

3. Sismicidad en el estado de Michoacán

RICARDO VÁZQUEZ ROSAS*

GERARDO LEÓN SOTO**

JESÚS ARTURO MUÑIZ JAUREGUI***

DOI: <https://doi.org/10.52501/cc.266.03>

Resumen

En este trabajo, se realizó el análisis estadístico de los datos de los registros entre 1964 al 2017 en los catálogos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) y del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Los resultados fueron analizados con base en el valor de b de la relación Gutenberg Richter (1954) concluyendo que el estado de Michoacán se divide en 4 regiones sísmicas. *La región A*, de alta sismicidad, donde se han generado sismos de magnitud considerable como el sismo de 1985 de M 8.1, y donde se tiene evidencia de ellos, de magnitud $> M6$ desde aquel año. *La región B-1*, la sismicidad es relativamente moderada. *La región B-2* con sismicidad relativamente moderada (con diferentes sistemas de fallas). *La región C* presenta alto peligro sísmico derivado de los estudios realizados y las evidencias del contexto geodinámico de la zona, y por la cercanía con la Ciudad de México. El resultado permitirá mitigar y tener un mejor entendimiento del peligro y riesgo sísmico de Michoacán.

* Doctor en Ciencias (Sismología). Profesor de asignatura, de la Facultad de Arquitectura, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6181-8768>; Correo: rvazquezrunam@gmail.com

** Doctor en Física. Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Juriquilla, UNAM, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1271-0136> ; ID Scopus: 55227334600

*** Doctor en Geografía. Profesor ordinario de carrera, asociado C, de la Escuela Nacional de Educación Superior Juriquilla, UNAM, México. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8356-237X>

Palabras clave: *sismicidad, valor b, regionalización, fallas.*

Introducción

En la actualidad con el incremento instrumental, se ha tenido una mejor resolución con la sismicidad que se tiene en México, como por ejemplo, en el año 2021 se registraron 28 914 localizaciones. Otro ejemplo, Guerrero y Oaxaca son regiones con la más alta sismicidad registrada en México, derivada por subducción, y frente a las costas de Guerrero desde hace ya varios años se tiene identificada la zona conocida como la *brecha sísmica* de Guerrero (Kelleher *et al.*, 1973; Mc Cann *et al.*, 1979, Singh *et al.*, 1981). Nishenko y Shing (1987) analizaron diferentes zonas con recurrencia de sismos e identificaron a esta brecha sísmica como una de las zonas con mayor potencial. Se estima que esta tiene una gran acumulación de energía elástica que en cualquier momento esta puede ser liberada y causar un sismo de subducción de mayor magnitud que el sismo de 1985. Por otro lado, en la región de Oaxaca, se tiene la evidencia de una sismicidad muy alta.

Una de las debilidades del análisis del peligro sísmico es que en el país no todos los estados cuentan con una red sísmica apropiada y mucho menos con una regionalización. Hasta ahora para los estudios de peligro y riesgo sísmico, solo utilizan las recomendaciones técnicas propuestas por la Comisión Federal de Electricidad (CFE, 2015), el Servicio Sismológico Nacional, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (Cenapred) y las propuestas de los colegios de ingenieros civiles. Estas normas son estándares para toda la república mexicana y no responden a cada uno de los estados ni tampoco contemplan los nuevos aportes que se han generado en el campo, como las *microzonificaciones sísmicas*, la actualización de las bases de datos sísmicos, geomorfología y paleosismología. En especial, no consideran los escenarios tectónicos tal como el caso del sistema de fallas Morelia Acambay y regiones de Morelia (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Acambay, 1912).

Tampoco han evidenciado eventos recientes como los sismos del 7 y 19 de septiembre del 2017. El estado de Michoacán forma parte de un margen

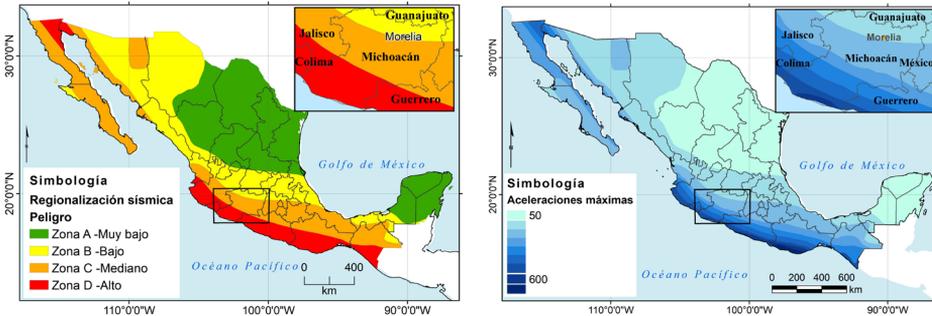
activo, donde la placa de Cocos, que subduce por debajo de la placa de norteamérica, ha sido la responsable de algunos de los más violentos sismos de México. En el sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985, las dos placas mostraron sus efectos en toda la parte central de México, pero además causó grandes daños en la Ciudad de México.

Estudiar los datos de macro sismicidad en el espacio y tiempo es una forma de analizar diferentes escenarios. En Michoacán se tienen diferentes fuentes generadoras de sismos, por ejemplo, los ocurridos en 1845 y 1858 (García y Suarez, 1996). Estos eventos causaron grandes daños en Pátzcuaro, Morelia, Araró y la Ciudad de México, cuyas isosistas graficadas localizan a la fuente en las fallas del sistema Morelia-Acambay (región de Pátzcuaro) con intensidades de VIII. Este sistema de fallas generó en 1912 el sismo de Acambay (M6.9), ocasionando severos daños en esa región y en la Ciudad de México. En 1979 otro evento sísmico se generó en estos segmentos activos, dañó severamente la región de Maravatío (Gutiérrez y Montoya, 2000).

Por su ubicación geológica el estado de Michoacán, se encuentra en una región de alta sismicidad, no solo por los procesos de subducción, sino además, debido a los sismos superficiales generados por estructuras corticales en toda la región de los lagos así como por el vulcanismo monogenético, todo el Sistema de fallas Morelia Acambay y parte central del Cinturón volcánico Trans-mexicano, en la que hoy en día existen evidencias de actividad Holocénica (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992, 1995a, 1995b, 2001; Langridge *et al.*, 2000, 2013; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Lacan *et al.*, 2013; Ortuño *et al.*, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Suter *et al.*, 2016).

Hasta hoy los mapas de regionalización sísmica en México muestran que en el estado de Michoacán se presentan las 3 regiones de mayor sismicidad (figura 3.1).

Figura 3.1. Regionalización sísmica y B) mapa de aceleraciones máximas de la República Mexicana



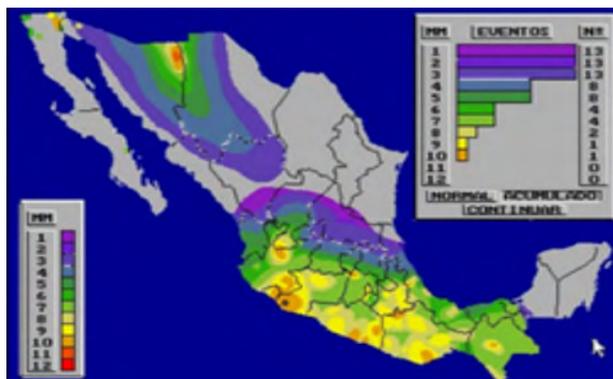
Fuente: recuperados de CFE (2015).

En la figura 3.1 se distinguen tres zonas:

1. La zona D, es de muy alta intensidad, es donde se han originado los grandes sísmicos históricos, y la ocurrencia de sismos es muy frecuente, además de que las aceleraciones del suelo sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.
2. La zona C, es de alta intensidad, en esta zona hay más actividad sísmica que en la zona B, aunque las aceleraciones del suelo tampoco sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.
3. La zona B, es de media intensidad, en esta zona es de moderada intensidad, pero las aceleraciones no alcanzan a rebasar el 70% de la aceleración de la gravedad (CFE, 1993).

Por otro lado, los mapas de isosistas, realizados en el Cenapred, han puesto de manifiesto que en el estado de Michoacán se han registrado intensidades sísmicas considerables en la escala de Mercalli Modificada (hasta intensidad X, como el sismo de 1941). Esto puede observarse en la figura 3.2 donde se muestran los mapas de isosistas de la República Mexicana de 52 eventos acumulados desde 1845 hasta 1999 (Gutiérrez y Montoya, 2000). En el recuadro superior derecho de la figura 3.2 aparecen el número de veces que se han observado. Dicha figura se obtuvo por medio de la metodología propuesta por Gutiérrez y Montoya (2000).

Figura 3.2. Mapa de isosistas acumulado de 72 eventos a partir del año 1850 a 1999



Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en Gutiérrez y Montoya (2000).

Contexto geodinámico de Michoacán

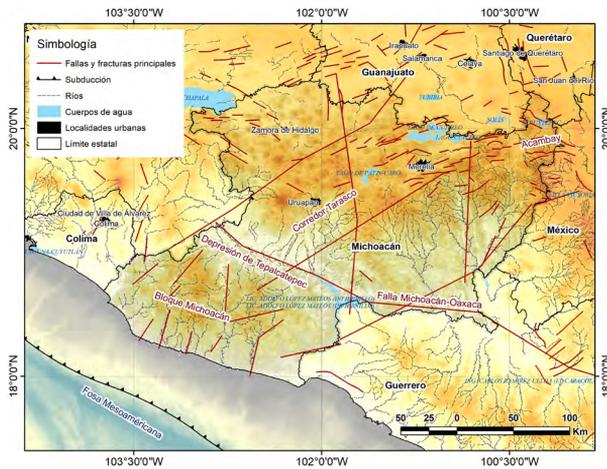
Por sus rasgos morfológicos, su distribución geológica y su marco tectónico, el Estado de Michoacán se divide en las siguientes grandes provincias geológicas (figura 3.3):

1. La Sierra Madre del Sur, ocupada por secuencias vulcanosedimentarias del terreno de Guerrero que en ocasiones se intercalan por carbonatos. Todas ellas controladas por estructuras N-S y NO-SE y grandes cuerpos magmáticos de aproximadamente 50Ma.
2. La Depresión de Tepalcatepec de dirección NW-SE y que ha sido configurada por la falla Chapala, Oaxaca.
3. La Depresión del Balsas, con rocas del Terreno de Guerrero y con la influencia de tres grandes estructuras, las NNW-SSE, NW-SE y las ENE-WSW, configurando en la región de la presa de Infiernillo una especie de punto triple. Hacia el norte unas de estas estructuras configuran la falla regional Tzitzio-Valle de Santiago.
4. El Corredor Tarasco o Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, ocupado por un vulcanismo monogenético y con islas de magmatismo félsico (Patamban, Tzirate, Cerro La nieve). Todo el vulcanismo responde a estructuras NE-SW principalmente, aunque se reconocen

estructuras por alineamientos de conos NE-SW y E-W. Algunas veces estas últimas cortan al vulcanismo monogenético.

5. Lagos y fallas (Bajío michoacano). En el sector norte del estado se han desarrollado grandes cuencas lacustres, todas ellas controladas por el fallamiento o los procesos volcánicos. Esta zona es controlada por estructuras E-W del sistema de fallas Morelia Acambay y que en algunos casos toman direcciones NE-SW.

Figura 3.3. Principales sistemas de fallas en el estado de Michoacán



Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en Garduño *et al.* (1999), Padilla *et al.* (2013) e INEGI (2020).

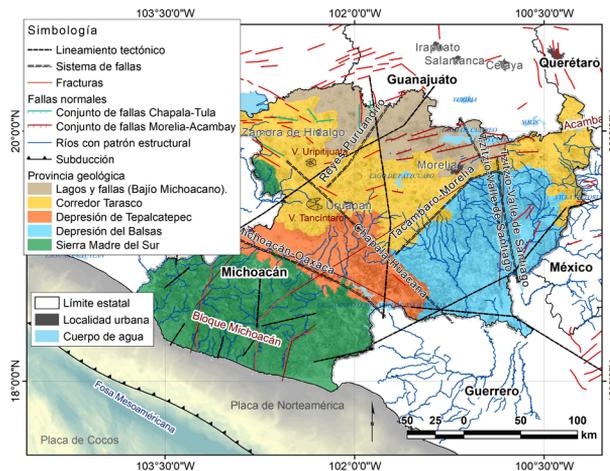
Estas cinco zonas están controladas por estructuras (figura 3.4) que, considerando el campo de esfuerzos reconocido hasta ahora (Pasquarè *et al.*, 1991) pueden tomarse en cuenta como fallas óptimamente orientadas a ese campo de esfuerzos:

1. Sistema de fallas Michoacán-Oaxaca: se trata de un sistema de estructuras regionales NW-SE que se asocian a las formaciones del semigraben de Cotija y la depresión de Tepalcatepec. Es una falla lateral izquierda que constituye el límite norte del Terreno Xolapa, hacia Guerrero.
2. Sistema de Fallas Tacámbaro-Morelia: lo conforman una serie de alineamientos de estructuras y conos monogenéticos de dirección NE-

sw, donde quedan localizadas las zonas del volcán Jorullo y las del vulcanismo de Tacámbaro (fracturas eruptivas), con fuertes evidencias morfológicas de vulcanismo del Pleistoceno-Holoceno (Guilbaud, 2011). Las fallas de este sistema son de tipo transtensional izquierdas y se encuentran óptimamente orientadas al campo de esfuerzos actual.

3. Sistemas de fracturas Los Reyes-Puruandiro: estas estructuras se encuentran concentraciones muy altas de vulcanismo monogénico con tendencias de alineamientos NE-SW, su relieve es claro y todas ellas estarían funcionando como fracturas eruptivas.
4. Sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago: se trata de una estructura donde se ha reportado un hiatus sísmico y volcánico que es de orientación NNW-SSE (Garduño-Monroy *et al.*, 2009), paralelo al sistema de fallas Taxco-Querétaro. También controla mucho la deformación de las depresiones de Cuitzeo. Estas estructuras controlan la distribución del vulcanismo en la parte central del CVTM.

Figura 3.4. Contexto geodinámico dentro del estado de Michoacán con sus regiones morfoestructurales



Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en Garduño *et al.* (1999), Padilla *et al.* (2013) e INEGI (2020).

Dentro de estas cuatro regiones morfoestructurales se pueden distinguir claramente tres fuentes de sismicidad:

1. Tectónicas

Los sismos tectónicos pueden ser divididos en dos: aquellos ligados con la subducción de la placa de Cocos y los sismos ligados con estructuras intraplaca, en este caso, del sistema de fallas Morelia-Acambay.

1. Subducción o interplaca: son aquellos sismos producto de la subducción de la placa de Cocos en la placa de norteamérica (que se dan en la costa de Michoacán), ellos ocurren a profundidad < 30km, como ejemplo, podemos mencionar los sismos de 1932 (M 7.4), 1979 (M 7.4) y 1985 (M 8.1).
2. Intraplaca o fallas locales sistema Morelia-Acambay: los sismos están ligados a estructuras con profundidades < 20km, unos ejemplos de estos eventos serían los de 1858 que afectan la región de Morelia-Pátzcuaro, el sismo de Acambay de 1912 (M6.9), Maravatio en 1979 (M8.1). Además están los reportados con estudios de paleosismología que nos confirman que estos segmentos corresponden a fallas activas (Langridge *et al.*, 2000; 2013; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Lacan *et al.*, 2013; Ortuño *et al.*, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Suter *et al.*, 2016).

2. Volcánicas

En el estado de Michoacán, se pueden distinguir cuatro zonas con diferentes escenarios de vulcanismo:

- 1) Tancitaro, ligada a un volcán poligenético con evidencia de valles glaciares que son cortados por una estructura de colapso, la cual se ha sugerido que ocurrió durante el Holoceno (Morelli *et al.*, 2010). En esta zona, en 1979-1999 (Pacheco y Sykes, 1992) existió una crisis sísmica que ha sido asociada más a un escenario tectónico. En estas zonas de volcanes monogenéticos y de fuerte control estructural resulta difícil separar el origen tectónico del volcánico, por ejemplo, si el magma usa una falla para llegar a la superficie, se considera como

un proceso ligado al campo de esfuerzos de estructuras óptimamente orientadas. Estos esquemas estructurales son comunes en el campo volcánico de Michoacán, donde hay tendencia de alineamientos de conos de NE-SW a E-W.

- 2) Vulcanismo monogenético: también existen los sismos ligados a nacimientos de volcanes, como los que se produjeron en las erupciones de los volcanes Jorullo (1759) y Parícutín, el 23 de febrero de 1942. Días antes de que se presentaran las erupciones de estos volcanes, se registraron tremores ligados al ascenso del magma. Ambos eventos volcánicos se caracterizaron por alineamientos de la erupción con fracturas NE-SW.
- 3) En la región de Zamora existe una zona de concentración de volcanes semi escudo afectados por estructuras NW-SE (Graben de Cotija) o fallas E-W.
- 4) En el sector oriente del estado existen complejos con domos andesíticos y riolíticos.

3. Antropogénicas

En el estado, se han presentado actividad sísmica ligada a la actividad humana como el llenado de vasos de presas en Infiernillo.

3.3. Materiales y métodos

Se trabajó con los datos epicentrales de 1900 a 2017. Estos datos corresponden a los catálogos del Servicio sismológico Nacional (SSN), Incorporate Research Institutions for seismology (IRIS) y del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Sin embargo, para el análisis estadístico se consideraron sismos del período de 1964 al 2017, por ser datos más confiables instrumentalmente. Otro insumo fueron los datos de sismos reubicados con datos del experimento Mapeo de la Región Rivera subducción, MARS (Martínez-López, 2011), los datos de la base internacional Global CMT Project y el Servicio Nacional de Sismológico (Martínez-López y Mendoza, 2015).

Se estandarizó el valor de las magnitudes y se realizaron análisis del comportamiento de la sismicidad por medio de gráficas en dos y tres dimensiones, así como las estimaciones de las longitudes posibles de fallas y grados de inclinación mediante elipses. Se calculó el valor de b usando un Bootstrap 200 y el método EMR Woessner y Wiemer (2005).

El valor b es el de la pendiente de la recta descendente en la que se busca que esta tenga una parte lineal del logaritmo del número acumulado de eventos y la magnitud en una relación de Gutenberg-Richter. Este parámetro tectónico describe la distribución relativa de los tamaños de los eventos, donde la pendiente, en caso de ser menor, implica que se tiene mayor número de sismos grandes y viceversa. Si es mayor la pendiente, el número es menor. La manera de evaluar el peligro al que está expuesto un sitio, evalúa la tasa de actividad producida por todas las fuentes que pueden afectar al sitio. La actividad de las fuentes sísmicas se especifica en términos de las tasas de excedencia de las magnitudes que se generan en dicho sitio, es decir, qué tan frecuente ocurre, en una fuente, sismos de magnitud superior a la especificada.

Para evaluar al peligro sísmico de una región, se tiene que determinar la tasa de actividad producida por todas las fuentes que pueden afectar al sitio. La actividad de estas se especifica en términos de las tasas de excedencia de las magnitudes que se generan en dicho sitio; qué tan frecuentes son generados por una fuente.

Existe una relación inversa entre el valor de b y el nivel de esfuerzo, dado que un menor valor de b implica una menor pendiente en la relación Gutenberg-Richter; se tiene un número mayor de eventos de magnitudes grandes con relación a la cantidad de eventos menores, lo que implica una concentración de esfuerzos mayor en la zona. De la misma forma, los valores de b grandes implican una concentración de esfuerzo menor (Zúñiga y Wyss, 2001). Este valor es inversamente proporcional a la magnitud obtenida en la región de evaluación, por lo que las diferencias de b también reflejan diferentes tamaños de ruptura promedio que generan sismicidad (Power *et al.*, 1998).

Una de las implicaciones que se tiene al contar con un valor de b estable es que nos permite efectuar estimaciones de peligro en la región de interés y se pueden descartar las variaciones debido a decrementos o incrementos en la actividad natural. Conocer el valor de b , con una menor incertidumbre,

permite estimar los tiempos de recurrencia para eventos de magnitudes específicas en ciertas áreas de interés. El catálogo utilizado para este estudio fue elaborado con estimaciones actuales de la magnitud y/o momento y localización para eventos importantes, en la que se incluye la homogeneidad de dicho catálogo con respecto a la magnitud de los eventos que se tienen.

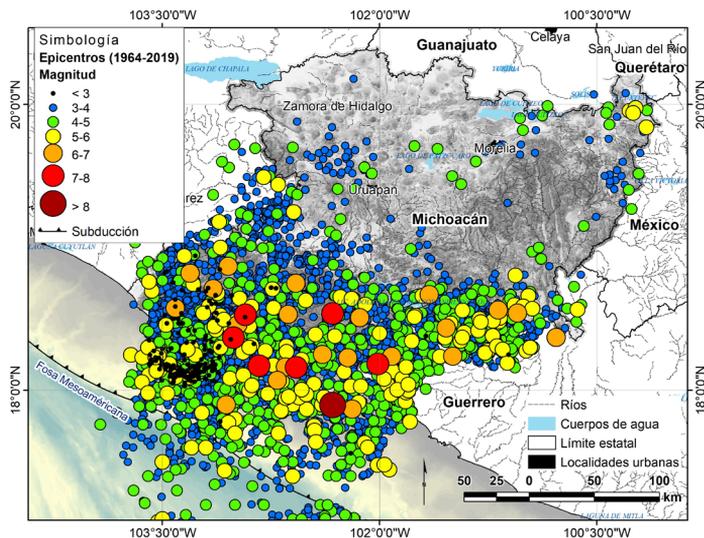
La base de datos utilizada para el análisis espacial de los datos epicentrales fue de 1964 a 2017 y para la elaboración de la cartografía se usó el software ArcMap 10.3. (Distribución polígonos de Thissen y la densidad de puntos).

Resultados

Análisis espacial

En la figura 3.5 se muestran los epicentros reportados por el SSN y del catálogo del IRIS, así como algunos datos del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Se usaron datos epicentrales iguales y superiores a magnitud 3. Los círculos indican la posición epicentral y el tamaño está en función de la magnitud.

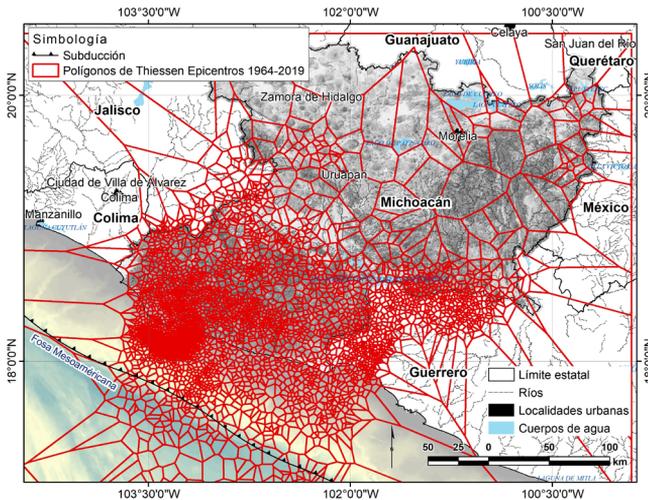
Figura 3.5. Muestra la sismicidad registrada desde 1964 al 2017



Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en registros del SSN y catálogo del IRIS.

En la figura 3.6 se presenta el trazo de polígonos de Thiessen de los epicentros de 1964 a 2017 con magnitudes mayores a 3, en el estado de Michoacán. Si bien el método es usado tradicionalmente para obtener el área de dominio de un elemento puntual, el objetivo de emplearlo, para la zonificación sísmica, es identificar la distribución de las zonas con mayor actividad, con base a la cercanía entre epicentros. El resultado muestra una malla continua con diferentes patrones espaciales. Los polígonos con menor tamaño se concentran en las zonas con mayor frecuencia de registros de epicentros, donde se observan alineados a la costa y acumulados sobre la Sierra Madre del Sur. Los polígonos presentan una clara tendencia a aumentar su tamaño conforme se alejan de la costa. Aunque es importante resaltar tres anomalías en dicha tendencia: una es el Corredor Tarasco; dos en el trayecto de la falla Acambay-Morelia y tres en el municipio de Zitácuaro, esto los cataloga como áreas con concentración de actividad sísmica.

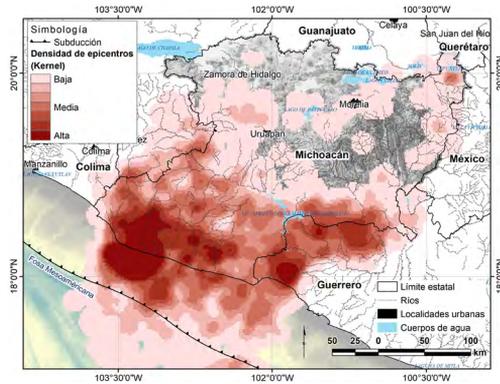
Figura 3.6. Muestra la distribución espacial de los polígonos de Thiessen.



Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en registros del SSN y catálogo del IRIS.

En la figura 3.7 se puede apreciar las zonas con una alta densidad de sismicidad de magnitudes pequeñas frente a las costas de Michoacán y sismos no tan densos en la zona de intra placa. Esto indica que las zonas de mayor actividad son las áreas de ruptura de la placa de subducción.

Figura 3.7. Densidad de sismicidad en el estado de Michoacán

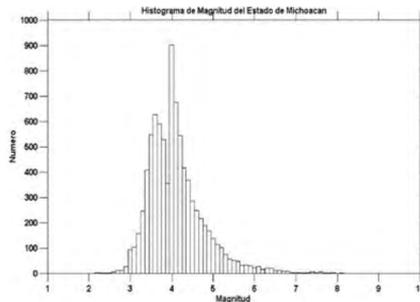


Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base en registros del SSN y catálogo del IRIS.

3.4.2 Análisis estadístico

En esta recopilación, se observa que en el estado de Michoacán la sismicidad es latente. Los datos instrumentales más confiables son los registrados a partir de 1964. La figura 3.8 muestra los sismos de 1964 al 2017. La sismicidad en la región de subducción frente a las costas de Michoacán es enriquecida por sismos de magnitud 4 a 5, manifestando pocos sismos de magnitudes mayores a 6. También en los límites de Michoacán y Guerrero es muy notable la sismicidad y en general se observa que Michoacán es una zona de alta sismicidad.

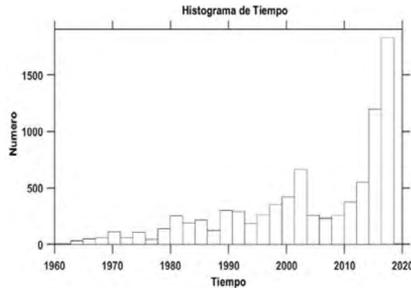
Figura 3.8. Muestra la tendencia del número de eventos versus magnitud de 1964-2017



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

En el histograma de la figura 3.9 se muestra la tendencia a través del tiempo: se ha tenido mayor número de localizaciones de la sismicidad, esto derivado a la mejor cobertura instrumental que ha ido incrementando el SSN.

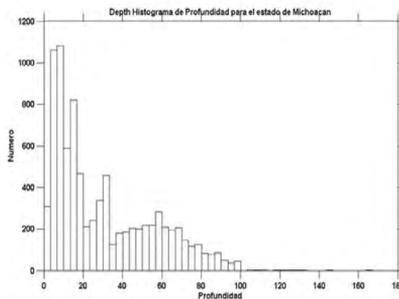
Figura 3.9. *Histograma de tiempo versus número de eventos ($M \geq 3$) reportados entre los años de 1964-2017*



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

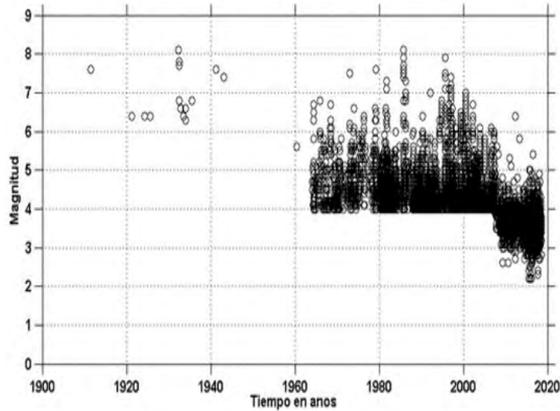
De los sismos registrados, la mayoría son superficiales localizados a menos de 50 km de profundidad. La mayoría ellos tienen hipocentros entre 0 y 20 km de profundidad, mientras que los de entre 40 y 70 km se reportan alrededor de 200 sismos que presentan una sismicidad uniforme (figuras 3.10 y 3.11). En la figura 3.11 se observa que de los años 60 al 2007, la sismicidad se concentra en los mayores a $M5$, mientras que de 2007 a 2017 hay un aumento de la densidad de aquellos que en su mayoría son menores a $M5$. Esto ilustra la importancia del incremento instrumental en la red para la detección de sismos de magnitudes pequeñas.

Figura 3.10. *Histograma de profundidad versus número de eventos entre los años 1964-2017*



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

Figura 3.11. *Tiempo versus magnitud de eventos entre los años 1964-2017*

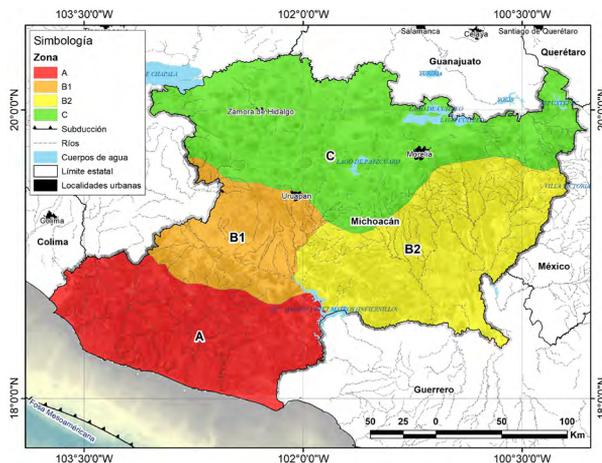


Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

Regiones sismogénicas del estado de Michoacán

Derivado del análisis geológico, geomorfológico, espacial y estadístico de la sismicidad descrito en este trabajo, se propone dividir al estado de Michoacán en cuatro regiones sísmicas como se muestran en la figura 3.12.

Figura 3.12. *Regionalización sísmica del estado de Michoacán actualizada*



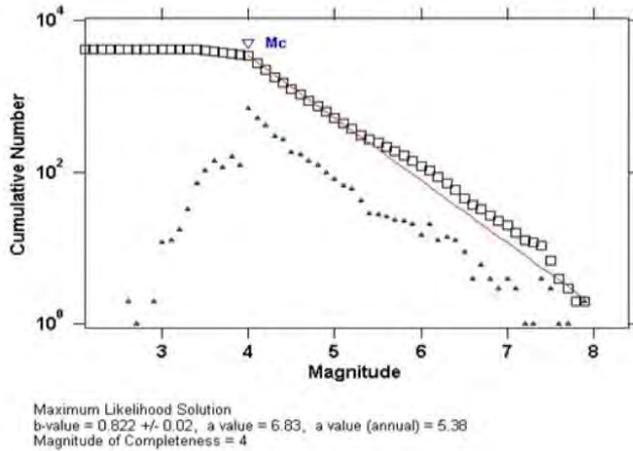
Fuente: elaboración propia en software ArcMap 10.3.

Sistema de Fallas Morelia Acambay (región C). Algunos terremotos se registraron entre los años 1786 y 1787, y que causan daños en Tlalpujahua, Araró y Zinapécuaro (Urquiza, 1872; Ramírez y Reyes, 1873). También se debe mencionar los terremotos con epicentros situados cerca de Acambay y Maravatio que ocurrieron en 1912, 1979 y 1998.

Sistema de subducción, región A. Los datos de MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone, por sus siglas en inglés) procesados por Martínez-López (2011), los datos de la base internacional Global CMT Project y el Servicio Sismológico Nacional (1964-2017), Martínez-López y Mendoza (2015) muestran que la región sismogénica del acoplamiento de la placa de Cocos con la placa de América del norte en el segmento de Michoacán, tiene una profundidad máxima de 40 km, una anchura sismogénica de 95 kilómetros y una longitud total de 300 km, teniendo en cuenta un ángulo de 25 grados.

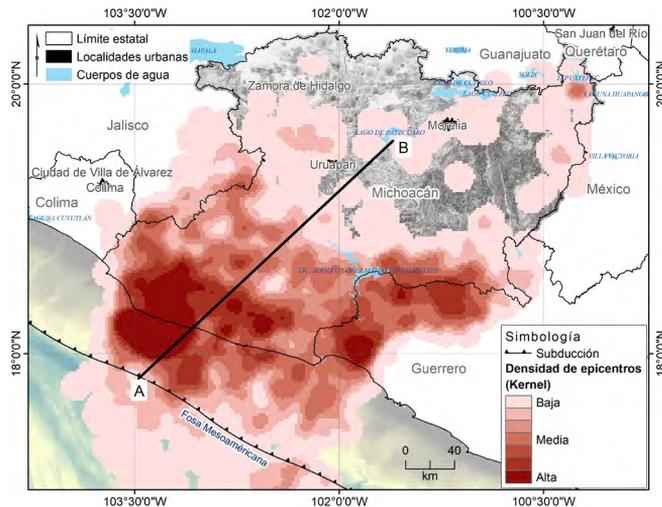
Región B1: sismicidad volcánica (Triángulo de Michoacán). Particularmente cerca de los volcanes Tancítaro y Parícutín en la región se presentó una crisis sísmica en los días previos al 21 de febrero de 1997 hasta el 18 de marzo del mismo año, con terremotos de magnitudes entre 3,9 y 4,1 (Pacheco et al., 1999). Esta región se encuentra dentro de los límites de Jalisco y Michoacán, la cual tiene parte de las fallas generales de la depresión de Tepalcatepec y el área límite de fractura Jorullo-Tacámbaro sureste. Esta región también contiene la parte oriental del rift de Colima y del rift Chapala, así como las fallas del sistema del Graben de Cotija. En particular, en esta área ocurren terremotos generados por la actividad volcánica producida por los volcanes Tancítaro y Parícutín en el Triángulo de la actividad sísmica de Michoacán.

Región B2: depresión Tepalcatepec. esta área se encuentra dentro de los límites de Michoacán y Guerrero, contiene parte del complejo Michoacán-Oaxaca, depresión Tepalcatepec, Tzitzio, Infiernillo-Penjamillo y Valle de Santiago, así como la región de fractura Jorullo-Tacámbaro. Por otro lado, utilizando todo el catálogo del estado, se determinó la distribución del valor de b (Gutenberg Richter) como se muestra en la figura 3.13. Se utilizó para el estado de Michoacán.

Figura 3.13. Resultados de la estimación de b , para el estado de Michoacán

Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

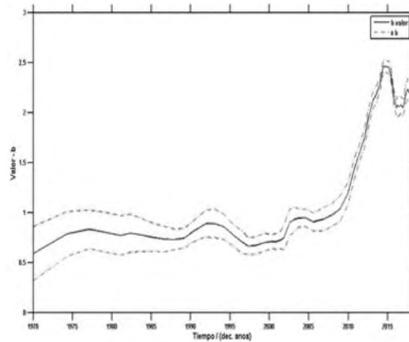
En la figura 3.14 se muestra el perfil para el cual se estimó el valor de b en función de la magnitud, profundidad y tiempo, este perfil se realizó en la parte central del estado con una línea perpendicular a la línea de la costa.

Figura 3.14. Muestra el perfil utilizado para la estimación del valor de b con una longitud de 200km que va de A-B.

Fuente: Elaboración propia en software ArcMap 10.3 con base registros del SSN y catálogo del IRIS.

Se determinó la distribución del valor b en función del tiempo (figura 3.15), magnitud (figura 3.16) y profundidad (figura 3.17) donde se muestran las variaciones estimadas del valor b . Se observa que los valores, a través del tiempo, muestran una acumulación de esfuerzos en los últimos 5 años aproximadamente (figura 3.15).

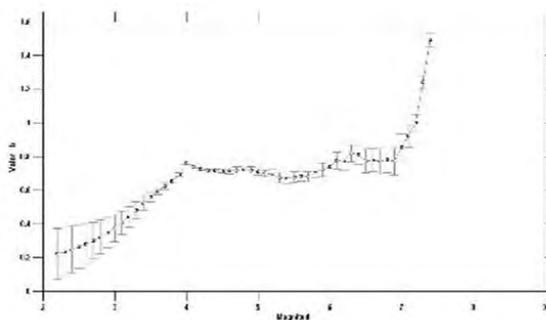
Figura 3.15. Muestra la estimación del valor b en función del tiempo



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

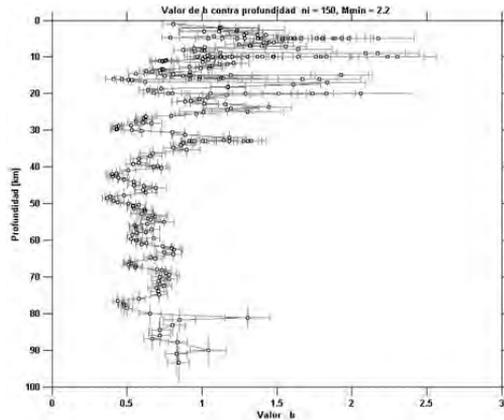
Para la gráfica en función de la magnitud se muestra que la tendencia entre los sismos de $M4$ a $M5$ tienen una distribución constante mientras que para los sismos $>M5$ tienen un sesgo lo que muestra una carencia de sismos de magnitud considerable. Sin embargo, esta observación puede ser algo arbitraria porque la cobertura instrumental era escasa antes de la década de 1990.

Figura 3.16. Muestra la estimación del valor b en función de la magnitud



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

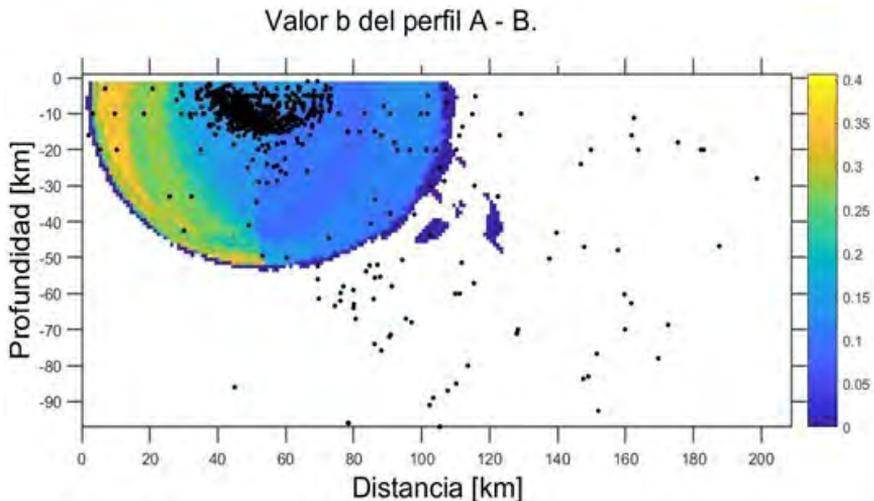
Figura 3.17. Muestra la estimación del valor b en función de la profundidad



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

Para el mismo perfil se determinó la distribución del valor de b para el trayecto del perfil A-B. En la figura 3.18 se muestra la zona de acumulación de los esfuerzos que está dentro de la corteza continental, donde se ha ido acumulando la energía y se considera una de las regiones de mayor sismicidad dentro del estado.

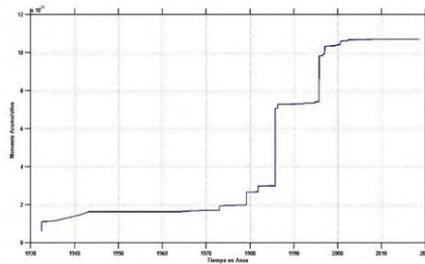
Figura 3.18. Muestra la estimación del valor b a lo largo del perfil A-B.



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

También se determinó el momento acumulado desde 1932 hasta 2017 (figura 3.19). En la figura 3.20 se muestra que, después del sismo de 1985 y después del sismo de 1998, existe una acumulación de energía la cual se ha visto reflejada en los de magnitud considerable. Asumiendo una tendencia progresiva, a partir del 2003, se tendría una acumulación de energía y, asumiendo un comportamiento cíclico, se estimaría que en los próximos años manifestaría un evento de magnitud considerable en la zona de estudio.

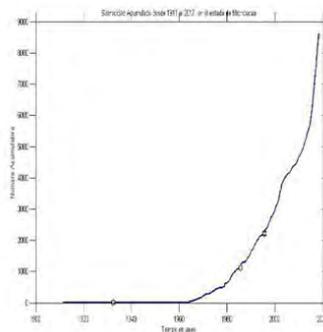
Figura 3.19. Muestra el Momento acumulado contra el tiempo



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

La sismicidad que se ha registrado hoy en día muestra un aumento en la sismicidad debido al incremento y cobertura instrumental. Aunque para el caso de estudio aún se cuenta con grandes incertidumbres, puesto que en Michoacán no se tiene una red estatal que permita disminuirla en la localización de magnitudes < M4.

Figura 3.20. Muestra el número acumulado de los eventos contra el tiempo en años



Fuente: elaboración propia en software Matlab R2007b (Zmap 6.0) con base en SSN e IRIS.

Conclusiones

En este trabajo se realizó una recolección de los datos epicentrales de 1911 a 2017, que fueron analizados estadísticamente. Se utilizaron terremotos de igual o mayor magnitud a M3, los cuales fueron analizados de acuerdo con la profundidad y magnitud para la correlación con la geotectónica y geomorfología del Michoacán. Este estudio permitió definir cuatro regiones dentro del estado de Michoacán que fueron las zonas: A, B1, B2, y C de acuerdo con el nivel de peligro sísmico.

La geomorfología del estado de Michoacán es el resultado de una historia geológica diversa y estrechamente relacionada con procesos tectónicos que resultan de procesos de subducción y otros procesos intraplaca. La regionalización propuesta ayudará a evaluar mejor el peligro sísmico en el estado de Michoacán. Esta regionalización debe ser la base para la instalación y diseño de una red sísmica, así como para mejorar los estudios de peligro y riesgo. Los resultados presentados en este trabajo son preliminares de un trabajo en proceso. La instrumentación desplegada después de los sismos de septiembre de 2022 proporcionará datos indispensables para una mejor evaluación del peligro y riesgo sísmico en el estado de Michoacán.

Referencias

- Campa, M. y Coney, P. (1983, junio). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (Cenapred). (2003, 20 de enero). *El sismo de Tecomán, Colima 21 de enero 2003: Informe técnico para sustento de la declaratoria de desastre natural de 3 municipios del estado de Michoacán, 10 del estado de Colima y 27 del estado de Jalisco*. Cenapred. <https://www.gob.mx/cenapred/es/articulos/el-sismo-de-2003-en-tecoman-colima>
- Comisión Federal de Electricidad (CFE). (1993). *Manual de diseño de obras civiles: Diseño por sismo*. CFE.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE). (2008). *Manual de diseño de obras civiles: Diseño por sismo*. CFE.

- Esteva, L. (1976). Seismicity. En C. Lomnitz y E. Rosenblueth (Comps.), *Seismic risk and engineering decisions* (pp. 179–224). Elsevier.
- García, V. y Suárez, F. (1996). *Los sismos en la historia de México*. Ediciones Científicas Universitarias / Fondo de Cultura Económica.
- Garduño, M., Corona, P., Israde, L., Arreygue, E., Bigiogero, B. y Chiesa, S. (1999). *Carta geológica de Michoacán (escala 1:250,000)*. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo / Secretaría de Difusión Cultural.
- Garduño, M., Arreygue, R., Chiesa, S., Israde, L., Rodríguez, T. y Ayala, G. (1998). Las fallas geológicas y sísmicas de la ciudad de Morelia y su influencia en la amplificación del territorio. *Ingeniería Civil*, 1(5), 3–12.
- Garduño, M. y Torres, J. (1996). Revisión histórica de la sismicidad en Michoacán. *Ciencia Nicolaita*, 57–81.
- Garduño, V., Israde, L., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P. y Arreygue, E. (1997). *Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatio and Cuitzeo, Mich., Mexico*. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI).
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H. y Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 97–112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Gutiérrez, C. y Montoya, D. (2000). *Mapa de isosistas de la República Mexicana*. Cenapred.
- Gutenberg, C. (1954). *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton University.
- Hagiwara, Y. (1974). Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain. *Tectonophysics*, 23, 313–318.
- Havskov, J., Cruz de la, S., Singh, S., Medina, F. y Gutierrez, C. (1983, abril). Seismic activity related to the March-April, 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 10(4), 293–296. <https://doi.org/10.1029/gl010i004p00293>
- Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). (s/f). *Data set*. IRIS. <http://www.iris.edu/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2020). *Datos vectoriales de las cartas topográficas 1:1'000,000 y 1:250,000*. INEGI.
- Kelleher, J., Sykes L. y Oliver J. (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their applications to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 78(14), 2547–2585. <https://doi.org/10.1029/jb078i014p02547>
- Martínez, A. (1987). *Isosistas del macrosismo del 19 de septiembre de 1985*. UNAM, Instituto de Ingeniería.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R. y Krause, J. (1979). Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries. *Pure and Applied Geophysics*, 117, 1082–1147. <https://doi.org/10.1007/bf00876211>

- Morelli, S., Garduño Monroy, V. H., Gigli, G., Falorni, G., Arreygue Rocha, E. y Casagli, N. (2010). The Tancitaro debris avalanche: Characterization, propagation and modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1–2), 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.008>
- Nava, A. (1998). *Terremotos*. Fondo de Cultura Económica.
- Nishenko, S. y Singh, S. (1987). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interpolate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2095–2114.
- Pacheco, J. F. y Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1306–1349
- Padilla y Sánchez, R. J., Domínguez Trejo, I., López Azcárraga, A. G., Mota Nieto, J., Fuentes Menes, A. O., Rosique Naranjo, F., Germán Castelán, E. A. y Campos Arriola, S. E. (2013). *Tectonic map of Mexico*. Data Pages. <http://www.datapages.com/AssociatedWebsites/GISOpenFiles.aspx>
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P. y Agostini de, G. (1991). *Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico*. Sociedad Geológica de América.
- Power, J. A., Wyss, M. y Latchman, J. L. (1998). Spatial variation in the frequency magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hill Volcano, Monserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3653–3656. <https://doi.org/10.1029/98gl00430>
- Servicio Sismológico Nacional (SSN). (s/f). [Archivos]. <http://www.ssn.unam.mx/>
- Singh, S. K., Astiz, L. y Havskov, J. (1981, junio). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 827–843. <https://doi.org/10.1785/bssa0710030827>
- Vázquez Rosas, R. (2013). *Estimación de escenarios sísmicos en Michoacán* [Tesis de doctorado]. UNAM. <http://132.248.9.195/ptd2013/noviembre/0704641/0704641.pdf>
- Zuñiga, F. R. y Wyss, M. (2001). Most- and least-likely localizations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1717–1728 <https://doi.org/10.1785/0120000303>

