



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización de sismos
históricos de México a partir de
valores de intensidad**

Tesis

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A N

Carlos Eduardo Chico Hernández

Daniel Ruiz Barón

Director de Tesis

Dr. Gerardo Suárez Reynoso



Ciudad Universitaria, México, D.F., 2017

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos con todo nuestro corazón a nuestro tutor de tesis, Dr. Gerardo Suárez Reynoso, por el gran apoyo, confianza, paciencia y tolerancia que nos ha brindado a lo largo de todo este proceso. Gracias por su guía, sus consejos y su amistad.

A nuestra querida Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería, por habernos brindado las herramientas para contribuir a la sociedad con conocimientos, competencias y valores.

Al Instituto de Geofísica por la beca de Tesis que nos fue otorgada para la culminación de este trabajo.

A los sinodales por su retroalimentación para enriquecer este trabajo y a los profesores que contribuyeron a nuestra formación profesional.

A mis padres, Ricardo y Laura, por todo el apoyo incondicional y el cariño que me han dado, a mis hermanos, Jesus y Richy, por estar ahí, a mi abuelita Hortensia, se le extraña.

A mis amigos, nuevos y viejos, que me han dado palabras de aliento cuando más las necesitaba.

A mi gran amigo Daniel, con quien he llevado a cabo esta aventura, gracias.

Carlos

Agradezco a mi hija, Luz Iraís, por ser mi razón para seguir adelante aún en los momentos más difíciles. Edith, porque además de ser mi compañera de vida, es mi mejor amiga con quien sé que siempre podrá contar.

A mi madre y hermanos, Norma, Sara y Rafa, porque siempre han creído en mí y me motivan a ser una mejor persona día a día.

Doy gracias a mi suegra, Angelina porque a lo largo de todos estos años siempre ha mostrado su cariño y apoyo.

A mis amigos de la carrera y de la vida porque han sido parte fundamental en diversas etapas cuando más los he necesitado: gracias Carlos, Aline, Danielito, Jorge Enrique, Stéfano, Drake, Diana.

Y a gracias a mi familia.

Daniel

ÍNDICE

Agradecimientos	1
Resumen	5
Abstract	6
1. Introducción	8
2. Metodología.....	10
2.1 Diagrama de flujo	12
3. Sismos en la zona de subducción	14
3.1 Calibración de leyes de atenuación	14
3.2 Sismos Procesados Tipo I (SP I).....	17
3.3 Sismos Procesados Tipo II (SP II).....	24
3.4 Algunos ejemplos de sismos históricos de subducción.....	26
3.4.1 “Temblor de San Sixto” en 1787	26
3.4.2 “Temblor de San Fernando” en 1818	27
3.5 Discusión de resultados para sismos de subducción	31
4. Sismos en el slab.....	34
4.1 Análisis de sismos en el slab	34
4.2 Clasificación para sismos en el slab.....	35
4.3 Calibración de sismos en el slab y pruebas	36
4.4 Ejemplos de sismos históricos en el slab.....	40
4.4.1 Sismo del 19 de julio de 1882	40
4.4.2 Sismo del 17 de mayo de 1879	42

4.5	Discusión de resultados para sismos del slab.....	43
5.	Sismos TMVB.....	46
5.1	Ejemplo de sismo dentro de la Faja Volcánica TMVB	48
5.1.1	“Temblor Grande” en 1568.....	48
5.2	Resultados para sismos en el TMVB	50
6.	Discusión y resultados	52
7.	Conclusiones	57
8.	Referencias.....	59

RESUMEN

La caracterización de sismos históricos en México utiliza valores cualitativos de intensidad, obtenidos de reportes de daños que son cuantificados mediante la escala de Mercalli modificada y procesados con un modelo de regresión lineal computarizado.

Esta investigación parte de una recopilación bibliográfica de daños causados por sismos en México durante el periodo preinstrumental. El catálogo de sismos desde el siglo XVI hasta principios del siglo XX se usan para compilar un catálogo paramétrico de sismos históricos.

El proceso consiste en asignar intensidades en la escala modificada de Mercalli (MMI) a las observaciones, localizar los sitios donde se reportan daños y efectos, utilizando los catálogos oficiales y, cuando esto es posible, realizar una inversión de la información para obtener la localización epicentral y la magnitud.

Se realizó una revisión exhaustiva de más de 300 eventos sísmicos reportados, seleccionando y categorizando los posibles candidatos a procesar. Basados en la metodología de Bakun y Wentworth (1997), y usando sismos instrumentales de los siglos XX y XXI, se crearon modelos de atenuación que relacionan la intensidad y la distancia al epicentro con la magnitud del evento. Con las leyes de atenuación se estimaron zonas epicentrales y magnitudes equivalentes a M_w .

Debido a la naturaleza cualitativa de los datos una gran cantidad de los eventos no fueron posibles de procesar, a pesar de contar con suficientes datos.

El modelo y la ley de atenuación para los eventos de subducción en la costa mexicana ofrecen resultados aceptables, con una incertidumbre de ± 0.5 en la magnitud.

Para la zona del "slab" debido a las características particulares en la región, la falta de eventos confiables para calibrar y el comportamiento de la ley de atenuación, impidió obtener buenas aproximaciones de magnitud y zona epicentral, solo los eventos con M_w mayor a 6.0 se procesaron y la incertidumbre es mayor a ± 0.5 . Los resultados para la zona

del cinturón volcánico transmexicano (TMVB) fueron invertidos usando los coeficientes de Bakun (2006) de California, presentado resultados aceptables, con una incertidumbre de ± 0.3 .

ABSTRACT

The characterization of historic earthquakes at México relies on qualitative intensity data, acquired from damage reports which in turn are quantified using the Mercalli Modified Intensity scale and processed through a computerized linear regression model.

This research begins with the bibliographic recompilation of damage reports due to earthquakes at México during the preinstrumental period. The earthquake catalogs since the XVI century until the early XX century is used to compile a parametric catalog of historic earthquakes.

The steps consider assigning intensity values using the Mercalli Modified Intensity scale (MMI) to each damage report, geographically positioning the locations where the reports are made, using official catalogs, and when available, performing a linear inversion with the data to estimate an epicentral location and magnitude.

An exhaustive screening of over 300 reported seismic events was done, selecting and categorizing candidates for processing. Based on Bakun and Wentworth (1997), and employing instrumental earthquake data in the XX and XXI centuries, attenuation law models that link intensity and epicentral distance with magnitude were created. With that law, the epicentral location and magnitude estimated are as M_w .

Due to the qualitative nature of the data, most of the 300 seismic events weren't available for processing, some even despite having enough data points. The attenuation model for the subduction zone along the coast of Mexico yielded acceptable results, with an uncertainty of ± 0.5 in magnitude.

For the in slab zone, the particular characteristics of this zone, the lack of trustworthy events for calibration purposes and the behavior of the attenuation law, made reliable magnitude and epicentral location estimations difficult, only the events with M_w higher than 6.0 were available for processing, and the uncertainty was over ± 0.5 magnitude points.

Results for the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) were inverted using Bakun (2006) California coefficients, which yielded reliable results, with an uncertainty in the ± 0.3 range.

1. INTRODUCCIÓN

La sismología instrumental es una ciencia joven, que tuvo su inicio a finales del siglo XIX, cuando se instalaron los primeros sismógrafos en el mundo. En el caso de México, los primeros instrumentos se instalaron a principios del siglo XX. La actividad sísmica de una región o de una falla geológica puede estudiarse usando la breve historia instrumental, o realizando una evaluación cualitativa a los documentos históricos que describen los daños ocasionados por sismos ocurridos antes del uso de instrumentos de medición.

En muchos casos los fenómenos sísmicos son de larga periodicidad y dentro de una misma falla se pueden situar eventos de magnitud similar, separados por decenas o inclusive cientos de años. Si empleamos exclusivamente el registro instrumental, corremos el riesgo de excluir eventos sísmicos importantes para estimaciones de peligro sísmico.

México está en una de las zonas de mayor actividad sísmica del mundo. La alta sismicidad en el país se debe principalmente a la interacción entre las placas de Norteamérica, Cocos, Pacífico, Rivera y Caribe. Como consecuencia de los daños ocasionados por el sismo del 19 de septiembre de 1985 se produjo un auge en la sismología mexicana, extendiéndose el estudio de la sismicidad a lo largo del país. Sin embargo, no existe en México un catálogo robusto y completo que brinde una referencia cuantitativa de magnitud y localización epicentral de sismos históricos que pueda ser utilizada para estudios de peligro sísmico.

En este trabajo se amplía el catálogo de sismos históricos mexicanos para la época preinstrumental, incluyendo la clasificación de los mismos por las características tectónicas de la zona donde son ubicados, adecuando la metodología propuesta por Bakun y Wentworth (1997) para estimar la magnitud y el epicentro a partir de los valores de intensidad obtenidos de la recopilación de reportes de daños, realizado por García Acosta y Suárez (1996), utilizando la Escala de Intensidad Modificada de Mercalli (MMI).

La localización epicentral y la magnitud, son estimadas con base en una ley de atenuación que relaciona la intensidad y la distancia al epicentro con la magnitud. La ley de atenuación

es calibrada utilizando sismos cuya magnitud instrumental es conocida y que cuentan con suficientes datos históricos de observaciones de intensidad (*p.e.*, Malagón, 1989) y aquellos encontrados el registro público de intensidades proporcionado por el Servicio Geológico Estadounidense (USGS, *Did You Feel It?*).

Usando la información cualitativa encontrada en la recopilación de sismos históricos mexicanos (García Acosta y Suárez, 1996) se seleccionan eventos sísmicos aptos para la inversión. El filtrado inicial de datos se realiza con base en las descripciones en cada evento sísmico, valorando aquellas que parecen exageradas o bien, que no son consistentes con la intensidad de las localidades cercanas; una vez realizado lo anterior se hace la estimación de magnitud y localización epicentral.

En el caso de sismos donde no hay un número suficiente de datos y donde la metodología de Bakun y Wentworth (1997) no se pueda aplicar directamente, se propone un método gráfico para la estimación de magnitud aproximada en sismos históricos.

2. METODOLOGÍA

Con el fin de determinar el mejor ajuste de epicentro y magnitud de sismos históricos en México se utilizó el método de inversión de Bakun y Wentworth (1997), el cual consiste en realizar el análisis de un conjunto de observaciones de intensidad modificada de Mercalli (MMI) con la estrategia de delimitar la región epicentral y la magnitud de momento M_w dentro de una malla de puntos. Las curvas de atenuación en función de la intensidad y la distancia al epicentro se calculan para cada zona con características sísmicas y geológicas similares. En cada punto de la malla se calcula una magnitud y un error asociado, mediante un sistema de ecuaciones lineales que relacionan la intensidad con la magnitud observada. La zona donde se encuentra el valor de error mínimo se considera como el epicentro estimado. La magnitud de intensidad (M_I), calibrada a M_w corresponde a la región con los valores mínimos de error.

Para cada sismo de calibración utilizado para calcular la ley de atenuación, se eligieron los puntos de intensidad reportados por el United States Geological Survey, *Did you Feel It?* (USGS:DYFI) y por Malagón (1989). En el caso de los datos obtenidos por Malagón (1989), se realizó la revisión punto a punto respecto a las descripciones corroborando que concuerdan con la escala modificada de Mercalli (MMI). La naturaleza cualitativa de los reportes implica varios tipos de errores inherentes. Existen regiones con efecto de sitio que reportan intensidades considerablemente superiores al de las ciudades y localidades adyacentes; el caso más notable es el de la Ciudad de México. En estas localidades que se encuentran fuera de la distribución media (outliers), previamente, se aplicó un filtro para la eliminación de las zonas donde se conoce este fenómeno.

Para el caso de la información recabada en el DYFI, de manera homogénea fueron discriminados los puntos donde sólo existía un reporte; esto se hizo con el fin de descartar la probabilidad de que fueran reportes exagerados dentro de la escala.

Con base en los sismos históricos de magnitud y epicentro conocido instrumentalmente, se realizó el cálculo del modelo de atenuación de intensidad en función de la distancia para

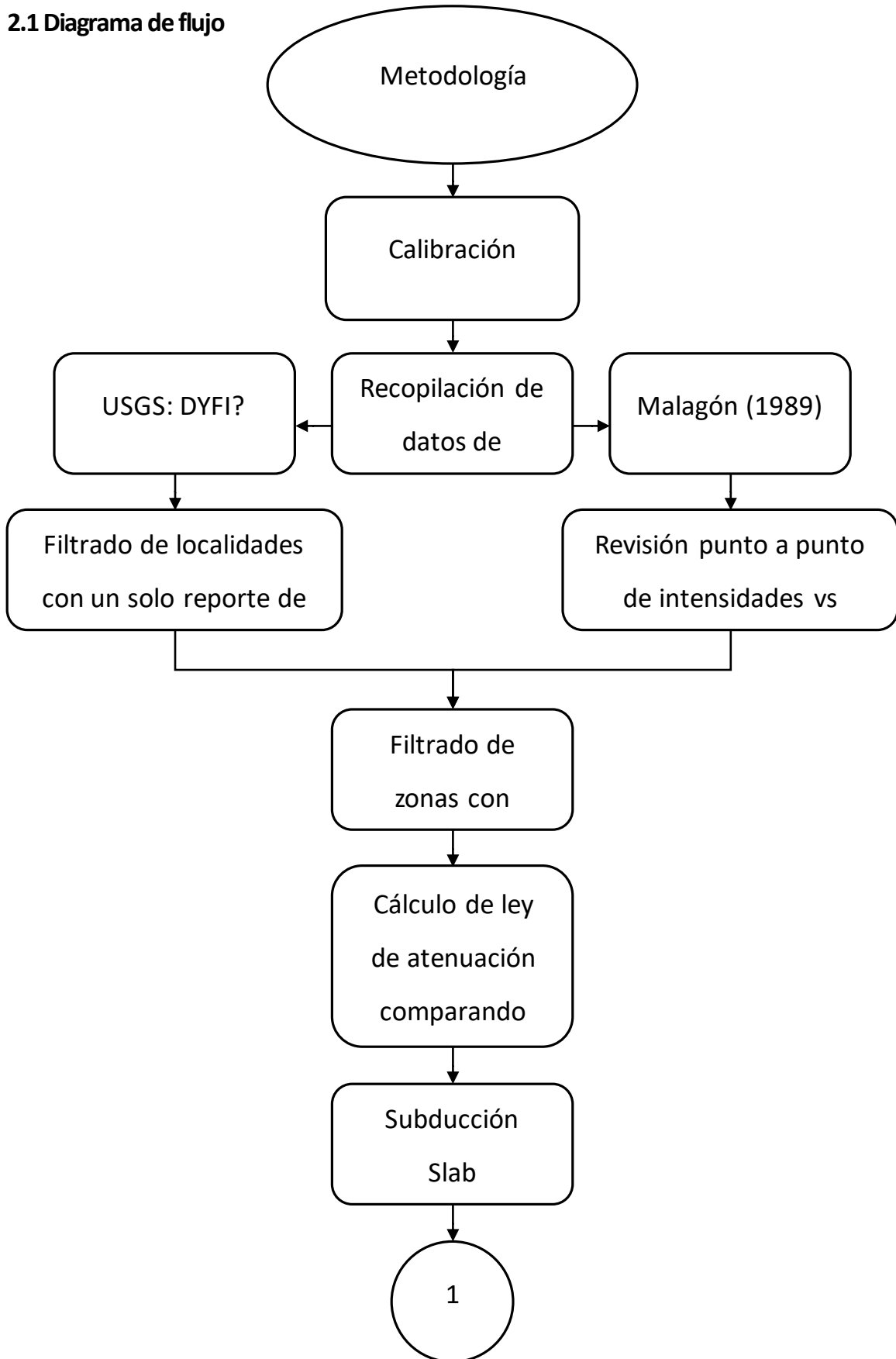
tres regiones sísmicas de México. Desde el punto de vista tectónico, el país se dividió en tres grandes tipos de sismos: sismos corticales en el eje volcánico (TMVB), dentro la placa de Cocos subducida debajo del continente (in slab) y sismos de subducción.

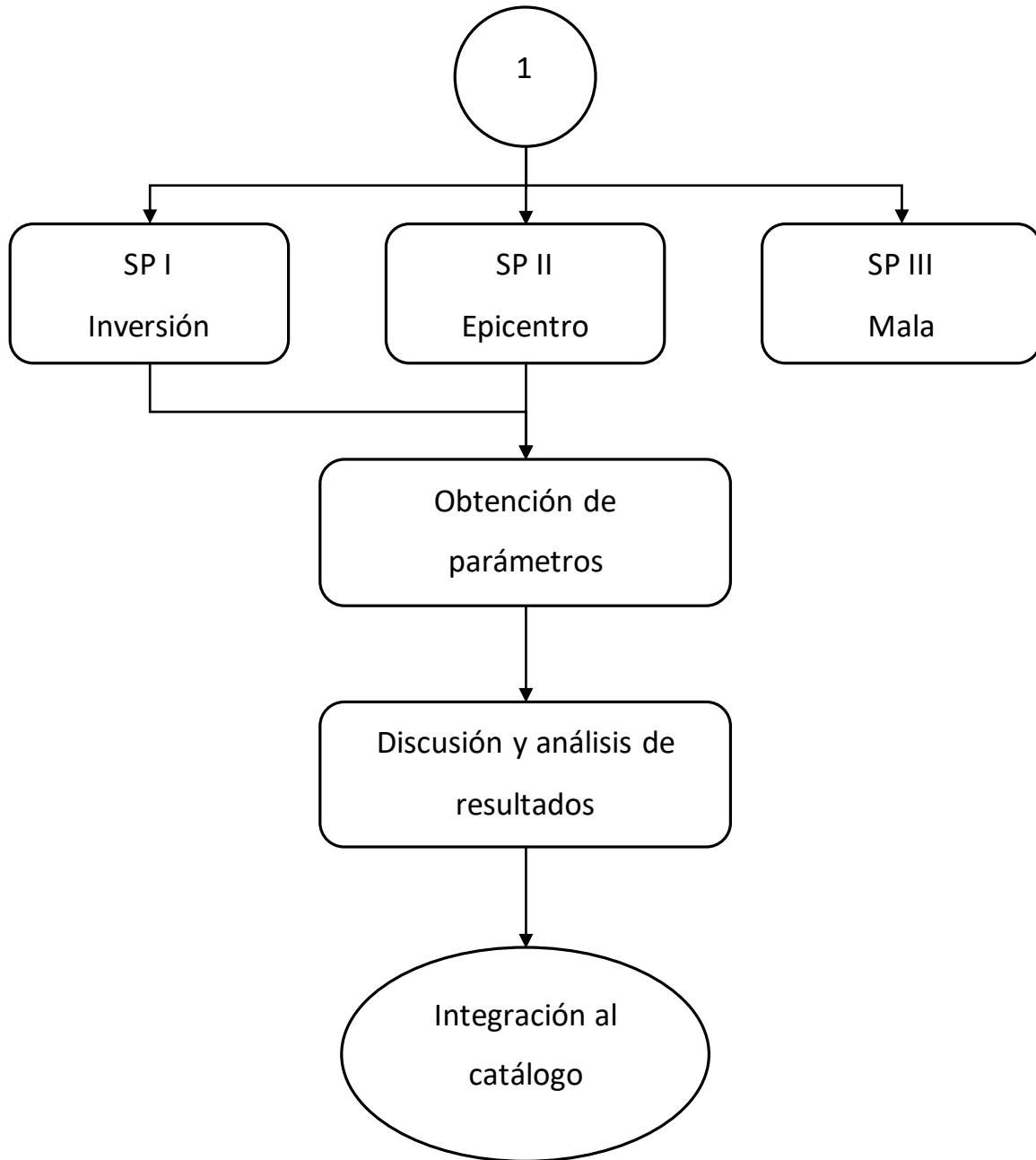
Una vez obtenidas las curvas de atenuación de intensidad en función de la distancia, se analizaron los datos macrosísmicos de manera sistemática del catálogo de sismos históricos (García Acosta y Suárez, 1996) y disponibles en la compilación de sismicidad histórica de México (<http://www.sismohistoricos.org>, Suárez, 2014). Los datos de intensidad fueron analizados para cada sismo, discriminando los reportes de daños encontrados, con base en la escala modificada de Mercalli. Se asignaron valores de intensidad para cada localidad usando como referencia geográfica las coordenadas registradas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI: Catálogos geográficos INEGI). Posteriormente, se clasificó el tipo de sismo acorde a su distribución de intensidades, ya sea de subducción, cortical en el eje volcánico o dentro del slab.

Los sismos procesados fueron divididos en tres categorías de acuerdo al número y calidad de la información:

1. SP I los que cuentan con una buena distribución y suficientes puntos de intensidad (> 20) para realizar la inversión.
2. SP II aquellos que tienen buena distribución de intensidades pero menos del mínimo necesario (<20) para realizar la inversión.
3. SP III los que a pesar de tener un buen número de puntos son descartados debido a la mala calidad de los datos o por su pobre distribución geográfica.

2.1 Diagrama de flujo





3. SISMOS EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

3.1 Calibración de leyes de atenuación

Siguiendo a Bakun y Wentworth (1997), para calcular la ley de atenuación para la zona de subducción se seleccionaron un conjunto de sismos históricos en un rango de magnitudes entre M_w 6.2 y 8.2 (Tabla 1) con la finalidad de establecer un rango lo suficientemente amplio en cuanto a magnitud para tener una inversión, y por consiguiente una ley de atenuación confiable, con la capacidad de reproducir las características sismotectónicas de la región.

A partir de los datos macrosísmicos se tomaron en cuenta únicamente localidades que muestran intensidades entre IV y IX en la escala modificada de Mercalli (

Fig. 1). Debido a las diferencias en las diversas fuentes de los sismos de calibración se optó por homogeneizar los parámetros. Los valores de magnitud M_w son tomados de Kostoglodov y Pacheco (1999) y USGS:DYFI? en sismos recientes.

En el caso de los valores de ubicación epicentral de los sismos de calibración, fueron utilizadas las coordenadas obtenidas del ISC (International Seismological Centre; <http://www.isc.ac.uk/>). Como fue documentado por Hjörleifsdóttir et al. (2015), en catálogos globales, las localizaciones epicentrales se encuentran, para sismos de subducción, ubicadas costa adentro a comparación de los catálogos locales debido a la falta de estaciones en el océano Pacífico, teniendo variaciones mayores directamente ligadas a magnitudes más altas. Debido a este desfase de ubicación en los sismos de calibración se puede esperar un comportamiento similar en los resultados para sismos históricos en la localización epicentral.

Tabla 1
Sismos usados para calibrar sismos de subducción

Zona	Fecha	Lat	Lon	Profundidad (km)	M_w	Referencia	Observaciones Totales
Jalisco	03/06/1932	19.79	-103.78	33	8.2	*	52
Acapulco	11/05/1962	16.96	-99.74	33	7.1	*	26
Petatlán	14/03/1979	17.76	-101.30	25	7.4	*	27
Michoacán	19/09/1985	18.54	-102.32	15	8.1	*	88
Oaxaca	30/06/2010	16.29	-97.96	20	6.2	USGS:DYFI	19
Pinotepa	20/03/2012	16.47	-98.37	20	7.4	USGS:DYFI	122

*Cien años de sismicidad (Kostoglodov y Pacheco, 1999) para M_w . ISC (International Seismological Centre; <http://www.isc.ac.uk/>) para latitud y longitud. Malagón (1989) para reportes de daños.

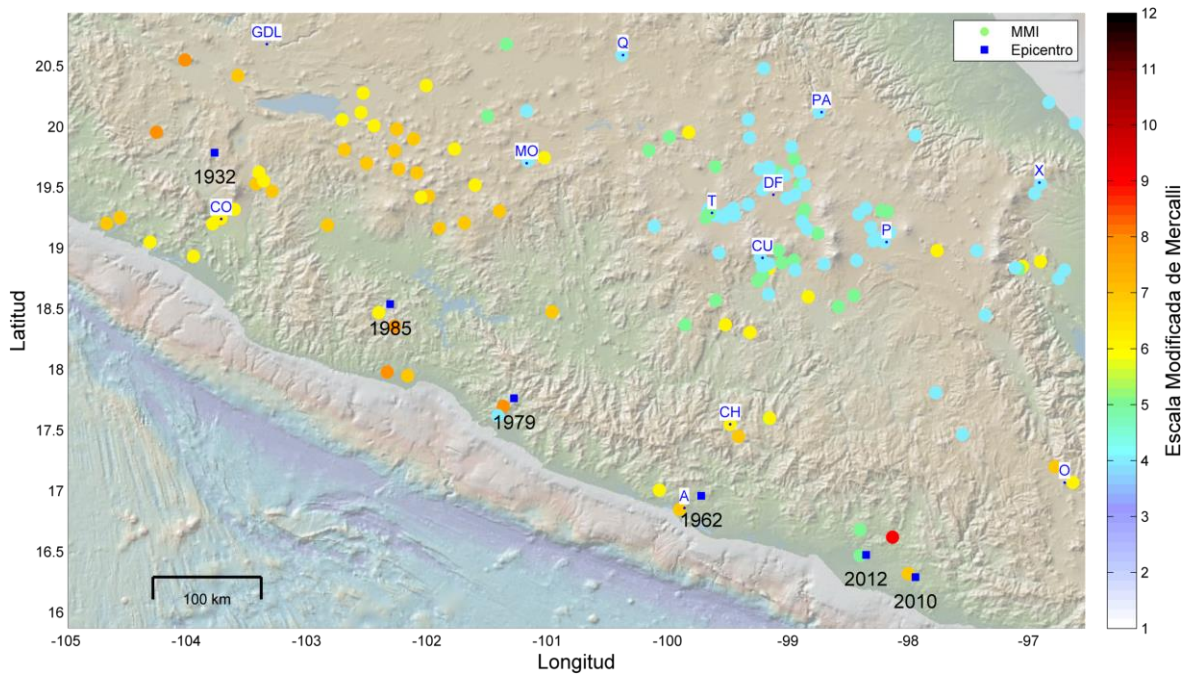


Fig. 1 Distribución de MMIs registradas en localidades para todos los sismos de calibración del modelo de atenuación y sus epicentros. Las abreviaciones de ciudad son: GDL, Guadalajara; Q, Querétaro; CO, Colima; MO, Morelia; PA, Pachuca; T, Toluca; DF, Ciudad de México; CU, Cuernavaca; CH, Chilpancingo; A, Acapulco; P, Puebla; X, Xalapa; y O, Oaxaca.

Por el carácter de los datos de intensidad sísmica nos enfrentamos con diversas limitantes. En primer lugar, se trata de datos provenientes de reportes cualitativos, donde frecuentemente se exagera el daño ocurrido en la localidad descrita. Otra limitante es que sólo hay registros en zonas con centros de población, de modo que en sismos más antiguos los reportes provienen principalmente de lugares con mayor densidad de población y, muchas veces, los pueblos pequeños o mal comunicados no presentaban un reporte. Aunado a esto, durante levantamientos armados, saqueos, incendios, etc., ha existido pérdida de archivos importantes para estos fines, lo cual se traduce en escasos registros de daños.

Los sismos de subducción ocurren en el contacto entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas de Cocos y Rivera. Siendo los más frecuentes, esta clase de sismo tiene una gran

cantidad de reportes de intensidad. Sin embargo, únicamente contamos con registros de intensidad para la porción continental dejando un semicírculo sin información en la región oceánica, tanto para los sismos de calibración como en los sismos históricos. Por otro lado, la población a lo largo de la costa del Pacífico ha sido históricamente muy baja.

3.2 Sismos Procesados Tipo I (SP I)

Para los sismos con perfil Tipo 1 que tienen un número suficiente de puntos de intensidad para ser invertidos, se utiliza la metodología de Bakun y Wentworth (1997) utilizando los sismos de calibración de la Tabla 1.

Los datos en conjunto muestran una distribución log-normal, pero tienen una distribución de probabilidad normal desde el punto de vista de cada nivel de intensidad. Utilizamos dos indicadores de normalidad para probar cada nivel de intensidad en los sismos de calibración, un gráfico Q-Q (Fig. 2) y el Test de Shapiro-Wilk (Shapiro Y Wilk 1956) Tabla 2.

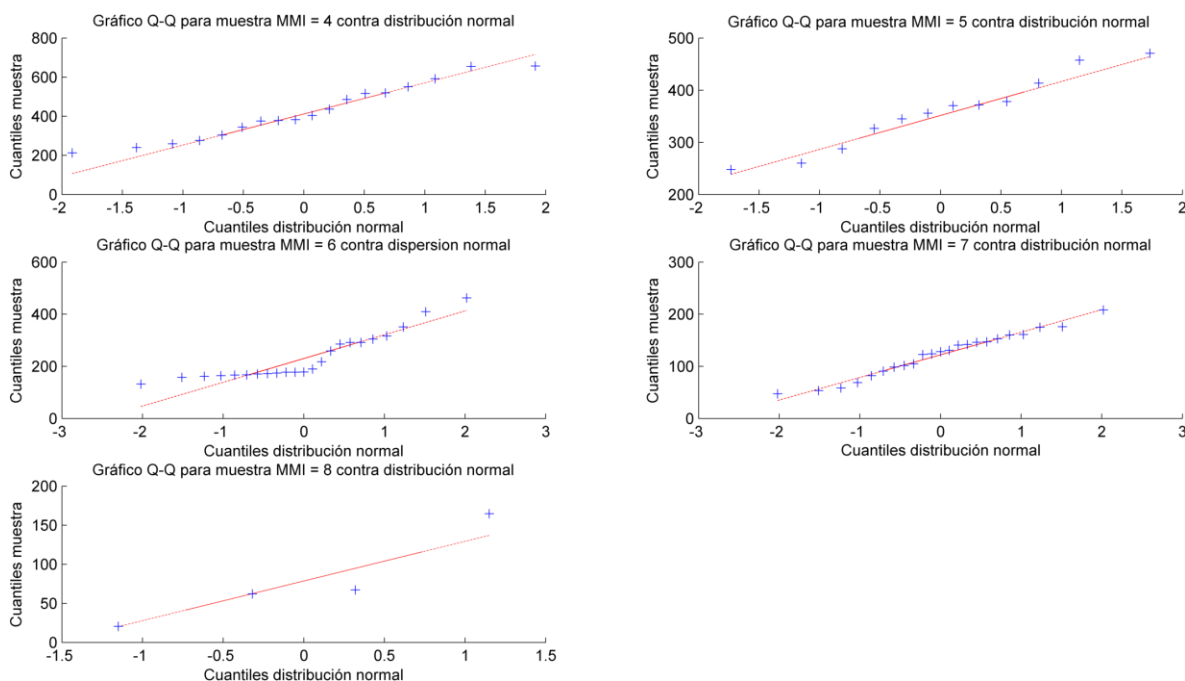


Fig. 2 Gráfico Q-Q por nivel de intensidad para el sismo del 19 de septiembre de 1985, se aprecia una tendencia normal en cada nivel, con la excepción del nivel MMI = 6 donde muestra un sesgo a la izquierda de la curva.

Tabla 2

Resultados para Test de Shapiro-Wilk por nivel de intensidad del Sismo de 19/10/1985

MMI	W	p-valor
4	0	0.5013
5	0	0.7952
6	1	0.0033
7	0	0.7687
8	0	0.3967

Basados en el valor de W todos los niveles a excepción del nivel MMI = 6 tienen una distribución normal.

Por esto, se filtraron los datos por desviación estándar para cada nivel de intensidad usando los datos de atenuación y la distancia a sus respectivos epicentros, Se usó un valor de $\sigma=2$ con la intención de eliminar los valores fuera del rango (outliers). Esto elimina al 5% de observaciones que están fuera del doble de la desviación estándar (Fig. 3).

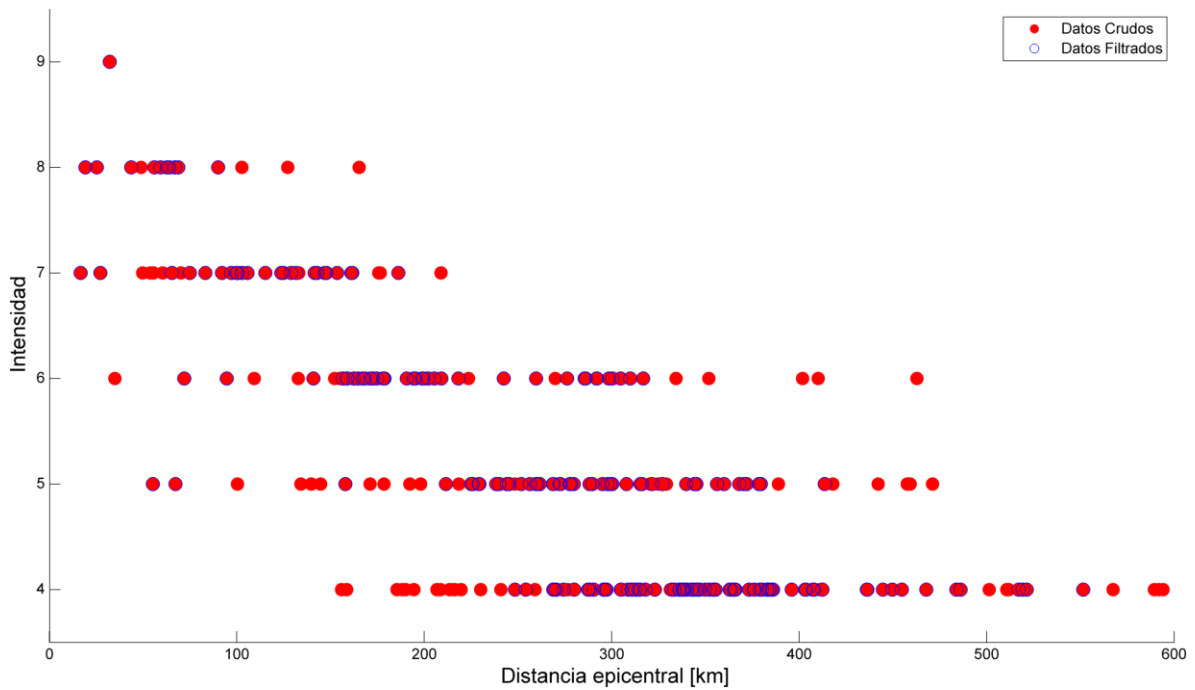


Fig. 3 Filtrado para sismos de calibración en sismos de subducción. Datos crudos (rojo) contra datos filtrados por la desviación estándar (azules).

El modelo de atenuación modificado es de la forma (Bakun et al., 2011b):

$$MMI = P_1 + P_2 * M + P_3 * r + P_4 * \log(r) \quad (1)$$

Donde MMI es el valor observado de intensidad en la escala modificada de Mercalli, M es la magnitud (de momento) o instrumental, r es la distancia al epicentro y P1, P2, P3 y P4 son constantes que dependen del modelo de atenuación.

Estas ecuaciones representan la inversión lineal de un sistema de ecuaciones sobredeterminado. Para el caso de los sismos de subducción las ecuaciones toman la forma:

$$MMI = 5.9567 + 0.6748 * M - 0.0041 * r - 2.0255 * \log(r) \quad (2)$$

$$M = \frac{MMI - 5.9567 + 0.0041 * r + 2.0255 * \log(r)}{0.6748} \quad (3)$$

Los coeficientes de calibración para sismos de subducción permiten generar las curvas de atenuación (Fig. 4), las cuales describen el comportamiento de la intensidad con respecto a la distancia para ésta región sísmica.

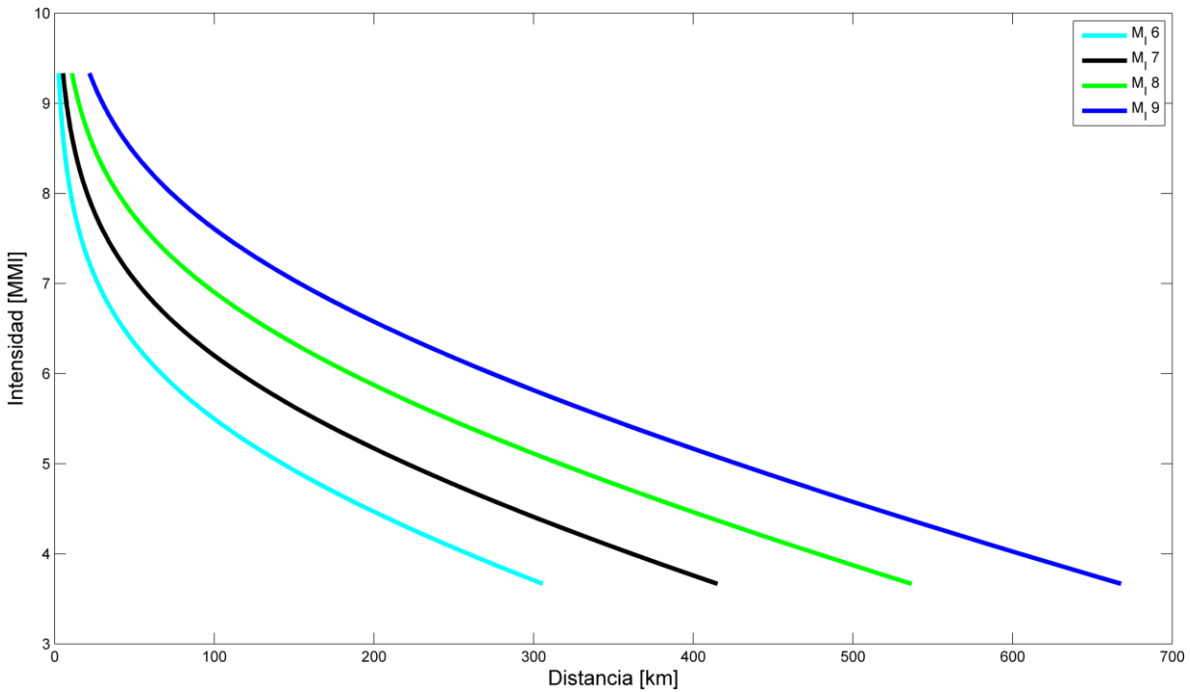


Fig. 4 Curvas de atenuación calculadas para sismos de subducción. Las curvas cian, negra, verde y azul corresponden a las magnitudes basadas en la intensidad (M_i) con valores de 6, 7, 8 y 9 respectivamente.

Posteriormente, se selecciona una malla donde cada punto de la misma representa una localidad epicentral posible. En nuestro caso, se diseñó una malla de puntos con distancias de 0.02° , con la finalidad de calcular en cada punto la magnitud requerida para reproducir las intensidades observadas con la relación de atenuación obtenida. Estas se promedian para generar los contornos de magnitud.

El darle igual peso a las observaciones de intensidad supone, implícitamente, que todas las observaciones son igualmente sensibles a la magnitud de la fuente. En contraste, las intensidades observadas cerca del epicentro propuesto son particularmente sensibles a un error en la localización epicentral. Esto sugiere que las observaciones a distancias cercanas deban ser pesadas preferentemente cuando se usen datos de intensidad para ubicar una región epicentral (Bakun y Wenworth, 1997).

$$W_i = \begin{cases} 0.1 + \cos \left[\left(\frac{\Delta_i}{150} \right) * \frac{\pi}{2} \right], & \text{for } \Delta_i < 150 \text{ km,} \\ 0.1 & , \text{ for } \Delta_i > 150 \text{ km,} \end{cases} \quad (4)$$

La elección de la función de peso con una función coseno, la distancia de corte de 150 km y el $W_i = 0.1$ son suposiciones empíricas que consideramos son razonables considerando la diferencia en el volumen de reportes con baja intensidad lejanos al epicentro, comparados contra los que se encuentran cercanos al epicentro estimado.

Para calcular la región epicentral que mejor se ajusta a los datos macrosísmicos se hace un cálculo del error rms en cada punto de la malla, usando la función de peso.

$$rms[M_I] = rms[M_I - M_i] - rms_0[M_I - M_i] \quad (5)$$

donde $rms[M_I - M_i] = \left\{ \sum_i [W_i * (M_I - M_i)]^2 / \sum_i W_i^2 \right\}^{1/2}$ y $rms_0[M_I - M_i]$ es el $rms[M_I - M_i]$ mínimo a lo largo de la malla de epicentros propuestos y donde se calcula M_i (Fig. 5).

La ley de atenuación calculada para los sismos de subducción se probó con los sismos de calibración. Los resultados obtenidos del epicentro y magnitud estimados se presentan en la siguiente Tabla 3.

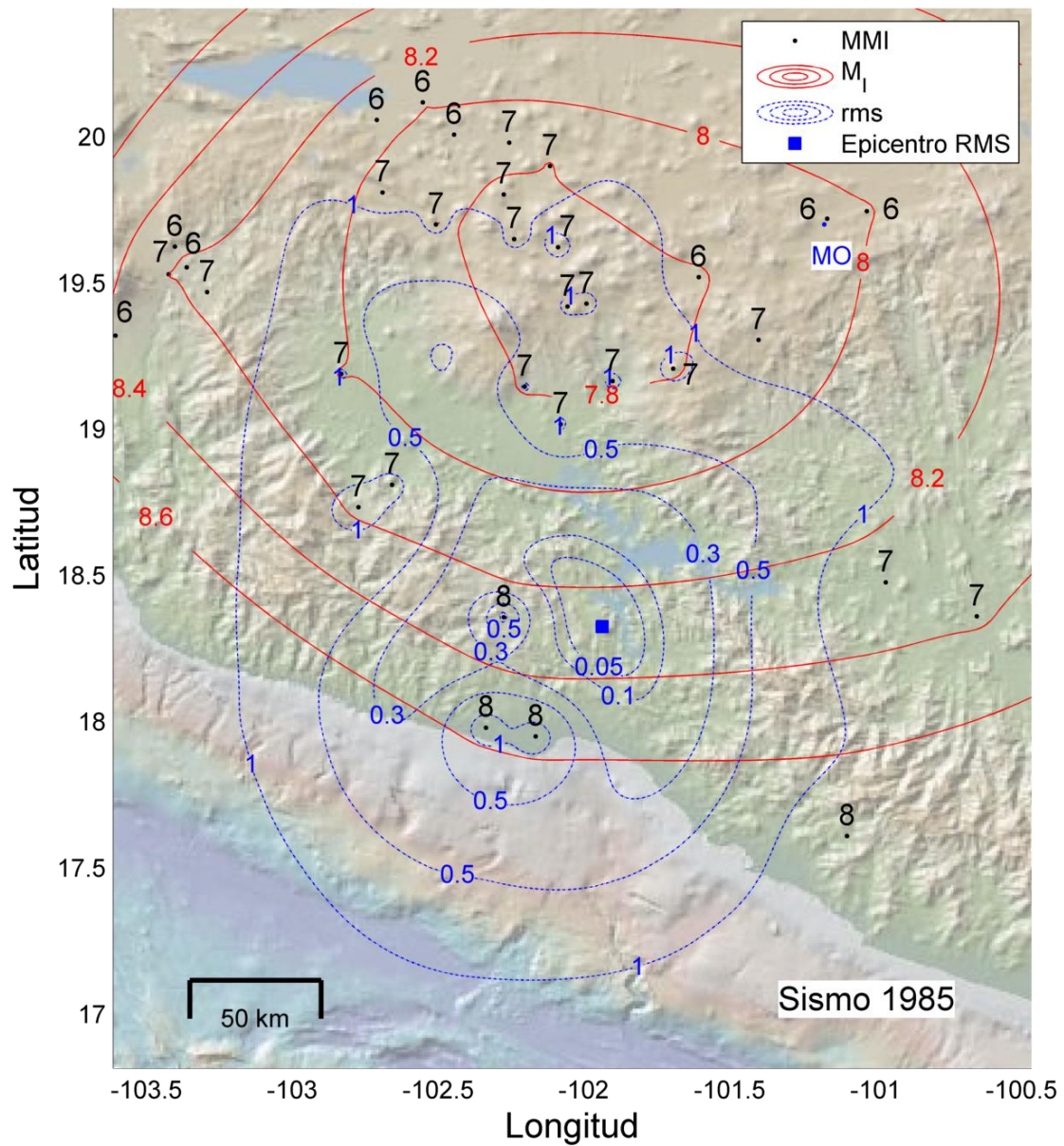


Fig. 5 Contornos de magnitud y de error para sismo del 19 de septiembre de 1985. La abreviación de ciudad MO corresponde a Morelia.

Tabla 3

Comparación de magnitudes epicentrales contra estimadas y sus respectivos epicentros.

Evento	M_w	M_l	\pm	Latitud RMS	Longitud RMS	ISC LAT°	ISC LON°	Diferencia epicentral (km)
11/05/1962	7.1	6.4	0.7	17.92	-98.95	16.96 ¹	-99.74 ¹	136.52
14/03/1979	7.4	7.6	0.2	17.91	-101.55	17.76 ¹	-101.3 ¹	33.84
03/06/1932	8.2	8.2	0.2	20.24	-104.43	19.79 ¹	-103.78 ¹	85.53
30/06/2010	6.2	6.6	0.4	16.07	-97.67	16.29 ¹	-97.96 ¹	42.36
20/03/2012	7.4	7.4	0.2	16.56	-98.23	16.47 ¹	-98.37 ¹	23.43
19/09/1985	8.1	8.3	0.2	18.31	-101.92	18.54 ¹	-102.32 ¹	51.71

¹Datos del International Seismological Centre (ISC; <http://www.isc.ac.uk/>)

Basados en los resultados obtenidos para los sismos de calibración, se puede estimar un margen de error de aproximadamente ± 0.3 de magnitud M_l en las magnitudes estimadas con el método de inversión de datos de intensidad de sismos históricos.

Mediante pruebas con datos sintéticos, simulando las distribuciones de intensidad para un sismo hipotético de M_l 7.5 se llegó a la conclusión de que el número mínimo de puntos de intensidad para poder realizar la inversión de la ley de atenuación se encuentra entre 20 y 30 (Tabla 4), dependiendo de la calidad de la información y de su distribución geográfica.

Tabla 4

Cálculo de magnitud de M_I y epicentro para sismo sintético de subducción con $M_W=7.5$

Número de localidades	R promedio al epicentro	SD R	M promedio	SD M	rms de M
5	109.372	106.3451	7.3209	0.9952	1.0063
10	56.1772	46.1156	7.2891	0.4683	0.5115
15	35.3163	31.3489	7.3886	0.2838	0.3036
20	29.0566	20.956	7.4307	0.2371	0.2459
25	25.3774	16.7225	7.4629	0.2128	0.215
30	23.173	17.3713	7.4518	0.1754	0.1811

Al aplicar la ley de atenuación correspondiente al tipo de sismo “SP I” se obtiene una zona epicentral aproximada por los valores mínimos de rms así como su rango de magnitud correspondiente.

3.3 Sismos Procesados Tipo II (SP II)

Debido a que algunos sismos no cuentan con el número mínimo de puntos de intensidad para realizar una inversión, aunque frecuentemente tienen una buena distribución geográfica, el método “SP II”, supone un epicentro basado en los reportes de daños y en las características tectónicas de la zona de subducción (Fig. 6).

A partir de la determinación del epicentro, se calculan las distancias a los puntos de intensidad observados para poder comparar de manera visual con las curvas de atenuación correspondientes. Esto con la finalidad de estimar una magnitud. Con esta metodología, el error estimado en magnitud es de aproximadamente ± 0.5 (Fig. 7).

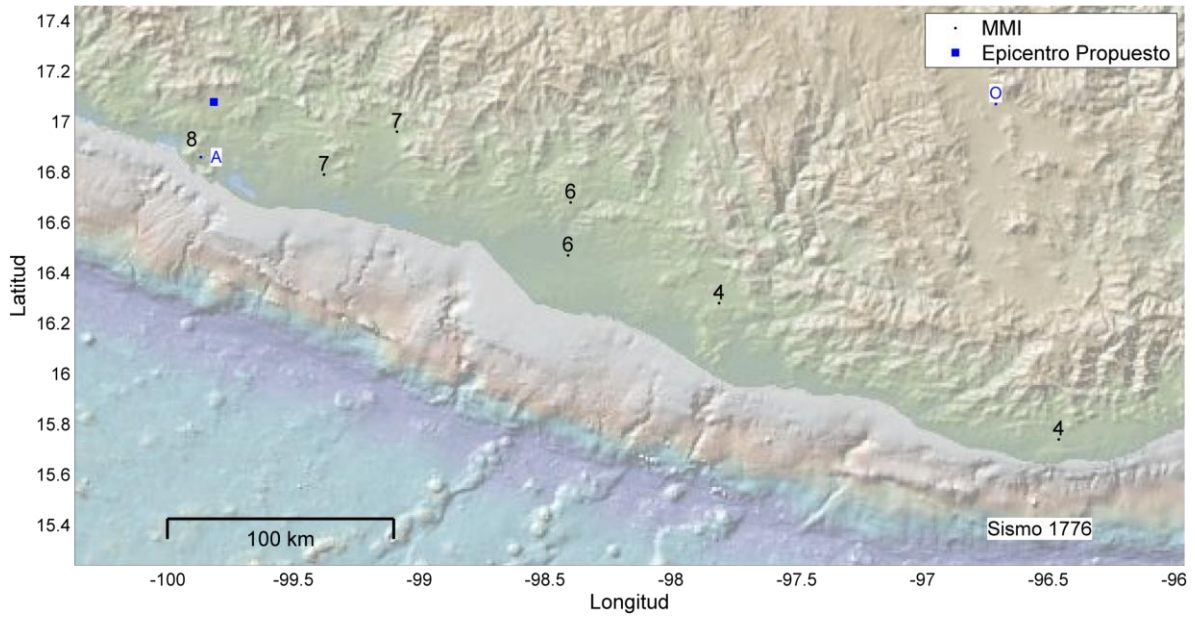


Fig. 6 Sismo del 21 de abril de 1776 clasificado como Tipo II candidato a uso del método gráfico con 7 puntos, pero buena distribución, se propone un epicentro. Las abreviaciones de ciudad son: A, Acapulco y O, Oaxaca.

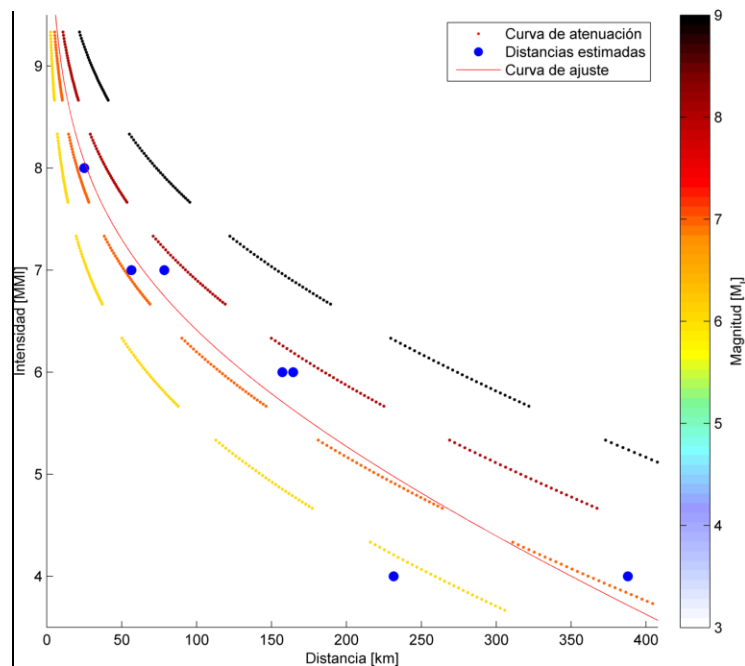


Fig. 7 Distribución de intensidades (MMI) con respecto a la distancia al epicentro para el sismo del 21 de abril de 1776. Con base en la dispersión de los puntos y una curva de ajuste auxiliar se observa que la M está entre 7 y 8, con un ajuste de 7.5 ± 0.5 .

Mediante el procedimiento anteriormente descrito se obtuvo la magnitud y epicentro estimado de 20 sismos de subducción clasificados como SP I y SP II, mismos que se listan en la Tabla 5.

3.4 Algunos ejemplos de sismos históricos de subducción

3.4.1 “Temblor de San Sixto” en 1787

Dentro de la historia sísmica de México, tanto en la época instrumental como en la anterior a ésta, el sismo de mayor magnitud del que se tiene noticia es el ocurrido el 28 de marzo de 1787. Este temblor está descrito como el primero en tres días consecutivos, provocando un tsunami reportado en Acapulco, Pochutla, Juquila y Ometepepec entre otros (García Acosta y Suárez, 1996). Suárez y Albini (2009) estimaron que la longitud de la ruptura en la falla provocada por el sismo es de 450 km con una magnitud aproximada de M_w 8.6.

El sismo de 1787 parece haber ocasionado la ruptura de un gran segmento de falla que más recientemente ha producido sismos de magnitud más moderada M_w (7-8) y con una recurrencia relativamente más corta de alrededor de 30 ó 40 años (Suárez y Albini, 2009).

La inversión realizada mediante la metodología de Bakun (2011) sitúa el mínimo error en la costa de Oaxaca, al SE de Pochutla (Fig. 8). La magnitud correspondiente al mínimo es de M_l 9.0 ± 0.3 . Esta estimación de la magnitud es superior a la propuesta por Suárez y Albini (2009). El término M_l define una magnitud basada en la intensidad calibrada al momento de magnitud (M_w).

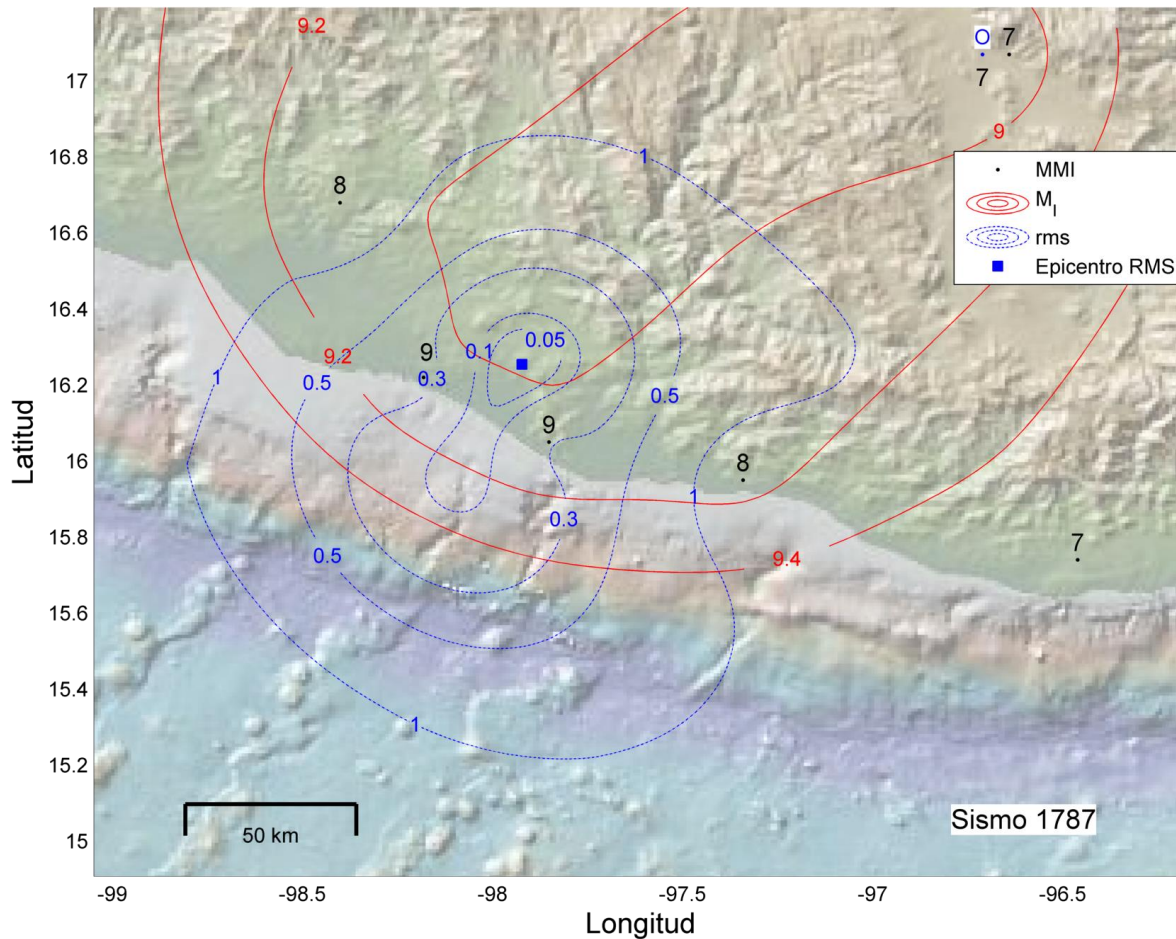


Fig. 8 Resultado de la inversión en datos macrosísmicos para el sismo del 28 de marzo de 1787. El mejor ajuste de ubicación epicentral se encuentra en el área donde ocurrió el mayor daño. La magnitud (M_l 9) es mayor al que se había estimado previamente por Suárez y Albini (2009). La abreviación de ciudad O corresponde a la ciudad de Oaxaca.

3.4.2 “Temblor de San Fernando” en 1818

El sismo ocurrido el 31 de mayo de 1818 destruyó la ciudad de Colima y causó enormes daños en las localidades cercanas, tanto del estado de Colima como en el estado de Jalisco. Este sismo presenta una gran similitud con el acontecido el año de 1932, ambos afectando de una región muy similar. Sin embargo, el temblor de San Fernando reporta daños mayores a los que se describen para 1932 (Malagón, 1989) cuya magnitud fue de M_w 8.2. Reportes

del sismo describieron ruidos subterráneos que precedieron al evento, lo cual permite suponer que se trata de un local en la zona de subducción.

Para el cálculo de la región y magnitud epicentral, el valor de intensidad correspondiente a la ciudad de Colima no fue considerado, teniendo en cuenta que en los sismos de subducción las intensidades mayores a IX las curvas del modelo de atenuación convergen (Fig. 4), por lo cual son tratados como puntos anómalos. Debido a la gran cantidad de localidades con intensidades mayores a VI encontradas con una mala dispersión, la inversión establece el mínimo error costa adentro (Fig. 9) y M_l 7.3 correspondiente. Con base en el tipo de sismo del que se trata, se supone un epicentro ubicado en la costa (Fig. 10), usando la metodología definida para sismos de Tipo SP II. Aplicando este método es necesario discriminar las localidades de intensidad VI debido a su mala dispersión, sin embargo al haber ausencia de intensidades bajas se espera una magnitud estimada alta. Comparando la distribución de intensidades con las curvas de atenuación, se observa que se trata de un sismo con M_l entre 8 y 9 (Fig. 11). Singh et al. (1981) propone 7.7 M_s mientras que la magnitud correspondiente en la inversión, usando el epicentro propuesto, es M_l 8.5 \pm 0.5 (Fig. 9).

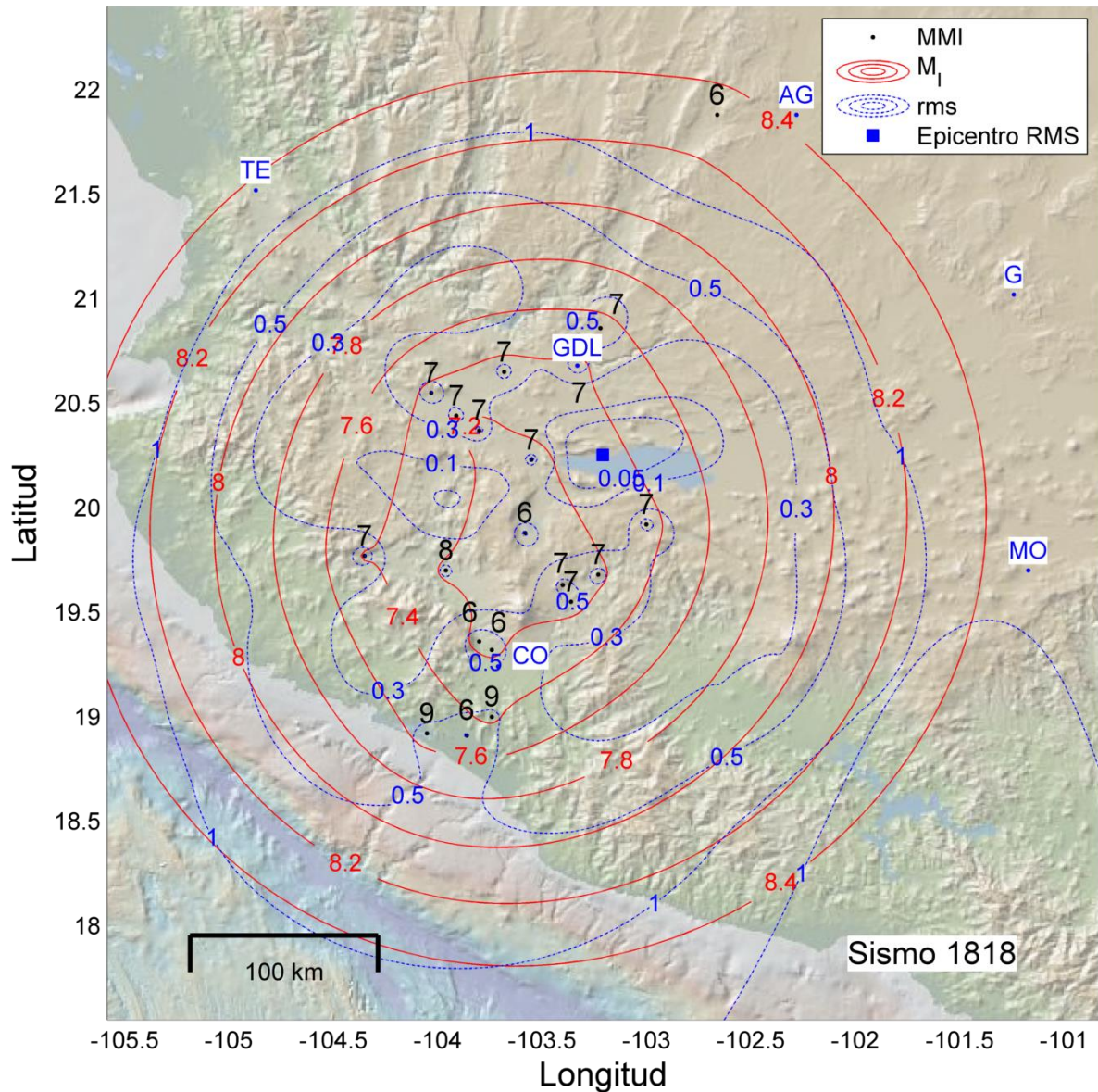


Fig. 9 Resultado de la inversión con datos macrosísmicos para el sismo del 31 de mayo de 1818. El mejor ajuste de ubicación epicentral se encuentra costa adentro debido a la distribución de intensidades (triángulo azul), realizando el análisis del sismo se selecciona el epicentro entre los puntos de mayor intensidad cercanos a la costa (cuadrado azul). El mejor ajuste de magnitud (M_1 7.6) que es menor al sismo de 1932. Las abreviaciones de ciudad son: CO, Colima; GDL, Guadalajara; MO, Morelia; G, Guanajuato; AG, Aguascalientes; y TE, Tepic.

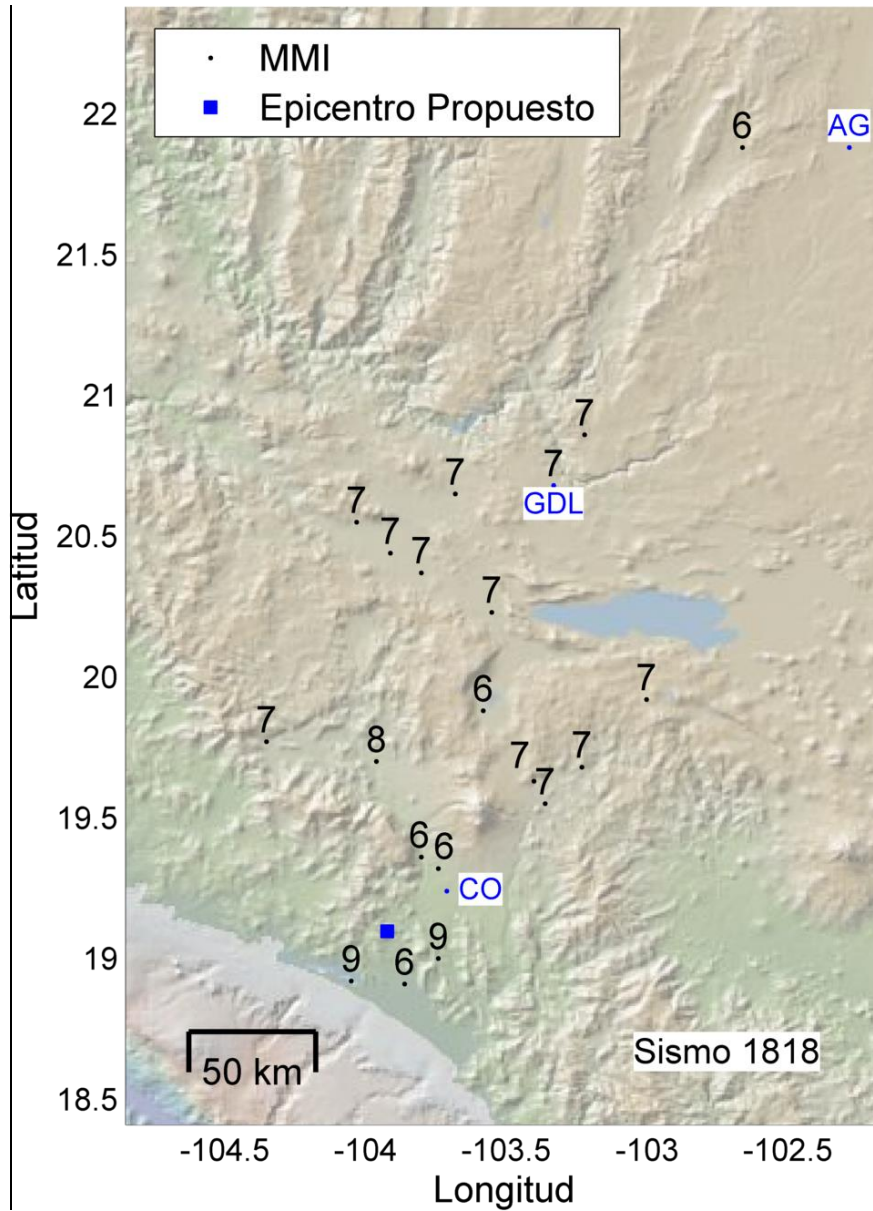


Fig. 10 Epicentro estimado seleccionado con base en la distribución de intensidades mayores y basado en la evidencia de que se trata de un sismo de subducción del día 18 de mayo de 1818. Las abreviaciones de ciudad son: CO, Colima; GDL, Guadalajara y AG, Aguascalientes.

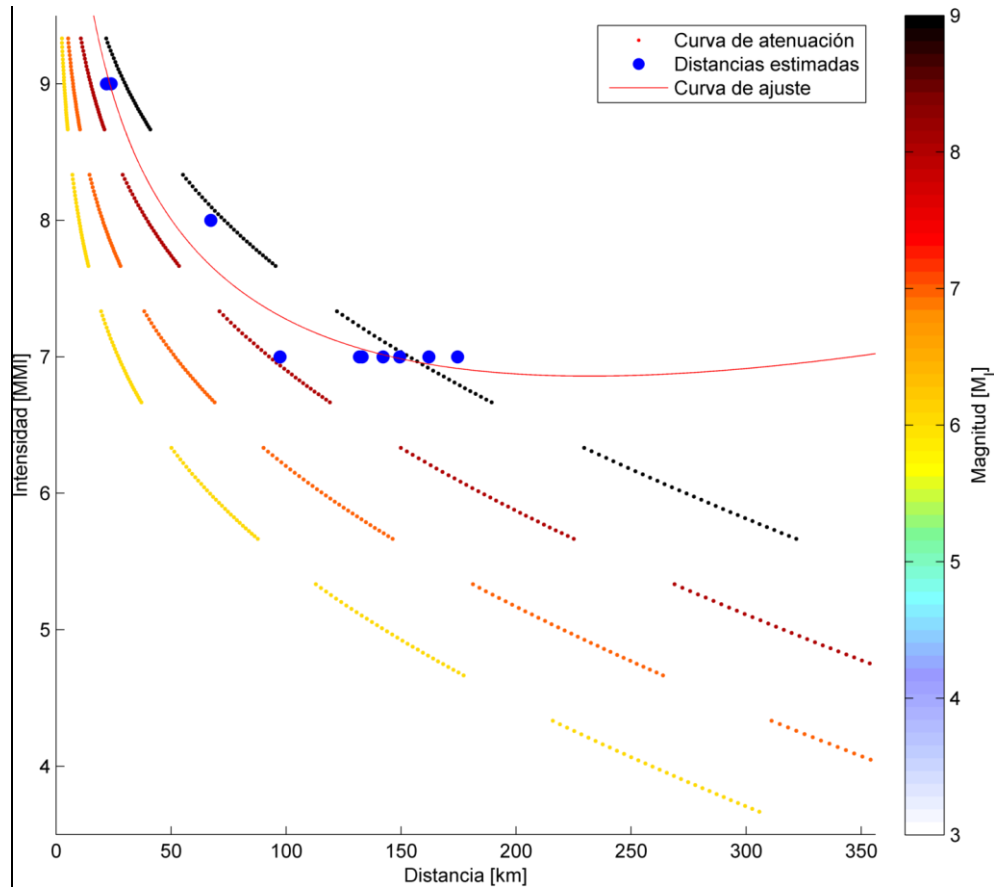


Fig. 11 Distribución de intensidades (MMI) con respecto a la distancia al epicentro para el sismo del 31 de mayo de 1818. Con base en la dispersión de los puntos y una curva de ajuste auxiliar se observa que la M_i está entre 8 y 9.

3.5 Discusión de resultados para sismos de subducción

A pesar de que los sismos de subducción cuentan con una aparente escasez de información para realizar una inversión y cálculo confiable para la zona epicentral y la magnitud, la buena distribución de magnitudes de los sismos de calibración permitió obtener una ley de atenuación confiable, bajo la cual de forma gráfica representa la atenuación de intensidades en función de la distancia para cada magnitud.

Las estimaciones de M y el epicentro, para los cuales se cuenta con datos de calidad suficientes, se muestran en la Tabla 5. La ampliación del catálogo permite tener una mejor visión del comportamiento en una de las zonas más activas sísmicamente del país. El cálculo de magnitudes y zona epicentral para sismos históricos de subducción permite extender el conocimiento al que se tiene de la época instrumental abarcando desde principios del siglo XVII (Tabla 5 y Fig. 12).

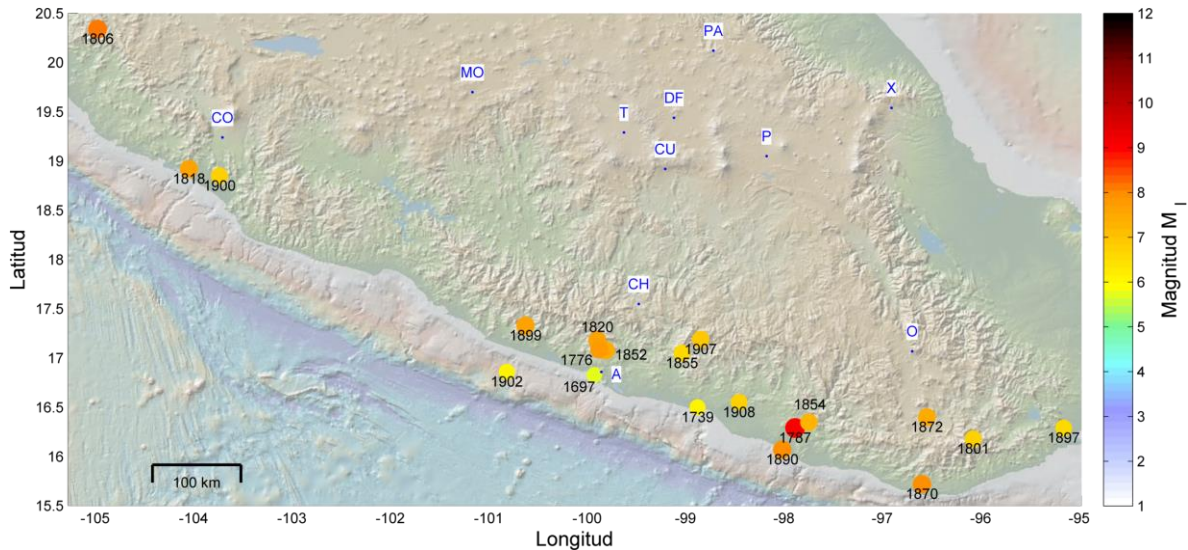


Fig. 12 Localización de los epicentros para los sismos históricos de subducción procesados. Las abreviaciones de ciudad son: CO, Colima; MO, Morelia; PA, Pachuca; T, Toluca; DF, Ciudad de México; CU, Cuernavaca; CH, Chilpancingo; A, Acapulco; P, Puebla; X, Xalapa; y O, Oaxaca.

Si bien es cierto que, inclusive en el presente, existen pocos centros de población sobre la costa oeste de México, y muchos de ellos se encuentran a gran distancia entre sí, debido a las características tectónicas de la zona de subducción los eventos sísmicos de gran magnitud son relativamente frecuentes, presentando un peligro constante para una considerable parte de la población.

Tabla 5

Sismos de subducción procesados con magnitud y epicentro estimados

Date	M _i	°N	°W	Total Observations
25/02/1697 ¹	5.8	16.83	-99.95	7
05/05/1739 ¹	6	16.50	-98.90	10
21/04/1776 ²	7.5	17.08	-99.83	9
28/03/1787 ¹	9	16.25	-97.93	16
05/10/1801 ¹	6.8	16.18	-96.10	23
25/03/1806 ¹	8.2	20.34	-105.00	16
31/05/1818 ²	8.5	19.10	-103.94	24
04/05/1820 ¹	7.6	17.18	-99.92	18
04/12/1852 ¹	7.8	17.09	-99.90	16
05/05/1854 ¹	7.2	16.35	-97.77	22
01/02/1855 ¹	6.6	17.05	-99.06	14
11/05/1870 ¹	8	15.72	-96.62	21
27/03/1872 ¹	7.5	16.40	-96.57	16
02/12/1890 ¹	8	16.07	-98.04	56
05/06/1897 ²	6.5	16.29	-95.18	21
24/01/1899 ¹	7.7	17.33	-100.65	35
19/01/1900 ¹	6.8	18.85	-103.76	38
24/01/1902 ²	6	16.86	-100.84	24
14/04/1907 ¹	7	17.19	-98.87	87
26/03/1908 ¹	6.7	16.55	-98.48	32

¹Estimación de parámetros M_i, latitud y longitud mediante inversión para tipo de sismo SP I con error estimado de ± 0.3.

²Ubicación epicentral propuesta por la distribución de intensidades para sismos SP II. M_i estimada mediante comparación de intensidades contra curvas de atenuación con error estimado de ± 0.5.

4. SISMOS EN EL SLAB

Aunque de menor magnitud que los sismos de subducción, los sismos que ocurren dentro del slab por debajo del continente, representan también un peligro importante para la población. Este tipo de sismos ocurren a profundidades de entre 40 y 180 kilómetros, dentro de las placas subducidas. Estos sismos en el slab se producen por el fallamiento dentro de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo del continente. Las placas oceánicas al penetrar el manto terrestre se deforman, presentando una compleja geometría en diferentes regiones del país. Bajo Jalisco y Colima, la placa de Rivera penetra al interior de la tierra a un ángulo mayor a 45° . En cambio, bajo Michoacán y Guerrero, la placa de Cocos se vuelve subhorizontal por cerca de 300 kilómetros de longitud para luego descender abruptamente a un ángulo mayor. Bajo Oaxaca, la placa de Cocos penetra con un ángulo somero, menor a los 45° , mientras que bajo Chiapas esta misma placa subduce con un alto ángulo, mayor a los 45° (Pardo y Suárez, 1995).

Debido a que esa clase de sismos ha ocurrido en zonas con gran cantidad de población, a pesar de tener bajas magnitudes han ocasionado grandes daños como sucedió en 1964 bajo el Río Balsas, el de 1973 bajo Orizaba, el de 1980 bajo Huajuapán de León y el de 1999 bajo Tehuacán (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

4.1 Análisis de sismos en el slab

Con el fin de calcular la ley de atenuación, siguiendo a Bakun y Wentworth (1997), se seleccionaron un conjunto de sismos históricos en un rango de magnitudes entre M_w 5.7 y 6.6 para sismos dentro del slab (Tabla 6). Únicamente se tomaron en cuenta localidades que muestran intensidades entre III y VII en la escala modificada de Mercalli.

A diferencia de los sismos de subducción, generalmente los sismos en el slab cuentan con un mayor número de datos de intensidad por estar situados bajo zonas donde existe una mayor densidad de población. Sin embargo, para fines de calibración de la ley de atenuación, el rango de magnitudes es sumamente limitado (M entre 5.7 y 6.6) y al tratarse

de sismos con magnitudes cercanas a M_w 6 los valores de intensidad reportados son bajos (en su mayoría MMI menores a 7), generando así una mala dispersión hacia las intensidades menores; a su vez, la diferencia de profundidades entre uno y otro evento de este tipo implican que no se puedan usar los datos en conjunto para hacer una misma ley de atenuación.

Tabla 6

Sismos en el Slab Utilizados para Calibrar la Ley de Atenuacion MMI vs Distancia

Fecha	Zona	M	Lat	Lon	Profundidad (km)
06/07/2007	Chiapas, México	6.1	16.35	-93.99	113.00
12/02/2008	Oaxaca, México	6.5	16.36	-94.30	83.00
25/02/2011	Veracruz, México	5.9	17.84	-95.01	122.70
07/04/2011	Veracruz, México	6.6	17.21	-94.34	166.20
11/12/2011	Guerrero, México	6.5	17.99	-99.79	59.00
01/05/2012	Guerrero, México	5.7	18.25	-101.09	51.10
15/11/2012	Guerrero, México	6.1	18.35	-100.38	53.00
16/06/2013	15km NW de Copalillo, México	5.8	18.16	-99.20	52.00
29/07/2014	24km SE de Playa Vicente, México	6.3	17.68	-95.65	107.00
17/12/2015	12km SW de Tres Picos, México	6.6	15.80	-93.63	85.00

4.2 Clasificación para sismos en el slab

Debido a que la metodología de Bakun (2006) no es aplicable para todos los sismos en el slab a causa de la falta de sismos de calibración para las diferentes profundidades, se realizó una clasificación cualitativa de los mismos con la intención de poder comparar los sismos históricos respecto a los sismos instrumentales. Para determinar la profundidad aproximada a la que se generó cada evento sísmico de este tipo se utilizaron las curvas de profundidad de Pardo y Suárez (1995). La metodología aplicada es la que corresponde a sismos Tipo II (SP II), de manera similar a lo realizado en el caso de los sismos de subducción.

De modo que se supone para cada caso, de acuerdo con la distribución de intensidades, un epicentro estimado para posteriormente comparar las distancias al epicentro propuesto contra las curvas de atenuación y determinar la magnitud con un error esperado de ± 0.5 .

4.3 Calibración de sismos en el slab y pruebas

Usando como base los datos de intensidad provistos por el USGS: DYFI?, se obtuvo la ley de atenuación para sismos en el slab con profundidades cercanas a 50 km de profundidad (Fig. 13).

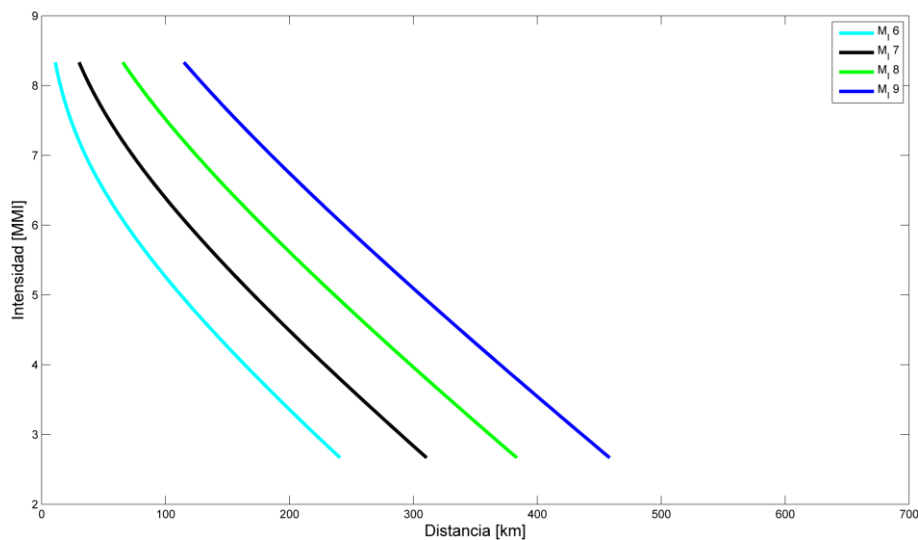


Fig. 13 Curvas de atenuación calculadas para sismos in slab con profundidades cercanas a 50 km. Las curvas cian, negra, verde y azul corresponden a las magnitudes basadas en la intensidad (M_j) con valores de 6, 7, 8 y 9 respectivamente.

A diferencia de los resultados para los sismos de subducción, en el slab las curvas no se encuentran bien diferenciadas, lo cual es reflejo del rápido decaimiento de la intensidad con respecto a la distancia. En datos de calibración se muestran resultados aceptables (Tabla 7), sin embargo existe un error considerable aún en los sismos de mejor ajuste como sucede

para el 11 de diciembre del 2011 (Fig. 14), donde hay una diferencia de 0.5 en el valor de magnitud y un ajuste de ubicación epicentral poco mayor a 70 km.

Tabla 7

Comparación de magnitudes epicentrales contra estimadas y sus respectivos epicentros.

Evento	M_w	M_l	\pm	Latitud RMS	Longitud RMS	USGS LAT°	USGS LON°	Profundidad (km)	Diferencia Epicentral (km)
11/12/2011	6.5	6.0	0.5	18.47	99.68	17.99	99.79	59.00	74.05
01/05/2012	5.7	5.9	0.2	18.48	100.62	18.25	101.09	51.10	57.79
15/11/2012	6.1	5.0	1.1	18.93	100.05	18.35	100.38	53.00	73.27
16/06/2013	5.8	5.0	0.8	19.01	98.77	18.16	99.20	52.00	116.13

¹Datos del USGS: DYFI? (<https://earthquake.usgs.gov/data/dyfi/>)

Las pruebas con datos sintéticos muestran resultados significativamente mejores que en los sismos de calibración considerando una M_w 6.0, incluso en simulaciones con pocos datos (Tabla 8). Esto muestra que es necesaria una muy buena distribución de puntos de intensidad.

Tabla 8

Cálculo de magnitud de M_l y epicentro para sismo sintético de subducción con $M_w=6.0$

Número de localidades	R promedio al epicentro	SD R	M promedio	SD M	rms de M
5	22.9726	17.4319	5.9918	0.2262	1.0331
10	14.4133	8.7656	6.0265	0.0935	0.978
15	12.0584	7.6574	6.0244	0.0838	0.9791
20	10.0032	4.9617	6.0109	0.0629	0.9911
25	9.0259	5.0467	6.0107	0.0572	0.9909
30	8.15	4.7579	6.0159	0.0476	0.9852

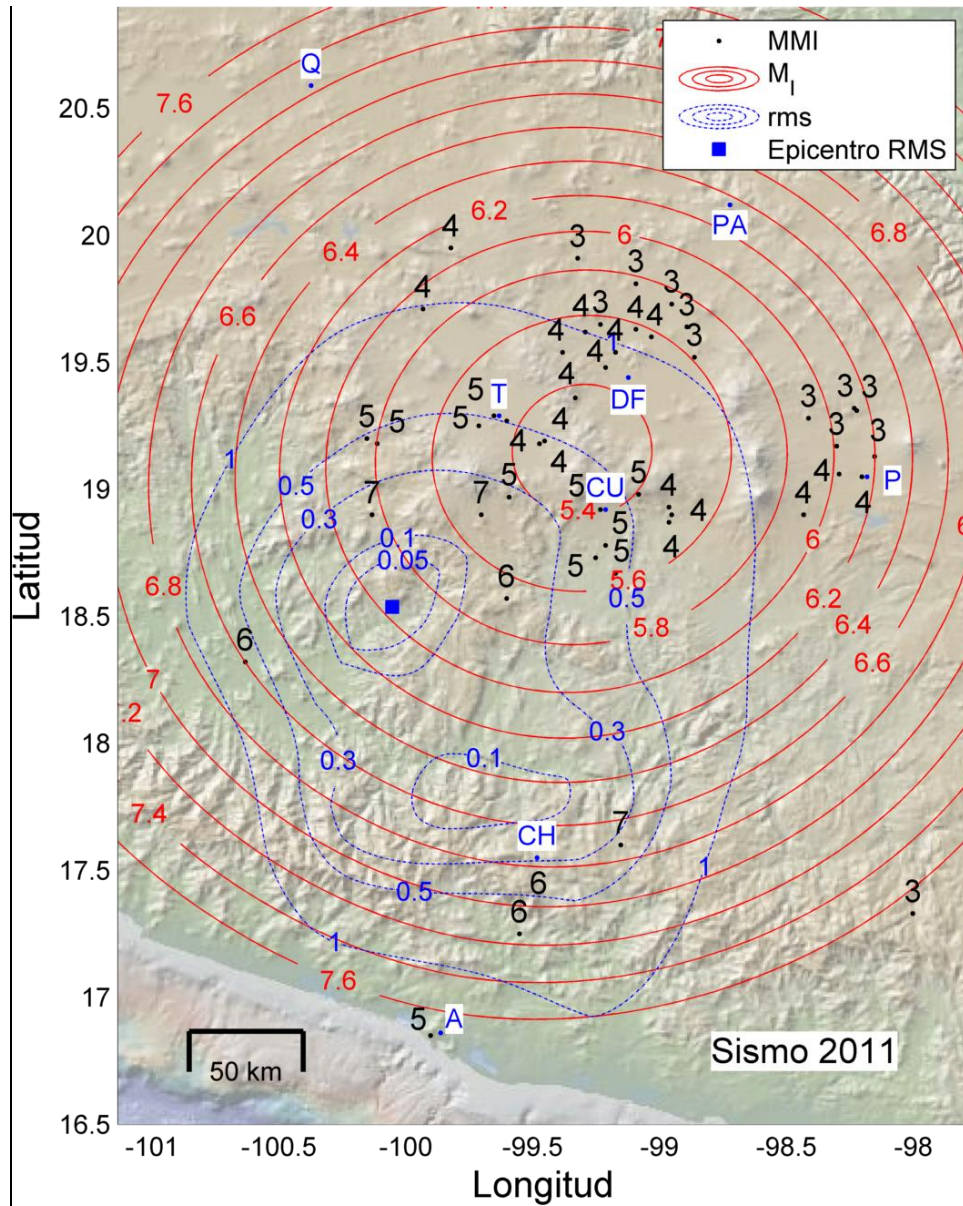


Fig. 14 Contornos de magnitud y error para el sismo de calibración del 11 de diciembre de 2011. El mejor ajuste de ubicación epicentral se encuentra al sureste de la ciudad de Cuernavaca (cuadrado azul), a 72 km del epicentro proporcionado por el ISC (triángulo azul). El mejor ajuste de magnitud (M_l 6) es menor al registrado instrumentalmente por una diferencia de magnitud de 0.5. Las abreviaciones de ciudad son: Q, Querétaro; T, Toluca; PA, Pachuca; DF, Ciudad de México; CU, Cuernavaca; CH, Chilpancingo; A, Acapulco y P, Puebla.

Para sismos históricos, donde no se aprecia claramente el cambio de intensidades, los resultados pueden llegar a ser inconsistentes, calculándose magnitudes sobreestimadas a comparación de los daños registrados en los reportes de intensidad. Sin embargo, en aquellos con buena distribución y un claro decaimiento de la intensidad respecto a un punto central los resultados son bastante satisfactorios como se muestra en la Fig. 15, estimando una M_I 7.4 consistente respecto a los datos de intensidad reportados, y coincide con la calculada por Zúñiga et al. (1997) a una profundidad de 53 km.

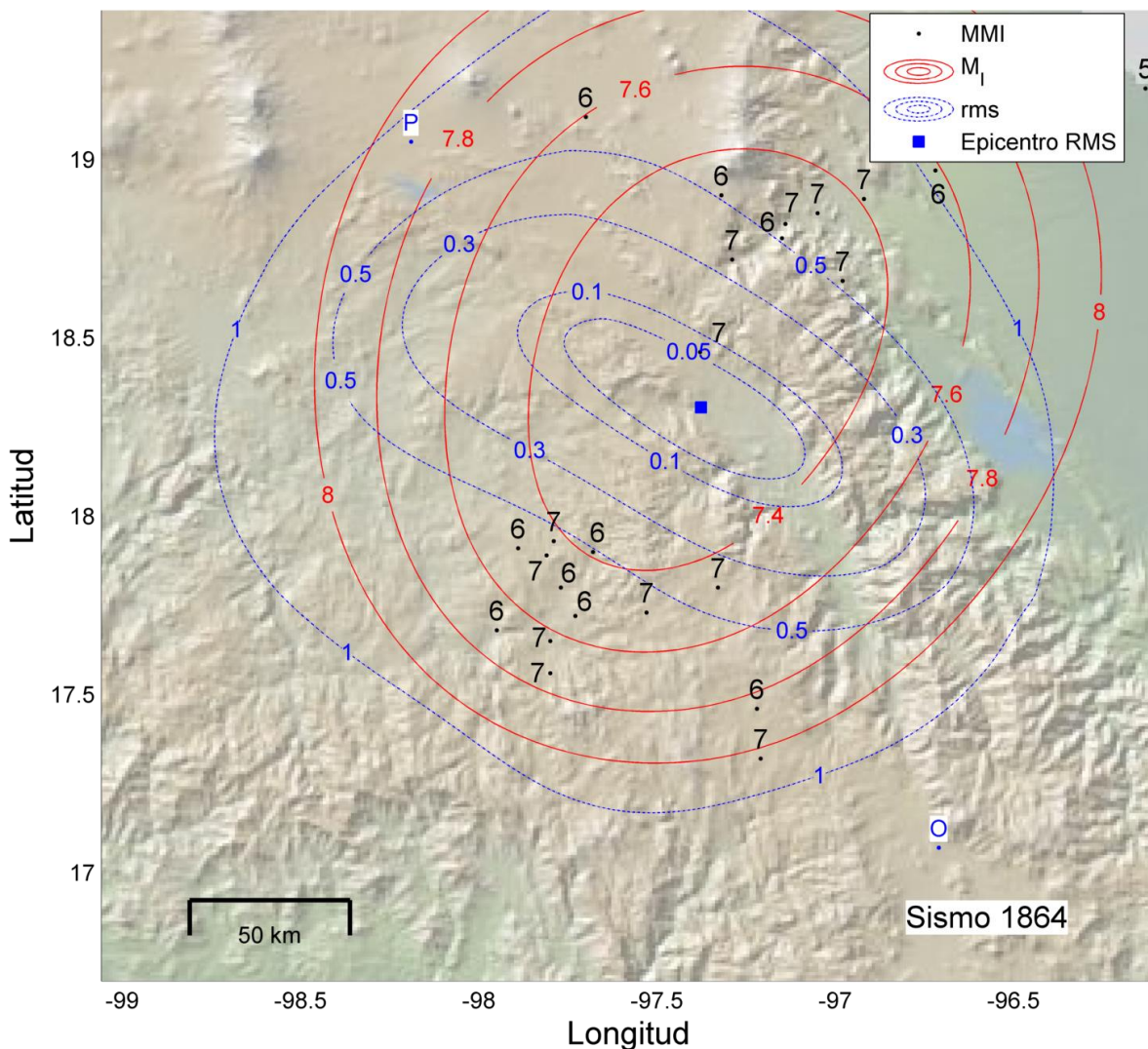


Fig. 15 Resultado de la inversión en datos macrosísmicos para el sismo del 3 de octubre de 1864. El mejor ajuste de ubicación epicentral se encuentra entre las intensidades que delimitan el área donde ocurrió el mayor daño. La magnitud (M_I 7.4) correspondiente es

consistente respecto a los datos de intensidad reportados y coincide con la calculada por Zúñiga et al. (1997). Las abreviaciones de ciudad son: P, Puebla y O, Oaxaca.

4.4 Ejemplos de sismos históricos en el slab

4.4.1 Sismo del 19 de julio de 1882

En julio de 1882 ocurrió un temblor que afectó un gran número de localidades de Oaxaca, Puebla y Guerrero, principalmente, siendo el primero de estos estados el que mayores repercusiones reporta en pueblos como Huajuapán de León, Juchitán, Silacayoapan y Santa María Ayu. Por su parte, iglesias en Guerrero sufrieron colapsos parciales destacándose Tlapa, San Vicente Zoyatlán, Alcozauca, Copanatoyac, Xalpatlahuac, Tototepec, Xochihuetlán y Huamuxtitlán. Mientras que en Puebla las ciudades de Puebla, Acatlán, Ilamacingo, San Jerónimo, Piaxtla, Chila, Tepejillo, Tonahuixtle, Guadalupe y Progreso reportaron daños a iglesias, edificios públicos y casas particulares.

La inversión realizada mediante la metodología de Bakun (2011) sitúa el mínimo error entre Chilpancingo y Oaxaca (*Fig. 16*). La magnitud correspondiente al mínimo es de $M_l 7 \pm 0.2$ a una profundidad de 37 km. Esta estimación de la magnitud es superior por la propuesta por Zúñiga et al. (1997) de $M_w=6.7$.

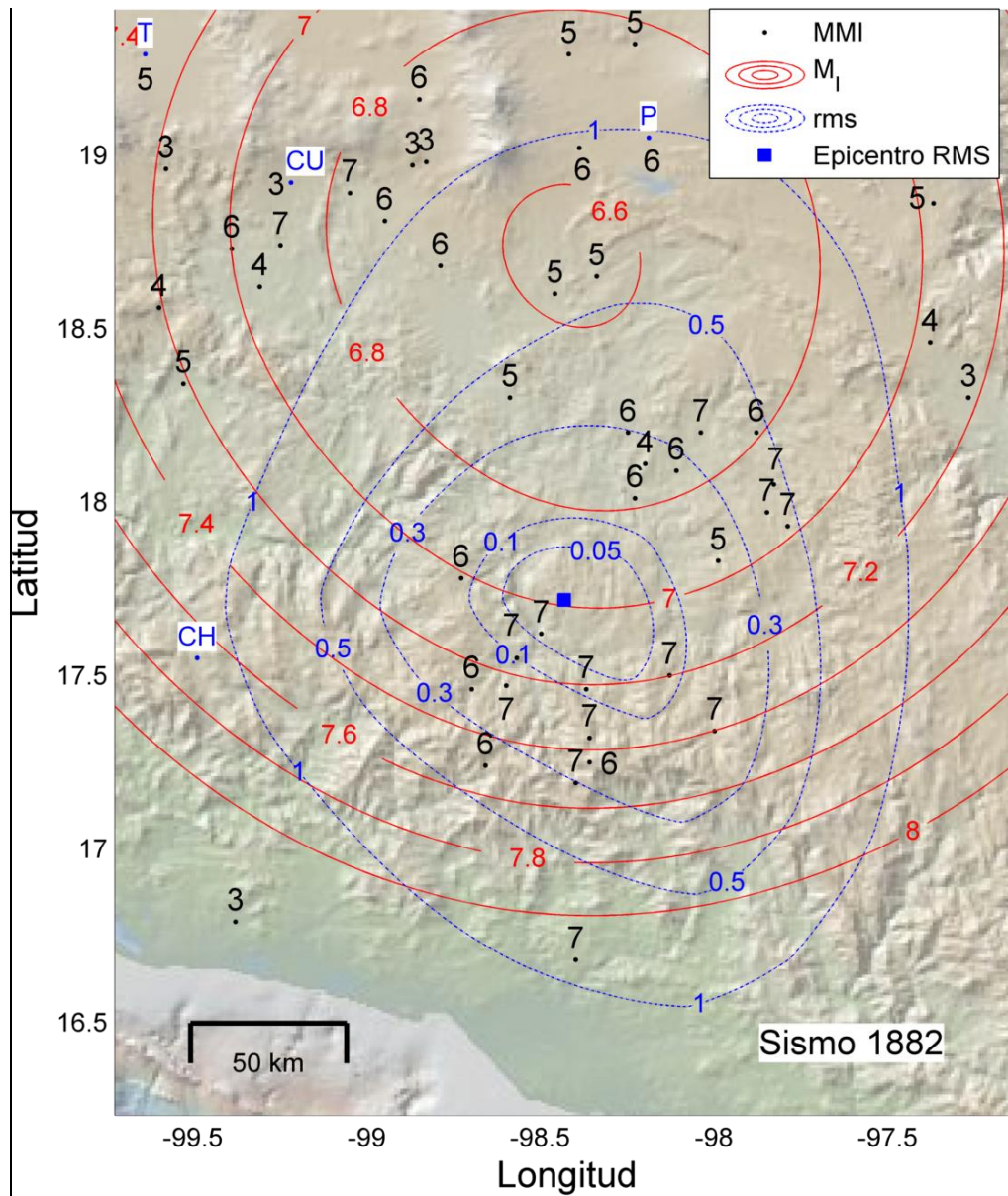


Fig. 16 Resultado de la inversión del sismo del 19 de julio de 1882. El valor de error mínimo corresponde a una magnitud M_1 7 a una profundidad de 37 km. Las abreviaciones de ciudad son: CU, Cuernavaca; CH, Chilpancingo; P, Puebla y T, Toluca.

4.4.2 Sismo del 17 de mayo de 1879

El sismo de 1879 ocasionó daños principalmente en el estado de Veracruz en localidades como Orizaba y Córdoba donde se presentaron una gran cantidad de estragos en edificios y casas. Este sismo es muy similar al acontecido el 28 de agosto de 1973 bajo Orizaba, cuya magnitud M_w 7.3 (Singh and M. Wyss, 1976).

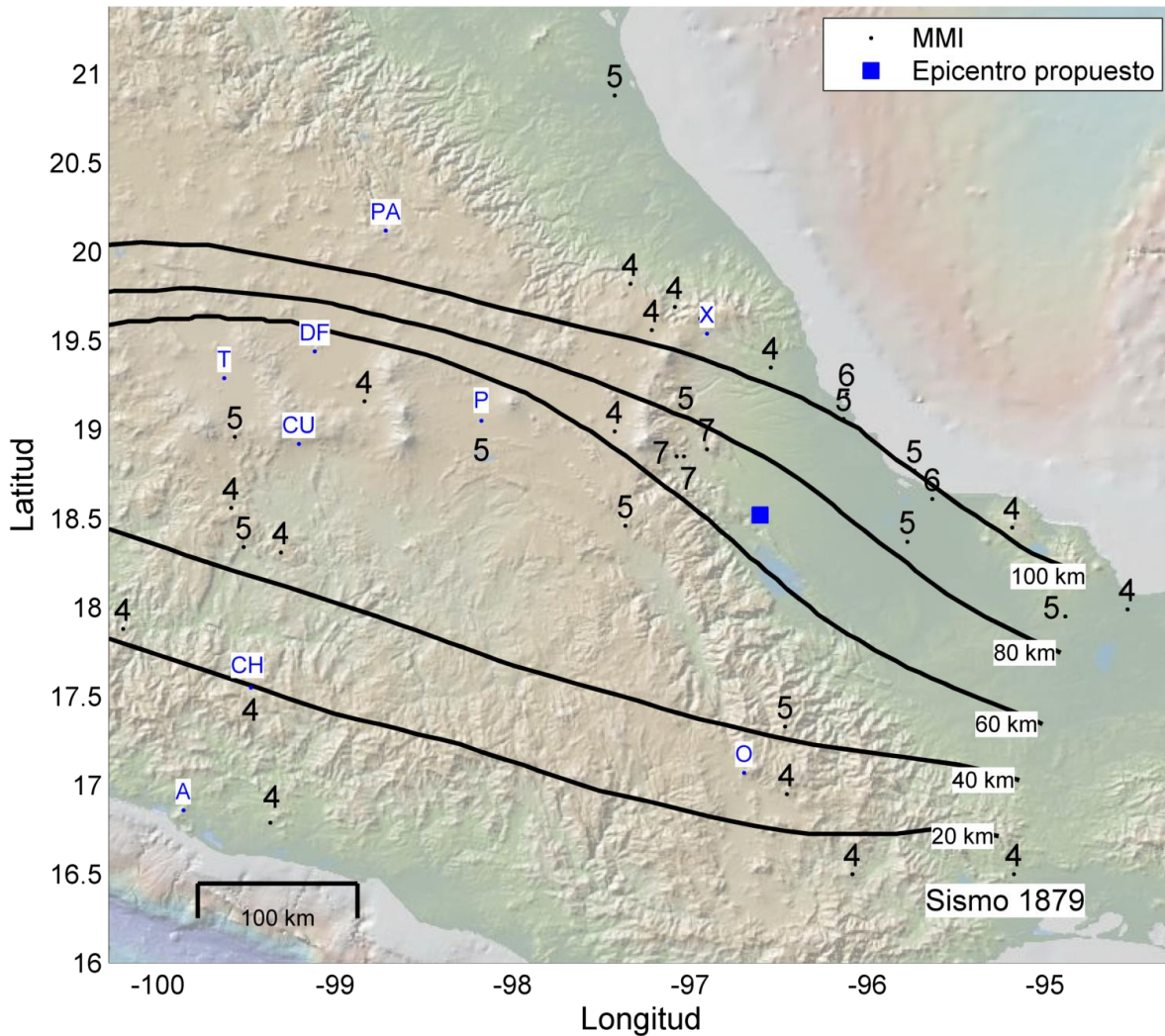


Fig. 17 Epicentro estimado seleccionado por la distribución de intensidades mayores y basado en la evidencia de que se trata de un sismo in slab para el sismo del 17 de mayo de 1879 a una profundidad estimada de 69 km. Curvas de profundidad de Pardo y Suárez (1995). Las abreviaciones de ciudad son: PA, Pachuca; T, Toluca; DF, Ciudad de México; CU, Cuernavaca; CH, Chilpancingo; A, Acapulco; X, Xalapa; P, Puebla y O, Oaxaca.

La selección de epicentro para el sismo de 1879 se realizó con base en la zona de mayores daños reflejada por los reportes de intensidad (*Fig. 17*) ubicándose a una profundidad estimada de 69 km. Por su parte, la magnitud propuesta para este sismo $M_1=6.5$ se determina de manera comparativa usando las curvas de atenuación para sismos in slab, con un error aproximado de ± 0.5 (*Fig. 18*).

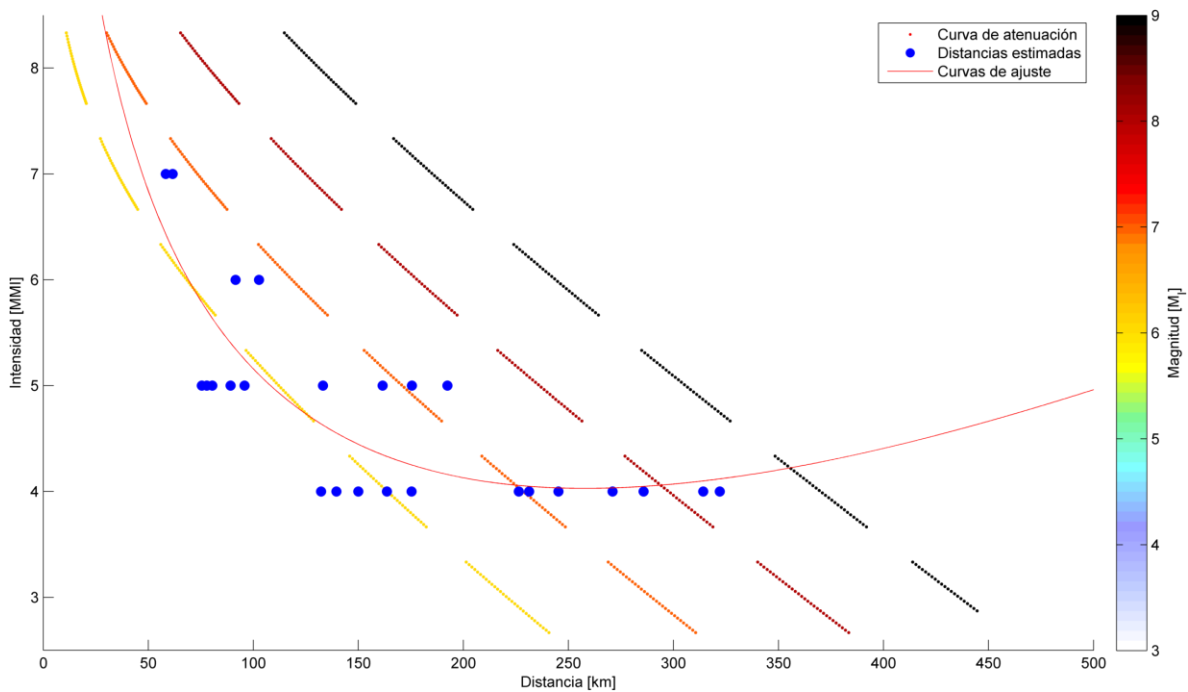


Fig. 18 Distribución de intensidades (MMI) con respecto a la distancia al epicentro para el sismo del 17 de mayo de 1879. Con base en la dispersión de los puntos y una curva de ajuste auxiliar se observa que la M está entre 6 y 7.

4.5 Discusión de resultados para sismos del slab

La zona definida como in slab es una región sísmica particularmente complicada de estudiar debido a la baja frecuencia de sismos que en ella acontecen y a las diferencias de profundidad focal en diferentes partes del país. Por ello, el establecer leyes de atenuación

en cada área con características tectónicas diferentes es prácticamente imposible. Sin embargo, el uso de la metodología de Bakun y Wentworth (1997) modificada, aunada a la comparación semicuantitativa de la intensidad respecto a la distancia permiten hacer una clasificación válida caracterizando cada sismo con su magnitud y zona epicentral, mismos que se presentan en la Tabla 9 y en la Fig. 18.

Los sismos de mayores magnitudes estimadas se encuentran a profundidades menores de 60 km como es el caso del de 1864, 1882 y 1894 con magnitudes M de 7.4, 7.0 y 7.0 respectivamente seguidos por el sismo de 1879 a 69 km de profundidad estimada y con una M de 6.5. Los sismos restantes fueron calculados con $M=6.0$; esto refleja el orden de magnitud mínimo que se puede esperar bajo estas características tectónicas. A magnitudes menores los datos de intensidad no muestran una clara dispersión que permitan la inversión o estimación por alguno de los métodos aplicables.

Tabla 9
Sismos in slab procesados con magnitud, epicentro y profundidad estimados

Fecha	M_l	Lat	Lon	Profundidad (km)	Observaciones totales
03/10/1864 ¹	7.4	17.53	-100.15	53	35
17/05/1879 ²	6.5	18.52	-96.63	69	37
19/07/1882 ¹	7.0	17.72	-98.44	37	110
29/05/1887 ²	6.0	17.73	-99.18	28	27
06/09/1889 ²	6.0	17.28	-99.06	20	33
02/11/1894 ²	7.0	17.06	-98.74	20	51
20/03/1896 ²	6.0	18.38	-96.89	59	15
25/03/1899 ³	6.0	16.83	-93.42	160	13

¹Estimación de parámetros M_l , latitud y longitud mediante inversión para tipo de sismo SP I.

²Ubicación epicentral propuesta por la distribución de intensidades para sismos SP II. M_l estimada mediante comparación de intensidades contra curvas de atenuación.

³Ubicación epicentral propuesta por la distribución de intensidades debido a evidencia que lo coloca como sismo in slab. M_I estimada con las curvas correspondientes respecto a la ubicación epicentral y profundidad estimada mediante comparación con sismo del 21 de octubre de 1995 (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

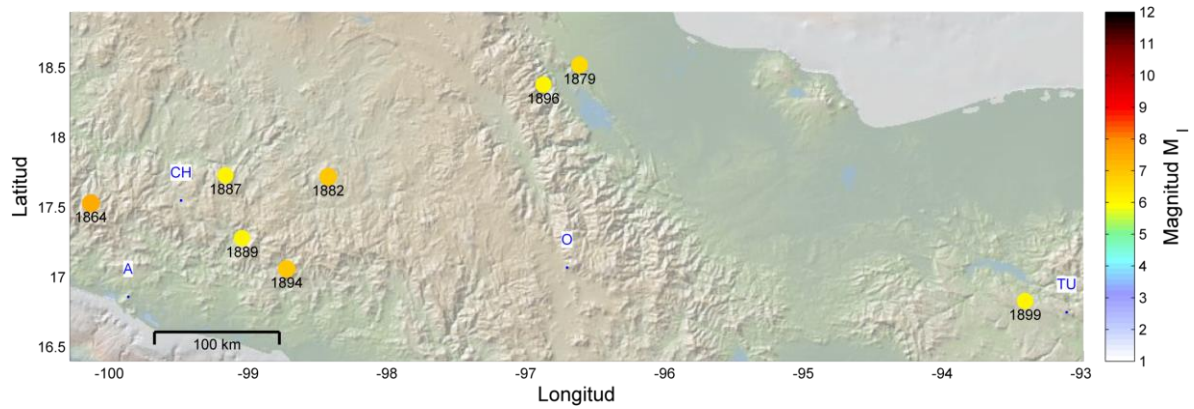


Fig. 19 Localización de los epicentros para los sismos históricos in slab procesados. Las abreviaciones de ciudad son: CH, Chilpancingo; A, Acapulco y O, Oaxaca.

5. SISMOS TMVB

Pardo Y Suárez (1995) mostraron que la ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (TMVB) es ocasionada por la particular geometría de la subducción de la placa de Cocos bajo la parte central de México. La presencia de grandes terremotos en ésta región tectónica genera un enorme impacto en términos de peligro sísmico en México debido a la alta densidad de población que existe a lo largo de la Faja Volcánica.

Desde principios del siglo XX, en el amanecer de la sismología instrumental, sólo dos grandes sismos han tomado lugar en esta región: el sismo de Acambay el 19 de noviembre de 1912 (M_w 6.9) (Urbina y Camacho, 1913) y en Jalapa el 4 de enero de 1920 (M_w 6.4) (Flores y Camacho, 1922). Desafortunadamente, estos dos sismos abarcan un estrecho rango de magnitud y son insuficientes para calibrar adecuadamente la atenuación de la intensidad comparada con las relaciones de distancia. Para superar esta dificultad, relaciones de atenuación en regiones tectónicas similares fueron probadas para verificar que eran capaces de reproducir con precisión la magnitud y ubicación de los sismos de 1912 y 1920.

Suárez y Caballero-Jiménez (2012) y Suárez et al. (2017) invirtieron los datos macrosísmicos de los sismos en Acambay 1912 y Jalapa 1920 usando relaciones de atenuación publicadas correspondientes a otras regiones tectónicas activas: California (Bakun, 2006), Hispaniola (Bakun et al. 2012) e Italia (Bakun et al. 2011a). Sus resultados muestran que la ley de atenuación descrita por los coeficientes de Bakun (2006) definida para California determina adecuadamente el epicentro y magnitud de sismos instrumentales en la Faja (*Fig. 20*).

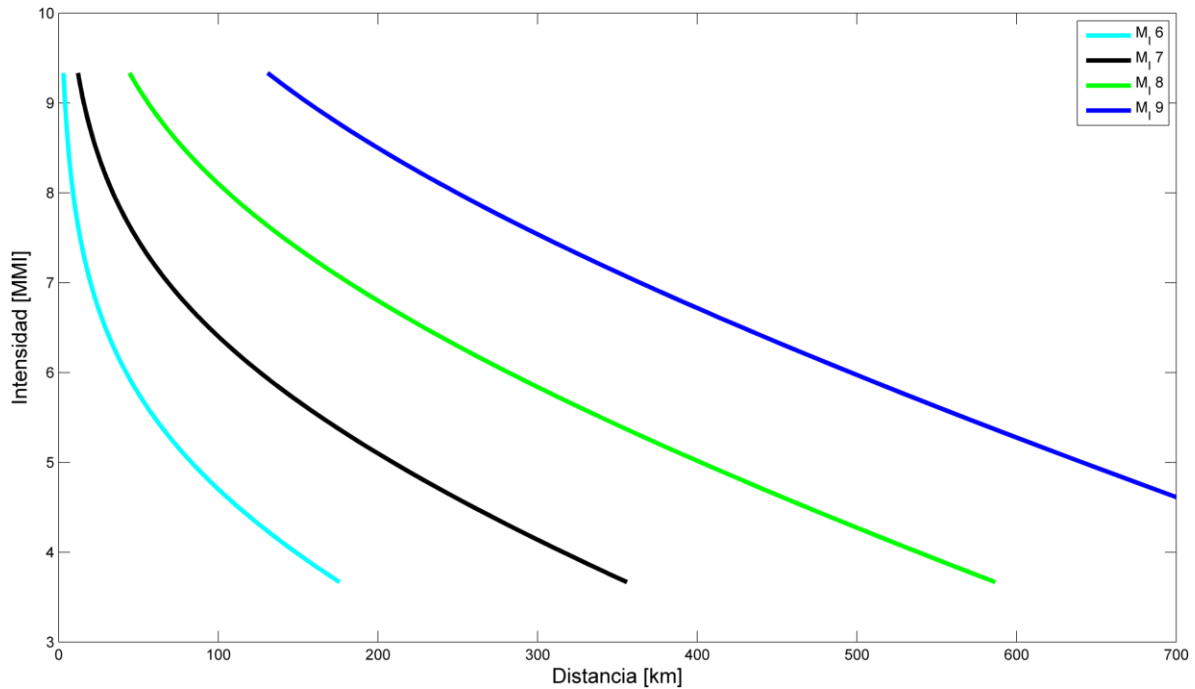


Fig. 20 Curvas de atenuación para sismos del TMVB (Bakun, 2006). Las curvas cian, negra, verde y azul corresponden a las magnitudes basadas en la intensidad (M_i) con valores de 6, 7, 8 y 9 respectivamente.

Por ello, aquí se aplica la misma ley de atenuación para determinar el epicentro y la magnitud de sismos históricos en esta región geológica de nuestro país.

Las simulaciones con datos sintéticos para un sismo de M_w 7 muestran claramente que aun con una cantidad relativamente baja de datos, la estimación de epicentro y magnitud puede ser bastante confiable, inclusive teniendo alrededor de diez datos de intensidad.

Tabla 10

Cálculo de magnitud de M_i y epicentro para sismo en el TMVB con $M_W=7.0$

Número de localidades	R promedio al epicentro	SD R	M promedio	SD M	rms de M
5	52.1927	95.5748	7.0405	0.2429	0.245
10	21.9845	13.151	6.9974	0.0745	0.0742
15	16.8443	10.3847	6.9987	0.0518	0.0516
20	16.1269	9.8053	7.0108	0.0385	0.0398
25	15.3616	9.7715	7.0069	0.0375	0.038
30	14.582	6.0199	7.0045	0.0285	0.0287

5.1 Ejemplo de sismo dentro de la Faja Volcánica TMVB

5.1.1 “Temblor Grande” en 1568

El 27 de diciembre de 1568 se registró un gran temblor en el oeste del TMVB (Suárez et al., 1994). La gran cantidad de reportes detallados de los daños y los efectos en el suelo de diversos pueblos e iglesias son inusuales para un sismo de ésta época.

Los reportes indican cambios en el nivel freático: algunos nuevos manantiales brotaron de las montañas y algunos ya existentes se secaron después del sismo. El nivel de agua del lago de Zacoalco se redujo drásticamente y en el lago de Chapala se registran también cambios de nivel. Reportan ruidos intensos que acompañaron al temblor. Se abrieron muchas grietas y fisuras en el suelo y se mencionan otros efectos que sugieren una severa deformación del terreno. Hubo varios derrumbes en las montañas (García Acosta y Suárez, 1996).

Basado en los reportes de intensidad, Suárez et al. (1994) estimó de manera cualitativa el sismo de 1568 con $M > 7$. Suter (2015) sugiere una magnitud $M 7.2 \pm 0.3$ sobre una fisura de 60 km de largo.

El esquema de inversión propuesto por Bakun y Wentworth (1997) fue aplicado a los datos de intensidad del sismo de 1568. El resultado muestra la zona de mínimo error al noroeste del Lago de Chapala. La magnitud correspondiente es $M_I 7.2 \pm 0.2$ siendo similar a la estimación de Suárez et al. (1994) y a aquella basada en la longitud de la falla estimada por Suter (2015).

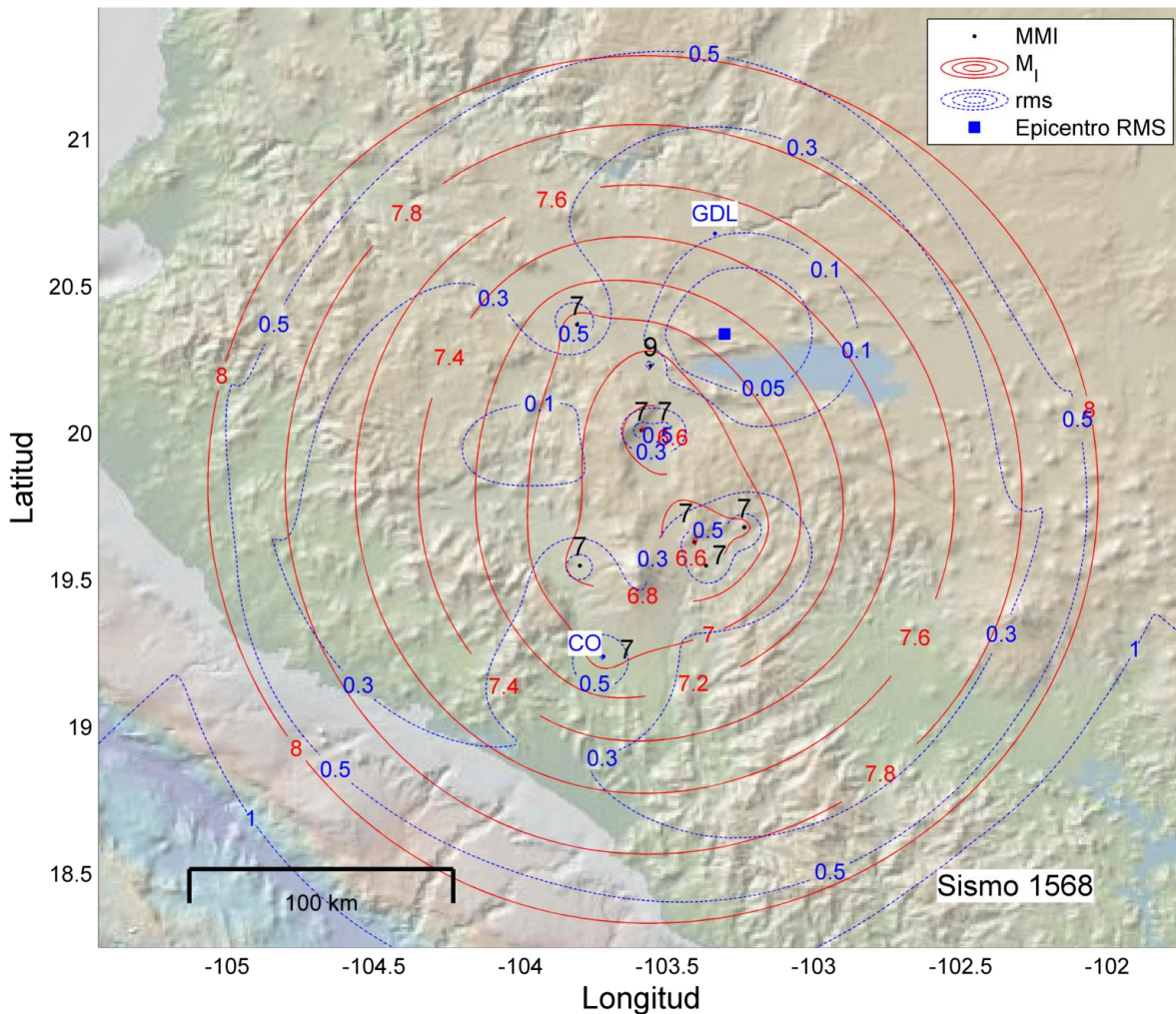


Fig. 21 Resultado de la inversión en datos macrosísmicos para el sismo del 27 de diciembre de 1568. El mejor ajuste de ubicación epicentral se encuentra en el área donde ocurrió el mayor daño. El mejor ajuste de magnitud ($M_I 7.2$) es similar al que se había estimado previamente. Las abreviaciones de ciudad son: CO, Colima y GDL, Guadalajara.

5.2 Resultados para sismos en el TMVB

Aunque la cantidad de sismos en el TMVB es baja, al menos ocho sismos con $M \geq 6$ han ocurrido en esta provincia tectónica altamente poblada en los últimos 450 años. Estos eventos sísmicos, al ocurrir en el TMVB, muchas veces no pueden ser directamente asociados a un segmento de falla específico. Sin embargo la evidencia recopilada a lo largo de cinco siglos sugiere que el TMVB se encuentra activo por completo (Fig. 22 y Tabla 11).

En estudios previos, la estimación de parámetros es consistente; para el sismo del 19 de junio de 1858, Singh et al. (1996) realizó una interpretación de M_w 7.7 muy cercana a la M_l 7.6 calculada.

La presencia de estos sismos representa un importante peligro sísmico para las mayores concentraciones urbanas de México. En contraste, estas localidades se encuentran lejos de la zona de subducción, y a excepción de la Ciudad de México, no son afectadas por los grandes sismos de subducción que ocurren en el sur.

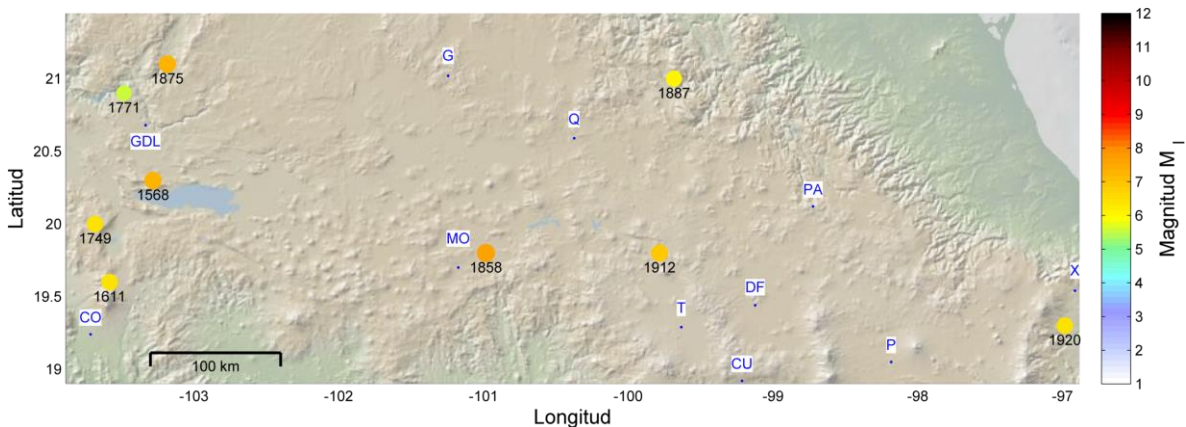


Tabla 11

Parámetros hipocentrales de sismos $M > 5$ en el Cinturón Volcánico Trans Mexicano (TMVB). Tomada de: Suárez et al. (2017)

Fecha	Lat	Lon	Magnitud	Fuente
1568/12/27	20.3	103.3	$M_l 7.2 \pm 0.2$	Inversión
1611/04/14	19.6	103.6	$M_w 6.4 \pm 0.2$	Estimado
1749/10/23	20	103.7	$M_w 6.4 \pm 0.2$	Estimado
1771/12/12	20.9	103.5	$M_w 5.5 \pm 0.2$	Estimado
1858/06/19	19.8	101	$M_l 7.6 \pm 0.3$	Inversión
1875/02/11	21.1	103.2	$M_l 7.2 \pm 0.2$	Inversión
1887/11/26	21	99.7	$M_l 6.2 \pm 0.2$	Inversión
1912/11/19 ¹	19.8	99.8	$M_l 6.9 \pm 0.2$	Inversión
1920/01/04 ¹	19.3	97	$M_l 6.4 \pm 0.2$	Inversión

¹ Epicentro y magnitud del ISC: 19 November 1912; 19°N, 100°W, M 7.0

² Epicentro y magnitud del ISC: 1 January 1920; 18.2°N, 97.5°W, M 6.4

³ Datos del International Seismological Centre (ISC; <http://www.isc.ac.uk/>)

6. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

En este trabajo, mediante la revisión y calibración de MMI para más de 300 eventos sísmicos preinstrumentales se presenta la estimación de la magnitud y epicentro en 37 sismos históricos en México a partir de datos de intensidad. Con ello se creó un catálogo digital completo (Sismos Históricos, 2014), con el objetivo de brindar un catálogo libre para la comunidad sismológica en México.

El análisis fue realizado utilizando tres regiones de características tectónicas diferentes; en la zona de subducción se procesaron 20 sismos (Fig. 23) registrando para el evento más antiguo una M_I mínima de 5.8 a finales del siglo XVII. Para el caso del interior del slab fueron trabajados 8 sismos (Fig. 24) de los cuales el evento más antiguo procesado se encuentra situado en la segunda mitad del siglo XIX con M_I de 7.4. En el Eje Volcánico se estimaron los parámetros de magnitud y epicentro de 9 eventos sísmicos (Fig. 25) teniendo el registro más antiguo para el siglo XVI con M_I 7.2, construyendo así el primer catálogo integral de sismos históricos en nuestro país. Este catálogo permitirá ampliar la visión de la sismicidad en el territorio mexicano que previamente se veía limitado por la época instrumental comenzada a principios del siglo XX, de tal manera que la información aquí proporcionada podrá servir para estudios de peligro sísmico.

Debido a los problemas intrínsecos de trabajar con datos cualitativos e históricos, para algunos sismos no hay un número suficiente de datos donde la metodología de Bakun y Wentworth (1997) se pueda aplicar directamente, para solucionar esto se propuso un método gráfico que permite la estimación de magnitud en sismos históricos utilizando la comparación con las curvas de atenuación en cada tipo de sismo, haciendo así una estimación cuantitativa a partir de la comparación de la distribución de los datos cualitativos.

Por las características de los reportes de intensidad, para las fechas más antiguas el registro de datos de intensidad sísmica es escaso. Para eventos del siglo XVI se estimaron los parámetros de un sismo en 1568 con M_I 7.2 ubicado en la Faja Volcánica conocido como el

“Temblor Grande”, correspondientes al siglo XVII se estimaron dos sismos de M_I 6.4 y 5.8. De los cinco sismos procesados del siglo XVIII el rango de magnitudes se encuentra entre M_I 5.5 y 9, siendo esta última la mayor magnitud registrada para un sismo en México, el “Temblor de San Sixto”, mismo que aconteció en 1787. Si bien esta magnitud puede estar sobreestimada debido a la exageración de los reportes de intensidad, el mismo hecho refleja el gran impacto y destrucción que ocasionó en su época.

A lo largo del siglo XIX la cantidad de reportes por sismo incrementa considerablemente existiendo en el país una mayor cantidad de poblaciones y archivos que presentan los reportes de intensidad; fueron calculadas las magnitudes de veintitrés sismos con M_I entre 6 y 8. Las magnitudes calculadas y sus zonas epicentrales muestran similitudes con las obtenidas por Singh et al. (1981).

Con estos resultados obtenemos el primer catálogo sísmico en México con epicentro y magnitud (M_I) calculados de forma semicuantitativa para la época preinstrumental (*Tabla 12* y [Anexo digital](#)), estableciendo así un margen de error para la magnitud, la cual varía dependiendo de cada zona tectónica.

Tabla 12

Catálogo de sismos históricos preinstrumentales en México con epicentro y magnitud

Fecha	Magnitud	Latitud	Longitud	Tipo
27/12/1568	7.2	20.30	-103.30	3
14/04/1611	6.4	19.60	-103.60	3
25/02/1697	5.8	16.83	-99.95	1
05/05/1739	6	16.50	-98.90	1
23/10/1749	6.4	20.00	-103.70	3
12/12/1771	5.5	20.90	-103.50	3
21/04/1776	7.5	17.08	-99.83	1
28/03/1787	9	16.29	-97.91	1
05/10/1801	6.8	16.18	-96.10	1
25/03/1806	8.2	20.34	-105.00	1
31/05/1818	8.5	19.10	-103.94	1
04/05/1820	7.6	17.18	-99.92	1
04/12/1852	7.8	17.09	-99.90	1
05/05/1854	7.2	16.35	-97.77	1
01/02/1855	6.6	17.05	-99.06	1
19/06/1858	7.6	19.80	-101.00	3
03/10/1864	7.4	17.53	-100.15	2
11/05/1870	8	15.72	-96.62	1
27/03/1872	7.5	16.40	-96.57	1
11/02/1875	7.2	21.10	-103.20	3
17/05/1879	6.5	18.52	-96.63	2
19/07/1882	7	17.72	-98.44	2
29/05/1887	6	17.73	-99.18	2
26/11/1887	6.2	21.00	-99.70	3
06/09/1889	6	17.28	-99.06	2

02/12/1890	8	16.07	-98.04	1
02/11/1894	7	17.06	-98.74	2
20/03/1896	6	18.38	-96.89	2
05/06/1897	6.5	16.29	-95.18	1
24/01/1899	7.7	17.33	-100.65	1
25/03/1899	6	16.83	-93.42	2
19/01/1900	6.8	18.85	-103.76	1
24/01/1902	6	16.86	-100.84	1
14/04/1907	7	17.19	-98.87	1
26/03/1908	6.7	16.55	-98.48	1
19/11/1912	6.9	19.80	-99.80	3
04/01/1920	6.4	19.30	-97.00	3

¹ Sismos de Subducción

² Sismos in slab

³ Sismos del TMVB

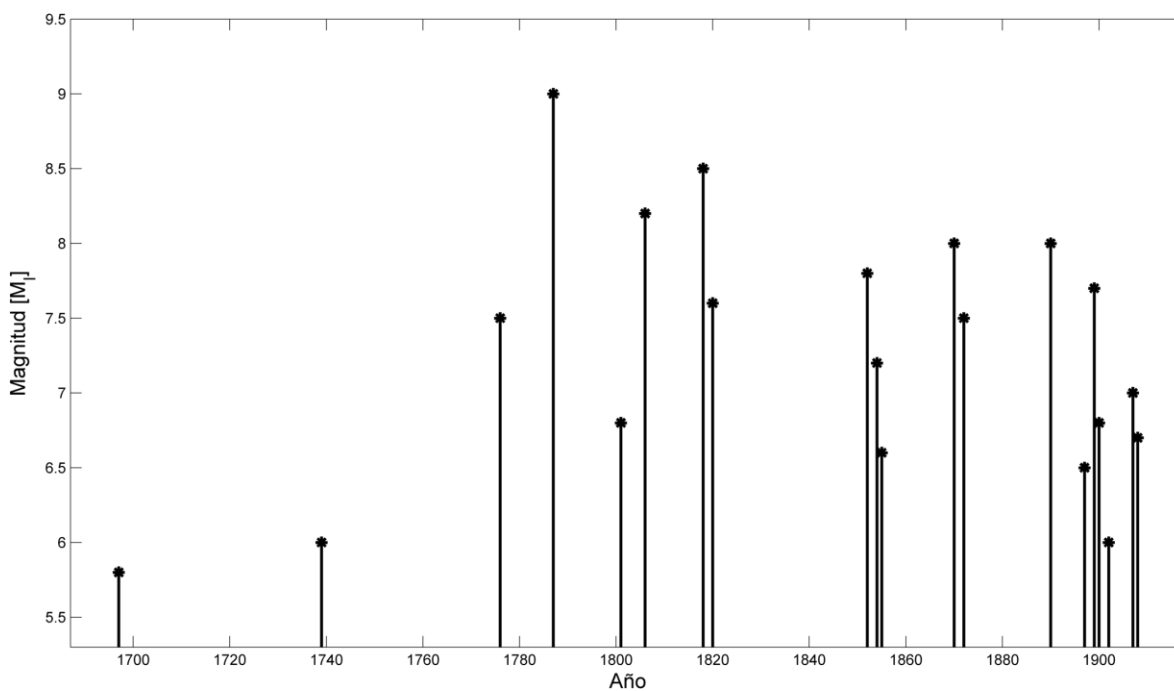


Fig. 23 Sismos históricos procesados en la zona de subducción con magnitud M_l

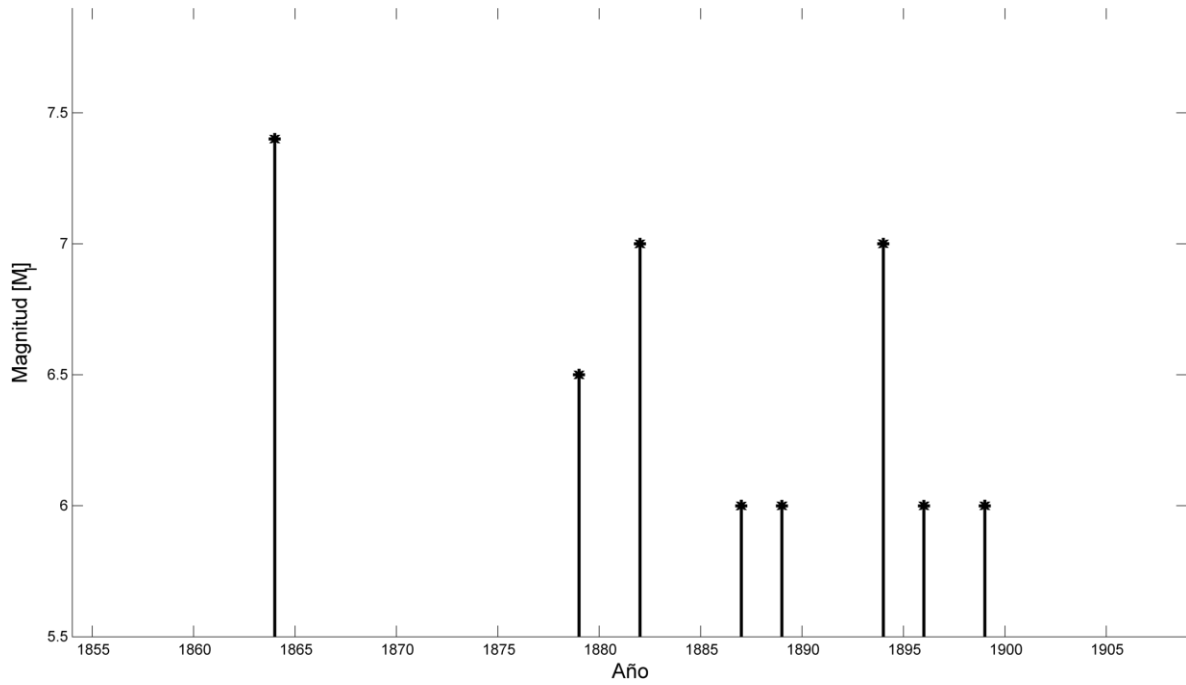


Fig. 24 Sismos históricos procesados en la zona del “slab” con magnitud M_I

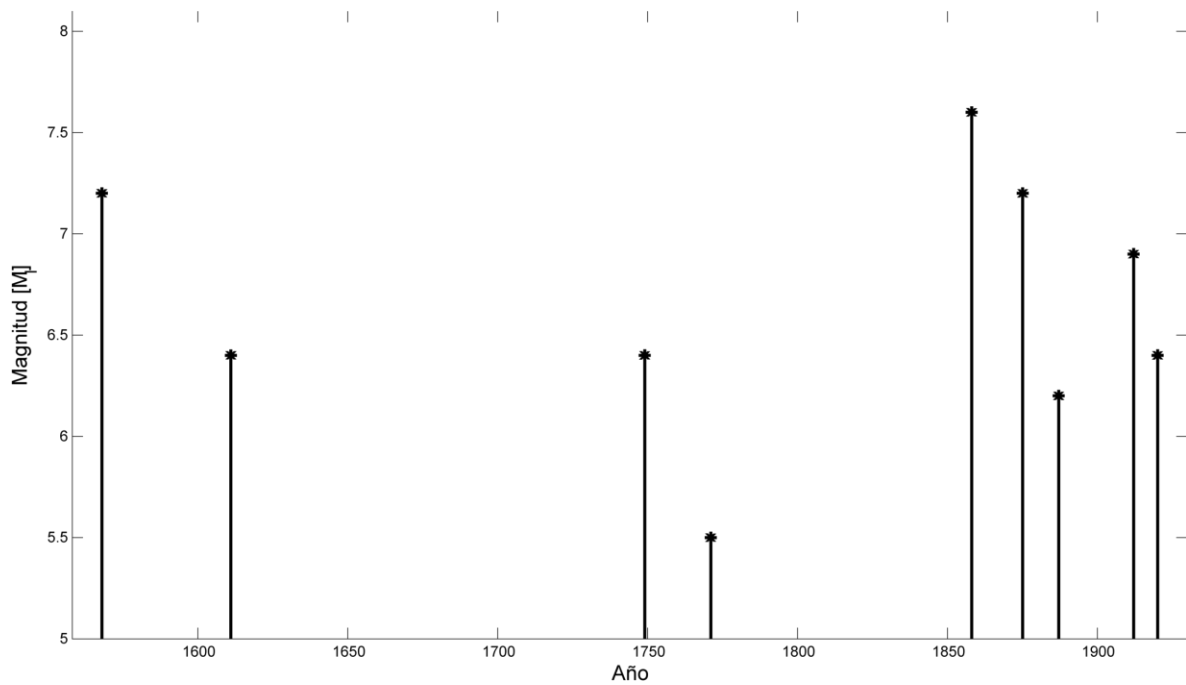


Fig. 25 Sismos históricos procesados en la zona de la Faja Volcánica (TMVB) con magnitud

M_I

7. CONCLUSIONES

La metodología de Bakun y Wentworth (1997) aplicada a eventos sísmicos en las diferentes zonas tectónicas de México proporciona una herramienta de interés para la estimación de parámetros sísmicos y regiones epicentrales usando elementos macrosísmicos.

Los Sismos Procesados de Tipo I comprueban que el método puede generar resultados aceptables considerando las limitaciones del método, mismas que son similares con calibraciones de otras investigaciones (Singh et al 1981). La variaciones en las estimaciones de M_I se consideran aproximadamente ± 0.5 de magnitud.

Para los Sismos Procesados de Tipo II se propuso una variación del método general, proponiendo la zona epicentral de manera puntual con base en la distribución de intensidades, permitiendo obtener estimaciones de magnitud basados en la comparación visual de las curvas de atenuación y la dispersión de los datos, evitando descartar eventos con una buena distribución de datos pero un número reducido de reportes.

En el caso de los Sismos Procesados Tipo III, debido a su naturaleza fueron descartados, no obstante, existe la posibilidad de encontrar reportes históricos de estos eventos, permitiendo así aplicar el tratamiento como tipo SP I o SP II.

Utilizar datos históricos y cualitativos trae consigo varias limitantes intrínsecas como: la pérdida de reportes de daños con el paso del tiempo, la falta de información para regiones en las que no existían poblados o la exageración de los reportes, entre otros. Sin embargo el realizar un tratamiento semicualitativo ha permitido generar un catálogo robusto que amplía el alcance brindado por la sismología instrumental.

Cada zona sismotectónica definida dentro de este trabajo cuenta con áreas de oportunidad debido a que, ante la presencia de nuevos eventos registrados de manera instrumental, se puede ampliar la precisión y el rango de magnitud que abarcan las leyes de atenuación.

Los resultados que aquí se presentan podrán ser usados para conocer de mejor manera la sismicidad en México, así mismo brindar a la sociedad una herramienta adicional que ayude a crear conciencia sobre el peligro sísmico siempre latente en una gran cantidad de poblaciones del país y con este conocimiento mitigar el daño que puede ocasionar.

8. REFERENCIAS

Bakun W. H., and Wentworth C. M. (1997). Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No. 6, pp. 1502-1521.

Bakun, W. H. (2006). Estimating locations and magnitudes of earthquakes in southern California from modified Mercalli intensities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4A), 1278-1295.

Bakun, W. H., Gómez Capera, A., Stucchi, M. (2011a), Epistemic Uncertainty in the Location and Magnitude of Earthquakes in Italy from Macroseismic Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 6, pp.

Bakun, W. H., Stickney, M. C., G. C. Rogers (2011b). The 16 May 1909 Northern Great Plains Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 6, pp.

Bakun, W. H., Flores, C. H., and Uri, S. (2012). Significant earthquakes on the Enriquillo fault system, Hispaniola, 1500-2010: Implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 18-30.

Chauvet, P., (1994), *Aide-Memoire De Geostatistique Miniere*, École des Mines de Paris, 210 p.

Cuador-Gil, J. y Quintero-Silverio A., (2001). Simulación Condicional de Variables Regionalizadas y su Aplicación al Comportamiento de la Porosidad Efectiva en un Yacimiento Fracturado-Poroso. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIV, p. 19-27.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.

Flores, T. and H. Camacho (1922). Terremoto Mexicano del 3 de enero de 1920, Boletín 38, Instituto Geológico Mexicano, <http://bcct.unam.mx/bogeo/pdf/geo38/>.

García Acosta, V., Suárez, G., (1996), *Los sismos en la historia de México, tomo I*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social, Fondo de Cultura Económica, México.

Grünthal, G. (2011), Earthquakes, Intensity - In: Gupta, H. (Eds.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, 237-242

Hjörleifsdóttir, V., Singh, S. K., & Husker, A. (2016). Differences in Epicentral Location of Mexican Earthquakes between Local and Global Catalogs: An update. *Geofísica internacional*, 55(1), 79-93.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía en Informática INEGI. Catálogos geográficos INEGI. Disponible en: www.inegi.gob.mx

Journel, A. G. y Huijbregts, Ch. J., (1978). *Mining Geostatistics*, Academic Press, USA.

Kostoglodov, V. y Pacheco, J. F., (1999), Cien años de sismicidad en México, Suplemento del Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F.

Lay T., and Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego.

Malagón M., Arturo (1989), *Calibración y estimación de magnitudes para sismos históricos de México*, (Tesis), Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Pardo, M. and Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication, *Journal of Geophysical Research*. v. 100, pp. 12,357-12,373.

Shapiro, S. S., & Wilk, M. B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3/4), 591-611.

Singh, S. K., Astiz, L., & Havskov, J. (1981). Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: a reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(3), 827-843.

Singh, S. K., and M. Wyss, 1976. Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973. *Geofísica Internacional*, v 16, 165-184.

Singh, S. K., Ordaz, M., & Pérez-Rocha, L. E. (1996). The great Mexican earthquake of 19 June 1858: Expected ground motions and damage in Mexico City from a similar future event. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1655-1666.

Suarez, G. (2014) Sismos Históricos: Catálogo de Sismos. Obtenido de <http://sismoshistoricos.org/>

Suárez, G., García-Acosta, V., and Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, 234 (1-2), 117-127.

Suárez, G., Albin, P., 2009, Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes (M 8.6) along the Mexican Subduction Zone: *Bulletin of the Seismological Society America*, 99(2A), 892-896.

Suárez, G. and Caballero-Jiménez, G.V. (2012). Quantitative Evaluation of Historical Earthquakes on the Mexican Volcanic Belt, 3rd INQUA-IGPC-567, International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology, Morelia, Mexico.

Suárez, G., Caballero-Jiménez, G. V., Novelo-Casanova, D. A., Chico, C. and Ruiz, D., 2017. Active Crustal Deformation in the Trans Mexican Volcanic Belt as Evidenced by Historical Earthquakes During the last 450 Years, Manuscrito no publicado, Instituto de Geofísica, UNAM, México, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), México, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

Suter, M. (2015). The AD 1567 Mw 7.2 Ameca, Jalisco, earthquake (western Trans-Mexican volcanic belt): Surface rupture parameters, seismogeological effects, and macroseismic

intensities from historical sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(2A), 646-656.

Urbina, F., and Camacho, H. (1913). *La zona megasísmica Acambay-Tixmadeje, estado de México: conmovida el 19 de noviembre de 1912* (Vol. 32). Imprenta y fototipia de la Secretaría de fomento.

Zúñiga R., Suárez G., Ordaz M., García-Acosta V., 1997. Seismic Hazard in Latin America and the Caribbean, Capítulo 2: Mexico. Reporte final, Pan American Institute of Geography and History (PAIGH), 82 pp.