los difractogramas obtenidos de las muestras de suelo molidas de los cuatro sondeos.

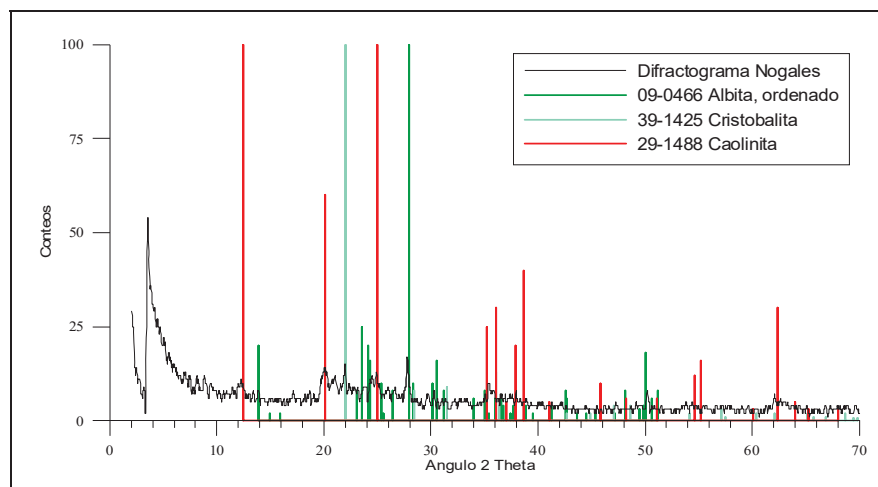


Figura 4.3.3.1.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Fraccionamiento Nogales.

En la muestra de suelo del fraccionamiento Nogales se tienen presentes tres fases, en la figura 4.3.3.1. se muestra el difractograma obtenido, la fase más abundante es la Albita, que es un silicato aluminico de calcio y sodio ($\text{Si}_3\text{O}_8\text{NaAl}$) que pertenece a la serie de las plagioclasas, que se encuentra principalmente en rocas ígneas. La segunda fase presente en esta muestra es la Cristobalita (SiO_2) cuya composición es igual a la del cuarzo y se encuentra presente en muchas rocas volcánicas; y la tercer fase es una arcilla, la Caolinita [$\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$] que es un silicato aluminico hidratado que pertenece a los filosilicatos, los cuales son minerales en ambito hojoso ó escamoso que se encuentra en masas arcillosas y es producida por la alteración de los silicatos de aluminio particularmente de los feldespatos, en esta muestra se encuentra en menor cantidad ya que los picos en el difractograma son menos intensos.

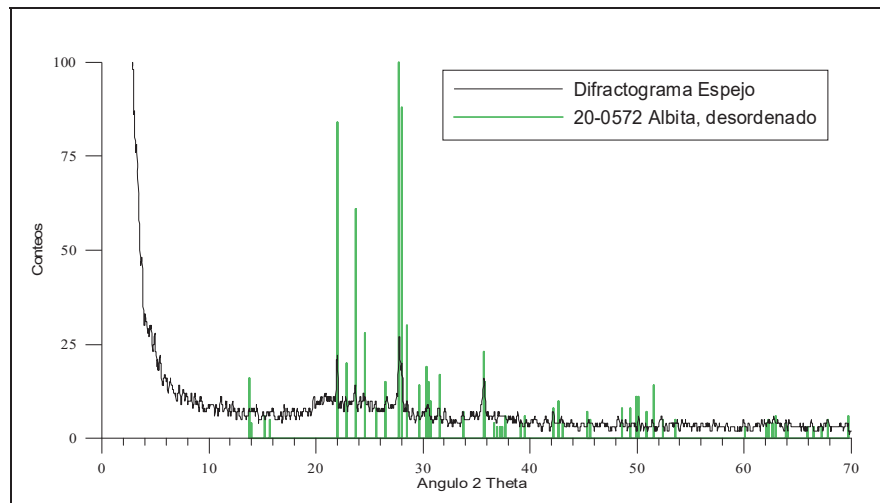


Figura 4.3.3.2.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Calle Espejo.

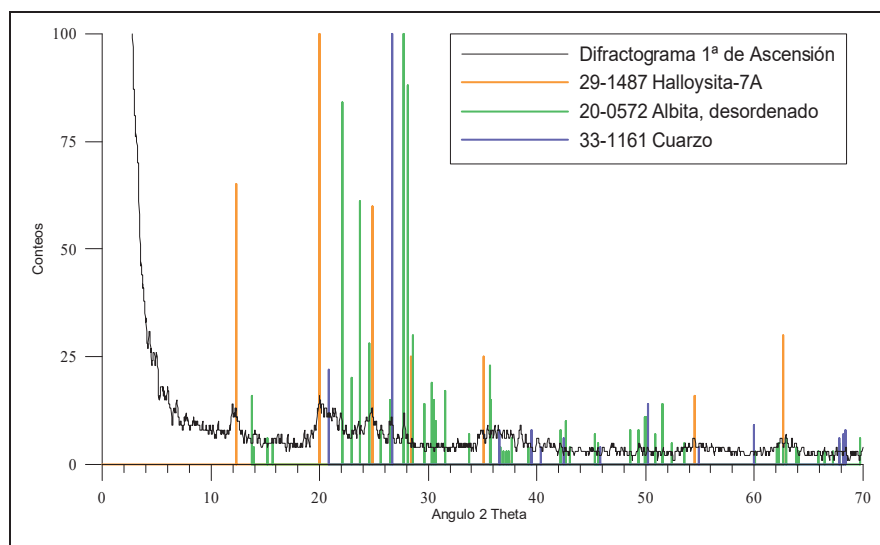


Figura 4.3.3.3.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Calle 1ª de Ascensión.

En el difractograma obtenido de la muestra de la calle espejo (figura 4.3.3.2.), únicamente se presentó un fase, la Albita, que es un silicato aluminico de calcio y sodio ($\text{Si}_3 \text{O}_8 \text{Na Al}$) que pertenece a la serie de las plagioclasas del grupo de los feldespatos, que se encuentra principalmente en rocas ígneas.

En el difractograma de la muestra de suelo de la calle 1ª de Ascensión (figura 4.3.3.3.), se hicieron presente tres fases, siendo la principal la Halloysita ya que sus picos son los más intensos, es un silicato aluminico hidratado [$\text{Si}_2 \text{O}_5 \text{Al}_2$

(OH)₄ H₂O] y es un mineral arcilloso. La segunda fase presente es la Albita. Y la otra fase presente es el cuarzo (Si O₂), que es un óxido de silicio.

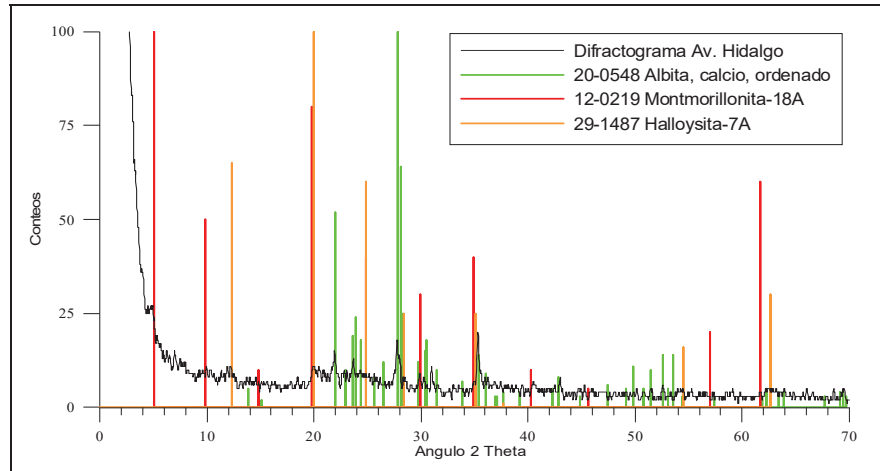


Figura 4.3.3.4.- Difractograma de la composición mineralógica del suelo en Av. Hidalgo.

De la muestra tomada de la Av. Hidalgo se obtuvo el difractograma de la figura 4.3.3.4. en el cual se observaron tres fases principales, la más abundante fue la Albita, en segundo lugar se presentó la Montmorillonita $[(Si_4 O_{10})_3 (Al,Mg)_8 (OH)_{10} 12H_2O]$, que es un mineral arcilloso con la propiedad de absorber gran cantidad de agua entre sus capas. Y en tercer lugar se presentó la fase arcillosa de Halloysita $[Si_2 O_5 Al_2 (OH)_4 H_2O]$ que es un silicato aluminico hidratado.

4.3.3.2. Tamaño de la partícula

Gran cantidad del material son finos (material que pasa la malla n° 200, menor a 74 micras) 91% en las muestras del fraccionamiento Nogales y de la calle 1ª de Ascensión, 76 % en la calle Espejo y 61 % del material de la Av. Hidalgo. Teniendo en cuenta los resultados de la difracción de rayos X, ya que nos indica que existen fases arcillosas, se procedió a determinar la cantidad en volumen de éstas en las muestras haciendo el análisis del tamaño de partícula, por medio de un analizador de partículas Coulter LS 100Q, al que se le suministra la muestra seca y en polvo, el cual tiene un rango de medición de 0.1 a 900 micras. El sistema unificado de clasificación de suelos no determina las fronteras de tamaño entre limos y arcillas únicamente indica que son finos (limos y arcillas) la fracción que pasa la malla 200, por lo que se recurrió a otros sistemas para determinar el límite de tamaño entre ellos, la AASHTO indica que los limos tienen un tamaño de 0.075 a 0.002 mm y la fase arcillosa es menor a 0.002 mm, mientras que la clasificación internacional y la M.I.T. (Massachussets Institute of Techonology) determinan al tamaño de las arcillas entre 0.002 mm a 0.0002 mm (2 a 0.2 micras).

En la figura 4.3.3.5. se muestra la curva de la distribución en volumen del tamaño de partícula de las muestras de los sitios analizados.

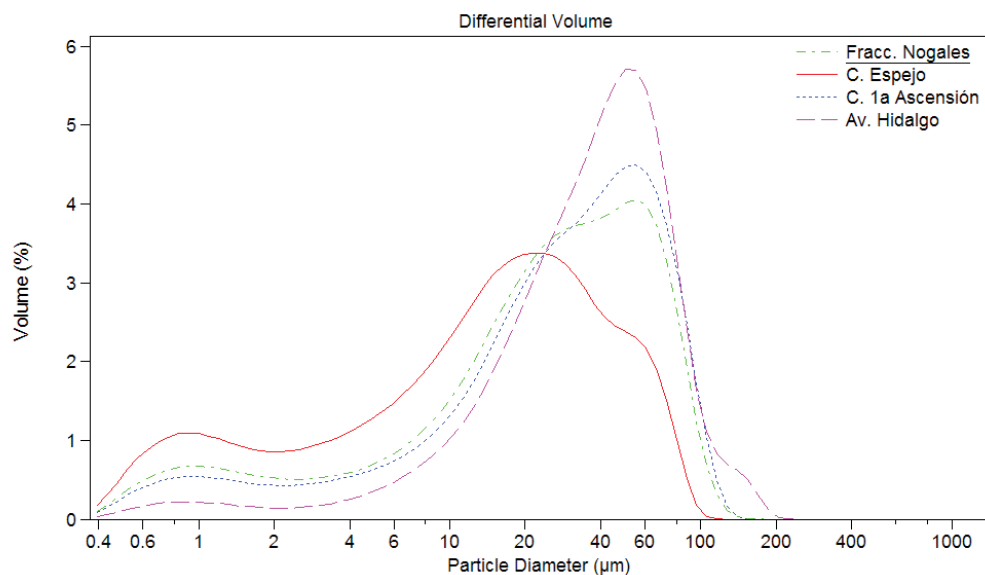


Figura 4.3.3.5.- Curva que muestra la distribución de tamaños así como el porcentaje del material fino.

En la tabla 4.3.3.1. se resumen los resultados de la composición mineralógica y granulometría de las muestras en las zonas estudiadas.

Sitio	Los Nogales	C. Espejo	C. 1ª de Ascensión	Av. Hidalgo
Clasificación SUCS	CL	MH	MH	MH
Composición Mineralógica				
Albita	X	X	X	X
Cuarzo			X	
Cristobalita	X			
Caolinita	X			
Halloysita			X	X
Montmorillonita				X
Granulometría				
Grava (%)	3	4	2	16
Arena (%)	6	20	7	23
Limo (%)	82	64	84	59
Arcilla (%)	9	12	7	2

Tabla 4.3.3.1. Resumen de la composición mineralógica y granulométrica.

En las cuatro muestras de suelo estudiadas se hicieron presentes seis fases cristalinas, encontrándose en todas las muestras la albita, siendo incluso la única fase en la muestra de la calle Espejo.

Granulométricamente la mayoría del material es limo, a pesar de existir fases arcillosas, la arcilla existe en pequeñas cantidades.

A pesar de no haber registrado arcilla por difracción de rayos X en la muestra de la calle Espejo, es la muestra en la que se encontró mayor porcentaje de partículas con el tamaño de la arcilla.

En las zonas donde se encuentran las rocas de gran tamaño se tiene mayor cantidad de grava y arena, que en las zonas de acumulación de material, en donde existen en menores cantidades.

La montmorillonita, fase arcillosa presente en la muestra de la Av. Hidalgo es la más inestable por expandir más su volumen en contacto con el agua, sin embargo se encuentra en una cantidad pequeña.

4.3.4.- Mecánica de rocas

En dos de los sitios estudiados (calle Espejo y Av. Hidalgo) se encontró una gran cantidad de rocas de tamaño mayor, por lo cual se tiene la necesidad de determinar algunos de sus parámetros, como son la densidad y la resistencia para determinar la calidad de la roca, ya que forman parte del material sobre el cual se están desplantando las construcciones.

Para estos estudios se tomaron muestras de mano para efectuar las pruebas de densidad y resistencia por medio de la prueba de Point-Load, que es una prueba destructiva y se requieren especímenes pequeños con caras paralelas y dimensiones entre 25 y 70 mm, para la prueba de resistencia por medio del esclerómetro se realizó en el sitio sobre rocas de tamaño mayor (figura 4.3.1.3-b).

En las figuras 4.3.4.1. y 4.3.4.2. se muestran las imágenes de algunas de las rocas de los sitios en estudio posteriores a la prueba de Point-Load, donde se aprecian algunos de sus detalles como lo son el color y la textura.



Figura 4.3.4.1. a).-Muestras de rocas de la calle Espejo. b).-Detalle de una roca donde se nota la porosidad existente.



Figura 4.3.4.2. a).-Muestras de rocas de la Av. Hidalgo. b).-Detalle de una de las rocas.

4.3.4.1. Densidad y Absorción

Para la obtención de estas propiedades de las rocas se utilizó la metodología descrita por Arreygue (2003), los resultados de estas pruebas corresponden al promedio de cinco especímenes de cada sitio. En la tabla 4.3.4.1 se muestran los resultados de la absorción y densidad relativa aparente de las muestras de la calle Espejo y de la Av. Hidalgo, los resultados de la densidad se utilizarán para determinar la resistencia de la roca por medio del esclerómetro.

Sitio	Densidad (gr/cm ³)	% de absorción
Calle Espejo	2.497	2.52
Avenida Hidalgo	2.504	1.59

Tabla 4.3.4.1. Resultados de las pruebas de densidad y absorción.

Se puede observar que las rocas de la Av. Hidalgo tienen una mayor densidad y menor absorción, mientras que las rocas de la calle Espejo que son más porosas tienen una densidad menor y mayor porcentaje de absorción; son características de las rocas ígneas el tener densidades mayores y porcentajes pequeños de absorción.

4.3.4.2. Prueba de resistencia Point-Load

En la realización de esta prueba se ensayaron 25 especímenes de cada sitio, estos especímenes contaban con al menos dos caras paralelas y sus dimensiones no fueron menores a 25 mm, ni mayores a 70 mm, estas muestras se extrajeron de las partes más profundas de las excavaciones por lo que el nivel de alteración

es mínimo, el ensaye se realizó según lo descrito por Deere y Miller (1966), tomando en cuenta las correcciones por diferencia de diámetros. En la figura 4.3.4.3. se muestra una imagen durante el proceso de la prueba, y en la tabla 4.3.4.2. se presentan de manera resumida los resultados de la prueba, así como la clasificación de la roca según la resistencia propuesta por Deere y Miller (1966).



Figura 4.3.4.3.- Ensaye de una muestra de roca por medio de la prueba Point Load (Carga Puntual).

Sitio	Resistencia a la compresión (Point Load)		Clase ,según Deere y Miller (1966)	Descripción
	Mpa	Kg/cm ²		
Calle Espejo	235.52	2401.60	B	Resistencia alta
Av. Hidalgo	204.17	2081.93	B	Resistencia alta

Tabla 4.3.4.2. Resultados de la resistencia a la compresión simple y clasificación de la roca en los sitios estudiados.

4.3.4.3. Prueba de resistencia con esclerómetro.

Para esta prueba que se efectuó en el sitio de la excavación, se realizaron 40 lecturas en la calle Espejo y 30 en el sitio de la Av. Hidalgo, esta prueba permite conocer de manera aproximada la resistencia a compresión simple en el sitio de forma no destructiva para el espécimen. Se realizó según lo descrito por Deere y Miller (1966), tomando lecturas sobre las paredes de las rocas de manera horizontal, y en algunos casos inclinando el esclerómetro para tener un contacto siempre normal sobre la superficie.

La obtención del valor de la resistencia requiere conocer y tomar en cuenta el valor de la densidad de la roca, así como considerar el ángulo de inclinación del esclerómetro al momento de la prueba, y con las lecturas, de la gráfica del instrumento se obtiene el valor de la resistencia.

En la tabla 4.3.4.3. se presentan los valores de la resistencia obtenidos por medio del esclerómetro en los sitios estudiados.

Sitio	Resistencia a la compresión		Clase ,según Deere y Miller (1966)	Descripción
	Mpa	Kg/cm ²		
Calle Espejo	93.57	954.15	C	Resistencia media
Av. Hidalgo	87.59	893.14	C	Resistencia media

Tabla 4.3.4.3.- Resistencia a la compresión por medio del esclerómetro y clasificación de la roca.

Comparando los valores de las tablas 4.3.4.2. y 4.3.4.3 se puede notar que hay gran diferencia entre ellos, siendo mayor la resistencia obtenida por medio de la prueba Point Load que por medio del esclerómetro, sin embargo se conserva una mayor resistencia en las muestras de la calle Espejo a pesar de ser más porosas y tener una menor densidad. Esta diferencia de valores trae como consecuencia la variación en cuanto a la clasificación de la roca. En este estudio se tomará como valor de resistencia a la compresión de la roca, el valor arrojado por la prueba de Point Load, ya que en la literatura se encontraron valores de entre 1500 a 3000 kg/cm² para este tipo de rocas.

5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1.- Discusión por sismos históricos

La región del lago de Pátzcuaro ha sido afectada por diferentes procesos como erupciones volcánicas y sismos, que han provocado colapsos y levantamientos de las secuencias lacustres; estos eventos quedaron registrados en las secuencias sedimentarias del lago (Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Algunos de estos eventos provocaron grandes cambios en la morfología de la zona, tal es el caso del colapso y avalancha del volcán El Estribo, que se encuentra al poniente de la ciudad de Pátzcuaro. El depósito de avalancha de rocas generado se desplazó hasta 3.7 km y ocupa un área de aproximadamente 8 km². Este colapso ocurrió hace más de 28 000 años, suceso que contribuyó a la formación de las islas de los Uranderes, Huecorio, Tzentzenguaro, y debe su origen a un sismo de una magnitud de 7.4 grados (Ortiz-Hurtado, 2005). Otro caso importante es el de los levantamientos de las secuencias lacustres, como es el caso en el área de Jarácuaro y Uricho, estas secuencias sedimentarias se encuentran deformadas por eventos sísmicos o erupciones volcánicas respectivamente, en estudios de paleosismología se han observado discordancias, saltos de falla y efectos de licuefacción en sedimentos del Pleistoceno-Holoceno.

Eventos sísmicos históricos han provocado graves estragos en la ciudad y la población, como los sismos de 1603, 1758, 1801, 1837, 1845 y 1858 (ver descripción histórica de los sismos en Michoacán, capítulo 2), estos eventos sísmicos han destruido la Basílica y derribado su torre en dos ocasiones, prueba de las grandes intensidades que han alcanzado estos eventos en la región; tal es el caso de los sismos de 1845 y 1858 en los cuales se han estimado intensidades VIII y IX MM respectivamente (Sánchez-Garcilazo, 2000) y una magnitud similar a la que provocó la avalancha de El Estribo (Israde-Alcántara *et al.*, 2005), es difícil establecer un periodo de recurrencia en 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 se debe a que en el Estado de Michoacán se presentan sismos tanto producto de la subducción como sismos intraplaca y 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 dada y se pueden producir más de dos eventos sísmicos importantes en periodos de pocos años (Sauter, 1989).

5.2.- Discusión por la Geología y Topografía del lugar

La mayor parte de la ciudad de Pátzcuaro se encuentra construida sobre lavas y suelos, un porcentaje menor en la zona norte sobre material lacustre y depósito de avalancha (del volcán El Estribo). Por su naturaleza y sus características mecánicas las lavas son las que deberían de constituir un substrato muy

competente donde descansan las construcciones en la ciudad, sin embargo esto no ha sido así, ya que en las zonas donde se encontraron estos materiales (rocas) ha existido el colapsamiento de edificaciones y además se registraron periodos dominantes altos (mayores a 2 segundos) como sucede en las zonas blandas de lago en la Ciudad de México, en donde se presentan periodos dominantes de hasta 3.5 segundos (Fundación ICA, 1988).

Un estudio geofísico realizado en 2005 por Ortiz-Hurtado, pone de manifiesto la presencia de material lacustre por debajo de las secuencias de coladas y brechas volcánicas del volcán El Estribo, las cuales forman parte de las lavas y suelos sobre los que está erigida gran parte de la ciudad de Pátzcuaro (sector poniente), en la figura 5.2.1. se ejemplifica la presencia de material lacustre por debajo de las secuencias volcánicas de El Estribo, en donde se observa la línea de falla del colapso y la zona de la avalancha.

Topográficamente no se observa una correlación con los periodos dominantes por que un mismo valor de periodo (línea isoperiodo) no sigue ni corresponde a una misma cota de elevación, por ejemplo la línea isoperiodo de un segundo se presenta tanto en zonas bajas cercanas al lago, 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 5.2.1.). 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.

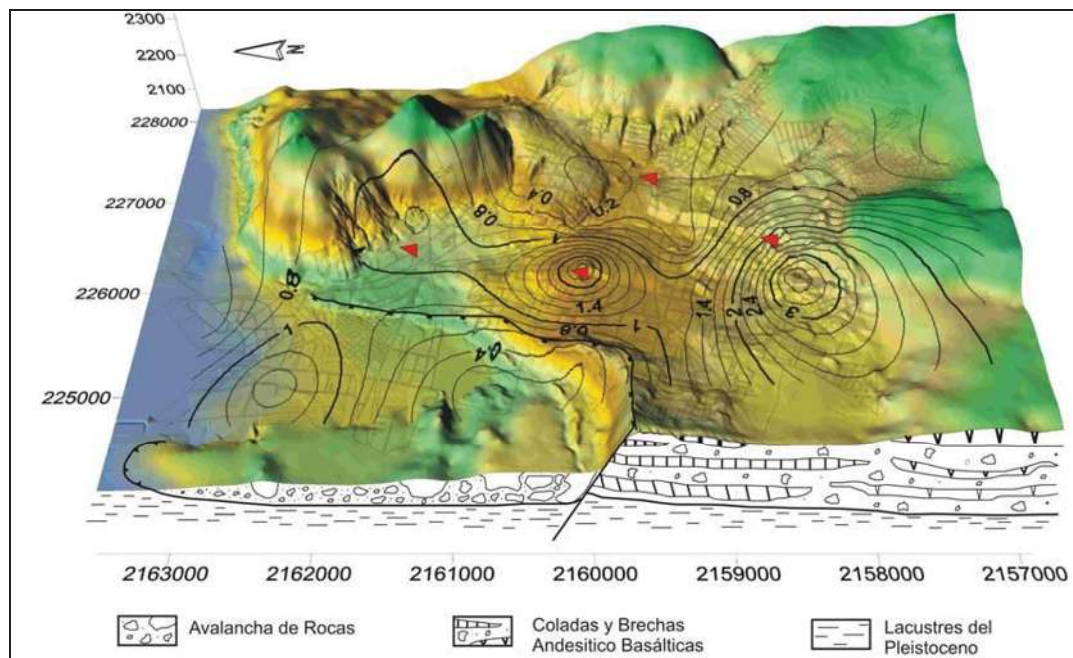


Figura 5.2.1.-Mapa en 3 D de la ciudad de Pátzcuaro, con isoperiodos y litología, los triángulos rojos indican los lugares de toma de muestras de suelo.

Se realizó otro estudio de periodos dominantes (en arreglos triangulares, con longitudes de los lados de 3.0, 7.5, 31.25, 125 y 500 metros) sobre material lacustre en las inmediaciones de Tzetzénguaro y Santa Ana Chapitiro en las coordenadas 19° 32' de latitud norte y 101° 39' de longitud oeste, obteniendo como promedio de la zona un periodo de 0.964 segundos, este estudio sirvió como comparación de los valores obtenidos en las inmediaciones del lago los cuales también son cercanos a un segundo (lo cual podría estar indicando que en las zonas cercanas al lago éste es el periodo dominante del terreno).

5.3.- Discusión por las características de los materiales

En esta parte del trabajo es conveniente mostrar de manera gráfica las propiedades físicas y mecánicas de los materiales muestreados junto con los periodos dominantes del terreno de estas zonas para determinar algunas de sus interacciones.

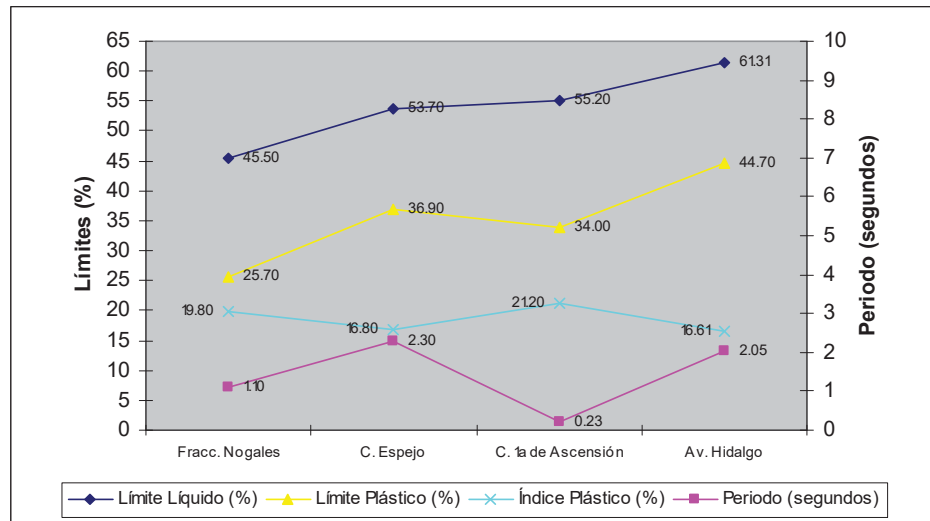


Figura 5.3.1.- Relación entre los periodos dominantes y los límites líquido y plástico.

En la figura 5.3.1. se observa una correspondencia entre el límite líquido y el límite plástico de los materiales. Sin embargo, se nota que donde los límites plásticos son mayores también se presentan los periodos más grandes (2.30 y 2.05 segundos), pero sin haber una clara correspondencia ya que el valor de 2.30 segundos del periodo dominante en la calle Espejo, que es el mayor, no corresponde al mayor límite plástico, aunque se conserva de manera aproximada la tendencia entre las líneas de límite líquido, límite plástico y periodos dominantes de los sitios muestreados.

En la figura 5.3.2. las líneas de contracción lineal del material y contracción volumétrica tienen un comportamiento opuesto ya que a mayor contracción lineal menor contracción volumétrica y viceversa, de otra manera se tiene una

correspondencia entre el periodo dominante del terreno y la contracción volumétrica del material (como se puede observar en la tendencia de las líneas y valores respectivos), sin embargo esta correspondencia no es directa, por que en donde se tiene el periodo mayor (calle Espejo) no corresponde a la contracción volumétrica mayor (Av. Hidalgo).

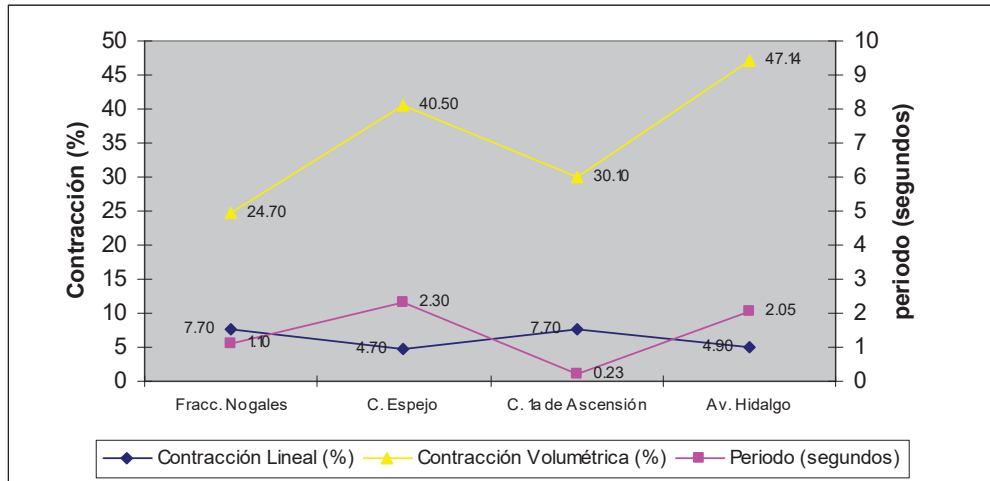


Figura 5.3.2.- Relación entre los periodos dominantes y las contracciones lineal y volumétrica.

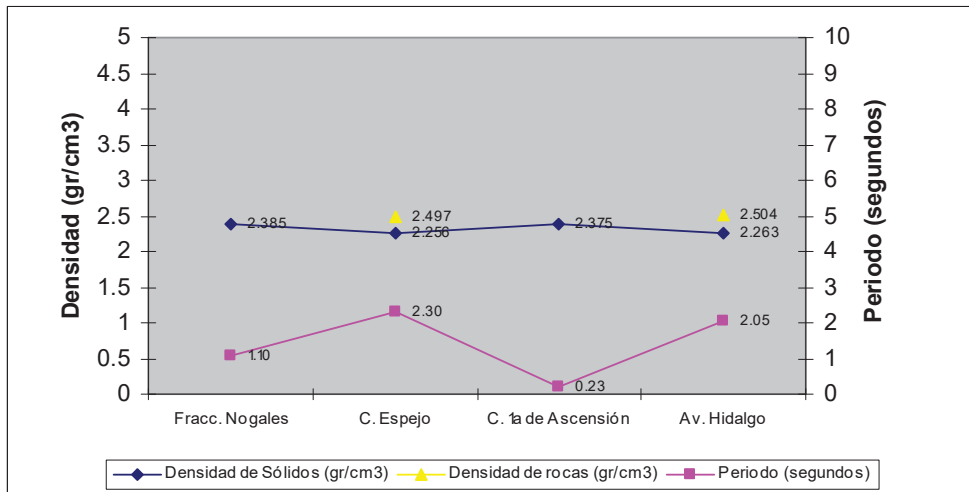


Figura 5.3.3.- Relación entre periodos dominantes y densidades de sólidos.

En la figura 5.3.3., se puede notar que las densidades de sólidos son muy similares entre los dos sitios donde se encontró roca y los otros dos donde se encontraron suelos y material de acumulación. Incluso las densidades de las rocas son muy parecidas. Se observan periodos altos en las zonas con rocas, lo que constituye un resultado inesperado, ya que en forma general los sustratos rocosos

presentan frecuencias altas y periodos dominantes menores a 0.5 segundos (Fundación ICA, 1988).

En la figura 5.3.4. de los periodos dominantes y esfuerzos se nota que donde el suelo presenta una menor resistencia a la compresión (0.78 y 0.75 kg/cm^2) se tienen los periodos dominantes más altos, no obstante, que en estas zonas se localiza material rocoso, sin influir la carga de preconsolidación sobre el material.

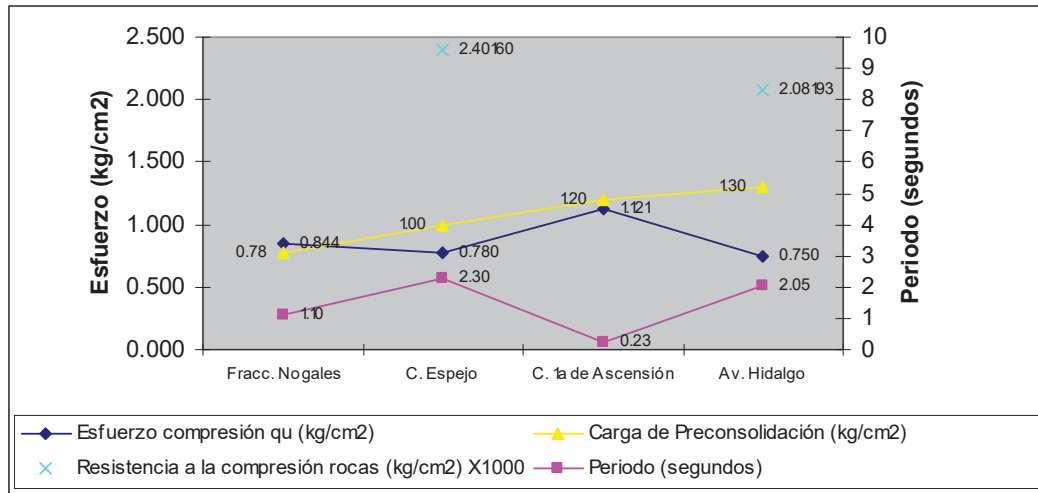


Figura 5.3.4.- Relación entre periodos dominantes y esfuerzos.

En la figura 5.3.5. no se observa una relación directa o proporcional entre la cohesión del material y los periodos dominantes del terreno.

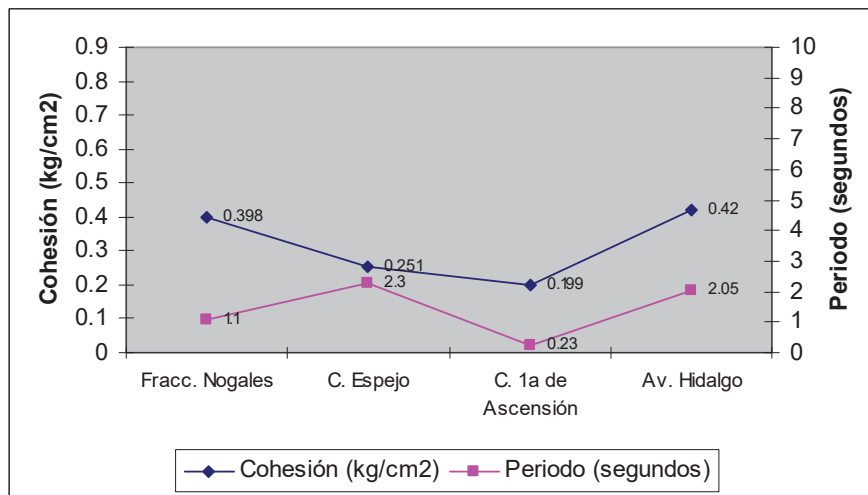


Figura 5.3.5.- Relación de periodos dominantes y la cohesión.

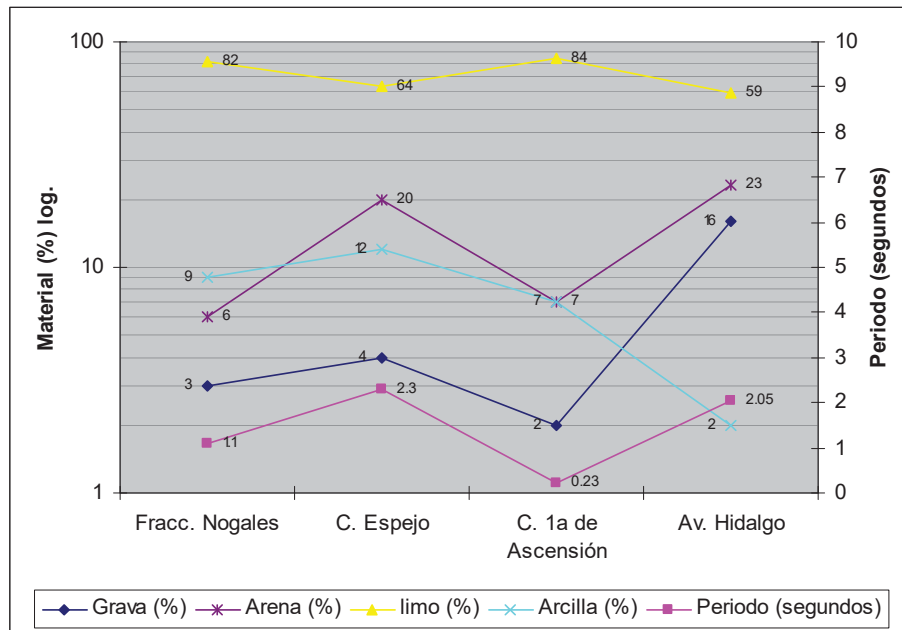


Figura 5.3.6.- Relación entre los periodos dominantes y los tamaños de las partículas del suelo.

En la figura 5.3.6. de la relación entre los periodos dominantes y el tamaño de las partículas no se observa ninguna correlación entre los contenidos de arcilla y el periodo del suelo. Sin embargo, se observa que, en donde se tienen los menores porcentajes de limo y los mayores de arena (con relación a las otras muestras), en cantidades aproximadas de 60% de limo y 20% de arena, se presentan los periodos más elevados (del orden de 2 segundos).

Todas las propiedades físicas de los materiales influyen en su comportamiento mecánico y dinámico, sin embargo en este caso se observa que las características que más influyen en el comportamiento dinámico de los suelos son: el límite plástico, la contracción volumétrica y la resistencia a la compresión.

5.4.- Discusión Efecto de sitio

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

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 están provocando efectos de sitio importantes (sismo de 1845 y 1858 en la región de Pátzcuaro, y 1985 en la Ciudad de México). En ambos casos se están desplantando las estructuras sobre un 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 colapsarse durante un evento sísmico con una magnitud mayor a 6 grados (Israde-Alcántara *et al.*, 2005).

El grado de daño que sufre una edificación por las ondas de un sismo depende en gran parte del tipo de terreno sobre el cual está construida. Otro caso importante donde es notorio el efecto de sitio, ocurrió en San Francisco, durante el terremoto de 1906, en el cual los edificios construidos sobre arenas, gravas y arcillas sufrieron doce veces más daño que las estructuras construidas sobre roca sólida en las cercanías (Leet y Judson, 2000).

Los valores de aceleración ocurridos durante los eventos históricos probablemente se repetirán en eventos futuros. Estas aceleraciones han sido altas para la región de Pátzcuaro, respecto a las propuestas por Sauter (1989) (figura 5.4.1.), 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), y según lo propuesto por 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), lo cual es evidencia del efecto de sitio ó de que se ha tratado de sismos cercanos a pocos kilómetros de la zona (aproximadamente 6 km) en los otros casos. En la tabla 5.4.1. 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 *in* (Ortiz-Hurtado, 2005); y 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), ver Israde-Alcántara *et al.*, 2005.

Sismo	Intensidad (IMM)	Magnitud	Aceleración (%g)
Avalancha del Estribo	IX	7.4	42
1758	VIII	6.0	27
1801	VIII	6.0	27
1837	VII	5.0	15
1845	VIII	6.0	27
1858	IX	6.4	35

Tabla 5.4.1.- Valores estimados de intensidades, magnitudes y aceleraciones, para los principales sismos históricos de la región de Pátzcuaro Michoacán.

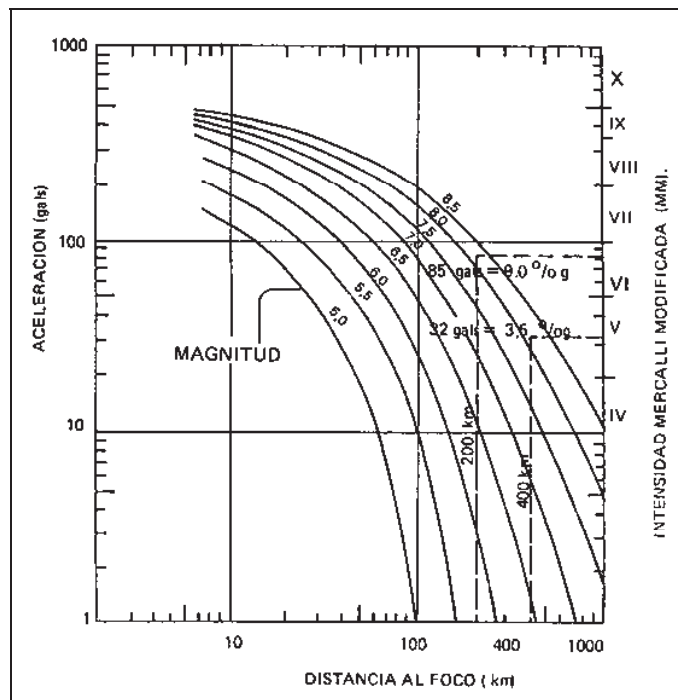


Figura 5.4.1.-Relación de atenuación de la intensidad del movimiento del terreno en función de la distancia epicentral y de la magnitud del evento sísmico.

Fuente: Fundamentos de Ingeniería Sísmica, Tomo I, Introducción a la sismología. Sauter F., Franz (1989).

5.5.- 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.

Se tienen respuestas de periodos dominantes bajos al oriente de la ciudad, de 0.2 a 0.6 segundos, que representan una zona de riesgo potencial, debido al tipo de construcciones existentes que pueden llegar a tener estos valores de periodo en su estructura. Tal es el caso de edificios históricos, como la Basílica, que tienen periodos fundamentales del orden de 0.4 segundos, llegándose a colapsar su torre en dos ocasiones tal vez debido a que llegaron a coincidir los periodos de vibración y se presentó el fenómeno de resonancia.

Al sur de la ciudad se observan periodos dominantes altos (hasta de 3.7 segundos) no obstante tener un basamento rocoso.

El límite plástico del material influye en el comportamiento dinámico, y existe cierta correlación entre los periodos y la contracción volumétrica. Se observa que la resistencia a la compresión también influye en el comportamiento dinámico, ya

que donde es menor se presentan mayores periodos dominantes. No existe una relación directa entre la cohesión y el periodo dominante. Se encontraron pocas cantidades de material con tamaño de arcilla y estos no influyen en el comportamiento dinámico del suelo, sin embargo, sí lo hacen de manera conjunta los limos y arenas cuando tienen una relación de 60% de limo y 20% de arena, lo que origina que se presenten periodos dominantes mayores (del orden de 2 segundos).

Debido a que las zonas con rocas, no conforman un macizo real, predomina el efecto dinámico de las propiedades del material de suelo que se encuentra entre éstas, lo que da lugar a periodos dominantes más altos que si fuera un macizo rocoso sólido. No se observó ninguna relación entre los periodos dominantes del terreno y la composición mineralógica.

En las zonas centro y sur de la ciudad existen suelos que contienen lavas (coladas y brechas). En ellos se miden periodos dominantes altos, debido a las características de los materiales y por la presencia del material lacustre subyacente, fenómeno que explica los periodos inesperadamente largos que se observan en algunos sitios de la Ciudad de Pátzcuaro.

El hecho de tener lavas sobre secuencias lacustres importantes y de acuerdo con este estudio, permite considerar que en escenarios similares siempre existirá una respuesta de sitio, que seguramente dañará las construcciones localizadas en un supuesto macizo rocoso firme.

5.6.- Propuestas

1. Diseño de una red de monitoreo sísmico a nivel estatal, para evaluar el efecto de los sismos en las principales ciudades del Estado, y conocer algunas de las características, como lo son la atenuación y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.
2. Elaboración de un Reglamento de Construcción local, considerando las características dinámicas de los suelos.
3. Mayor conocimiento del subsuelo, por medio de datos de perforaciones de pozos en la zona urbana.
4. Realización de estudios de mecánica de suelos en los terrenos destinados a construcciones nuevas.

“Mientras no aprendamos de las catástrofes de la historia, estamos condenados a repetirlas”.

Cinna Lomnitz (1994).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar-Bardales Zenón, Alva-Hurtado Jorge E., 1991. Microzonificación sísmica de la ciudad de Arequipa, Ponencia Presentada al VI Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, Perú, 15 pp.
- Aguirre-González J., Mijares-Arellano H., Briones-Ruiz E., Mares-Flores E., 2003. Aplicación del Método SPAC para Estudios Geotécnicos caso Texcoco. XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guanajuato-León, México, noviembre 2003.
- Alonso-G. José L., 1993. Microzonificación Sísmica de Áreas Urbanas ¿Qué es y para que sirve?, Asociación Venezolana de Ingeniería Estructural. Venezuela, 64 pp.
- Arreygue-Rocha E., 2003. Apuntes para la materia de Tópicos selectos de Geología. U.M.S.N.H. Departamento de Geología y Mineralogía del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas.
- Atlas Geográfico del Estado de Michoacán, 2003. Secretaría de Educación en el Estado de Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Editora y Distribuidora EDDISA S.A. de C.V., Segunda Edición 2003, 270 pp.
- Bard, P., 1998. Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikuda, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balquema, Rotterdam, The Netherlands, 1251-1279 pp.
- Bernal I. y Lermo J., 2005. Zonificación sísmica del estado de Tlaxcala, México. XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, artículo III-01, 8 pp.
- Bolt Bruce A., 2004. Earthquakes, 5th edition, W.H. Freeman and Company, New York, 378 pp.
- CENAPRED, (Centro Nacional de Prevención de Desastres), 1997. Sismos, Fascículo No. 2. CENAPRED, México, 25 pp.
- Climent A., Salgado D., Slob S. y Van Westen C. J., 2003. Capacity building for natural disaster reduction (CBNDR), Regional action program for Central America (RAPCA), caso de Estudio: Amenaza Sísmica y Vulnerabilidad Física en la ciudad de Cañas, Guanacaste, Costa Rica, 27 pp.

-
- Deere D. U., Miller R. P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock, Technical report No. AFNL-TR-65-116, Air Force Weapons Laboratory, New Mexico.
 - Espíndola-Castro J. M., Jiménez-Jiménez Z., 2001, Terremotos y Ondas Sísmicas, una breve introducción. Cuaderno No.1, Cuadernos del Instituto de Geofísica. Instituto de Geofísica, UNAM. México, 50 pp.
 - Fundación ICA A. C., 1988. Experiencias derivadas de los sismos de septiembre de 1985, 124 pp.
 - Flores-Estrella, H., Aguirre-González J., 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City, Geofísica Internacional, Vol. 42, num. 2, 227-236 pp.
 - García-Acosta V., Suárez-Reynoso G., 1996. Los Sismos en la Historia de México, Tomo I, Fondo de Cultura Económica, UNAM. 718 pp.
 - Garduño-Monroy V. H., Cuevas-Muñiz A. y Escamilla-Torres R. J., 1998. Descripción Histórica de la Sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán, UMSNH, UC, México, 172 pp.
 - Garduño-Monroy V. H., Israde-Alcántara I. y Arreygue-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. Fondo Mexicano para la Conservación de la Naturaleza, A.C. y Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, Delegación Michoacán, 25-62 pp.
 - González-Raynal Bertha E. y Pérez-Lara Luis D., 2000. Utilización de los mapas de microzonificación sísmica en el planeamiento urbano y la reducción del riesgo sísmico, Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Departamento de Sismología de Ciudad de la Habana. 12 pp.
 - González-Bertha E., Serrano Manuel, Pérez Luis D. y Pacheco S. Elier, 2002. Zonificación sísmica detallada del municipio de Mariel y microzonificación sísmica del núcleo urbano, 15 pp.
 - INEGI., Censos de los años, 1950, 1960, 1970, 1980, 1990 y 2000.
 - Instituto de Geofísica, 1985. El Sismo del 19 de Septiembre de 1985, Informe y Evaluación preliminar Elaborado por el Instituto de Geofísica con la colaboración del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

-
- 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, Michoacan, Mexico. Elsevier Ltd and INQUA. Quaternary International 135 (2005) 35-46 pp.
 - Leet L. Don, Judson Sheldon, 2000. Fundamentos de Geología Física, Limusa Noriega Editores, Decimonovena Reimpresión, México, 321-352 pp.
 - Lermo-Samaniego J., Garduño-Monroy V. H., Arreygue-Rocha E., Israde-Alcántara I. y Rodríguez-Torres G., 1999. Microzonificación sísmica preliminar de la ciudad de Morelia, Michoacán, México, Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 137-145 pp.
 - Martínez-Catalán J. R., Gutiérrez-Alonso G., 2002. Apuntes del curso Geología Estructural y Dinámica Global. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. España. 429 pp.
 - Nakamura Y., 1989. A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface, QR of R.T.R., Vol 30, No. 1, 25-33 pp.
 - Nava A., 1998. Terremotos, Fondo de Cultura Económica, México, 158 pp.
 - 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, Tesis para obtener el grado de Maestro en Metalurgia y Ciencias de los Materiales, UMSNH, Morelia, México, 127 pp.
 - Ostroumov, F. M. 1999. Técnicas analíticas en la investigación de minerales. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía, 169 pp.
 - Pardo Mario, 2003. Seminario Sismología para Ingenieros Achisina, Conceptos Básicos de Sismología, departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 18 pp..
 - Pérez-Rocha E., Vieitez-Utesa L., Flores-Cruz F. y Zárate-Vázquez M., 1996. Predicción de Intensidades Sísmicas para el Área Metropolitana del Valle de México, Cuaderno No. 13, Cuadernos FICA, México, 54 pp..
 - Reglamento de Construcciones del Estado de Michoacán, 1999. Colegio de Ingenieros Civiles de Michoacán, A.C., Quinta edición, 296-396 pp.

-
- Reinoso E., 2000. Estudios para la Microzonificación. Memorias del VI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica y II Reunión sobre la Enseñanza de la Ingeniería Sísmica en México. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A. C.
 - Sánchez-Garcilazo Verónica, 2000. Estudio de la Macrosismicidad del Estado de Michoacán, Tesis para obtener el título de Ingeniero Civil, UMSNH, Morelia, México, 133 pp.
 - Sauter F. F., 1989. Fundamentos de Ingeniería Sísmica, Tomo I, Introducción a la Sismología. Editorial Tecnológica de Costa Rica. 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, Vol.86, No. 6, 1655-1666 pp.
 - Suter M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O. y Carrillo-Martínez M., 2001, Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt, Geological Society of America Bulletin, June 2001, v. 113, no. 6, 11 pp.
 - Torres-Morales G. F., 1995. Importancia de la Microzonificación sísmica de las principales ciudades del Estado de Veracruz. (Xalapa, Veracruz). Instituto de Ingeniería, Universidad Veracruzana, 9 pp.
 - Vázquez-Rosas R., 2002. Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan, Mich., Tesis para obtener el título de Ingeniero Civil, UMSNH, Morelia, México, 119 pp.
 - Vázquez-Rosas R., Aguirre-González J., Mijares H., Garguño-Monroy V. H. y Arreygue-Rocha E., 2003. Propuesta de microzonificación sísmica para la ciudad de Uruapan, XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, artículo II-08, 16pp.
 - Vázquez-Rosas R., Aguirre-González J., Mijares A. H., Garguño-Monroy V. H. y Arreygue-Rocha E., 2005. Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán, XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, artículo III-2, 10 pp.

ANEXOS

A.I.-Tectonismo

A.I.1.-Estructura interna de la Tierra

La mayoría de los conocimientos que se tienen en la actualidad sobre la estructura interna de la Tierra, así como de las propiedades físicas de las diferentes capas que la componen, se basan en medidas indirectas que provienen de la Geofísica, y especialmente de los datos suministrados por la propagación de las ondas sísmicas. Estos datos comienzan a registrarse de manera instrumental desde principios del siglo pasado, gracias a que varios países alrededor del mundo instalan estaciones sismológicas (en México se crea el Servicio Sismológico Nacional en 1910).

Con los conocimientos científicos actuales se puede decir que el diámetro de la Tierra es de 12 740 Km, y está constituida por tres capas concéntricas principales que son el núcleo, el manto y la corteza.

El núcleo tiene un radio medio de 3 474 km y está dividido esencialmente en dos capas gruesas separadas por una zona de transición. El núcleo interno, sólido y muy denso, con un peso específico de alrededor de 15.0, tiene un radio de unos 1237 km, y el núcleo externo, que se encuentra en estado líquido (metales fundidos de hierro y níquel), con un espesor de 2 237 km. Se ha sugerido que el núcleo puede estar compuesto principalmente de hierro, mezclado con níquel y algo de cobalto, en las mismas proporciones que existen en los meteoritos metálicos.

El manto es una masa sólida de rocas de composición variable que tiene un espesor de entre 2 861 y 2 891 km aproximadamente, según se trate de manto subcontinental o suboceánico. El manto se acerca aproximadamente a 40 km de la superficie terrestre y la parte del manto superior, comprendida entre los 100 y 250 km de profundidad, es conocida como la astenosfera, que se caracteriza por una baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas, y se supone que es una capa débil, parcialmente fundida y se considera un medio visco-elástico capaz de deformarse y fluir plásticamente, se considera que una distribución atómica desordenada permitiría fluir al material del manto más fácilmente que si fuera cristalino.

La corteza también sólida y rígida, es muy delgada en relación con el radio de la Tierra, tiene un espesor de entre 35 km en los continentes y 7 km en los océanos como media, aunque en los primeros puede llegar a 56 km y en los océanos puede no superar los 4 km. En las cuencas oceánicas la corteza está constituida por rocas de composición basáltica (SiMa), siendo más densa y pesada, pero más delgada como ya se mencionó anteriormente. La corteza en los continentes es más ligera que la del fondo oceánico, constituida principalmente por rocas de composición granítica (SiAl) en parte sobre un basamento de basalto (Figura I.1.1.).

La división existente entre el manto y la corteza es una superficie donde existe un cambio en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, y es llamada discontinuidad de Mohorovicic, actualmente conocida simplemente como el Moho, localizada en promedio a una profundidad de 35 km siendo esta una zona de transición entre las rocas más densas, no cristalizadas del manto superior y las rocas cristalinas de la corteza.

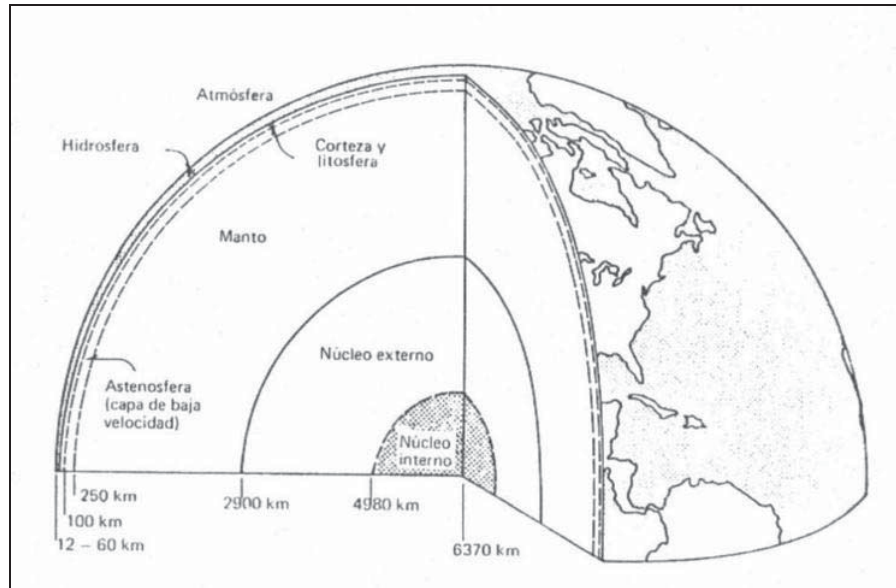


Figura I.1.1.- Estructura Interna de la Tierra (Tomada de Sauter, 1989).

I.2.-Tectónica de placas

La teoría de la deriva de los continentes se basó, al principio, en el encaje que se observaba entre las líneas de costa a ambos lados del Atlántico. El principal impulsor de la teoría de que los continentes se han movido unos con respecto a otros a lo largo de la historia de la Tierra fue el meteorólogo alemán Alfred Wegener, quien argumentaba que los continentes habían estado juntos en el pasado y en 1922 publicó su libro "El origen de los continentes y océanos". Wegener argumentó que los continentes deben de estar flotando en una especie de líquido. Como de hecho se producen reajustes isostáticos, el manto o parte de él debe de estar en un estado que le permite fluir y, entonces, los continentes, que flotan sobre él, podrían moverse libremente. Wegener mencionaba la posibilidad de que existiera el canal de baja velocidad y de la existencia de corrientes de convección de origen térmico en el manto líquido.

Geológicamente argumentó la existencia de una correlación de estructuras geológicas a ambos lados del Atlántico. Los argumentos paleontológicos se basan en la existencia de asociaciones de floras y faunas fósiles similares, en áreas continentales que hoy están muy alejadas entre sí y aisladas por anchos mares, subsecuentemente, los continentes habrían formado una sola masa continental, denominada Pangea, que significa “toda la Tierra”, a partir de la cual se habrían dispersado (Martínez y Gutiérrez, 2002).

Mediante el registro instrumental de las ondas sísmicas, se determinó de manera precisa la localización de los focos sísmicos, dibujándose su distribución geográfica y zonas de actividad sísmica en el mundo. Al hacer esto se observa que la actividad se concentra a lo largo de franjas que limitan grandes extensiones oceánicas y continentales exentas o con actividad sísmica muy baja (Figura I.2.1). Se puede observar en este mapa que la distribución de los focos sísmicos marcan una división de la superficie terrestre en una serie de áreas, reforzando la teoría de la tectónica de placas.

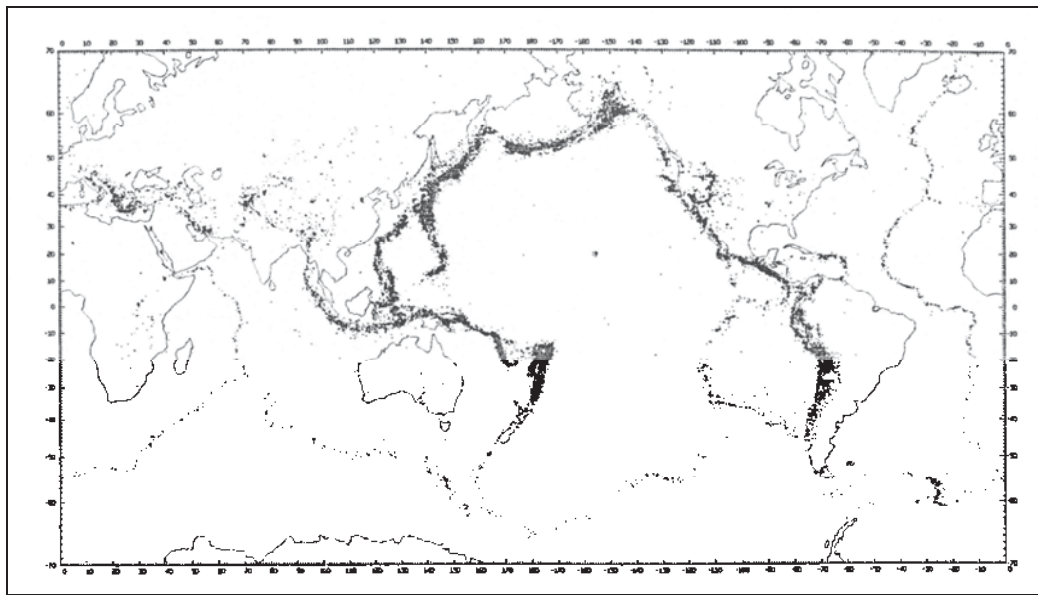


Figura I.2.1.- Distribución mundial de sismos. (Tomada de Sauter, 1989)

Una de las franjas más importantes rodea al Océano Pacífico. Esta extensa franja que cubre desde Patagonia y Chile en el sur del Continente Americano, continúa por Centro América, México, Canadá, Alaska y se extiende por las Islas Aleutianas, Península de Kamchanka, pasa por Japón, Filipinas y hasta Nueva Zelanda por el sur, es una de las zonas con mayor actividad sísmica y volcánica del planeta, por lo que es conocida como Cinturón de Fuego del Pacífico.

El movimiento de las placas, su creación y destrucción o el deslizamiento de unas junto a otras, configuran lo que se denomina la Tectónica de Placas. La deriva de

los continentes se explica a base de dos mecanismos combinados: se crea corteza oceánica en las dorsales y se consume en las fosas o zonas de subducción. De hecho, lo que se crea y se destruye no es sólo la corteza, sino toda la litosfera oceánica. Este movimiento relativo de las placas es la causa principal de la formación de montañas, valles y cadenas volcánicas (Martínez y Gutiérrez, 2002; Nava, 1998).

Lo que se mueve no son sólo los continentes, sino también la litosfera oceánica, que es solidaria con la continental y que conjuntamente constituyen lo que se denomina una placa. Las placas son fragmentos de litosfera terrestre, cuya forma es la de un cascarón esférico de forma irregular, que se mueven sobre la astenosfera.

En la actualidad hay 6 grandes placas (Figura I.2.2) y varias placas menores; sus límites coinciden con las zonas de mayor actividad sísmica del planeta (Figura I.2.1). La mayor parte de las placas incluyen litosfera continental y litosfera oceánica. Así, la placa americana incluye toda América y la mitad occidental del Atlántico (Martínez y Gutiérrez, 2002).

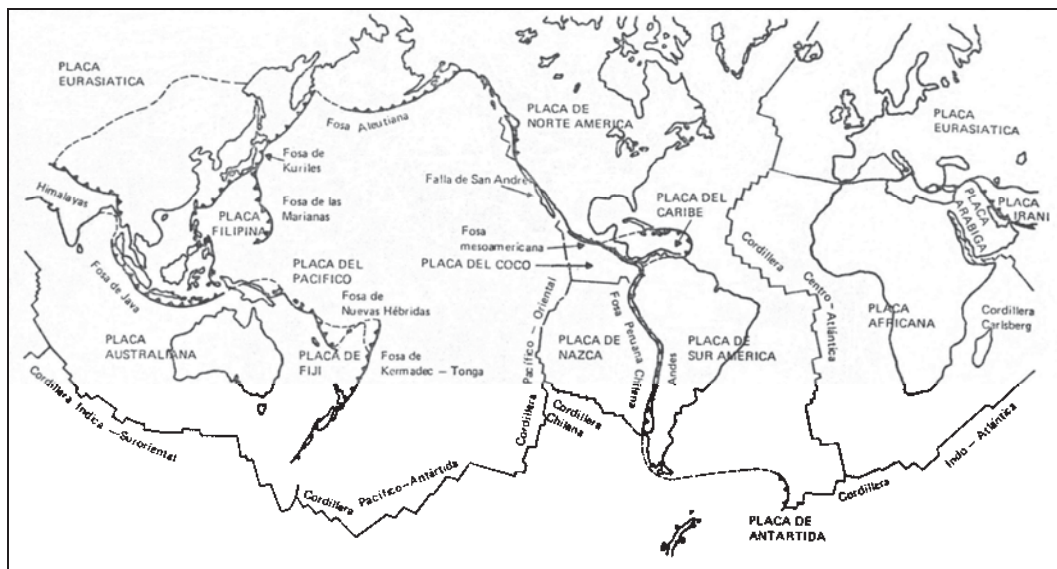


Figura I.2.2.- Placas tectónicas (tomada de Sauter, 1989).

I.3.- Actividad sísmica en los límites de las placas

El movimiento relativo de las placas litosféricas va deformando y conformando la corteza terrestre; también se ha visto que los focos de los sismos se concentran en estrechas franjas a lo largo de los límites entre placas (Figura I.2.1). La corteza terrestre está dividida en 17 placas principales que conforman la totalidad de la

superficie del planeta Tierra (Figura 1.2.2). Las placas litosféricas mayores son: Eurasia, África, América, Indo-Australiana, Pacífico y Antártica. Otras placas menores son: Nazca, Cocos, Caribe, Árabiga, Iraní y Filipina (Sauter, 1989).

En algunos casos los límites de las placas son zonas de contacto bien definidas e identificables en la superficie, como en el borde entre las placas de Pacífico y Norte América (falla de San Andrés); en otros casos, los bordes de las placas no están claramente definidos y se extienden sobre un ancho de cientos de kilómetros.

Mientras tanto, otras zonas permanecen ocultas al ojo humano, como la presencia de las zonas de subducción bajo las fosas marinas que solo se pueden establecer mediante batimetría y la distribución en profundidad de los focos sísmicos.

Así, la principal actividad sísmica a nivel mundial se sitúa en las zonas de deformación tectónica, o sea, en los límites entre los bloques de la corteza terrestre. Las placas litosféricas tienen tres tipos de límite o frontera:

Borde divergente; corresponde a las dorsales, o zonas de expansión, generalmente del suelo oceánico, donde se crea nueva corteza a lo largo de un rift o depresión central como en el caso de las cordilleras centro-oceánicas.

Borde convergente:

- a) Las zonas de subducción de una placa oceánica bajo otra placa, sea ésta continental u oceánica, en las cuales se consume y destruye nuevamente el material de la corteza.
- b) Las zonas de colisión frontal entre placas continentales.

Borde transcurrente; corresponde a las fallas de transformación en las cuales el desplazamiento relativo es lateral, paralelo al límite común entre placas adyacentes; en ellas no se crea ni se destruye material cortical. Por ejemplo la falla de San Andrés, que afecta a México en la Península y Golfo de California.

En el primer tipo de frontera la actividad sísmica es menor, debido a que cerca del rift la corteza es delgada y en la cresta el material cortical está caliente y débil, no permitiendo la acumulación de grandes cantidades de energía. La actividad sísmica es mayor en las zonas de subducción, aquí ocurren los sismos de mayor magnitud, debido a que en estas zonas la litosfera tiene mayor espesor, es rígida, más fría, y el área potencial de ruptura que puede sufrir un desplazamiento relativo es mayor. Las fallas de transformación tienen una actividad sísmica intermedia entre las dos anteriores; la profundidad de los focos es superficial y está limitada a la parte rígida de la corteza. No obstante, la longitud de fallamiento o de ruptura entre dos placas adyacentes puede ser muy grande, en el orden de centenares de kilómetros y el desplazamiento en el orden de centímetros o metros (Sauter, 1989).

La expansión del fondo oceánico explicaba por primera vez de una forma comprensible la deriva continental: la corteza oceánica se crea de forma continua entre los continentes, por lo que estos se van separando poco a poco. Si se crea corteza oceánica de forma continua, la corteza debe ser destruida en algún sitio para mantener el perímetro constante. Los geofísicos Wadati y Benioff habían descubierto a mediados del siglo pasado que los focos de los terremotos producidos en las profundas fosas oceánicas que bordean el Pacífico se distribuían en profundidad en una banda cuyo buzamiento era de unos 45° y que alcanzaba una profundidad de hasta 700 km. Las zonas donde la corteza se destruía introduciéndose en el manto se denominan zonas de Benioff o de Wadati-Benioff (Figura I.3.1) (Martínez y Gutiérrez, 2002).

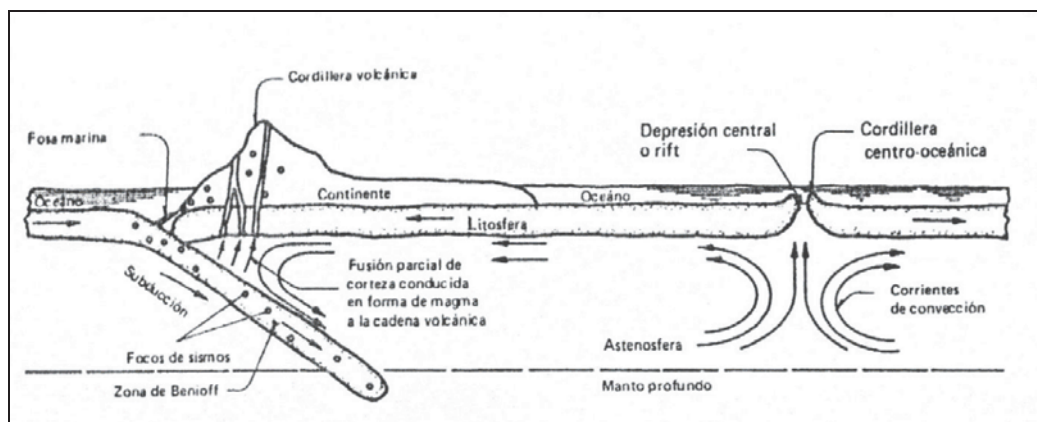


Figura I.3.1.- Zona de Subducción y Zona de Benniof. (Tomada de Sauter, 1989)

I.4.-Fuentes generadoras de sismos

El desplazamiento de las placas litosféricas alcanza velocidades de varios centímetros por año, y el movimiento relativo entre las mismas puede ser de expansión o separación, de sumersión o subducción, puede conducir a la colisión frontal, o ser simplemente un desplazamiento lateral paralelo a la falla que separa las placas.

Durante este proceso se generan fuerzas de fricción que mantienen entrabadas dos placas adyacentes, produciendo grandes esfuerzos en el material rígido de la corteza con la consiguiente acumulación de considerables cantidades de energía elástica de deformación. Cuando los esfuerzos sobrepasan la resistencia de la roca, o cuando se vencen las fuerzas de fricción, se produce la ruptura violenta y la liberación repentina de la energía acumulada en el material de la corteza (Teoría del Rebote Elástico, propuesta por H. F. Reid). Esta energía es irradiada desde el foco o fuente sísmica en forma de ondas que se propagan en todas direcciones a través del medio sólido de la Tierra; estas vibraciones las percibimos en la superficie como sismos (Sauter, 1989).

La mayoría de los procesos geológicos a gran escala (vulcanismo, plutonismo y orogénesis), así como las grandes formaciones geológicas (las cadenas de montañas, las profundas fosas o trincheras marinas y las cordilleras centro oceánicas) se sitúan cerca de los límites entre placas litosféricas. Es en estas zonas de deformación tectónica de la corteza donde se generan los principales sismos, llamados sismos interplaca.

Hay eventos sísmicos, cuyos focos se localizan dentro de regiones continentales, lejos de los límites conocidos entre placas, que son el resultado de la deformación continental por el choque de las placas o que ocurren en antiguas suturas y bordes de placas, estos eventos se denominan sismos intraplaca.

Muchos sismos se originan en fallas geológicas producto del tectonismo local, sin embargo las fallas locales también están asociadas indirectamente al movimiento relativo entre placas litosféricas, pues los procesos tectónicos que las originan están relacionados con la interacción entre placas. A estos eventos también se les denomina sismos intraplaca.

Las rocas de la corteza terrestre se deforman, se pliegan y se fracturan debido a las fuerzas generadas por el desplazamiento de las placas, fuerzas que someten los estratos rocosos a grandes esfuerzos de tensión y compresión. Las dislocaciones producidas por los procesos y fuerzas tectónicas son la causa principal de los sismos y de las principales estructuras geológicas.

Actualmente se considera que con excepción de algunos sismos menores de origen volcánico y de sismos debidos al colapso de cavernas o producidos por el hombre (como en grandes explosiones) todos los temblores y terremotos son la consecuencia de la fractura violenta en el material de la litosfera. En otras palabras son el resultado de un proceso gradual de deformación elástica y de acumulación de esfuerzos hasta superar la resistencia del material, instante en que se inicia la relajación súbita de los esfuerzos en una extensa zona de ruptura de roca (Sauter, 1989).

El plano de las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos lentos, acompañados de dislocaciones súbitas de la roca se llama falla.

Existen tres tipos característicos de fallas; normal, inversa y transcurrente (Figura I.4.1).

1. Falla Normal. En este tipo de falla los bloques se encuentran sometidos a esfuerzos de tensión.
2. Falla Inversa. En este tipo de falla los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla, y el bloque superior es forzado a deslizarse hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior.

-
3. **Falla Transcurrente.** Es un tipo de falla en la que se producen desplazamientos horizontales y los bloques se desplazan lateralmente en sentidos opuestos (Sauter, 1989).

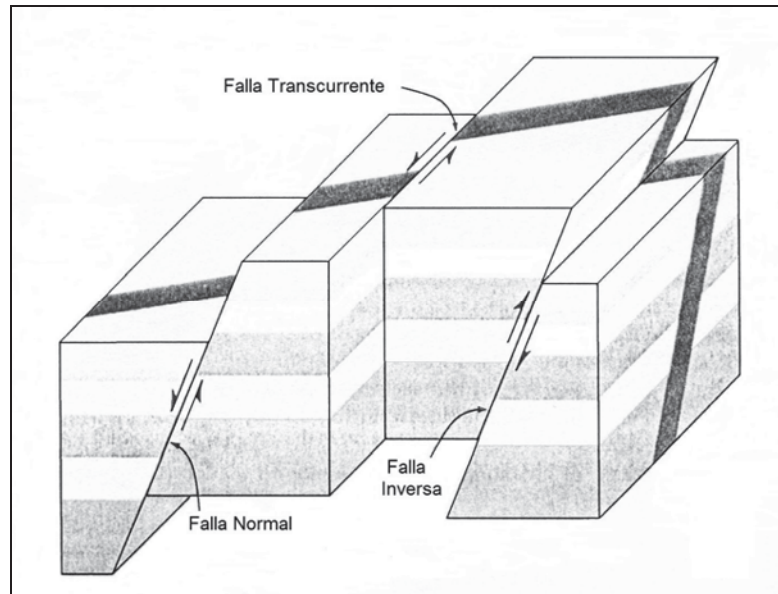


Figura I.4.1.- Los tres tipos de fallas (Adaptado de Bolt, 2004).

I.5.-Tipos de sismos

Los sismos se pueden clasificar, con base en su origen, en Sismos Naturales y Sismos Artificiales, siendo naturales los tectónicos, volcánicos y de colapso; y artificiales los producidos por el hombre; los sismos de origen natural son los que en general liberan una mayor cantidad de energía y los efectos en la superficie son mayores.

Sismos Naturales

1. **Sismos Tectónicos.** Son producidos por la interacción de las placas tectónicas. Hay dos clases de estos: los sismos interplaca, ocasionados por la interacción en las zonas de contacto entre las placas, y los sismos intraplaca que se presentan lejos de los límites de placa conocidos y generalmente son de menor magnitud (CENAPRED, 1997).
2. **Sismos Volcánicos.** Este tipo de sismos acompañan a las erupciones volcánicas y son ocasionados principalmente por el fracturamiento de rocas debido al movimiento del magma.

-
3. Sismos de Colapso. Son los producidos por el derrumbamiento del techo de cavernas y minas. Generalmente, este tipo de sismos ocurre cerca de la superficie y se llegan a sentir en un área reducida.

Los sismos tectónicos ocurren con mayor frecuencia y son de magnitud muy superior, comparados con los sismos de origen volcánico o los producidos por el hundimiento de cavernas y colapso de minas.

Sismos Artificiales

Son los sismos producidos por el hombre, por medio de explosiones convencionales (de productos químicos) o nucleares, con fines de exploración, investigación, o explotación de bancos de materiales para la industria (por ejemplo, extracción de minerales). Las explosiones nucleares en ocasiones son lo suficientemente grandes para ser detectadas por instrumentos en diversas partes del planeta, pero llegan a sentirse sólo en sitios cercanos al lugar de las pruebas (CENAPRED, 1997).

Clasificación de los sismos (Pardo, 2003)

Pardo en el 2003, clasifica los sismos en relación a los esfuerzos que los originan, la distancia epicentral y la profundidad local.

(1) Relativo a los esfuerzos acumulados que lo originan, se clasifican en:

- a) *Sismos Tectónicos*: Asociados a ruptura o fallamiento de materiales en la Tierra debido esfuerzos tectónicos.
- b) *Sismos Volcánicos*: Asociados a expansión o colapso de grietas generadas por movimiento de magma.
- c) *Sismos Inducidos*: Asociados a esfuerzos generados artificialmente por interacción humana (Presas, Explosiones, Explotación Minera, Inyección y/o Extracción de fluidos, etc).

(2) Relativo a la distancia epicentral (D), se clasifican en:

- (a) *Sismo Local o Cercano*: Sismo registrado a distancias $D < 400$ km, para lo cual la Tierra puede ser considerada aproximadamente como plana.
- (b) *Sismo Regional*: Sismo registrado a distancias $400 < D < 1000$ km.
- (c) *Sismo Distante o Telesismo*: Sismo registrado a distancia $D > 1000$ km

(3) Relativo a la profundidad Focal (h), se clasifica en:

- (a) *Sismo Superficial*: Con profundidad de foco $0 < h < 60$ km.
- (b) *Sismo Intermedio*: Con profundidad de foco $60 < h < 300$ km.
- (c) *Sismo profundo*: Con profundidad de foco $300 < h < 700$ km.

I.6.-Elementos de los sismos y ondas sísmicas

Sismo.- Evento físico causado por la liberación repentina de energía debido a una dislocación o desplazamiento en la corteza terrestre; parte de la energía es irradiada en todas direcciones en forma de ondas elásticas u ondas sísmicas, percibido en la superficie como una vibración del terreno, denominado temblor cuando no causa daños, y terremoto cuando es un evento violento y destructivo, causando daños severos o víctimas (Sauter, 1989).

Maremoto o Tsunami.- Es el término que se les da a las grandes olas marinas generadas por eventos sísmicos o volcánicos producidos en el fondo marino, que originan perturbaciones en la masa de agua que se traducen en olas que pueden alcanzar gran altura y provocar grandes daños, causando destrucción en las regiones costeras. En las zonas sísmicas de América se conocen extensas áreas que ya han sido afectadas en tiempos históricos por este tipo de fenómenos.

Foco o hipocentro.- Es el punto de la falla donde se origina la ruptura del material, a través de una zona extensa y compleja, en el que se genera el primer pulso de las ondas longitudinales P registrado en las estaciones sismológicas. Se define mediante las coordenadas de longitud, latitud y la profundidad focal (Figura I.6.1).

Epicentro.- Es la proyección puntual sobre la superficie terrestre del foco o hipocentro del sismo (Figura I.6.1).

Ondas sísmicas.- Ondas elásticas generadas por un sismo que se propagan a partir del foco en todas direcciones. Son la vibración de la roca o partículas del terreno causadas por un sismo. Existiendo ondas de cuerpo y ondas superficiales.

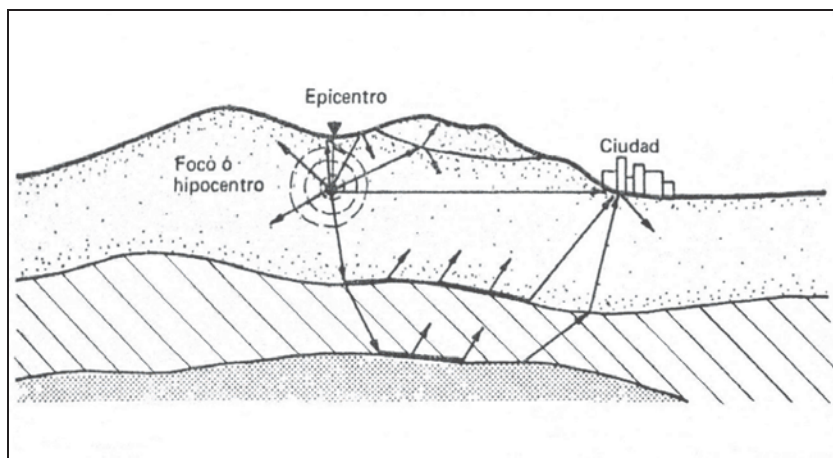


Figura I.6.1.- Representación del Foco y Epicentro en la superficie (Tomada de Sauter,1989)

La roca de la corteza terrestre tiene propiedades físicas que hacen que ésta se deforme y vibre elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella. Cuando la roca se fractura debido a la deformación de la corteza, se libera la energía acumulada en el material que es disipada principalmente en forma de calor; otra parte es irradiada en forma de ondas sísmicas, la energía liberada en la fuente sísmica es irradiada en todas direcciones. Las propiedades físicas de los materiales determinan las características de las ondas sísmicas; así, cuando las ondas pasan a un medio de distinta densidad se modifica la velocidad de propagación y su trayectoria es desviada. Existen dos tipos principales de ondas sísmicas, las ondas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra, denominadas ondas internas o de cuerpo y las ondas de superficie que se propagan por la superficie terrestre (Sauter, 1989).

Las ondas internas o de cuerpo son las ondas primarias y ondas secundarias:

1. Ondas primarias u ondas P. Estas hacen vibrar las partículas en el sentido de propagación de las ondas; su movimiento es similar al de las ondas sonoras, comprimiendo y dilatando alternativamente el medio sólido y líquido a través del cual viajan; a las ondas P se les denomina también ondas longitudinales o de compresión. Por su similitud con las ondas sonoras, cuando las ondas P emergen a la superficie desde el interior de la Tierra, una fracción pequeña puede ser transmitida a la atmósfera en forma de sonido, que se percibe como un sonido grave y profundo si su frecuencia coincide con el ámbito audible.
2. Ondas secundarias u ondas S. Hacen vibrar a las partículas en sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas, produciendo esfuerzos de corte en el medio sólido en que se propagan; a las ondas S se les denomina también ondas transversales o de cizalla. Estas ondas no se propagan a través de medios líquidos y se transmiten a una velocidad menor que las ondas P (Figura I.6.2) (Sauter, 1989).

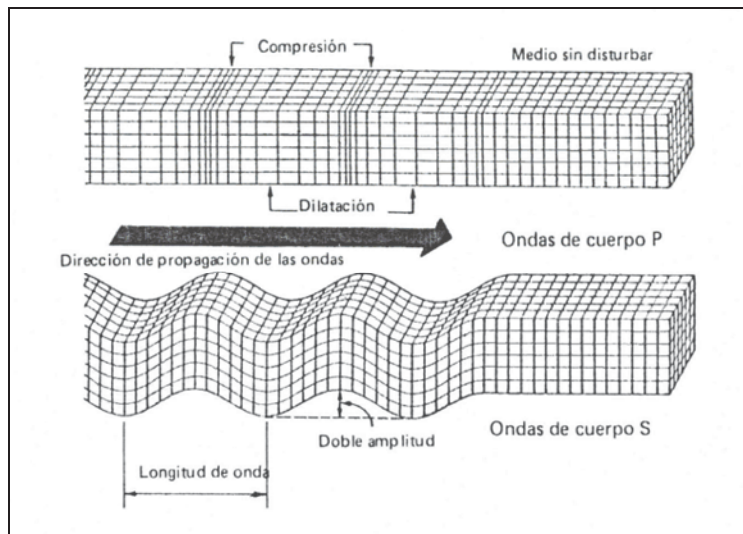


Figura I.6.2.- Ondas de Cuerpo P y S.

El otro tipo de ondas son las ondas de superficie, estas se propagan por la superficie terrestre y están restringidas a la parte superior de la corteza a una profundidad de unos 30 km, y se dividen en dos tipos:

3. Ondas Love u ondas L, su movimiento es similar al de las ondas S, haciendo vibrar las partículas horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical.
4. Ondas Rayleigh u ondas R, su movimiento es similar al de las ondas en la superficie del agua, haciendo vibrar a las partículas sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente (Figura I.6.3) (Sauter, 1989).

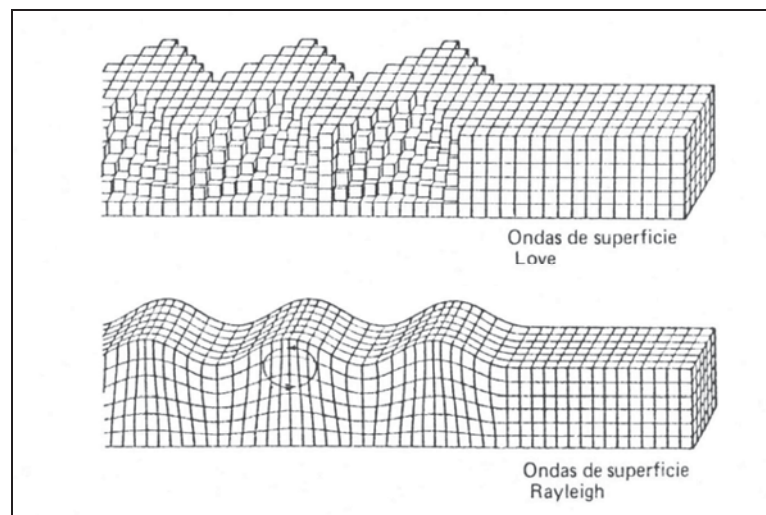


Figura I.6.3.- Ondas de Superficie L y R.

Las ondas P se transmiten a mayor velocidad que las ondas S, así las primeras ondas que se perciben en la superficie son las ondas primarias P. Cerca de la fuente las ondas P tienen una componente vertical mayor. Pocos segundos después arriban las ondas secundarias S, que hacen vibrar la superficie horizontalmente. Las ondas S tienen mayor amplitud, contenido de energía y son las que causan mayor daño a las edificaciones (Sauter, 1989).

Las ondas de cuerpo viajan más rápido que las ondas de superficie:

$$V_{R,L} < V_S < V_P$$

Donde V_P , V_S y $V_{R,L}$ son las velocidades de las ondas P, S, de Rayleigh y Love respectivamente. Entre estas dos últimas no puede establecerse un orden de

velocidades porque esta depende de muchos factores y no siempre viajan con la misma velocidad (Espíndola y Jiménez, 2001).

Las velocidades de las diferentes ondas depende de las características del medio; por ejemplo, en rocas ígneas la velocidad de las ondas P es del orden de 6 km/seg, mientras que de las ondas S sería del orden de 3 km/seg. Con lo que por ejemplo, las ondas P de un evento sísmico originado en la costa de Acapulco serían percibidas en la Ciudad de México, en alrededor de un minuto. (Espíndola y Jiménez, 2001; Sauter, 1989).

I.7.-Intensidad y magnitud sísmica

La magnitud y la intensidad sísmica son los dos parámetros importantes para designar el tamaño y la fuerza de un sismo.

La **Magnitud** es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño del evento, relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. La magnitud es una constante única que se asigna a un sismo dado y es independiente del sitio de observación (Sauter, 1989).

La **Intensidad** es una medida de la fuerza del movimiento del terreno, del grado en que la vibración es registrada y sentida en una determinada localidad, y de los efectos y daños causados por el sismo. La intensidad es una variable que depende del sitio de observación; generalmente es mayor en el área epicentral y disminuye en función de la distancia a la fuente sísmica (Sauter, 1989).

Escalas de Magnitud e Intensidad

Las escalas de magnitud e intensidad se utilizan para medir los sismos. La escala de magnitud está relacionada con la energía liberada como ondas sísmicas; la intensidad, con los daños producidos por el sismo. Ambas escalas son necesarias puesto que miden aspectos diferentes de la ocurrencia de un sismo. Así, la escala de magnitud está relacionada con el proceso físico mismo, mientras que la intensidad lo está con el impacto del evento en la población, las construcciones y la naturaleza (Espíndola y Jiménez, 2001).

La magnitud, a diferencia de la intensidad que varía con la distancia y la posición del observador, es una constante única para cada sismo, que representa una medida cuantitativa del tamaño del mismo, independiente del sitio de observación. Se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas registradas en el sismograma (registro obtenido de un sismógrafo, que es una representación amplificada del movimiento del terreno en función del tiempo) correspondiente al evento. Existen varias escalas de magnitud, según el tipo de onda en que se basa la medición de la amplitud. La primera escala de magnitud fue desarrollada por

Charles Richter en 1935 para sismos locales en California. Se designa con la letra M y se define como:

$$M = \log A - \log A_0$$

Donde A es la amplitud máxima del trazo registrado, y A_0 es el trazo máximo para un evento tomado como patrón. Siendo el sismo patrón de magnitud cero el que tiene epicentro a cien kilómetros de distancia y deja una traza en el sismograma de una micra en un sismógrafo del tipo Wood-Anderson.

Existen otros tipos de escalas para medir la magnitud, como la magnitud de ondas superficiales o Ms y la magnitud de ondas de cuerpo mb.

La Ms fue diseñada en 1936 por Richter y Beno Gutenberg, y es aplicable para sismos lejanos, para determinar su valor se utiliza la amplitud de onda superficial horizontal.

La magnitud de ondas de cuerpo mb, fue desarrollada por Gutenberg entre los años de 1945 y 1956, aplicable para sismos de foco profundo que generan menor cantidad de ondas superficiales y toma en cuenta la amplitud máxima de las ondas de cuerpo.

La intensidad de un sismo se asigna mediante la apreciación subjetiva de los efectos producidos por el evento y, por lo tanto, depende de la distancia del observador a la fuente sísmica. Existen diversas escalas de intensidad, como son la de Rossi-Forel de diez grados, la escala MSK (Medredev-Sponheuer-Karnik) de doce grados, que son empleadas en Europa, también existe la escala japonesa JMA (Japanese Meteorological Agency) de siete grados y la escala de Mercalli Modificada MM, la cual es la más difundida en el continente americano que consta de doce grados, siendo propuesta por Mercalli en 1902 y modificada en 1931, citada a continuación (Espíndola y Jiménez, 2001; Sauter, 1989).

Escala de Mercalli modificada en 1931 por Harry O. Wood y Frank Neuman.

- I. Sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.
- II. Sacudida sentida sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios. Los objetos suspendidos pueden oscilar.
- III. Sacudida sentida claramente en los interiores, especialmente en los pisos altos de los edificios, muchas personas no lo asocian con un temblor. Los vehículos de motor estacionados pueden moverse ligeramente. Vibración como la originada por el paso de un carro pesado. Duración estimable.
- IV. Sacudida sentida durante el día por muchas personas en los interiores, por pocas en el exterior. Por la noche algunas despiertan. Vibración de vajillas, vidrios de ventanas y puertas; los muros crujen. Sensación como de un carro

pesado chocando contra un edificio, los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.

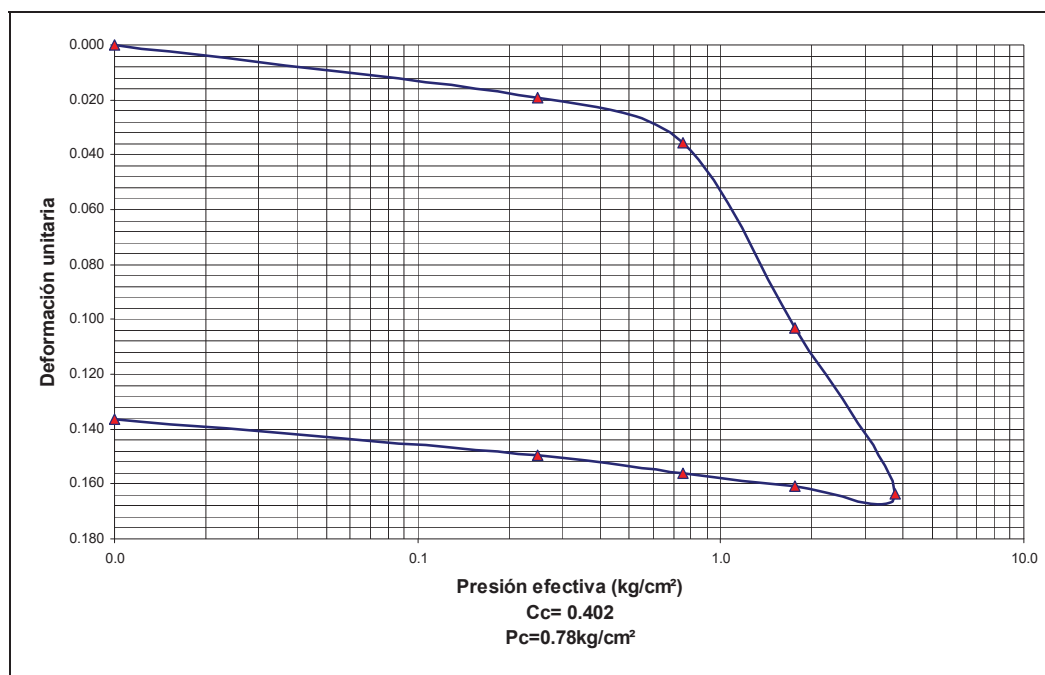
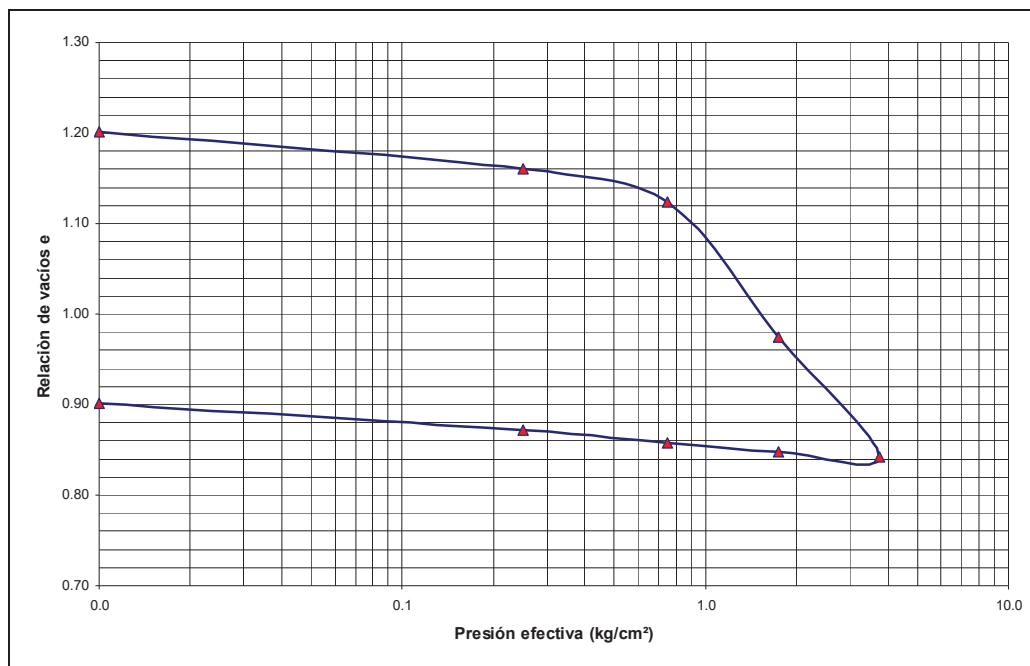
- V. Sacudida sentida casi por todo el mundo; muchos despiertan. Algunas piezas de vajillas, vidrios de ventanas, etcétera, se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen los relojes de péndulo.
- VI. Sacudida sentida por todo mundo; muchas personas atemorizadas huyen hacia afuera. Algunos muebles pesados cambian de sitio; pocos ejemplos de caída de aplanados o daño en chimeneas. Daños ligeros en construcciones.
- VII. Advertido por todos. La gente huye al exterior. Daños sin importancia en edificios de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas; daños considerables en las débiles o mal planeadas; ruptura de algunas chimeneas. Sentido por las personas conduciendo vehículos en movimiento.
- VIII. Daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno; considerable en edificios ordinarios con derrumbe parcial; grande en estructuras débilmente construidas. Los muros salen de sus armaduras. Caída de chimeneas, pilas de productos en los almacenes de las fábricas, columnas, monumentos y muros. Los muebles pesados se vuelcan. Arena y lodo proyectados en pequeñas cantidades. Cambio en el nivel del agua de los pozos. Pérdida de control en las personas que conducen carros de motor.
- IX. Daño considerable en las estructuras de diseño bueno; las armaduras de las estructuras bien planeadas se desploman; grandes daños en los edificios sólidos, con derrumbe parcial. Los edificios salen de sus cimientos. El terreno se agrieta notablemente. Las tuberías subterráneas se rompen.
- X. Destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras de mampostería y armaduras se destruyen con todo y cimientos; agrietamiento considerable del terreno. Las vías del ferrocarril se tuercen. Considerables deslizamientos en las márgenes de los ríos y pendientes fuertes. Invasión del agua de los ríos sobre sus márgenes.
- XI. Casi ninguna estructura de mampostería queda en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el terreno. Las tuberías subterráneas quedan fuera de servicio. Hundimientos y derrumbes en terreno suave. Gran torsión de vías férreas.
- XII. Destrucción total. Ondas visibles sobre el terreno. Perturbaciones de las cotas de nivel. Objetos lanzados en el aire hacia arriba.

(Espíndola y Jiménez, 2001)

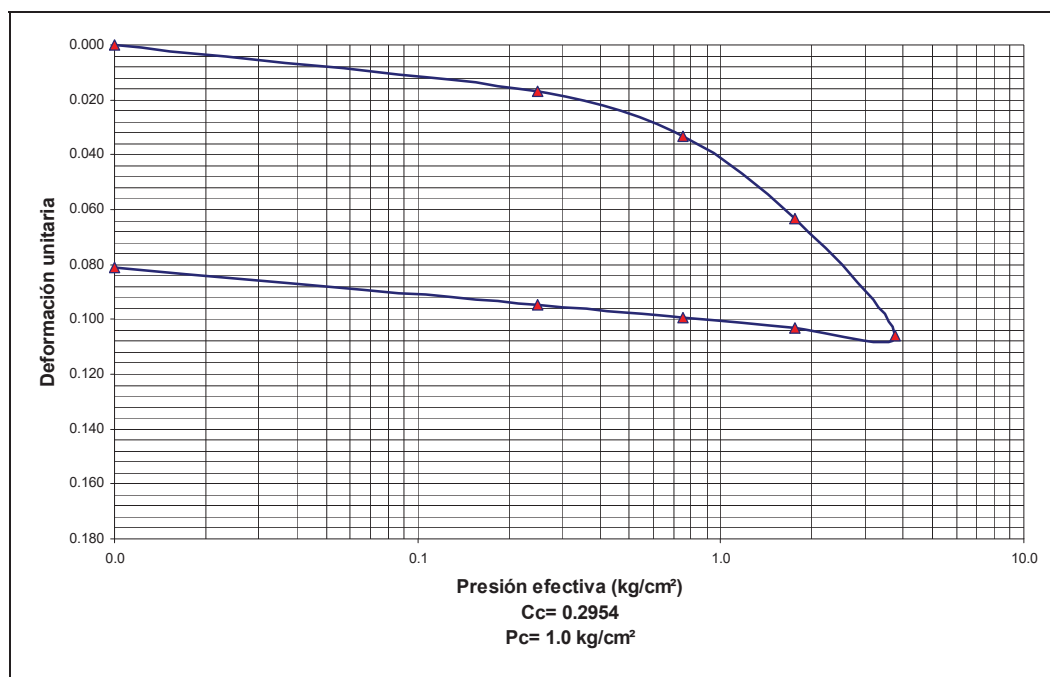
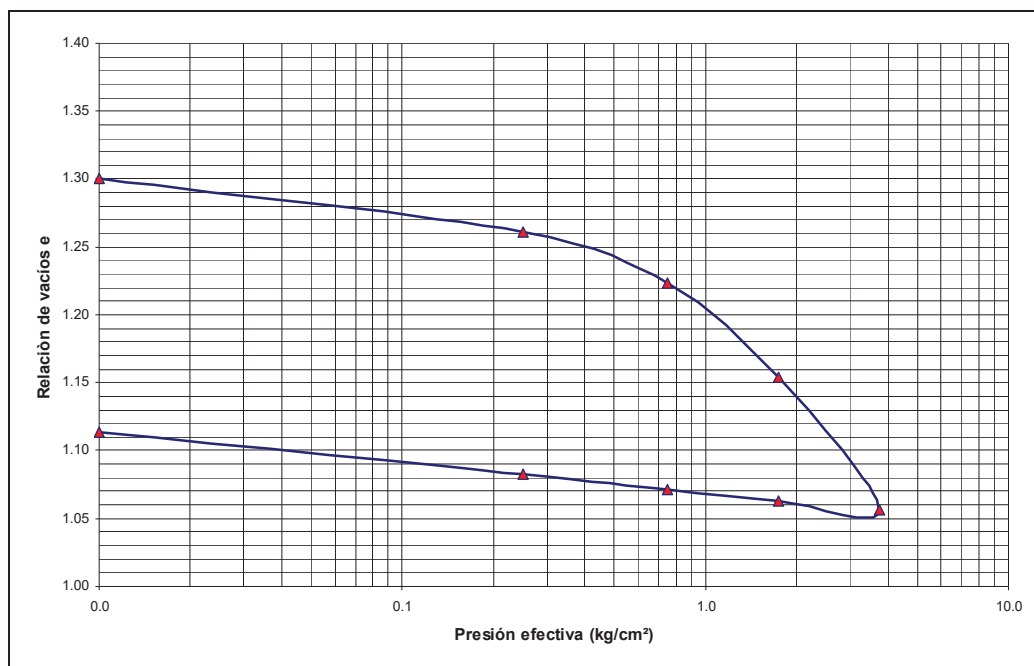
A.II.- Gráficas

Gráficas de consolidación

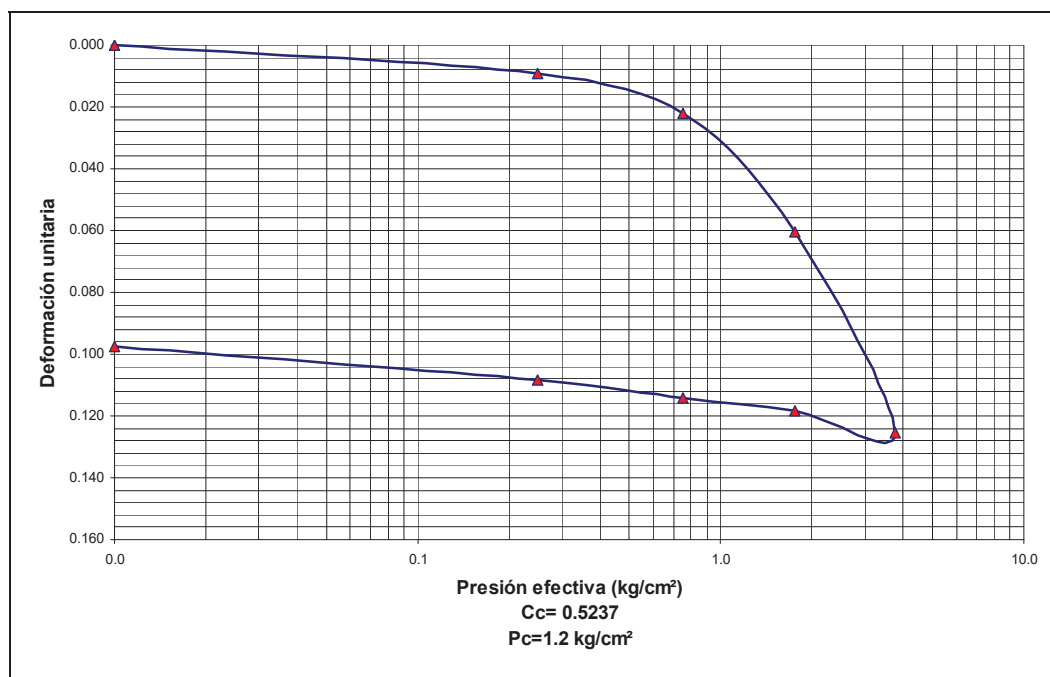
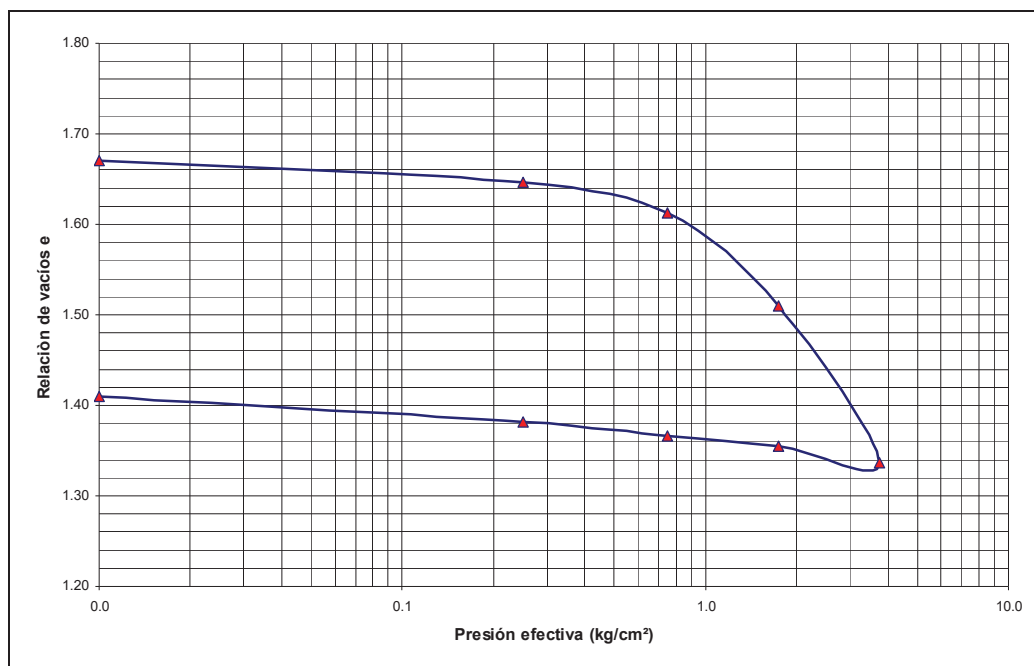
Fraccionamiento Nogales



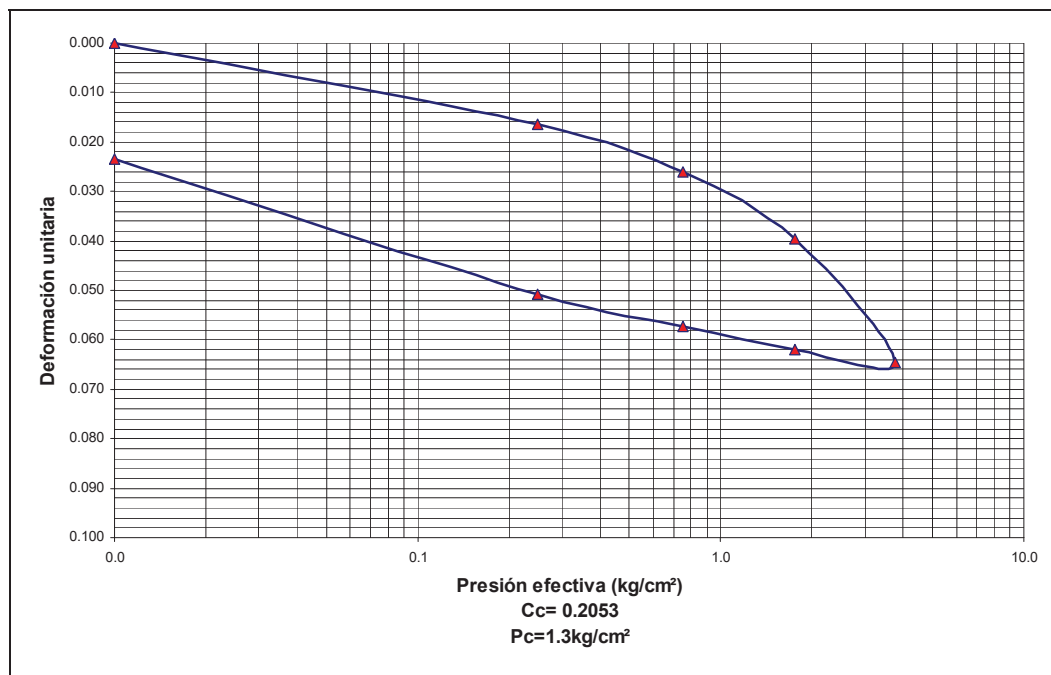
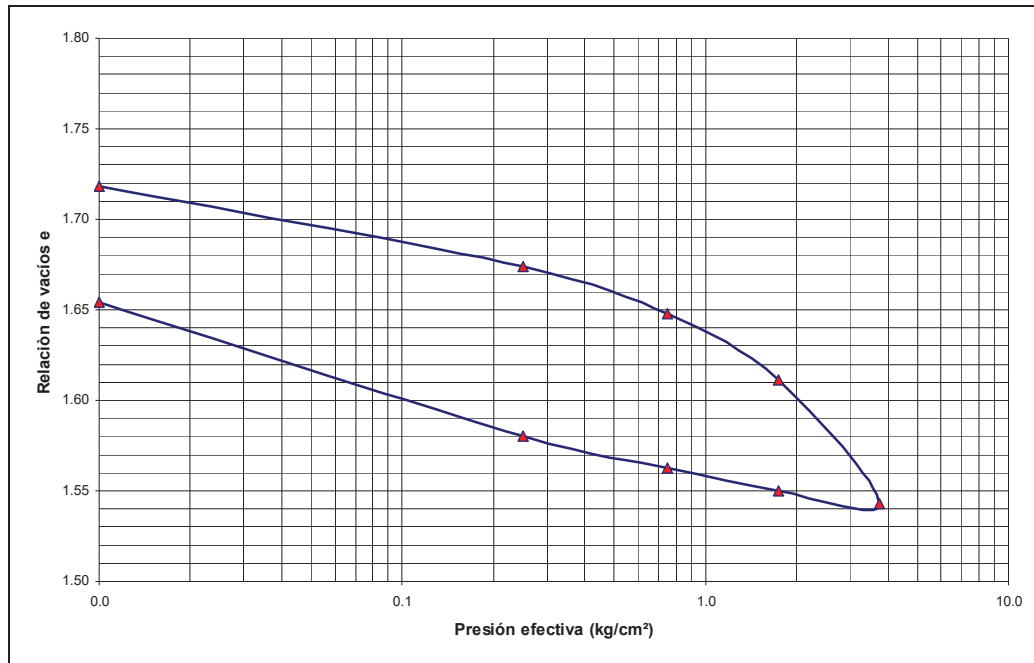
Calle Espejo



Calle 1ª de Ascensión



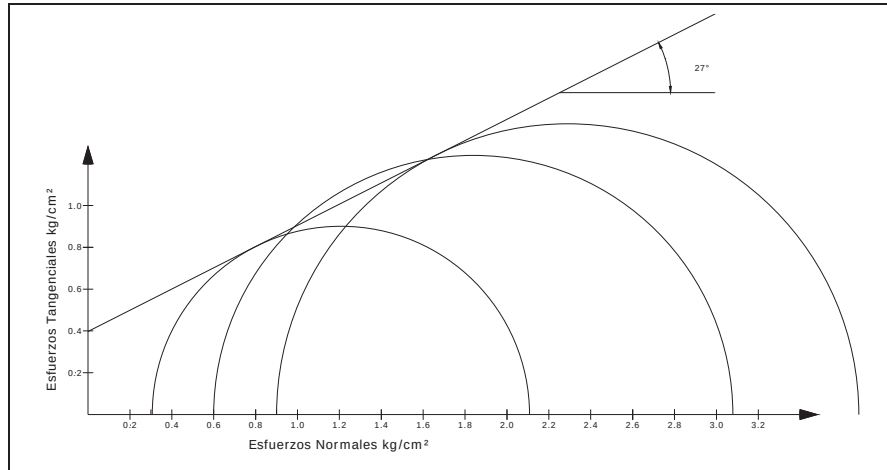
Avenida Hidalgo



Círculos de Mohr

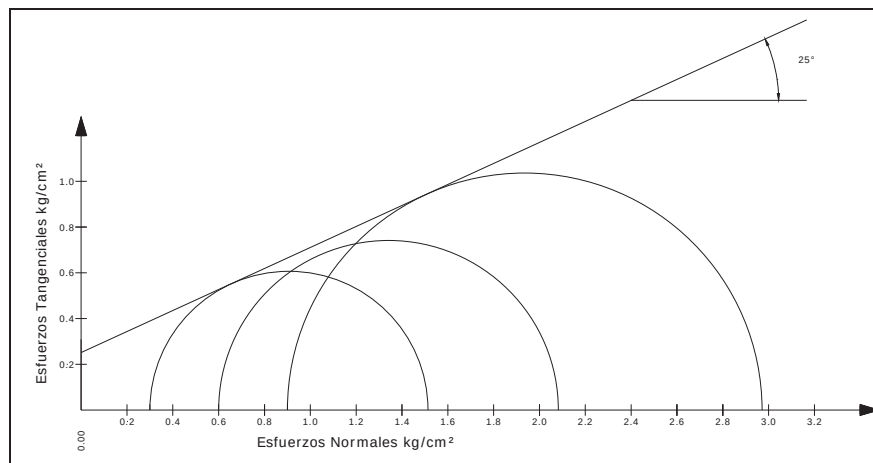
Fraccionamiento los Nogales

PRUEBA No.	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	PARÁMETROS DE RESISTENCIA AL ESFUERZO CORTANTE
1	0.3	1.801	$\phi = 27^\circ$ $c = 0.3978 \text{ Kg/cm}^2$
2	0.6	2.479	
3	0.9	2.780	



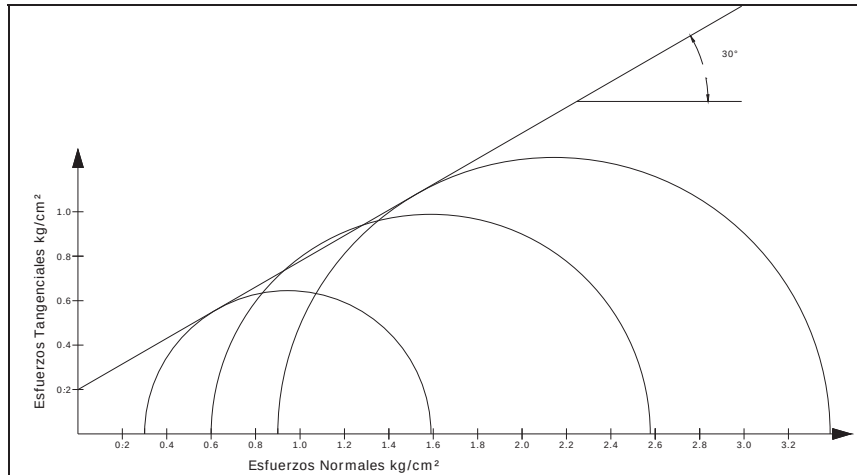
Calle Espejo

PRUEBA No.	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	PARÁMETROS DE RESISTENCIA AL ESFUERZO CORTANTE
1	0.3	1.213	$\phi = 25^\circ$ $c = 0.2511 \text{ Kg/cm}^2$
2	0.6	1.483	
3	0.9	2.071	



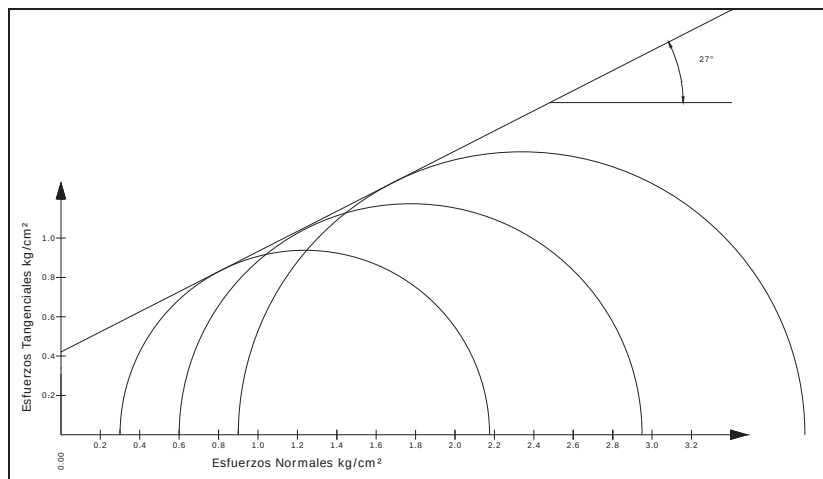
Calle 1ª de Ascensión

PRUEBA No.	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	PARÁMETROS DE RESISTENCIA AL ESFUERZO CORTANTE
1	0.3	1.290	$\phi = 30^\circ$ $c = 0.1991 \text{ Kg/cm}^2$
2	0.6	1.978	
3	0.9	2.488	



Avenida Hidalgo

PRUEBA No.	σ_3	$\sigma_1 - \sigma_3$	PARÁMETROS DE RESISTENCIA AL ESFUERZO CORTANTE
1	0.3	1.876	$\phi = 27^\circ$ $c = 0.4205 \text{ Kg/cm}^2$
2	0.6	2.350	
3	0.9	2.876	



A.III.- Frecuencia, Periodo y Resonancia

La frecuencia es el número de veces que se repite un proceso cíclico por unidad de tiempo, en otras palabras es el número de ciclos por unidad de tiempo, su unidad es el Hertz y se mide en ciclos por segundo, la frecuencia es el inverso del periodo.

El periodo es el intervalo de tiempo entre dos crestas sucesivas en una onda sinusoidal, o sea, es el intervalo entre amplitudes máximas de ondas sísmicas. El periodo se mide en segundos y es el inverso de la frecuencia.

$$\text{Periodo} = \frac{1}{\text{frecuencia}}$$

La resonancia es un fenómeno dinámico que consiste en una amplificación excesiva de la respuesta de aquellas estructuras que tienen algún periodo de oscilación muy parecido al de la excitación. Se puede demostrar por medio de una mesa vibradora, en la que se coloquen varios modelos de estructuras con diferentes periodos de oscilación, donde la respuesta de uno de ellos se puede amplificar considerablemente cuando la mesa se mueve con un periodo igual al del modelo, observándose que los otros modelos no sufren mayores oscilaciones. Y al cambiar el periodo de la oscilación, se excitará algún otro modelo, y así sucesivamente (figura A.III.1).

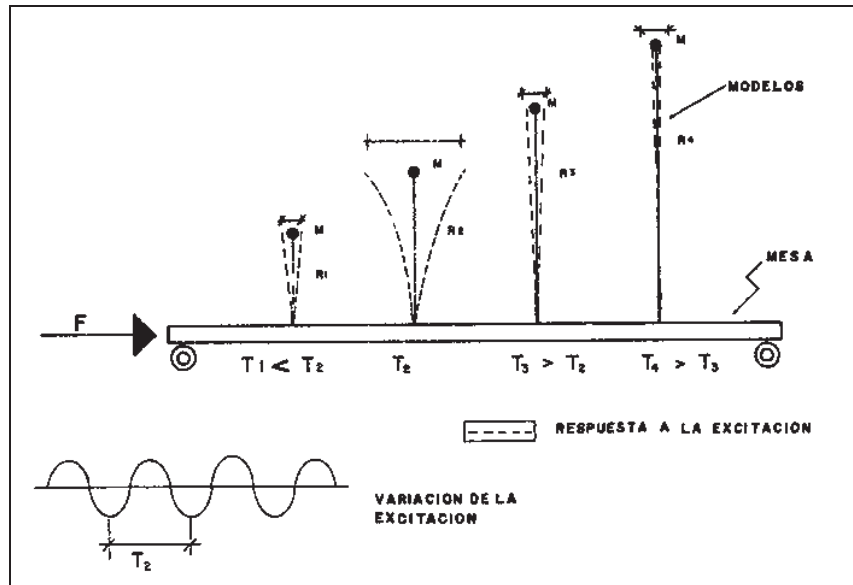


Figura A.III.1.-Demostración de la resonancia, donde la excitación tiene un periodo T_2 igual al del segundo modelo de izquierda a derecha, el cual presenta un mayor desplazamiento que el resto de los modelos con diferentes periodos.

Fuente: Experiencias derivadas del sismo de 1985, Fundación ICA.