



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTOS
FUERTES PARA LA REGIÓN DE LA COSTA DE COLIMA
BASADAS EN DATOS DE LA RED TEMPORAL DE MAPEO
DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE RIVERA
(2006)

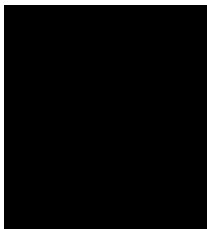
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

JUAN IBARRA MORALES



DIRECTOR DE TESIS:
PhD QUETZALCOATL RODRÍGUEZ PÉREZ
JURIQUILLA, QRO., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno

Ibarra

Morales

Juan

442 664 0938

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

415071239

2. Datos del tutor

PhD

Quetzalcoatl

Rodríguez

Pérez

3. Datos del sinodal 1

Dr

Ramón

Zúñiga

Dávila-Madrid

4. Datos del sinodal 2

Dr

Marco

Guzmán

Speziale

5. Datos del sinodal 3

Dr

Víctor Hugo

Márquez

Ramírez

6. Datos del sinodal 4

Dr

Saúl Iván

Hernández

Hernández

7. Datos del trabajo escrito

Ecuaciones de predicción de movimientos fuertes para la región de la costa de Colima
basadas en datos de la red temporal de mapeo de la zona de subducción de la placa de Rivera
(2006)

48 p.

2020

A mis padres y hermanas

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial a la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación, Juriquilla y al Centro de Geociencias por ser los pilares de mi instrucción en las Ciencias de la Tierra.

Al proyecto de la red temporal de mapeo de la zona de subducción de la placa de Rivera (MARS, 2006-2007) por el acceso los datos con los que se realizó este trabajo.

Al Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez por la asesoría, la motivación constante y consejos durante el desarrollo de este trabajo. Al Dr. Víctor Hugo Márquez Ramírez por su apoyo en esta etapa final y por todas las herramientas que aprendí con él y que han sido útiles para esta tesis.

Al Dr. Saúl Ivan Hernández Hernández, Dr. Marco Guzmán Speziale y al Dr. Ramón Zúñiga Dávila-Madrid por su amabilidad en formar parte del jurado, el tiempo dedicado y sus comentarios para mejorar el texto.

A todos mis profesores y administrativos de la UMDI por su acompañamiento a lo largo de la carrera, en especial al Dr. Enrique A. Cantoral y a Bertha Ordaz.

A mis padres, Angélica y Juan, y a mis hermanas Elisa, Diana y Nonantzin, por su cariño constante, su apoyo y consejos para concluir este logro. Son muy importantes para mí.

A mis amigos y compañeros de carrera: Andrea, Axel, Carolina, Ivonne y Bernardo, por el camino que hemos recorrido juntos y que nos ha llevado a crecer, espero que el futuro nos una nuevamente.

A Matthew E. Share, por ser mi motor en esta última etapa, iluminar mis días y por mostrarme que las posibilidades son infinitas.

Y a todos los que de diferentes maneras han contribuido a este logro colectivo.

¡Muchas gracias!

Índice

Lista de tablas y figuras.....	i
Resumen	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 GMPES EXISTENTES PARA LA TRINCHERA MESOAMERICANA	2
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.3 MARCO TECTÓNICO DE LA TRINCHERA MESOAMERICANA EN LA REGIÓN DE COLIMA.....	4
1.4 PROYECTO MARS	4
2. GENERALIDADES DE LA SISMOLOGÍA.....	7
2.1 ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS	7
2.2 ONDAS SÍSMICAS	9
2.3 ATENUACIÓN DE LAS ONDAS.....	12
3. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISMOS	16
3.1 MOVIMIENTOS FUERTES.....	16
3.2 ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES (GMPEs).....	17
4. MÉTODO DE REGRESIÓN DE MÁXIMA VEROSIMILITUD DE UNA ETAPA	20
5. DATOS Y MÉTODOS	24
5.1 EVENTOS.....	24
5.2 DESCARGA DE DATOS Y PROCESADO	27
5.3 MODELO Y REGRESIÓN.....	28
6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	30
7. CONCLUSIONES.....	40
REFERENCIAS:	42
ANEXO I. Diagrama de flujo y código generado para la regresión.....	46

Lista de tablas y figuras

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Eventos utilizados para la obtención de las GMPEs, basado en los catálogos de Gutiérrez Peña (2014) y el generado por el SSN.....	27
Tabla 2. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto I	31
Tabla 3. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto II	32
Tabla 4. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto III	32

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Sup. Mapa de fronteras tectónicas (líneas rojas) y sismos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. Inf. Contornos geométricos de la placa subducida. Se aprecia su bajo ángulo de subducción debido que es poco profundo aún a distancias considerables de la Trinchera. Figura recuperada de Slab Model, Earthquake Hazard Program, USGS (2011).....	5
Fig 2. Distribución geográfica de las estaciones de la red XF-MARS.....	6
Fig 3. Respuesta en amplitud y fase de los instrumentos de banda ancha que conforman la red XF (2006-2007).....	6
Figura 4. Límite de placas tectónicas en la Tierra y en la región de México. Modificado de DeMets <i>et al.</i> (2010)	7
Figura 5. Esquema de los tipos de límites de placas	8
Figura 6. Tipos de fallas.....	10
Figura 7. Izq. Esquema de la zona de subducción indicando los tipos de ambientes tectónicos. Der. Perfil de mecanismos focales en la zona de subducción de Cocos en Tehuantepec, los mecanismos azules son inversos, pertenecientes a la zona tipo b y los rojos eventos normales, correspondientes a la zona tipo c (Brudzinski, 2017).....	10
Fig. 8. Diagrama de los diferentes tipos de ondas sísmicas y su influencia en el medio. Modificado de Enciclopædia Britannica.....	12

Figura 9. Diagrama que explica la relación geométrica del cambio radial de las ondas superficiales al propagarse por la tierra.	13
Fig. 10. Dirección de los rayos y sus amplitudes debido a un frente de onda que se encuentra con un medio de grosor variable. La concentración de rayos da lugar amplitudes más grandes (Hanay, 1986)	14
Fig. 11. Comportamiento de la solución de la Ec. 1.4 y su envolvente (Ec. 1.5) para un oscilador armónico que amortiguado. (Stein y Wysession, 2003)	15
Fig. 12. Respuesta de distintos osciladores con periodos naturales diferentes a un mismo registro de aceleración. (Bazán y Meli, 2002).....	17
Fig. 13. Construcción del espectro de respuesta (Bommer y Boore, 2005).....	18
Fig 14. Sup. Ubicación de epicentros presentados en la Tabla 1 (círculos negros) en referencia a las estaciones de la red MARS (triángulos verdes); se muestran en blanco las proyecciones en planta para diferentes profundidades del slab de Cocos, estos últimos tomados del USGS. Inf. Perfil vertical del corte perpendicular la trinchera a lo largo del segmento A-A' mostrado en el panel superior. Se muestra la profundidad a la cual Martínez-López y Mendoza (2016) estiman el desacoplamiento entre las placas subducidas y Norteamérica	26
Fig 15. Diagramas Magnitud-Distancia y Profundidad-Distancia.....	27
Figura 16. Comportamiento de los coeficientes de las regresiones para las distintas frecuencias de PSA.	32
Figura 17. Residuales del conjunto I.....	34
Figura 18. Residuales del conjunto II.....	35
Figura 19. Residuales del conjunto III.....	36
Figura 20. Gráfica del comportamiento de la amplitud, para distintos valores de PSA y PGA, en función de la distancia para un evento magnitud 4.6 a 50 km de profundidad.....	38
Figura 21. Comportamiento a distintas distancias del espectro de frecuencia para eventos magnitud 4.5 y 5.5 a una profundidad de 50 km.....	39

Resumen

Por su ubicación el Estado de Colima presenta sismicidad asociada a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana. El presente trabajo se centra en obtener ecuaciones de predicción de movimiento aplicables a la región del estado de Colima para los valores horizontales pico de aceleración y velocidad (PGA y PGV, respectivamente) y 15 distintas frecuencias del espectro de pseudoaceleración (PSA) entre 0.02 y 25 Hz para distintos conjuntos de eventos tomados de un listado generado para el periodo del año 2006, dando prioridad a eventos que puedan ser clasificados como sismos intraplaca, así como comparar las ecuaciones obtenidas con otro modelo propuesto por otros autores en el año 2007.

Las ecuaciones fueron estimadas mediante una regresión de máxima verosimilitud con base en 37 eventos registrados en estaciones de la red temporal de mapeo de la zona de Rivera (MARS) con magnitudes entre 4 y 5.6 y profundidades entre 0.02 y 107 km; estos eventos fueron combinados en tres conjuntos: eventos a profundidades mayores a 40 km (conjunto I), eventos sin distinción con valores promedio (conjunto II) y eventos con componentes separadas (conjunto III).

Los resultados muestran que los tres conjuntos predicen amplitudes menores que las registradas por el modelo del 2007 para frecuencias mayores a 5 Hz. Por otro lado, los conjuntos presentan de manera general que la atenuación de las ondas sísmicas para frecuencias mayores a 5 Hz es menos pronunciada conforme aumenta la distancia a comparación al modelo del 2007. Estas diferencias se asocian a la diferencia en la densidad de datos utilizados, así como a la forma funcional de las ecuaciones utilizadas en cada trabajo, siendo que el modelo del 2007 no contempla un coeficiente para la atenuación intrínseca, como el presentado en este texto.

Comparando los modelos con los datos observados se observa que el modelo del 2007 se ajusta mejor para frecuencias mayores a 2 Hz, sin embargo, el presente trabajo al contemplar un rango de frecuencias más amplio puede ser un auxiliar en el análisis de riesgo sísmico para estructuras verticales con periodos de vibración largos.

1. INTRODUCCIÓN

Por su ubicación, México experimenta gran cantidad de sismicidad, el país se encuentra cerca de los límites de cinco diferentes placas tectónicas, Norteamérica, Pacífico, Cocos, Rivera y Caribe. La mayor parte de la sismicidad está concentrada en la región sur de la costa Pacífica, entre los estados de Jalisco y Chiapas, causada por la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa de Norteamérica, esta subducción es la que da lugar a la Trinchera Mesoamericana (SGM, 2017); esta abundancia de sismicidad es un riesgo que genera pérdidas humanas y económicas, de ahí que sea necesario conocer y proponer modelos para estimar los efectos de futuros sismos y generar infraestructura que sea lo suficientemente resistente sin ser altamente costosa. Una manera de caracterizar estos efectos son las ecuaciones de predicción de movimientos fuertes (GMPes, por sus siglas en inglés), las cuales se basan en registros de sismos previos para modelar la atenuación de las ondas sísmicas dependiendo de diversos parámetros (Boomer y Boore, 2005), como se verá más adelante.

Durante los años 2006 y 2007 estuvo en operación la red temporal de Mapeo de la zona de subducción de Rivera, contando con 50 estaciones dentro y en las proximidades del estado de Colima (Grand y Ni, 2006; Yang *et al.*, 2009), la gran cantidad de datos que recopiló son de gran utilidad y han permitido desarrollar diversos trabajos relacionados a conocer mejor la sismotectónica de la región. El acervo amplio de registros captados por esta red puede ser útil para el desarrollo de modelos de atenuación sísmica en Colima y fue la motivación y la base para el desarrollo de este trabajo.

1.1 GMPES EXISTENTES PARA LA TRINCHERA MESOAMERICANA

Existen diversos trabajos previos sobre GMPes basados en datos de sismos mexicanos, dada la variación lateral del ángulo y la velocidad de la subducción en la Trinchera Mesoamericana la mayoría de las ecuaciones propuestas se enfocan en un sector específico de esta.

En el caso del sector central de México existen diversos trabajos para sismos interplaca, como ejemplo los presentados por Ordaz *et al.* (1994) o el de Arroyo *et al.* (2010) que utilizan la técnica bayesiana para inferir los coeficientes que describen la atenuación de las ondas.

Por su parte, García *et al.* (2005) proponen un modelo para la misma región, pero para sismos intraplaca, donde concluyen que los valores de aceleración pico (PGA) producidos por estos sismos son mayores que los reportados para sismos interplaca, pero con un decaimiento en función de la distancia mucho más rápido, siendo este modelo coincidente con otros trabajos de sismos que comparan distintas fuentes tectónicas como el de Atkinson y Boore (2003) o el de Takashi *et al.* (2004).

En la región sur cercana al istmo de Tehuantepec, Rodríguez-Pérez (2014) realiza el cálculo de los coeficientes basado en la forma funcional utilizada por García *et al.* (2005) tanto para eventos interplaca como intraplaca. Toma en cuenta la variación de efecto de la dispersión geométrica para las diferentes frecuencias, sus resultados obtenidos muestran que los valores esperados del movimiento del suelo en el sur de México son menores que los esperados en el sector central, tanto para sismos intraplaca como interplaca.

Para la zona de Colima Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) realizaron un estudio mediante la instalación de una red temporal de doce acelerógrafos en conjunto con cinco equipos permanentes más que pertenecen a la red sísmica nacional. En su trabajo, las trazas utilizadas corresponden a 26 eventos ocurridos durante el 2006 con magnitudes entre 3.3 y 5.2, contenidos en un rango de profundidades que van desde los 5 a los 76 km.

La forma funcional de la ecuación que expresa las amplitudes no toma en cuenta la dispersión geométrica y fue expresada como:

$$\ln (A) = c_1 + c_2 M - c_3 \ln H - c_4 \ln R \quad (\text{Ec. 1.1})$$

donde A es el valor de la aceleración máxima (PGA) o de la pseudoaceleración (PSA) amortiguada al 5% en cm/s^2 , M es la magnitud local, H es la profundidad hipocentral y R es la distancia del evento a la estación y c_i son los coeficientes por determinar.

Los autores determinaron los coeficientes siguiendo el método de máxima verosimilitud de dos etapas de Joyner y Boore (1993, 1994) para aceleraciones tanto horizontales (PGA y 10 frecuencias de PSA entre 1 y 14.28 Hz) como verticales (PGA y 9 frecuencias de PSA entre 1.25 y 14.28 Hz).

1.2 OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es presentar propuestas de *GMPEs* para la región de Colima con los registros obtenidos de la red temporal MARS.

Los objetivos particulares son:

- Obtener *GMPEs* para los valores horizontales de PGA, PGV y 15 distintas frecuencias de PSA entre 0.02 y 25 Hz para distintos conjuntos de eventos tomados de un listado generado para el periodo del año 2006, dando prioridad a eventos que puedan ser clasificados como sismos intraplaca.
- Comparar las *GMPEs* obtenidas con las propuestas por Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) y ver las diferencias en las amplitudes estimadas dependiendo de la magnitud y la distancia.

1.3 MARCO TECTÓNICO DE LA TRINCHERA MESOAMERICANA EN LA REGIÓN DE COLIMA

Enfocándonos en la costa de los estados de Colima y Jalisco encontramos un arreglo tectónico complejo en donde está presente la Trinchera Mesoamericana, el límite convergente entre la placa de Cocos y Rivera con la placa Norteamericana; el límite entre las placas de Rivera y Cocos permanece sin definirse de manera a pesar de diversas discusiones presentadas (Larson, 1972; Bandy *et al.*, 1995; 1998; Peláez-Gaviria *et al.*, 2013).

La placa de Rivera subduce con un ángulo de $\sim 50^\circ$ con una tasa de convergencia estimada de 2 a 5 cm/año. (Pardo y Suárez, 1993; 1995). Por su parte la placa de Cocos es característica por su geometría (ver fig. 1) y la variación de velocidad de convergencia a lo largo de la trinchera. En su sector norte, cerca de la unión con la placa de Rivera a una longitud de 104.5° O, la placa tiene una edad aproximada de 11 Ma, una tasa de convergencia de 5.9 cm/año (DeMets *et al.*, 2010) y un ángulo de subducción de $\sim 50^\circ$ (DeMets y Stein, 1990; Pardo y Suárez, 1995). En el segmento intermedio la placa disminuye de manera gradual su ángulo de subducción hasta ser subhorizontal (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Finalmente, en el sector sur cerca del ridge de Tehuantepec ubicado a una longitud de $\sim 95^\circ$ O la placa vuelve a tener un ángulo más pronunciado, $\sim 30^\circ$ de acuerdo con Pardo y Suárez (1995), o de $\sim 25-26^\circ$ de acuerdo con Pérez-Campos *et al.* (2008), con una tasa de convergencia de 7.3 cm/año (DeMets *et al.*, 2010).

Este arreglo tectónico ha dado lugar a sismos de importante magnitud que han afectado a la región costera de Colima como el de 1900 ($M_s=7.6$), los sismos de junio de 1932 ($M_w=8.2$ para el evento principal; Singh *et al.*, 1985; Eissler y McNally, 1984; Novelo-Casanova, 2005; Okal y Borrero, 2011), los ocurridos en 1941 ($M_s=7.9$) y en 1973 ($M_s=7.5$; Singh *et al.*, 1985), en octubre de 1995 ($M_w=8$; Pacheco *et al.*, 1997; Novelo-Casanova, 2005) y el más reciente en enero del 2003 ($M_s=7.6$; Singh *et al.* 2003).

1.4 PROYECTO MARS

La red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone), con código identificador XF, fue un arreglo de estaciones manejado por la Universidad de Texas en Austin y la Universidad Estatal de Nuevo Mexico, en colaboración con investigadores del Centro de Geociencias de la UNAM y el Observatorio Volcánico de la Universidad de Colima, operativo entre enero del 2006 y junio del 2007 (Yang *et al.*, 2009); su objetivo era conocer mejor la subducción de las placas de Rivera y Cocos, consta de 50 estaciones distribuidas en el estado de Colima y parte de los estados de Jalisco y Michoacán (Grand y Ni, 2006, fig. 2).

Los sismómetros que conforman las estaciones son equipos de banda ancha Streckeisen STS-2, Guralp CMG3T y Guralp CMG3T, todos conectados a digitalizadores Quanterra 330 Linear Phase Composite (respuestas instrumentales en la fig. 3).

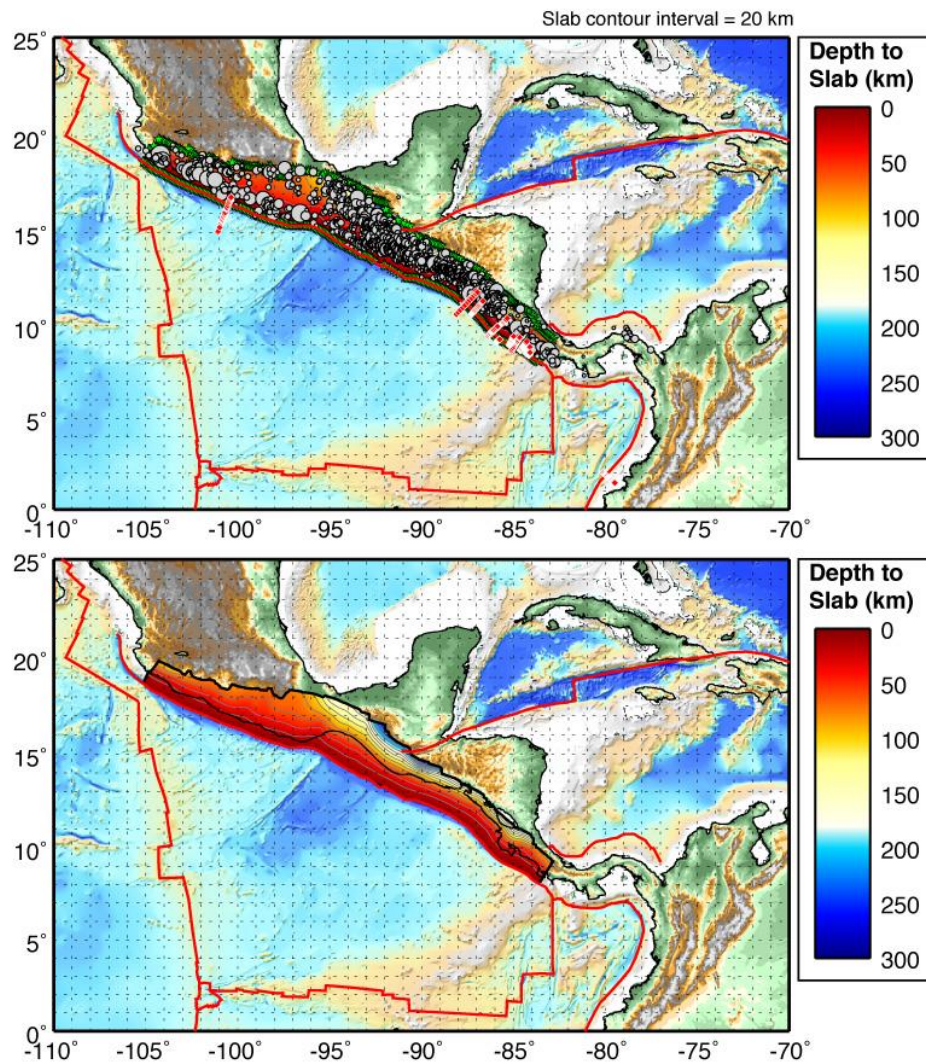


Fig. 1. Sup. Mapa de fronteras tectónicas (líneas rojas) y sismos a lo largo de la Trincherá Mesoamericana. Inf. Contornos geométricos de la placa subducida proyectados en superficie. Se aprecia su bajo ángulo de subducción debido a que es poco profundo aún a distancias considerables de la Trincherá. Figura recuperada de Slab Model, Earthquake Hazard Program, USGS (2011).

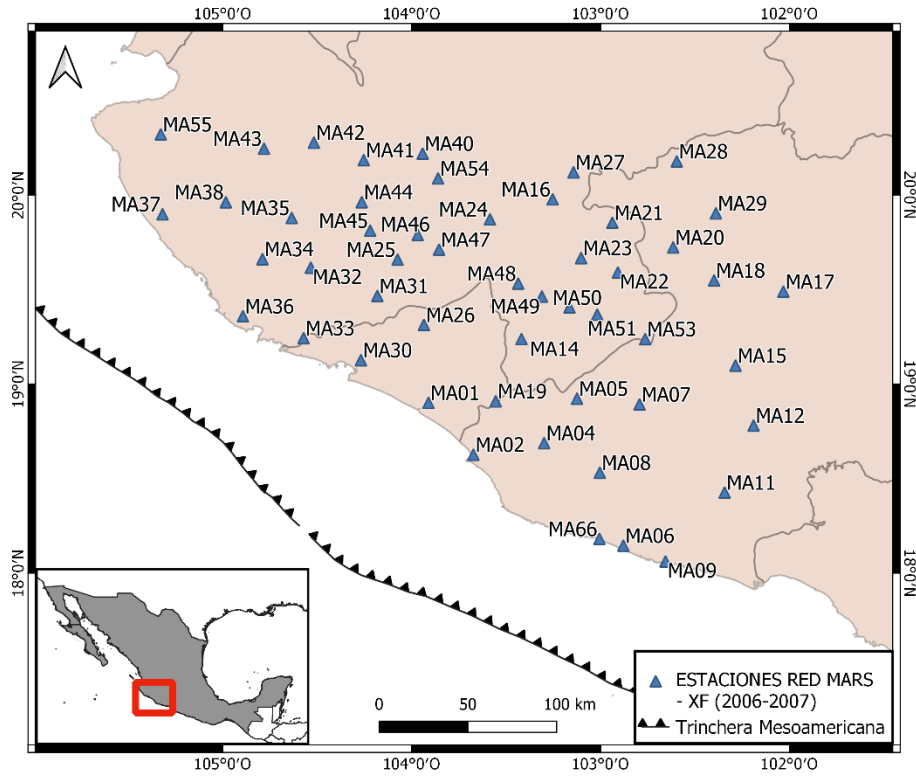


Fig 2. Distribución geográfica de las estaciones de la red XF-MARS.

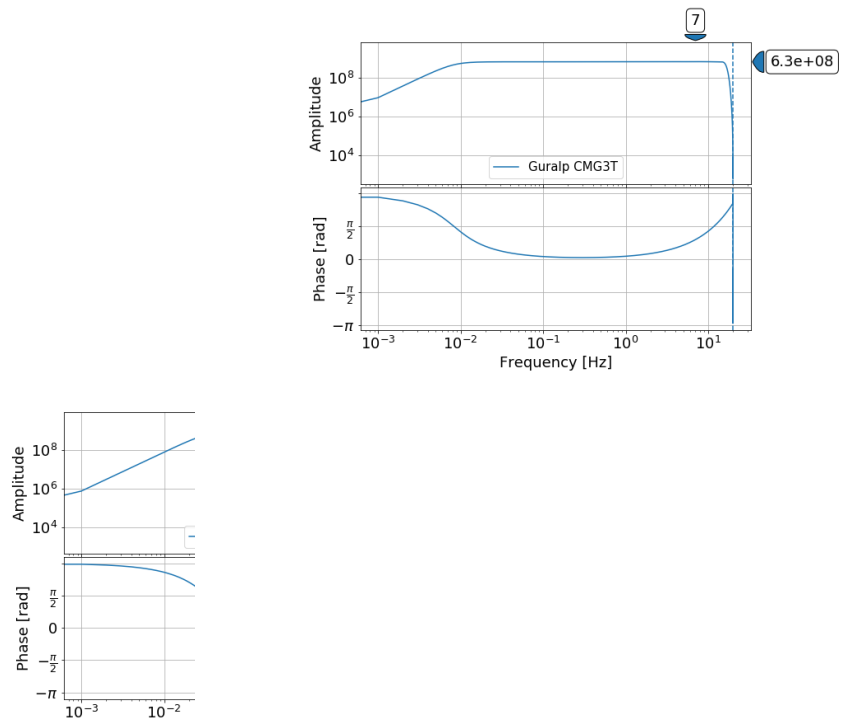


Fig 3. Respuesta en amplitud y fase de los instrumentos de banda ancha que conforman la red XF (2006-2007).

2. GENERALIDADES DE LA SISMOLOGÍA

2.1 ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS

El origen de los sismos puede ser diverso, por lo general, los más comunes son generados por la interacción de las placas tectónicas cuyo mecanismo de movimiento se asocia a las corrientes de convección en el Manto. Se entiende como placa tectónica al bloque litosférico que se desplaza de manera conjunta compuesto por corteza (oceánica y/o continental) y una capa del Manto Superior. Las placas pueden interactuar formando un margen divergente, desplazarse lateralmente o sumergirse una debajo de la otra en un proceso llamado subducción. En la fig. 4 se muestran las distintas placas tectónicas existentes y la dirección de su movimiento. De manera más escasa se pueden generar sismos también en el interior de las mismas.

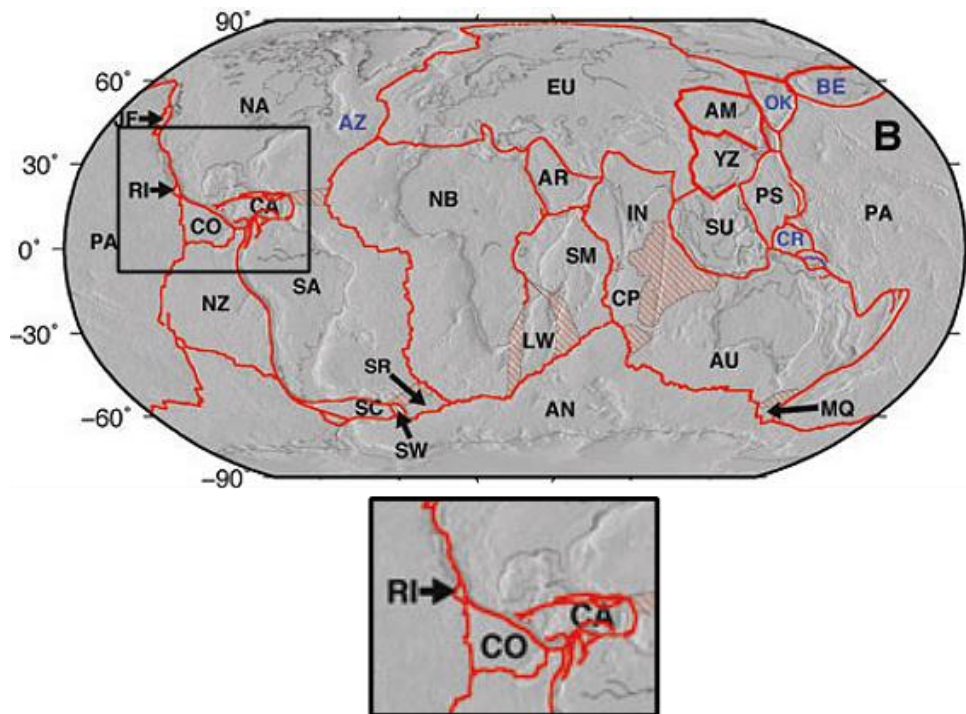


Fig. 4. Arriba. Esquema de las distintas placas tectónicas en la Tierra y sus límites. Las zonas con patrones rojos son áreas donde los límites de placa aún no están bien establecidos. Abajo. Distribución de placas en la región de México. Las abreviaciones corresponden a las placas: RI – Rivera, Co – Cocos, NA – Norteamérica, CA – Caribe.

Modificado de DeMets *et al.* (2010).

Los movimientos de estas placas generan deformaciones semielásticas en sus límites, e incluso en su interior, debido a que las irregularidades de la corteza permiten que exista un acoplamiento entre placa y placa, estas deformaciones se van acumulando de manera paulatina almacenando energía elástica, cuando la fuerza generada por los movimientos de las placas es tan grande que la roca ya no puede resistir la deformación, se produce una ruptura que libera la energía elástica de diversas formas, siendo las ondas sísmicas una de ellas (Lay y Wallace, 1995; Stein y Wyssession, 2003). La cantidad de energía liberada por el sismo se estima de diversas maneras, siendo la más común la magnitud o tamaño del sismo. Existen muchas escalas de magnitud de las cuales la magnitud de momento es la más precisa y puede ser usada para comparar sismos globalmente (Kanamori, 1977).

CLASIFICACIÓN BASADA EN EL LÍMITE DE PLACAS

Dado que existen diferentes tipos de límites de placas tectónicas (ver Fig. 5), también podemos clasificar el ambiente de generación del sismo dependiendo de la geometría de la ruptura y su ubicación en las placas.

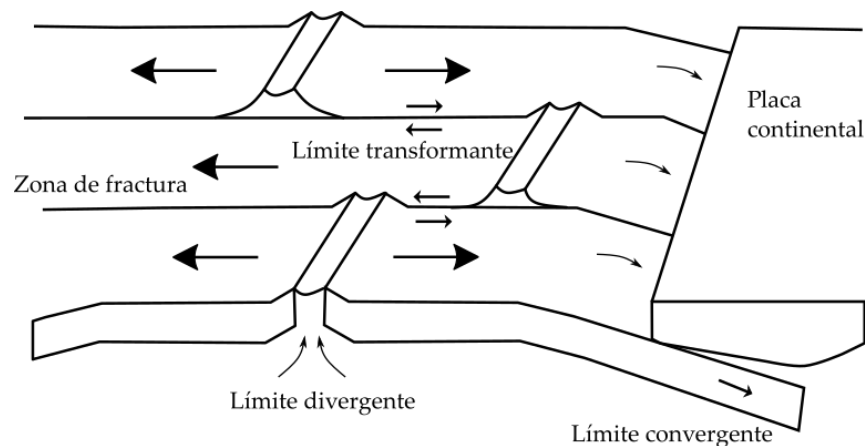


Fig. 5. Esquema que muestra los diferentes tipos de límites entre las placas.

De acuerdo con la geometría los podemos subdividir en los siguientes: sismos transcurrentes, generados en rupturas donde los bloques que están en contacto por el plano de falla se deslizan lateralmente hacia la izquierda o a la derecha, porque los esfuerzos principales más fuertes ejercen una presión en dirección horizontal oblicua al plano de falla (generalmente a 45°) y los esfuerzos intermedios son verticales; normales, cuando el bloque superior cae porque los esfuerzos principales son verticales; inversos, cuando el bloque superior se desliza sobre el otro debido a un estado de esfuerzos de presión horizontal perpendicular al rumbo del plano de falla; u oblicuos, la combinación de movimientos transcurrentes con deslizamientos normales o inversos (Anderson, 1951; Ver fig. 6).

AMBIENTES TECTÓNICOS

En zonas cercanas a los límites divergentes (zonas de *rifting*), debido a que se genera extensión de la corteza, es común encontrar sismos generados por rupturas normales; las zonas de fractura y límites transformantes, que están asociados al acomodamiento de la corteza en parte por contribución de las zonas de *rifting* y subducción, son las que presentan sismos transcurrentes. (Lay y Wallace, 1995).

Las zonas de subducción son más complejas y suelen presentar diversos tipos de sismos (ver fig. 7):

- a) En la zona somera cercana a la trinchera donde la placa comienza a flexionarse se pueden presentar sismos normales debido a un estado de esfuerzos de extensión, estos sismos ocurren dentro de la placa por lo que se denominan intraplaca.
- b) En la interfaz donde las dos placas entran en contacto, conocida como plano de Benioff, debido a la compresión se generan sismos inversos, al ocurrir debido a la fricción de las placas estos entran en la categoría de sismos interplaca.
- c) En las partes intermedias de la placa subducida pueden producirse sismos normales intraplaca en la cara superior debido a la tensión producto de la fuerza de arrastre del peso de sí misma (*slab pull*).
- d) Finalmente, en las partes más profundas es común la generación de sismos inversos debido a que la placa disminuye su velocidad de subducción sin dejar de recibir el peso de su parte superior, o por contracciones súbitas de las estructuras cristalinas de la placa debido a la presión, dando lugar a un estado de compresión.

Es importante destacar que no todas las zonas de subducción presentan todos los tipos de sismos previamente listados (Stein y Wysession, 2003).

2.2 ONDAS SÍSMICAS

La liberación súbita de la energía se transmite en forma de ondas de diversos tipos, éstas generan estados de esfuerzos debido al movimiento de las partículas del medio, en la ingeniería sísmica el estudio del comportamiento del suelo ante las ondas sísmicas es de suma importancia debido a que es el causante de los daños a las estructuras. Las ondas se propagan en todas direcciones y su velocidad depende principalmente de la densidad del medio.

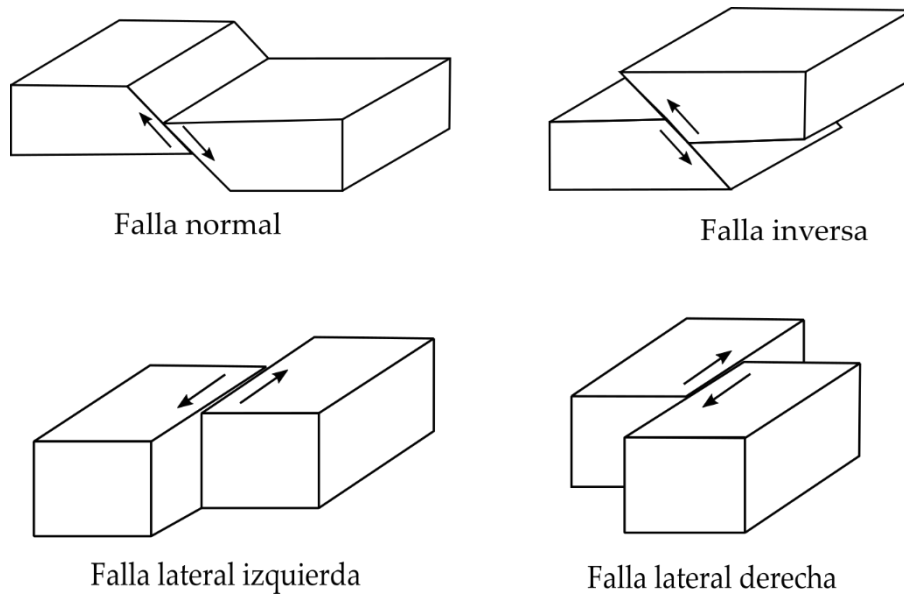


Fig. 6. Tipos de geometrías y desplazamiento de los bloques envueltos en la ruptura de una falla y generación de un sismo.

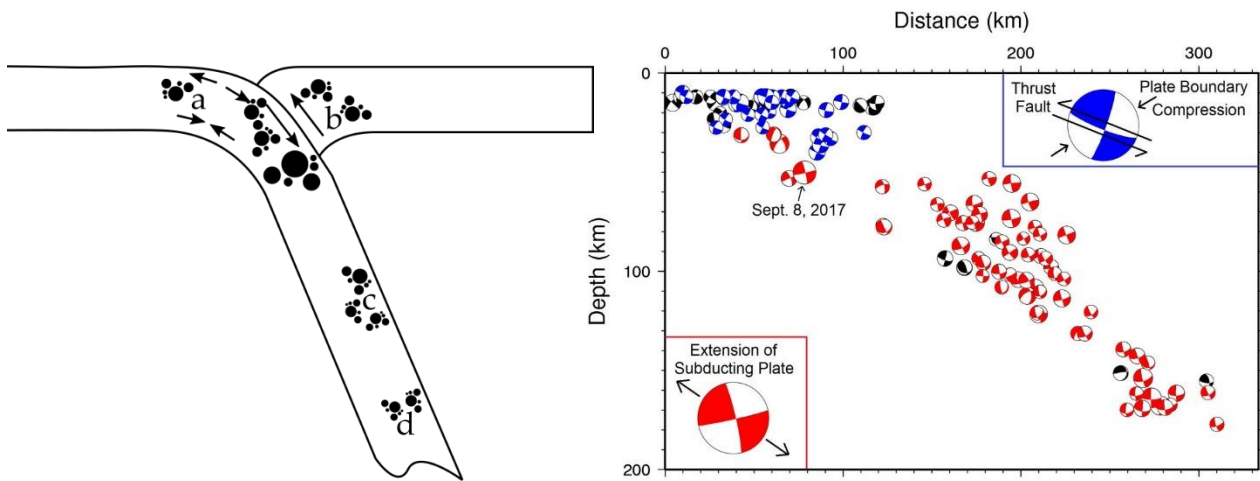


Fig. 7. Izq. Esquema de la zona de subducción indicando los tipos de ambientes tectónicos descritos en la página anterior; los círculos negros representan las ubicaciones más comunes de los sismos. Der. Perfil de mecanismos focales en la zona de subducción de Cocos en Tehuantepec, los mecanismos azules son inversos, pertenecientes a la zona tipo b y los rojos eventos normales, correspondientes a la zona tipo c (Brudzinski, 2017).

ONDAS DE CUERPO

Las ondas internas, también denominadas de cuerpo, se transmiten en el interior del planeta en todas direcciones. Existen dos clases: las ondas de compresión o longitudinales denominadas ondas P y las ondas de corte o transversales denominadas ondas S.

Las ondas P tienen la velocidad más rápida de transmisión y deforman el medio en dirección paralela a la de su trayectoria generando cambios de volumen, sus amplitudes y periodos por lo general son menores a los de las ondas S.

Las ondas S desplazan el medio de manera perpendicular a su dirección de propagación pudiendo polarizarse en planos ortogonales de cualquier inclinación. Dado que la onda produce esfuerzos de cizalla y no de volumen éstas no se pueden transmitir en medios líquidos.

Las ondas de cuerpo en su paso por la Tierra sufren reflexiones, refracciones y difracciones debido a que el planeta está estratificado en capas de diferentes propiedades físicas (composición heterogénea) (Sarria,1995).

ONDAS SUPERFICIALES

Las ondas superficiales son más lentas que las ondas S y también se pueden clasificar en dos tipos: las ondas de Rayleigh y las ondas de Love. Ambos tipos de ondas son dispersivas, es decir, su velocidad de propagación es dependiente de la frecuencia y también lo es su atenuación (Van Der Baan, 2002). La amplitud de estas ondas es mayor en las capas superiores de una estructura geológica y disminuye con la profundidad.

Las ondas de Rayleigh son generadas por la interacción de las ondas P y SV (ondas S polarizadas en el plano vertical), disturban el medio haciendo que las partículas describan un movimiento elíptico en dirección contraria a la trayectoria de la onda.

Las ondas de Love generan desplazamientos laterales sobre la superficie, las partículas se mueven de manera horizontal y perpendicular a la dirección de propagación de la onda, son más rápidas que las ondas de Rayleigh y son producidas por la interferencia de ondas SH (ondas S polarizadas en el plano horizontal) siempre y cuando exista una capa diferenciada cuya velocidad de propagación sea menor a la capa inferior.

2.3 ATENUACIÓN DE LAS ONDAS

El impacto que las ondas tengan en el medio depende en gran medida de su amplitud, la cual va disminuyendo debido a la pérdida de energía ocasionada por distintos fenómenos que se dan durante la propagación de las ondas.

DISPERSIÓN GEOMÉTRICA

Al igual que con las ondas electromagnéticas las amplitudes de las ondas varían dependiendo de la distancia a la fuente debido a que la energía por área varía porque el frente de onda también lo hace.

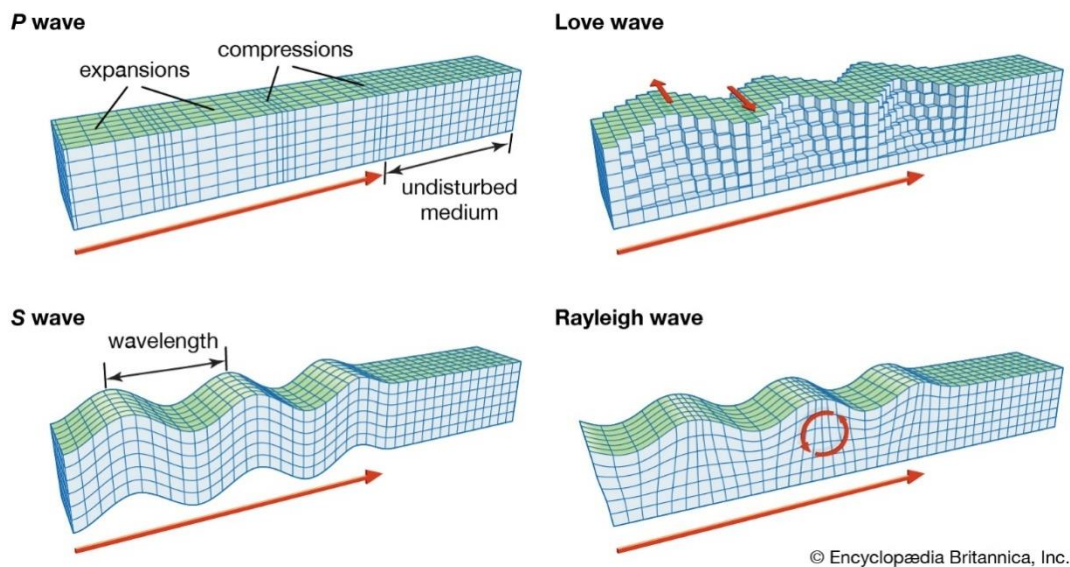


Fig. 8. Diagrama de los diferentes tipos de ondas sísmicas y su influencia en el medio.
Modificado de Encyclopædia Britannica.

Para el caso de las ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones y cuyo frente de onda es esférico con un área igual a $4\pi r^2$, la energía decae al inverso del cuadrado del radio $1/r^2$ y debido a que la amplitud es proporcional a la raíz cuadrada de la energía, las amplitudes disminuyen de manera inversamente proporcional al radio ($1/r$) (Stein y Wysession, 2003). De manera resumida, cuanto más lejos se está de la fuente menores serán las amplitudes esperadas, sin considerar efectos de amplificación locales.

Las ondas superficiales al propagarse de manera radial forman un anillo de perímetro dado por $2\pi r$, causando que la energía decaiga al inverso del radio ($1/r$) y la amplitud como r^{-2} ; esto aplica para una superficie plana, pero debido a que la Tierra es esférica el radio del

anillo está en función del ángulo que formen la fuente sísmica, el centro del planeta y la ubicación donde se midan las ondas, así el decaimiento de la energía se puede expresar como $1/a \sin(\Delta)$ y la amplitud como $a \sin(\Delta)^{-2}$, donde a es la distancia del centro de la Tierra al frente de onda (fig. 9).

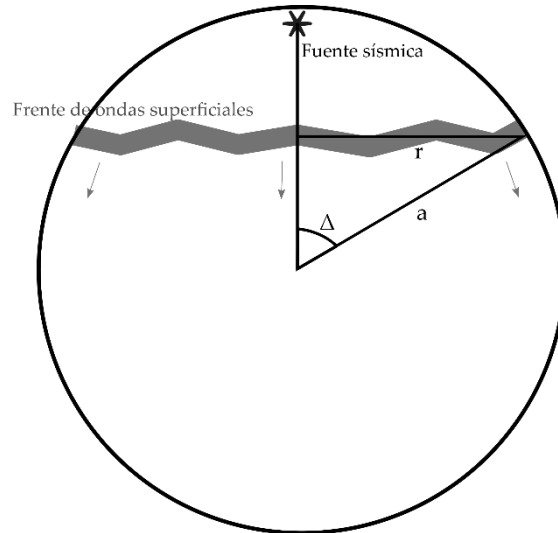


Figura 9. Diagrama que explica la relación geométrica del cambio radial de las ondas superficiales al propagarse por la Tierra.

ATENUACIÓN EXTRÍNSECA (DISPERSIÓN) Y MULTITRAYECTO (MULTIPATHING)

Es el fenómeno por el cual las ondas se enfocan o desenfocan debido a variaciones laterales de las propiedades físicas del medio, de manera similar a las ondas electromagnéticas, la amplitud de las ondas en un área está definida por la cantidad de rayos (trayectorias perpendiculares a los frentes de onda) que pasan por ella (fig. 10).

ATENUACIÓN INTRÍNSECA

Es un proceso anelástico en el cual la energía mecánica de la onda disminuye debido a que es convertida en otros tipos de energía, como la calorífica, y porque el medio puede deformarse ligeramente (Shearer, 1999). Podemos explicar la atenuación intrínseca utilizando como ejemplo un oscilador armónico simple con amortiguación (Stein y Wysession, 2003). La ecuación que describe el desplazamiento en este sistema es:

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + \kappa u(t) = 0 \quad (\text{Ec. 2.1})$$

donde, κ es la constante elástica, γ es igual al factor de amortiguamiento. Para simplificar la ecuación y describirla en términos de la frecuencia angular se define el factor de calidad (Q):

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma} \quad (\text{Ec. 2.2})$$

Y reescribimos la ecuación 2.1 como:

$$m \frac{d^2u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} m \frac{du(t)}{dt} + \kappa u(t) = 0 \quad (\text{Ec. 2.3})$$

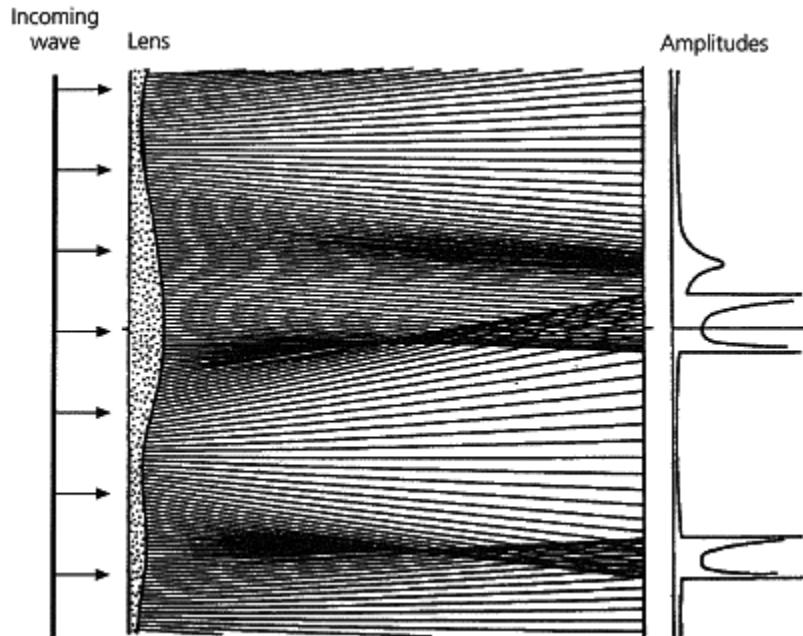


Fig. 10. Dirección de los rayos y sus amplitudes debido a un frente de onda que se encuentra con un medio de grosor variable. La concentración de rayos da lugar a amplitudes más grandes. Tomado de Hanay (1986), incluido en Stein y Wyssession, (2003).

La solución general propuesta a esta ecuación es:

$$u(t) = A_0 e^{-\omega_0/2Q} \cos(\omega t) \quad (\text{Ec. 2.4})$$

Donde podemos observar que el desplazamiento de las ondas decae de manera exponencial al inverso del factor de calidad; la amplitud de las ondas se expresa como la envolvente de la Ec. 2.4 (Ver fig. 11):

$$A(t) = A_0 e^{-\omega_0/2Q} \quad (\text{Ec. 2.5})$$

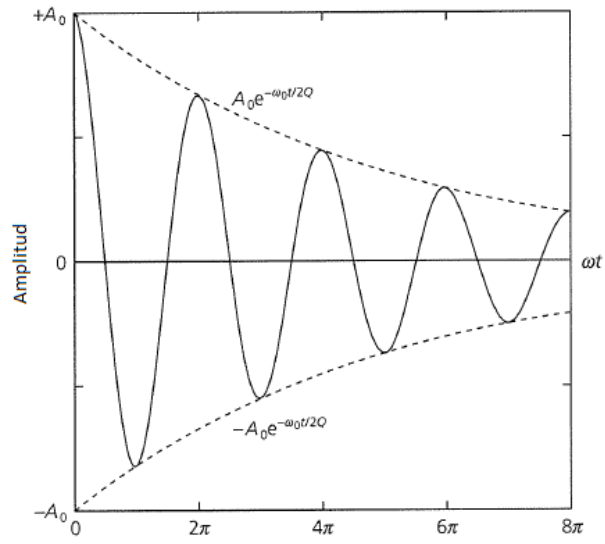


Fig. 11. Comportamiento de la solución de la ec. 2.4 y su envolvente (ec. 2.5) para un oscilador armónico que amortiguado. Tomado de Stein y Wyssession (2003).

3. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISMOS

3.1 MOVIMIENTOS FUERTES

Existe una rama de la sismología que se encarga de estudiar el movimiento del suelo, ésta se denomina sismología de movimientos fuertes y entre sus objetivos se encuentran el entendimiento del proceso de ruptura y la propagación de ondas en un medio geológico complejo, así como la prevención y mitigación de daño humano (infraestructura pérdidas humanas) y económico producido por sismos mediante una descripción del peligro sísmico (Anderson, 1989).

La característica de los registros de los movimientos fuertes es que estos por lo general saturan los sismómetros, obligando a usar acelerómetros, además las trazas contienen información relacionada con efectos como la duración y directividad, que no se pueden observar claramente en los registros telesísmicos.

Existen diferentes parámetros que permiten caracterizar los movimientos fuertes del suelo para detallar un análisis de peligro sísmico; uno de los más comunes es la aceleración máxima del terreno (PGA, por sus siglas en inglés) que corresponde a la amplitud máxima absoluta registrada en los acelerogramas (Douglas, 2003), esta medida suele estar correlacionada con los daños a la infraestructura para sismos moderados (en términos de intensidad) pero para sismos severos los daños suelen corresponderse mejor con los valores de máximos de la velocidad (PGV), que pueden ser obtenidos mediante una integración de los registros de aceleración o mediante sismómetros de banda ancha.

Debido a que el movimiento del suelo ocurre en todas direcciones y los equipos registran en tres componentes ortogonales, se suelen separar los valores de PGA y PGV en dos componentes, vertical y horizontal (compuesta por los dos registros horizontales), para su aplicación en la ingeniería se suele utilizar la componente horizontal de ambos valores máximos, ya sea de forma individual o mediante un promedio de ambas componentes horizontales, debido a que el valor máximo de la componente vertical suele ser, por lo general, menor que la componente horizontal, además de que los esfuerzos laterales tienen una mayor contribución al daño a la infraestructura. (Bazán y Meli, 2002).

Otro parámetro que describe el movimiento del suelo, mucho más importante en la ingeniería que los antes mencionados, es el espectro de respuesta de aceleración (SA, por sus siglas en inglés), que muestra la respuesta que experimentan múltiples osciladores armónicos de un grado de libertad (solo se mueven en una dimensión) y diferentes periodos naturales de vibración cuando están sometidos a una aceleración en su base (ver fig. 12). Dado que prevalece el uso del concreto reforzado para la edificación de diversas estructuras,

en la obtención del espectro de respuesta se toma en cuenta también el amortiguamiento que presenta este material, que se asigna como 5% generalmente. (Bommer y Boore, 2005).

El espectro de respuesta también se puede construir a partir de registros de velocidad o desplazamiento, pero el espectro de aceleración es el más utilizado por su simpleza al momento de calcular las fuerzas laterales a las que se somete un edificio ante un sismo que, de acuerdo con la segunda ley de Newton, es igual a la multiplicación de la aceleración por la masa de la edificación.

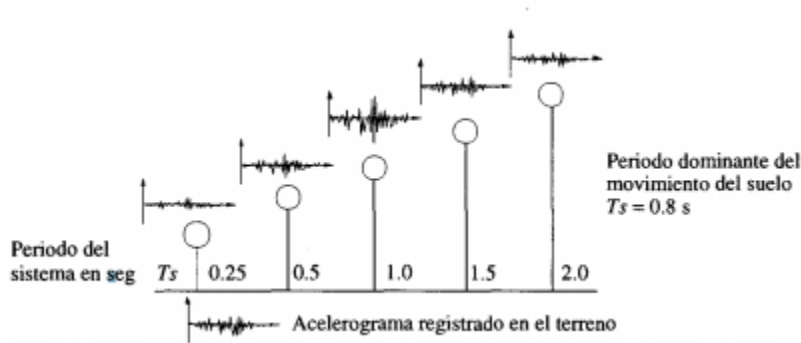


Fig. 12. Respuesta de distintos osciladores con periodos naturales diferentes a un mismo registro de aceleración. Tomada de Bazán y Meli (2002).

Este espectro se construye graficando el valor máximo registrado por cada oscilador contra su periodo natural (ver fig. 13) y con él se puede estimar la aceleración esperada a partir del periodo de oscilación del edificio, aproximado de manera sencilla como el número de pisos del edificio dividido entre 10 (Bommer y Boore, 2005).

Igualmente, en ingeniería se hace uso del espectro de respuesta de pseudoaceleración (PSA) el cual es construido de manera similar al SA sustituyendo el uso de los valores absolutos de aceleración por valores de desplazamiento relativo y multiplicando éstos últimos por el cuadrado de la frecuencia angular. A pesar de estas diferencias, Mentraști (2008) indica que los valores de las funciones del SA y del PSA son bastante próximas entre sí.

3.2 ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES (GMPEs)

La caracterización de los movimientos fuertes es una herramienta para la evaluación del riesgo sísmico. Con base en varios registros de movimientos fuertes se construyen ecuaciones empíricas que permiten estimar el movimiento del suelo en eventos futuros. Estas ecuaciones, comúnmente denominadas *GMPEs*, por sus siglas en inglés, pueden ser realizadas para cualquier tipo de movimientos fuertes, ya sea PGA, PGV, PSA a distintas

frecuencias, además que se toma en cuenta los procesos de atenuación de las ondas, así como parámetros de la fuente (magnitud, profundidad, geometría de ruptura), efectos del sitio (distancia a la fuente, geología) y de trayectorias de las ondas que tienen un papel importante en el decaimiento o incremento de las ondas percibidas (Boomer y Boore, 2005). Estos parámetros no son lineales haciendo de las ecuaciones difíciles de obtener, sin embargo, descomponiendo la función en coeficientes exponenciales y aplicando logaritmos podemos describir el movimiento del suelo con un modelo lineal.

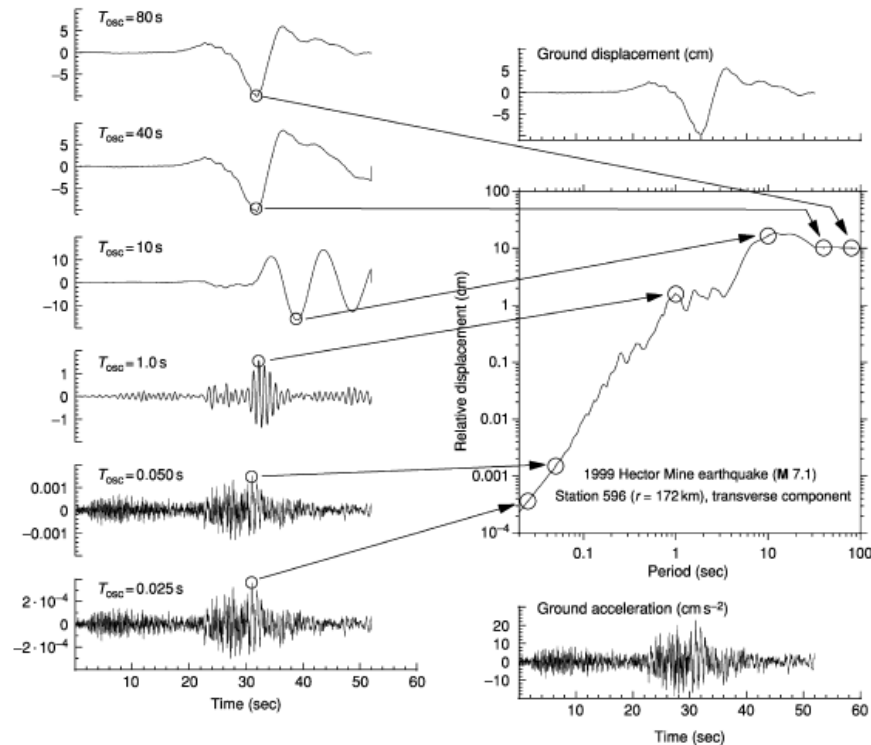


Fig. 13. Construcción del espectro de respuesta para el sismo de Hector Mine de 1999 (M 7.1). Se observa que a periodos cortos la respuesta se asemeja al registro de aceleración y a periodos largos se compara mejor con el desplazamiento del terreno. Tomado de Bommer y Boore (2005).

De manera general podemos construir un modelo que describa los movimientos fuertes partiendo de una variable dependiente (Y_{sm} , strong motion, por sus siglas en inglés), una serie de variables independientes predictoras (x_1, x_2, \dots, x_k) que modelen los efectos de la fuente, la trayectoria y el sitio con base en una serie de coeficientes por determinar (c_1, c_2, \dots, c_k) (García, 2007). Este modelo general recibe el nombre de forma funcional y puede ser de diferente naturaleza.

$$Y_{sm} = f(x_1, x_2, \dots, x_k, c_1, c_2, \dots, c_k) \quad (\text{Ec. 3.1})$$

Para el caso particular del modelo de García *et al.* (2005) la variable dependiente se describe como:

$$\log Y_{sm} = c_1 + c_2 M_w + c_3 R - c_4 \log R + c_5 H + \sigma \quad (\text{Ec. 3.2})$$

Donde M_w es la magnitud momento, H es la profundidad hipocentral y R es la distancia del evento a la estación, $R = \sqrt{D_{fault}^2 + \Delta^2}$, siendo D_{fault} la distancia más cercana a la falla y Δ un término de saturación para distancias cercanas a la fuente propuesto por Atkinson y Boore (2003) de la siguiente manera $\Delta = 0.00724 \cdot 10^{0.507 M_w}$, y σ es la desviación estándar de los residuales.

La ecuación 3.2 se construye de esa manera tomando en cuenta que la magnitud es directamente proporcional a la amplitud de las ondas, la atenuación anelástica y la dispersión geométrica que dependen de la distancia (R) y el papel que puede tener la profundidad del sismo en el comportamiento de las diferentes frecuencias componentes de las ondas sísmicas en su transmisión, como discuten Molas y Yamazaki (1995) quienes observaron que los eventos profundos tenían una menor tasa de atenuación para frecuencias altas.

Dentro de los diversos modelos de GMPes existentes para distintas regiones, se escogió utilizar el antes mencionado para el presente trabajo puesto que ha sido utilizado para describir la atenuación sísmica en varias partes de la costa pacífica sur de México, tanto para sismos interplaca como para eventos intraplaca, lo que nos permite hacer una comparación de manera sencilla de las GMPes obtenidas en zonas que usen este modelo y ver las diferencias laterales en la atenuación de las ondas sísmicas a lo largo de la Trincheras Mesoamericana.

4. MÉTODO DE REGRESIÓN DE MÁXIMA VEROSIMILITUD DE UNA ETAPA

Este método, desarrollado y explicado por Joyner y Boore (1993,1994), permite aproximar las ecuaciones empíricas de predicción de movimiento de manera más robusta que el método de mínimos cuadrados, pues nos permite establecer la distribución estadística que pueden presentar los términos de error (ϵ , como se verá más adelante en la ecuación 4.1; Searle y Gruber, 2016), así como analizar la conveniencia de agregar diversos términos adicionales a la forma funcional para estimar las GMPes (García *et al.*, 2005).

Basándonos en la ecuación 3.2 propuesta por García et al. (2005) y dado que la ecuación no es lineal podemos definir una expansión en la forma de series de Taylor para tener el sistema lineal de la forma:

$$Y = XB + \epsilon \quad (\text{Ec. 4.1})$$

Donde Y es el vector que contiene el logaritmo de las amplitudes registradas:

$$Y = \begin{bmatrix} \log Y_1 \\ \log Y_2 \\ \vdots \\ \log Y_N \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 4.2})$$

B es el vector de coeficientes:

$$B = \begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \\ C_4 \\ C_5 \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 4.3})$$

X es la colección de parámetros de cada evento:

$$X = \begin{bmatrix} 1 & M_{w1} & H_1 & R_1 & \log R_1 \\ 1 & M_{w2} & H_2 & R_2 & \log R_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & M_{wN} & H_N & R_N & \log R_N \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 4.4})$$

Y ϵ es el vector de las desviaciones compuesto por ϵ_r , una variable independiente que toma un valor para cada registro de un mismo evento, y ϵ_e , otra variable independiente con un valor específico para cada evento.

Tanto ϵ_r (variabilidad intraevento) y ϵ_e (variabilidad interevento) tienen como varianzas σ_r^2 y σ_e^2 respectivamente.

La ecuación 4.1 es lineal y mediante iteraciones descritas a continuación se pueden determinar los parámetros.

Aunque asumamos que tanto ϵ_r y ϵ_e son normalmente distribuidos con una media de 0 y una matriz de varianza-covarianza V , no es conveniente aplicar el método de mínimos cuadrados para resolver la ecuación porque la matriz V no es diagonal con elementos iguales (Searle y Gruber 2016, p. 110), esto viene dado por la correlación entre los registros pertenecientes a un mismo evento. A su vez no podemos aplicar el método de mínimos cuadrados ponderando por la inversa de la matriz V , ya que depende de σ_r y σ_e y por lo tanto no se puede conocer de antemano. Por lo tanto, se utiliza el método de máxima verosimilitud.

La función de verosimilitud para la muestra de observaciones, de acuerdo con Searle y Gruber (2016, p. 110), es:

$$L = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |V|^{-\frac{1}{2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (Y - XB)^T V^{-1} (Y - XB) \right] \quad (\text{Ec. 4.5})$$

Donde T denota la matriz transpuesta, y $||$ el determinante. Para una matriz V dada, obtener el valor máximo de L con respecto a B es el equivalente a obtener el mejor ajuste de los datos, por lo tanto, la parte crucial que define el comportamiento de la función L es:

$$(Y - XB)^T V^{-1} (Y - XB) \quad (\text{Ec. 4.6})$$

La solución (Searle y Gruber 2016, p. 110) es:

$$B = (X^T V^{-1} X)^{-1} X^T V^{-1} Y \quad (\text{Ec. 4.7})$$

Para derivar una expresión de la matriz de varianza-covarianza V , volvemos a la ecuación 4.1 donde se nota que cada elemento de ϵ es la suma de ϵ_r (valor específico para cada registro) + ϵ_e (valor específico para cada evento). La covarianza de dos elementos de ϵ correspondientes a diferentes eventos es 0. La covarianza de dos componentes correspondientes al mismo sismo es: σ_e^2 , la varianza de ϵ_e . La varianza de un registro individual es $\sigma_e^2 + \sigma_r^2$. Recordando que los registros están numerados de manera consecutiva, siendo adyacentes aquellos pertenecientes al mismo sismo.

La matriz de varianza-covarianza V es una matriz diagonal construida por bloques donde cada uno de estos representa a un evento, podemos construir una matriz normalizada v , definida como:

$$\sigma^2 v = V \quad (\text{Ec. 4.8})$$

Donde $\sigma^2 = \sigma_e^2 + \sigma_r^2$. La matriz v al igual que V es una matriz diagonal construida por bloques:

$$v = \begin{bmatrix} v_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & v_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & v_{Ne} \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 4.9})$$

Donde Ne es el número de sismos. Las submatrices v_i corresponde al sismo i y se define como:

$$v_i = \begin{bmatrix} 1 & \gamma & \dots & \gamma \\ \gamma & 1 & \dots & \gamma \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \gamma & \gamma & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 4.10})$$

Donde $\gamma = \sigma_e^2 / (\sigma_r^2 + \sigma_e^2)$. El orden de la matriz v_i es R_i , el número de registros del sismo i . Sustituyendo la ecuación 4.8 en la ecuación 4.7 obtenemos que el vector de constantes B lo podemos calcular como:

$$B = (X^T v^{-1} X)^{-1} X^T v^{-1} Y \quad (\text{Ec. 4.11})$$

De igual manera sustituyendo la ecuación 4.8 en la ecuación 4.5 obtenemos que la función de verosimilitud se expresa como:

$$L = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |\sigma^2 v|^{-\frac{1}{2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (Y - XB)^T (\sigma^2 v)^{-1} (Y - XB) \right] \quad (\text{Ec. 4.12})$$

Que expresada de forma logarítmica es:

$$\ln L = -\frac{N}{2} \ln(2\pi) - \frac{N}{2} \ln(\sigma^2) - \frac{1}{2} \ln|v| - \frac{1}{2} (Y - XB)^T (v)^{-1} (Y - XB) / \sigma^2 \quad (\text{Ec. 4.13})$$

Esta forma permite expresar la verosimilitud en valores más pequeños y una vez que se alcanza el máximo para este valor, se toman los valores de B calculados en para este valor de verosimilitud como los que presentan un mejor ajuste.

En la ecuación 4.13 podemos ver que como el máximo de la función de verosimilitud se alcanza con respecto a γ (asociado a la matriz v), σ^2 y B . Dado que B fue calculada en la ecuación 3.11, diferenciado e igualando la ecuación 4.13 a cero podemos despejar σ^2 , cuya solución, descrita por Searle y Gruber (2016, p. 110), es:

$$\sigma^2 = (Y - XB)^T (v)^{-1} (Y - XB) / N \quad (\text{Ec. 4.14})$$

Donde N es el número total de registros. Para reducir el sesgo en la varianza tomamos en cuenta la cantidad de parámetros a calcular:

$$\sigma^2 = (Y - XB)^T (v)^{-1} (Y - XB) / (N - 5) \quad (\text{Ec. 4.15})$$

Donde $N - 5$ son los grados de libertad, siendo que 5 es, en este caso, el rango de columnas de la matriz de los parámetros de los eventos X .

Para calcular los coeficientes con este método, tomamos en cuenta que B y σ^2 dependen de v , y ésta última a su vez depende de γ ; dado que el valor de γ solamente puede estar acotado entre 0 y 1, es en este rango que se itera gamma (generalmente incrementando 0.1 en cada iteración) y se calculan B , σ^2 y $\ln L$ para cada valor. La solución final corresponde a los coeficientes calculados para el valor de gamma en el cual $\ln L$, y por lo tanto L , alcanza el máximo.

Este método descrito es el que se usará para desarrollar las GMPes en este trabajo.

5. DATOS Y MÉTODOS

5.1 EVENTOS

Se seleccionaron 36 eventos magnitud mayor a 4.0 provenientes del catálogo de Gutiérrez-Peña (2014) así como del catálogo generado por Servicio Sismológico Nacional (SSN) entre el 1 de enero y el 31 de diciembre del 2006 para el estado de Colima; aunque la red MARS operó hasta junio del 2007 y algunas trazas de eventos sísmicos de este año fueron descargadas, finalmente no se tomaron en cuenta puesto que la gran cantidad de registros complicaba el análisis matemático (mayor número de eventos y registros agrandan la matriz v de la ecuación 4.9 haciendo más complejo obtener su determinante). Las formas de onda utilizadas corresponden a las componentes horizontales y fueron descargadas desde un minuto antes de la hora origen hasta 3 minutos después de esta desde el repositorio de IRIS. No se encontró información sobre los tensores de momento para la mayoría de los eventos debido a su magnitud ($M \leq 6$) por lo que se recurrió a su ubicación y profundidad para clasificarlos de acuerdo con su ambiente tectónico.

Para cumplir con los objetivos del trabajo se optó por generar tres conjuntos de eventos con características diferentes:

- Conjunto I: Contempla todos los eventos cuya profundidad reportada es mayor a 40 km, para este caso los sismos incluidos son considerados intraplaca, la profundidad del 40 km fue seleccionada a partir de las observaciones de Martínez-López y Mendoza (2016) quienes sitúan el desacoplamiento de las placas de Cocos y Rivera con la placa Norteamericana a esta profundidad, contiene 216 registros.
- Conjunto II: Contempla todos los eventos del 2006 que pudieron ser descargados, sin importar su profundidad, contiene 1306 registros.
- Conjunto III: Contiene 9 eventos seleccionados intentando cubrir un rango amplio de magnitudes y profundidades, este conjunto fue agregado posteriormente para conocer el comportamiento obtenido al contemplar los valores de PGA, PGV y PSA para cada componente de manera separada, contiene 728 registros.

La tabla 1 muestra los eventos utilizados, así como su magnitud, ubicación, el número de registros, el catálogo fuente y en que conjuntos fue utilizado. La figura 14 muestra los epicentros de los eventos y los diagramas Magnitud-Distancia y Profundidad-Distancia para cada uno de los tres distintos conjuntos son presentados en la figura 15.

Tabla 1. Eventos utilizados para la obtención de las GMPEs, basado en los catálogos de Gutiérrez-Peña (2014) y el generado por el SSN.

NO. EVENTO	FECHA (aaaa-mm-dd)	Hora (hh:mm:ss)	M	LATITUD (° N)	LONGITUD (° E)	PROF. (km)	NO. REGISTROS	CONJ.
1*	2006-02-17	01:20:20	4.7	19.15	-105.17	20.00	90	1,3
2	2006-02-17	19:54:14	5.3	18.38	-102.52	23.74	90	1,3
3	2006-03-01	00:12:10	4.5	18.40	-102.67	38.10	28	1
4	2006-03-08	07:37:51	4	17.90	-103.72	1.32	86	1
5	2006-03-17	13:08:35	4.4	18.75	-102.51	55.34	72	1,2
6	2006-03-20	23:37:04	4.7	18.56	-102.02	62.00	84	1,2
7	2006-03-25	05:29:01	4.5	19.09	-104.15	11.07	88	1,3
8	2006-03-26	14:41:36	4.1	18.33	-103.25	0.02	74	1
9	2006-03-29	17:52:37	4.3	18.86	-104.49	6.53	78	1
10	2006-03-30	08:53:47	4.2	19.09	-104.16	12.46	86	1
11	2006-04-03	21:34:06	4.6	18.56	-103.55	7.72	82	1
12	2006-04-04	02:30:27	5.6	18.88	-106.86	13.00	90	1,3
13	2006-04-16	05:07:41	4.3	19.52	-105.26	0.84	74	1
14	2006-04-23	10:39:38	4.1	19.26	-104.73	11.41	84	1
15	2006-05-01	22:40:54	4.2	18.87	-104.56	3.91	68	1,3
16	2006-05-13	11:31:26	4	18.63	-103.44	2.09	76	1
17	2006-05-14	20:32:57	4.1	18.08	-102.96	0.88	56	1
18	2006-05-18	23:51:20	4.6	18.78	-103.74	12.00	90	1
19	2006-05-27	00:43:31	4	18.59	-102.94	32.43	48	1
20	2006-06-02	01:21:09	4.4	19.11	-104.58	1.83	78	1
21	2006-07-17	19:46:21	4.4	18.46	-102.70	5.99	66	1
22*	2006-07-31	18:25:13	5.3	18.24	-104.17	7.00	86	1
23	2006-08-03	01:04:34	4.3	18.56	-104.56	15.00	70	1,3
24	2006-08-13	15:14:26	5.1	18.27	-103.61	23.00	82	1
25	2006-08-17	23:34:53	4.6	18.72	-102.46	50.00	80	1,2,3
26	2006-08-25	08:42:40	4.2	19.06	-105.02	1.00	76	1
27	2006-08-26	21:33:06	4.5	19.44	-104.94	26.25	64	1
28	2006-09-16	14:52:08	4.7	19.01	-104.75	5.00	84	1
29	2006-10-13	10:39:36	4	18.57	-102.40	51.09	32	1,2
30	2006-10-13	23:32:51	4.2	19.44	-104.44	5.00	70	1
31	2006-10-14	02:34:59	4	19.23	-103.61	107.00	76	1,2,3
32	2006-10-21	19:01:32	4.5	18.30	-103.26	0.06	64	1
33	2006-10-30	08:37:31	4.1	18.61	-102.02	56.86	50	1,2
34	2006-11-12	06:58:33	4.2	19.27	-104.17	13.49	82	1
35*	2006-11-19	06:59:03	5.6	18.33	-104.36	13.00	76	1,3
36	2006-11-21	07:44:47	4.3	18.58	-101.83	63.30	38	1,2

*Parámetros obtenidos del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

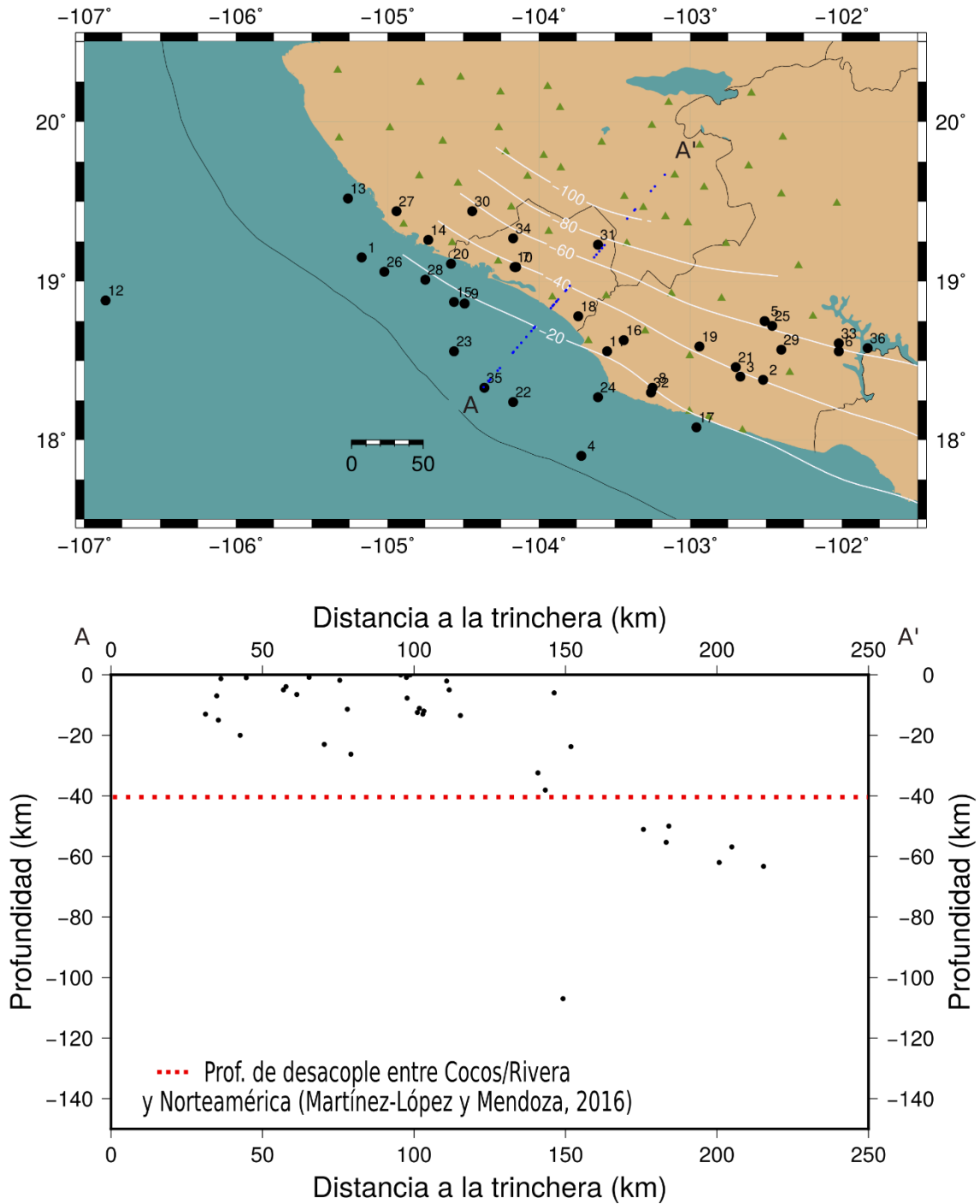


Fig 14. Sup. Ubicación de epicentros presentados en la Tabla 1 (círculos negros) en referencia a las estaciones de la red MARS (triángulos verdes); se muestran en blanco las proyecciones en planta para diferentes profundidades del slab de Cocos, estos últimos tomados del USGS. Inf. Perfil vertical del corte perpendicular la trinchera a lo largo del segmento A-A' mostrado en el panel superior. Se muestra la profundidad a la cual Martínez-López y Mendoza (2016) estiman el desacoplamiento entre las placas subducidas y Norteamérica.

5.2 DESCARGA DE DATOS Y PROCESADO

Para la descarga de los datos y su procesamiento se utilizó el lenguaje de programación Python con ayuda de las librerías Jupyter, y el uso de la paquetería Obspy (Lion Krischer *et al.*, 2015), especializada en el procesamiento de señales sísmicas.

REMOCIÓN INSTRUMENTAL

Para la remoción instrumental con ayuda de Obspy se retiraron las tendencias lineales y el promedio y posteriormente se hizo una deconvolución, se obtuvieron las trazas en aceleración y velocidad. Con estos registros se obtuvieron los valores máximos PGA y PGV y se convirtieron a cm/s^2 y cm/s , respectivamente.

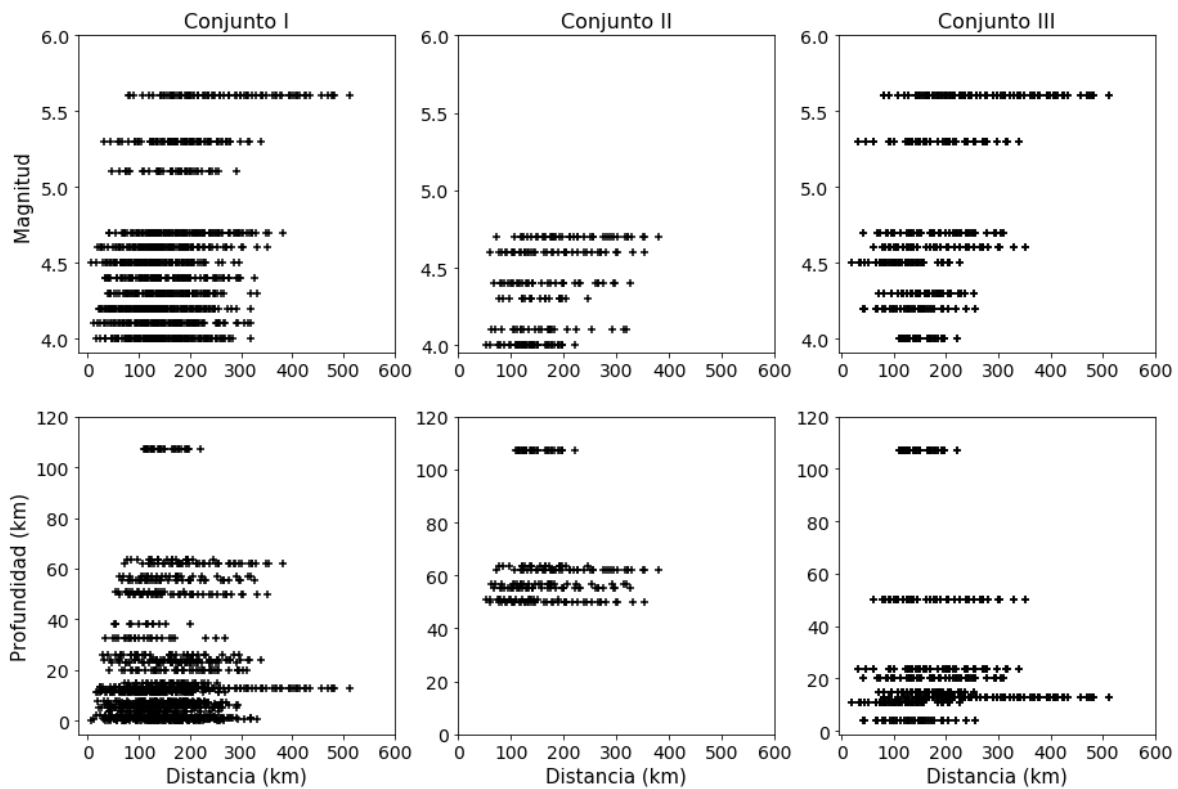


Fig 15. Diagramas Magnitud-Distancia y Profundidad-Distancia para los tres distintos conjuntos

PSEUDOESPECTRO DE ACELERACIÓN

Los pseudoespectros de aceleración fueron calculados con ayuda del código *Response-Spectra* de Deniz Ertuncay (disponible en: <https://github.com/dertuncay/Response-Spectra>). Se computaron los pseudoespectros para todas las trazas y mediante una interpolación se

obtuvieron los valores específicos en cm/s^2 para las frecuencias a estudiar: 0.2, 0.25, 0.33, 0.5, 0.67, 1, 1.33, 2, 2.5, 3.33, 5, 10, 13.33, 20 y 25 Hz, las mismas que fueron utilizadas en los trabajos de García *et al.* (2005) y Rodríguez-Pérez (2014).

5.3 MODELO Y REGRESIÓN

Las bibliotecas de Python utilizadas en esta parte del proceso fueron Numpy (Van der Walt *et al.*, 2011), para el análisis numérico y Pandas (McKinney, 2010) para la lectura y creación de hojas de cálculo.

Se generó una base de datos con donde se incorporan para cada traza la magnitud, la profundidad, las distancias calculadas y los valores de PGA, PGV Y PSA, estos tres últimos para los conjuntos I y II son el promedio geométrico de las dos componentes horizontales obtenido de la siguiente manera:

$$Y = \sqrt{\frac{Y_E^2 + Y_N^2}{2}}$$

Donde Y es el valor de PGA, PGV o PSA en cm/s o cm/s^2 , según sea el caso, Y_E es el valor registrado en la componente E-O y Y_N es el valor de la componente N-S. El conjunto III contiene los valores de PGA, PGV y PSA de las componentes separadas con el fin de ampliar la densidad de datos.

Para este trabajo se utilizó la forma funcional propuesta por García *et al.* (2005) con la modificación del orden de los coeficientes presentada por Rodríguez-Pérez (2014):

$$\log(Y) = c_1 + c_2 Mw + c_3 H + c_4 R - c_5 \log R + \sigma \quad (\text{Ec. 5.1})$$

Donde c_1 y c_2 permanecen en el mismo orden, la constante c_3 está relacionada con la profundidad, c_4 con la distancia entre el hipocentro y el registro y c_5 con el logaritmo de la distancia previamente mencionada. Y es el valor de la aceleración máxima (PGA) o de la pseudoaceleración (PSA) amortiguada al 5% en cm/s^2 , los valores de M y H corresponden a la magnitud y a la profundidad, respectivamente, descrita en los catálogos, R la distancia más cercana a la falla y σ es la desviación estándar de los residuales.

Dado que la mayoría de los eventos no superan la magnitud 6 la longitud de las rupturas que los produjeron se asume que son cercanas o menores a 10 km (Wells *et al.* 1994) por lo que la distancia hipocentral entre la estación y el evento es suficiente para su utilización en el modelo. Para la obtención de estas distancias epicentrales se utilizó el programa SAC (Seismic Analysis Code, de Goldstein *et al.* (2005), disponible en <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/forms/sac/>), obteniendo la distancia hipocentral como:

$$D_{hipocentral} = \sqrt{D_{epicentral}^2 + H^2} \quad (\text{Ec. 5.2})$$

y posteriormente se agregó el término de saturación Δ de Atkinson y Boore (2003).

Para la regresión se utilizó el método de máxima verosimilitud de una etapa, expuesto por Joyner y Boore (1993,1994, ver. cap. 4). El código fue realizado en Python para calcular el vector de coeficientes B, la varianza y el valor de la función de verosimilitud iterando los valores de γ entre 0 y 1 hasta alcanzar el máximo ajuste, el diagrama de funcionamiento del programa se muestra en el anexo I.

Finalmente se estimaron los valores de PGA, PGV y PSA con sustituyendo los coeficientes obtenidos en la ecuación 3.2 y se compararon con los valores observados calculando los residuales ($\log_{10}_{estimado} - \log_{10}_{observado}$).

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las tablas 2, 3 y 4 muestran los resultados de los coeficientes obtenidos en la regresión para los distintos valores de PSA amortiguada al 5%, PGA y PGV. La figura 16 muestra el comportamiento de los coeficientes en cada uno de los conjuntos para las diferentes frecuencias calculadas.

Tabla 2. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto I

f (Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ	σ_e	σ_r
0.20	-12.1860	2.4010	0.0154	-0.0028	0.7409	0.31	0.17	0.27
0.25	-13.4740	2.6113	0.0174	-0.0040	0.4601	0.32	0.17	0.27
0.33	-14.4300	2.9289	0.0204	-0.0039	0.6425	0.33	0.21	0.32
0.50	-14.8501	3.0679	0.0217	-0.0045	0.5532	0.38	0.27	0.35
0.66	-14.4019	3.0506	0.0218	-0.0042	0.6164	0.39	0.28	0.35
1.00	-14.0386	2.9988	0.0215	-0.0046	0.4575	0.39	0.24	0.31
1.33	-13.5955	2.9032	0.0216	-0.0051	0.3190	0.40	0.25	0.30
2.00	-12.6501	2.7673	0.0208	-0.0055	0.2651	0.40	0.22	0.24
2.50	-12.1125	2.7576	0.0210	-0.0052	0.4155	0.40	0.18	0.14
3.33	-10.9424	2.6898	0.0206	-0.0048	0.7347	0.41	0.18	0.13
5.00	-6.6250	2.4100	0.0184	-0.0018	2.2454	0.38	0.12	0.15
10.00	-0.4506	1.8953	0.0146	0.0023	4.2336	0.38	0.12	0.15
13.33	-0.6158	1.9245	0.0147	0.0024	4.2543	0.38	0.12	0.15
20.00	-0.8561	1.9642	0.0149	0.0025	4.2669	0.37	0.12	0.15
25.00	-0.9821	1.9843	0.0150	0.0025	4.2691	0.37	0.12	0.15
PGA	-2.6857	2.0871	0.0154	0.0015	3.7182	0.36	0.00	0.36
PGV	-7.8616	2.4258	0.0179	-0.0005	2.6158	0.34	0.11	0.10

Tabla 3. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto II

f (Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ	σ_e	σ_r
0.20	-7.5753	1.5437	0.0018	-0.0011	0.9022	0.30	0.10	0.06
0.25	-7.6765	1.5883	0.0018	-0.0018	0.8229	0.32	0.14	0.20
0.33	-7.5435	1.6193	0.0016	-0.0019	0.8279	0.33	0.15	0.19
0.50	-7.3477	1.5911	0.0014	-0.0027	0.6244	0.34	0.15	0.19
0.66	-6.9944	1.5587	0.0012	-0.0028	0.5824	0.35	0.16	0.18
1.00	-6.5530	1.5194	0.0008	-0.0034	0.4746	0.42	0.26	0.30
1.33	-6.1305	1.4478	0.0004	-0.0041	0.3416	0.43	0.27	0.29
2.00	-5.5851	1.3528	0.0007	-0.0051	0.1444	0.39	0.12	0.18
2.50	-5.2013	1.3114	0.0011	-0.0054	0.1297	0.40	0.13	0.19
3.33	-4.7334	1.2507	0.0014	-0.0061	0.0821	0.41	0.13	0.19
5.00	-3.9656	1.1741	0.0012	-0.0064	0.1697	0.40	0.13	0.19
10.00	-3.0524	1.0903	0.0012	-0.0064	0.3938	0.41	0.13	0.19
13.33	-3.0703	1.0958	0.0012	-0.0063	0.4383	0.40	0.13	0.19
20.00	-3.0919	1.1032	0.0013	-0.0061	0.4927	0.40	0.13	0.18
25.00	-3.1012	1.1069	0.0013	-0.0060	0.5189	0.40	0.13	0.18
PGA	-3.4922	1.1462	0.0012	-0.0058	0.5338	0.43	0.23	0.23
PGV	-5.5772	1.2742	0.0015	-0.0045	0.6103	0.36	0.11	0.13

Tabla 4. Coeficientes calculados con los datos del Conjunto III

f (Hz)	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	σ	σ_e	σ_r
0.20	-6.1986	1.4388	0.0040	-0.0001	1.4183	0.41	0.32	0.39
0.25	-5.9185	1.4064	0.0042	-0.0004	1.3832	0.38	0.27	0.35
0.33	-5.2046	1.3479	0.0040	0.0002	1.5166	0.41	0.29	0.35
0.50	-4.9447	1.2658	0.0035	-0.0010	1.1967	0.40	0.28	0.35
0.66	-4.7474	1.2306	0.0035	-0.0014	1.0542	0.44	0.31	0.34
1.00	-4.5859	1.2363	0.0038	-0.0022	0.9016	0.44	0.28	0.29
1.33	-4.4386	1.1948	0.0040	-0.0033	0.6857	0.41	0.23	0.24
2.00	-4.2112	1.1389	0.0040	-0.0048	0.3905	0.40	0.18	0.13
2.50	-4.0293	1.1225	0.0043	-0.0055	0.3146	0.42	0.19	0.11
3.33	-3.5246	1.0862	0.0044	-0.0060	0.3483	0.43	0.19	0.09
5.00	-2.9619	1.0677	0.0042	-0.0060	0.4869	0.44	0.20	0.05
10.00	-2.3007	1.0246	0.0036	-0.0054	0.7311	0.43	0.14	0.22
13.33	-2.2424	1.0214	0.0037	-0.0052	0.7989	0.43	0.13	0.22
20.00	-2.1849	1.0191	0.0037	-0.0049	0.8755	0.42	0.13	0.21
25.00	-2.1601	1.0184	0.0037	-0.0047	0.9108	0.42	0.13	0.21
PGA	-2.3649	0.8457	0.0028	-0.0031	0.6448	0.54	0.17	0.35
PGV	-3.6019	0.9373	0.0031	-0.0010	1.0902	0.51	0.23	0.17

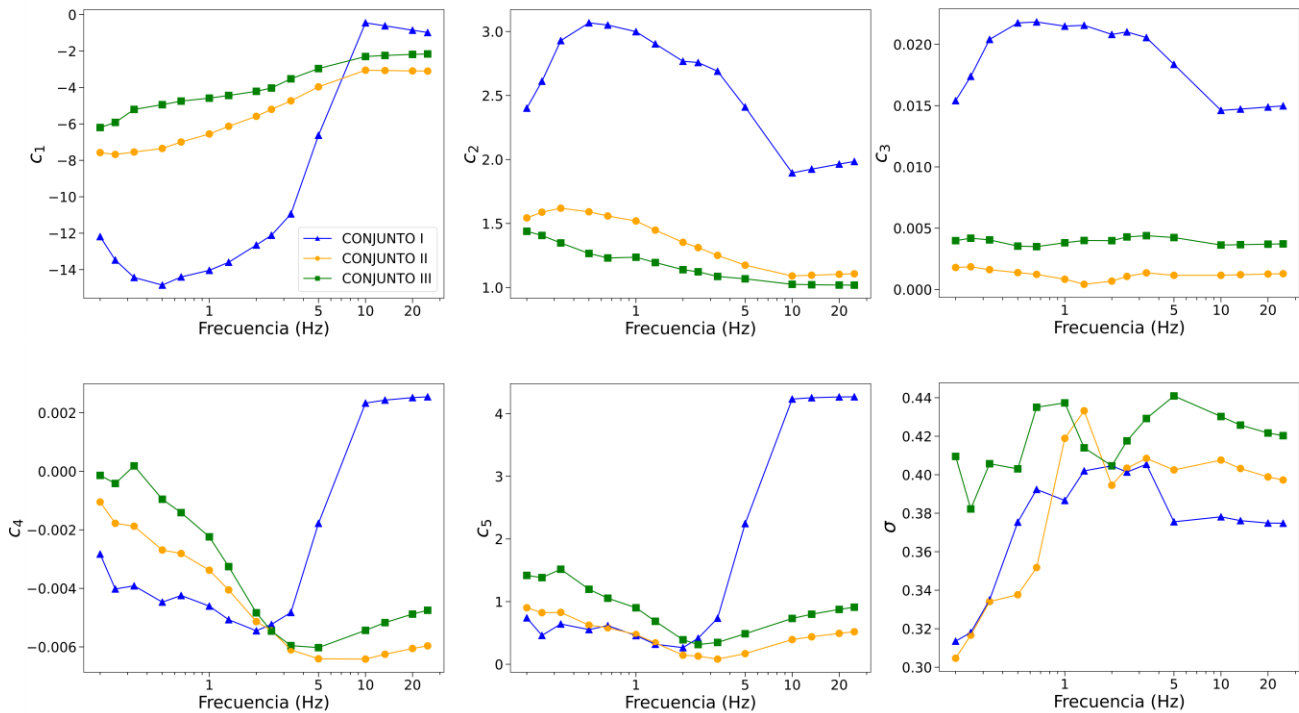


Figura 16. Comportamiento de los coeficientes de las regresiones para las distintas frecuencias de PSA. Triangulos Azules – Conjunto I, círculos amarillos – Conjunto II, cuadrados verdes – Conjunto III.

Comparando los coeficientes obtenidos entre los conjuntos podemos notar que el conjunto I tiene un comportamiento diferente al de los conjuntos II y III, estos últimos más parecidos entre sí.

En el caso del coeficiente independiente c_1 se observa una tendencia de aumento de éste relacionado con la frecuencia para los tres casos, siendo el incremento muy abrupto para frecuencias altas en el caso del conjunto I.

Por otro lado, en el caso del coeficiente de magnitud c_2 se observa lo opuesto, un mayor contenido de frecuencias bajas relacionadas con el tamaño de los eventos, siendo la dependencia a la magnitud mucho más alta para el conjunto I que para los conjuntos II y III.

Para el coeficiente de profundidad c_3 el comportamiento es distinto y más complejo, siendo de mayor peso las contribuciones a las amplitudes de las frecuencias medias para los tres casos, y de las frecuencias más bajas para el conjunto II y III. En este caso la profundidad no produce grandes efectos en las amplitudes para el conjunto III, siendo mayor su contribución en el conjunto I.

El coeficiente c_4 , relacionado la distancia y la atenuación intrínseca (anelástica) presenta tendencias diferentes para los distintos conjuntos. En el caso del conjunto I se observa un decremento hasta los 2 Hz seguido de un aumento para frecuencias más altas, recordando que este conjunto está basado en eventos considerados intraplaca, este comportamiento también puede ser visto para otras regresiones de este tipo de datos, como el presentado para eventos intraplaca en el sur de México por Rodríguez-Perez (2014). Los conjuntos II y III muestran que la atenuación es mucho mayor para frecuencias más altas, un comportamiento natural tomando en cuenta la naturaleza de la Tierra que actúa como filtro pasabajos, como puede ser visto en la tendencia función del inverso del factor de calidad Q (grado de atenuación) de Van der Baan (2002) que para el rango de frecuencias tratado en este trabajo muestra que la atenuación es mayor al aumentar la frecuencia, con ligeras variaciones asociadas a la atenuación extrínseca.

El coeficiente c_5 , relacionado con la dispersión geométrica presenta tendencias muy similares al coeficiente c_4 .

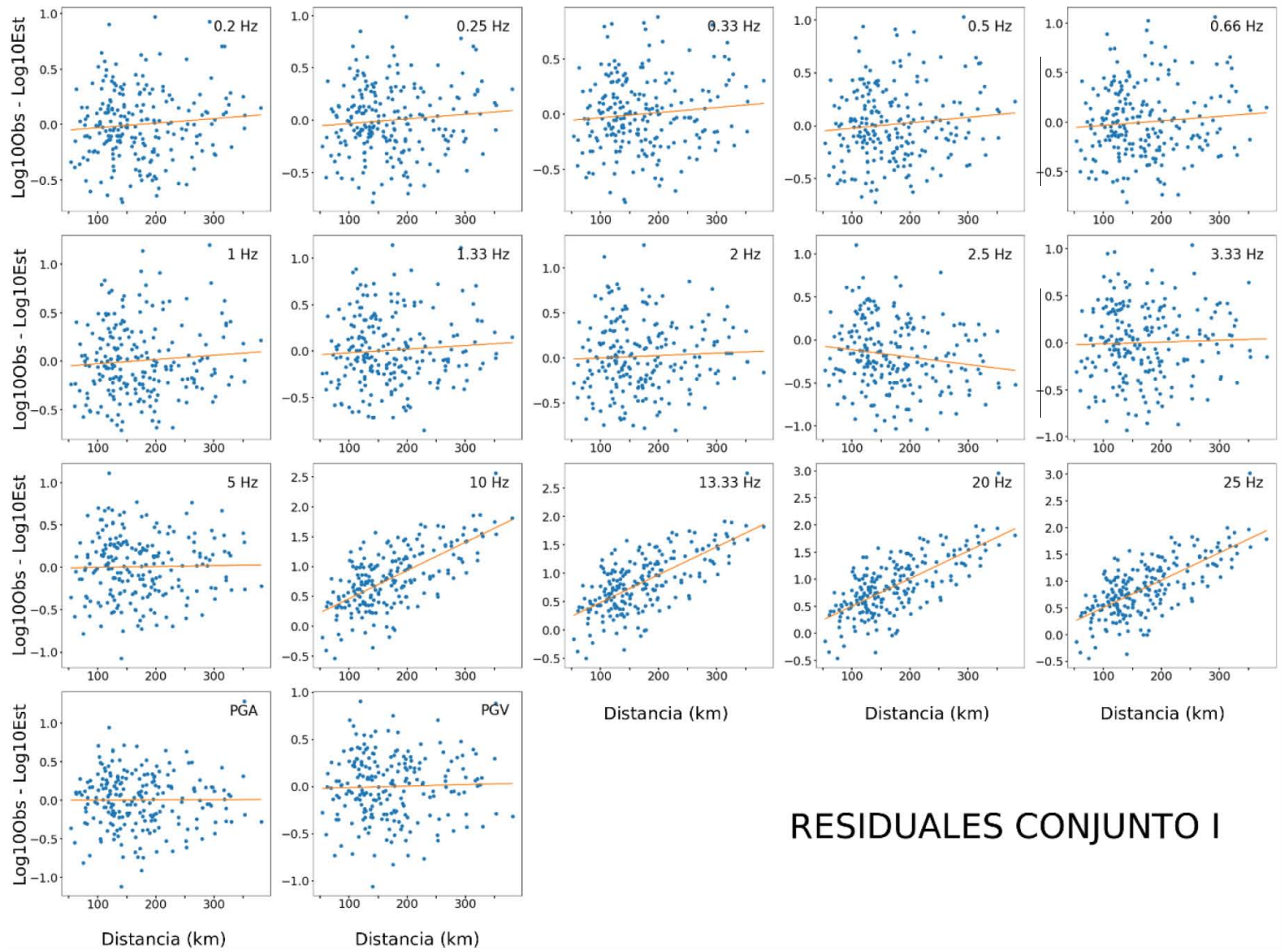
Finalmente la desviación estándar σ muestra que los datos del conjunto I están ligeramente más agrupados en torno a la media que los otros conjuntos, y esto se puede asociar a que las características de los sismos que conforman el conjunto I son muy similares, de ahí la importancia que tiene tomar en cuenta el ambiente sismotectónico de los eventos. Por otro lado, los conjuntos II y III muestran un ligero aumento en la dispersión de los datos, indicando que la variabilidad intra e inter evento en los conjuntos es mayor, por lo que los errores son levemente más grandes.

Las figuras 17, 18 y 19 muestran los residuales para los conjuntos I, II y III respectivamente. De manera general las tendencias se muestran cercanas al cero, salvo en casos como en el conjunto I donde a frecuencias mayores a 10 Hz se observan tendencias positivas, lo que indica que el modelo está subestimado, posibles causas de esto pueden ser la poca variabilidad entre las magnitudes y profundidades de los eventos utilizados en este conjunto, o el hecho de que las altas frecuencias en esta región no se atenúen tanto como se espera.

Por otro lado, para el conjunto III entre las frecuencias de 0.5 y 1 Hz las tendencias son ligeramente negativas indicando una sobreestimación del movimiento del terreno en comparación con los valores observados.

El conjunto II, a pesar de presentar un rango de variabilidad en los datos ligeramente mayor, es el que presenta un mejor ajuste, expresado en las tendencias casi horizontales, pudiendo ser asociado a que es el que cuenta con mayor cantidad de datos de los tres conjuntos generados.

Fig. 17. Residuales del conjunto I



RESIDUALES CONJUNTO I

Fig. 18. Residuales del conjunto II

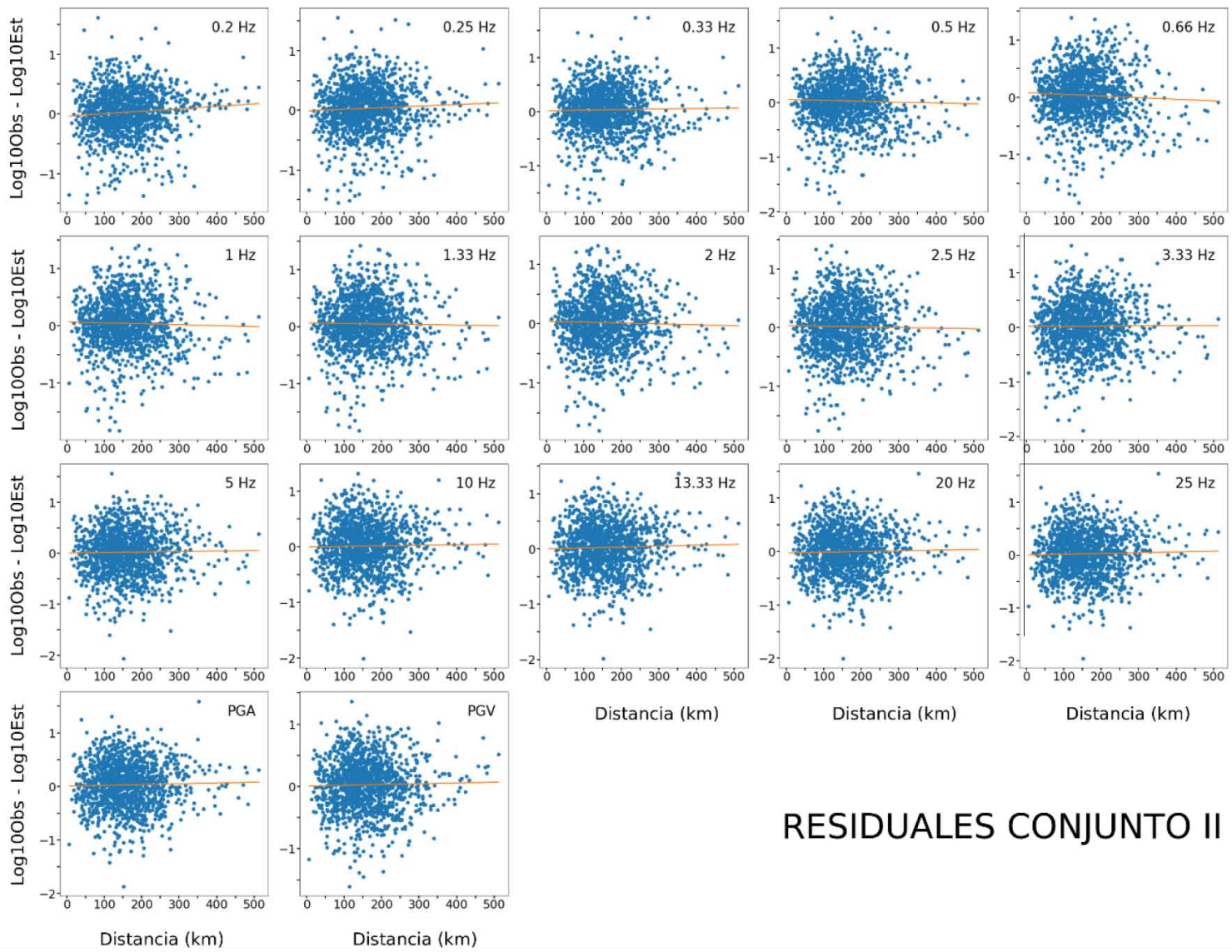
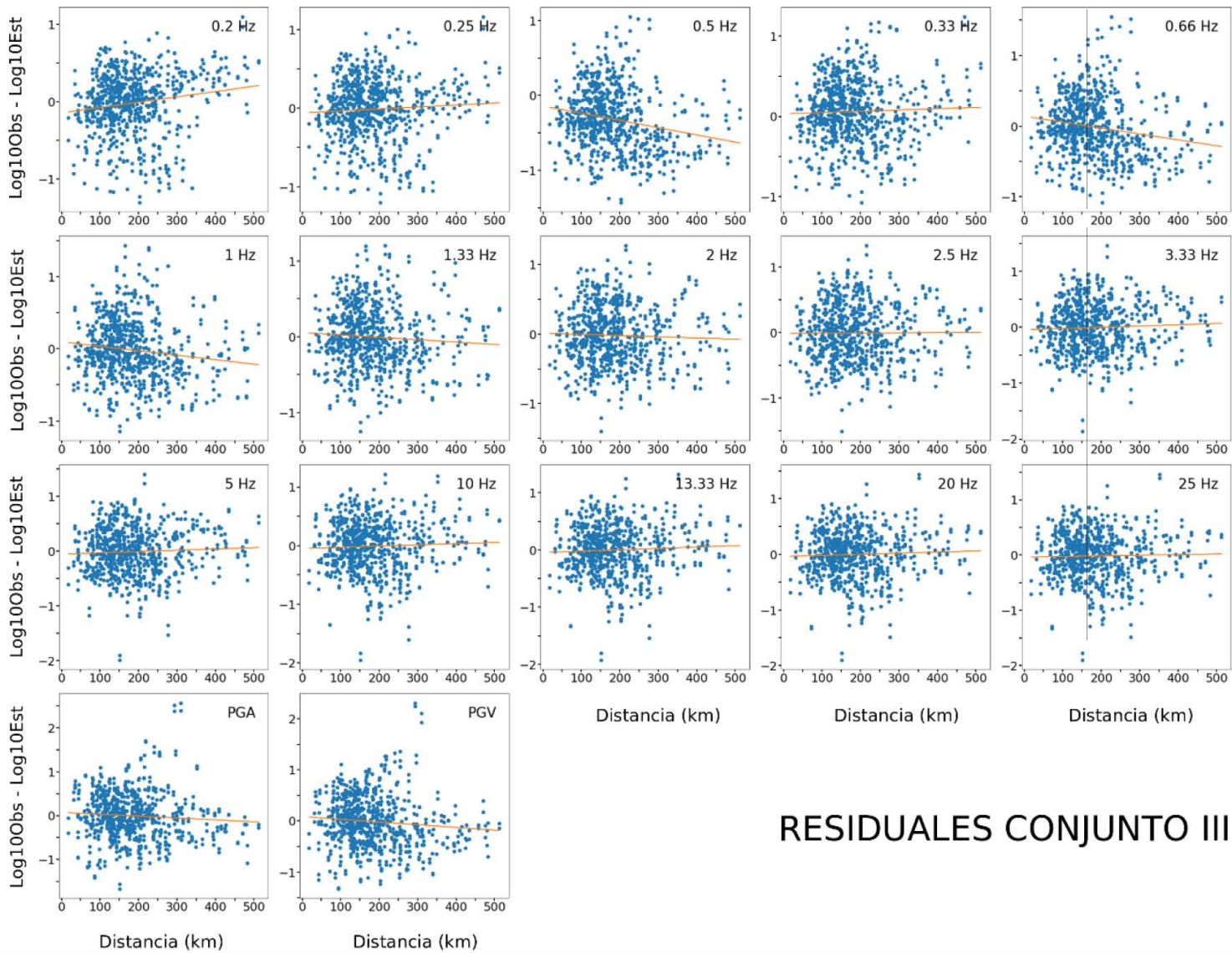


Fig. 19. Residuales del conjunto III



RESIDUALES CONJUNTO III

En la figura 20 se hace la comparación de las ecuaciones para PGA y cinco frecuencias de PSA entre cada uno de los tres conjuntos y el modelo para componentes horizontales presentado por Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007; denotado como TC en adelante) para un evento $M = 4.6$ ubicado a 50 km de profundidad (usado en los tres conjuntos para la regresión), también se grafican los datos obtenidos para un sismo de estas características. En esta figura se observa que a frecuencias muy bajas el conjunto I es el que predice las mayores amplitudes, sin embargo, de acuerdo con los registros observados graficados, se observa que el modelo del conjunto II es el que presenta una curva de atenuación muy similar siendo ligeramente subestimada para distancias cercanas.

Para frecuencias intermedias los modelos predicen amplitudes similares para distancias hipocentrales muy cercanas, siendo todos ligeramente subestimados, sin embargo, al aumentar la distancia TC muestra un decaimiento más rápido que las demás ecuaciones.

Al aumentar hacia las frecuencias altas la amplitud se observa que el conjunto I predice amplitudes muy por debajo de las observadas, lo que coincide con el comportamiento observado en los residuales. Tanto el modelo TC como los modelos de los conjuntos II y III se ajustan bien a los datos para PSA a 13.33 Hz y PGA, siendo TC el que estima siempre amplitudes mayores y mejor ajustadas a los datos observados.

Por otro lado, se observa que la diferencia entre magnitudes para los conjuntos II y III es mucho menor que la presentada por el conjunto I y TC. Al aumentar la magnitud el conjunto I predice amplitudes mayores que las presentadas por los conjuntos II y III, esto es consistente con otros trabajos, como los de Atkinson y Boore (2003), de García *et al.* (2005) y el de Rodríguez-Pérez (2014), donde se observa que el escalamiento dependiente de la magnitud es mucho más pronunciado para eventos intraplaca que para eventos cercanos a la trinchera.

El modelo del conjunto 2, dada la gran cantidad de registros en los que se basó, la baja variabilidad intra e interevento obtenida y al ajuste con las observaciones se define como el más robusto, sin tomar en cuenta el modelo TC.

Tomando en cuenta los valores de σ , relacionados con la variabilidad intra e interevento, para todos los modelos, vemos que la variabilidad para el modelo TC comprende valores entre 0.27 a 0.36 para el movimiento horizontal, menores que los valores de los modelos de los tres conjuntos aquí calculados, agregando además las observaciones de los datos presentados en la figura 20 es notorio que el modelo TC se ajusta mejor a los datos para las frecuencias altas y la aceleración pico, sin embargo, los modelos aquí presentados son

ligeramente menos subestimados para frecuencias bajas y muestran que éstas se atenúan de manera menos abrupta con respecto a la distancia.

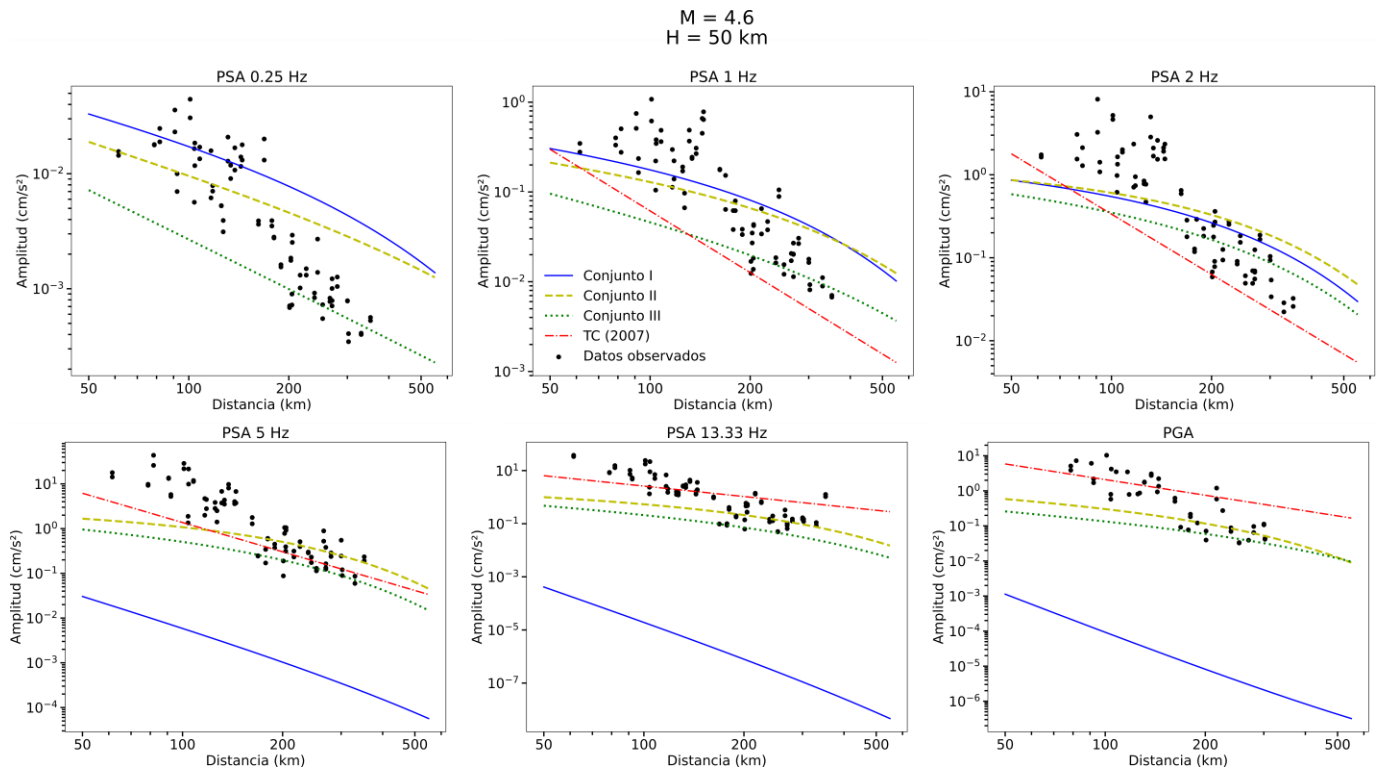


Fig. 20. Gráfica del comportamiento de la amplitud, para distintos valores de PSA y PGA, en función de la distancia para un evento magnitud 4.6 a 50 km de profundidad. Conjunto I – línea azul continua, Conjunto II – línea amarilla rayada, Conjunto III- línea verde punteada, TC – línea roja de guiones y puntos.

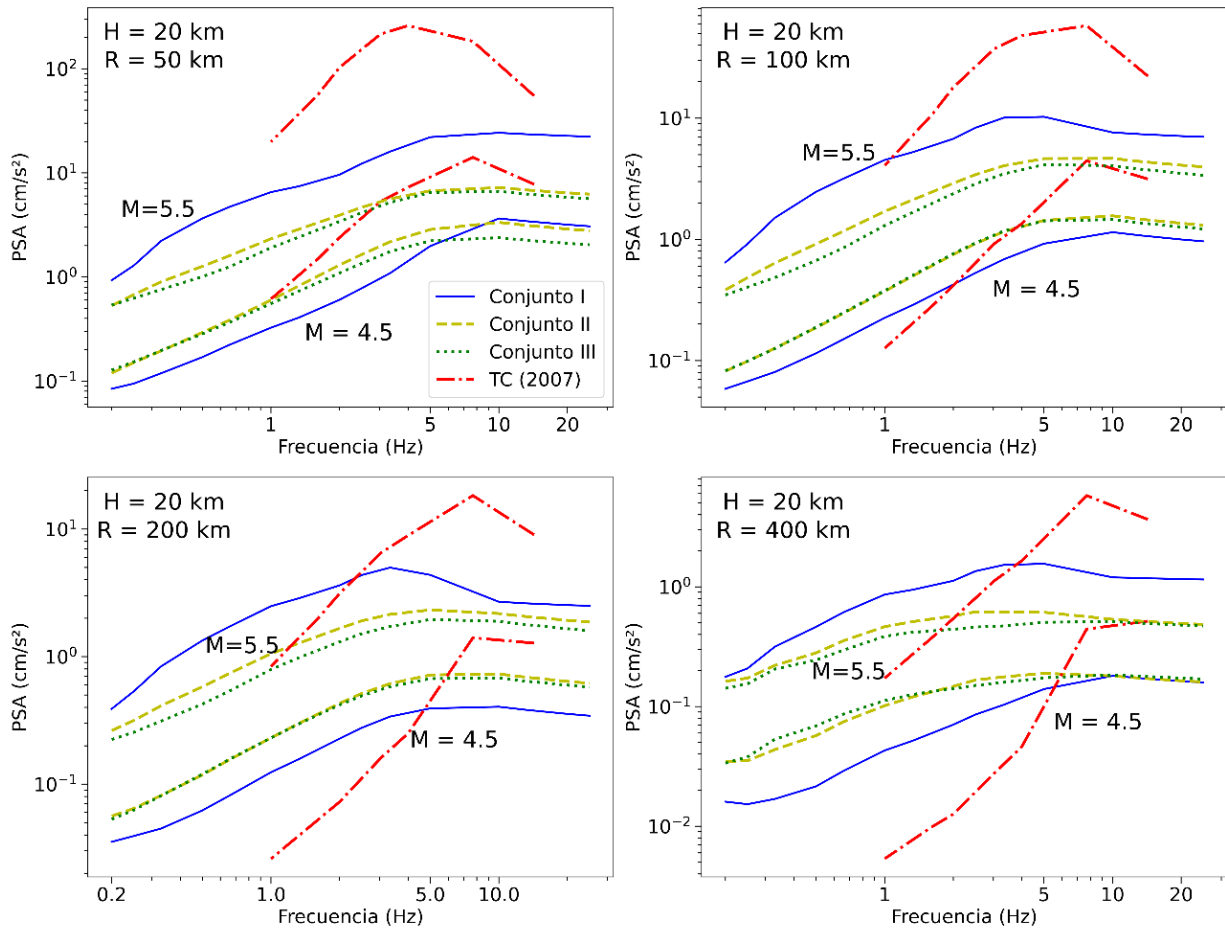


Fig 21. Comportamiento a distintas distancias del espectro de frecuencia para eventos magnitud 4.5 y 5.5 a una profundidad de 50 km. Mismos modelos que los presentados en la figura 20.

7. CONCLUSIONES

El presente trabajo se enfocó en generar ecuaciones de predicción de movimiento horizontal del suelo para la región de Colima con el uso de los registros de la red temporal MARS. Con base en 37 eventos con magnitudes entre 4 y 5.6 y profundidades entre 0.02 y 107 km se hicieron tres pruebas diferentes: eventos a profundidades mayores a 40 km (conjunto I), eventos sin distinción con valores promedio (conjunto II) y eventos con componentes separadas (conjunto III) para estimar la aceleración pico (PGA), la velocidad pico (PGV) y 15 distintas frecuencias del pseudoespectro de frecuencia (PSA).

La regresión se basó en el método de máxima verosimilitud de una etapa siguiendo una forma funcional que toma en cuenta la magnitud, la profundidad y la distancia a las estaciones de los eventos, descartando otras variables.

Los resultados muestran que las amplitudes estimadas por el modelo del conjunto I y su escalamiento tienen una alta dependencia a la magnitud y a la profundidad. Por otro lado, el decaimiento de las amplitudes, tanto el conjunto II como el conjunto III, dependen más de la distancia de la fuente.

El aporte de estos tres modelos aquí presentados al ámbito de la ingeniería es que parten de un espectro más amplio de frecuencias estudiado, tomando en cuenta el factor de la atenuación intrínseca (c_4 , para este trabajo), no contemplado en el modelo de Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) y que se ajustan mejor a frecuencias intermedias y bajas, útiles a tomar en cuenta considerando que la región de Colima con el crecimiento demográfico y turístico puede experimentar una verticalización y, por lo tanto, los periodos naturales de los nuevos edificios con mayor altura serán mayores.

Los modelos obtenidos aquí en comparación con el modelo propuesto de Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) muestran amplitudes menores para distancias cercanas a la fuente y para las frecuencias mayores a 5 Hz, diferencias posiblemente generadas por el uso de eventos, forma funcional de la ecuación de atenuación y método de regresión diferentes. Por otro lado, los tres conjuntos aquí generados muestran que la atenuación de las ondas de frecuencias más bajas es menos remarcada que modelo del 2007, esto es de importancia pues este grupo de ondas son los que pueden generar afectaciones en los edificios de mediana altura debido a que por lo general coinciden con las frecuencias de oscilación naturales de estas estructuras.

Para el desarrollo de este trabajo se utilizó una forma funcional que ha sido usada para otras regiones de la costa Pacífica Mexicana, permitiendo que estas ecuaciones puedan ser comparadas de manera sencilla y ver las diferencias laterales en la atenuación de las ondas sísmicas a lo largo de la Trinchera Mesoamericana.

Para futuros trabajos puede utilizarse una ecuación mucho más compleja que incluya otros aspectos, como el tipo de suelo, que permita estimar mejor el movimiento del suelo generado por los sismos en la región.

REFERENCIAS:

- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Edinburgh: Oliver & Boyd, pp. 206.
- Anderson, J. G. (1989). Strong motion seismology. En: *Geophysics. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, MA.
- Atkinson, G. M., Boore, D. M. (2003). Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93(4), 1703-1729.
- Arroyo, D., García, D., Ordaz, M., Mora, M. A., Singh, S. K. (2010). Strong ground-motion relations for Mexican interpolate earthquakes. *J. Seismol.* 14, 769-785.
- Bazán, E., Meli, R. (2002). *Diseño Sísmico de Edificios*. Limusa. pp. 200.
- Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C. (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3075-3078.
- Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Mortera-Gutiérrez C.A. (1998), Southwest migration of the Instantaneous Rivera-Pacific Euler pole Since 0.78 Ma. *Geofísica Internacional*, 37, 153-169.
- Bommer, J. J., Boore, D. M. (2005). Engineering Geology | Seismology. En: Selley, R.C., Robin, L., Cocks, M., Plimer, I.R. (ed. 2005-01-01). *Encyclopaedia of Geology*. Oxford: Elsevier. pp. 499–515.
- Chen, T., and R. W. Clayton (2009). Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res.*, 114, B07304.
- DeMets, C., Stein, R. (1990). Present day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in Southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.*, 95(B13), 21913-21948.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.
- Douglas, J. (2003). Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth-Science Reviews*. 61(1-2), 43-104.
- Eissler, H. K., McNally, K. C., (1984). Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, 4520–4530.

- García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Ordaz, M., Pacheco, J. F. (2005). Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95(6), 2272–2282.
- García, D. (2007). Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos intraplaca e intraslab en México central. *Tesis doctoral, Universidad Complutense.*
- Goldstein, P., A. Snoke. (2005). SAC Availability for the IRIS Community. *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.*
- Grand, S. Ni, J. (2006). Mapping the Rivera Subduction Zone. International Federation of Digital Seismograph Networks. Dataset/Seismic Network. 10.7914/SN/XF_2006
- Gutiérrez-Peña, Q. J. (2014). Parámetros de la fuente sísmica en el Bloque de Jalisco. *Tesis de Maestría. Universidad de Guadalajara.*
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82(20), 2981–2987.
- Krischer, L., Megies T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., Wassermann, J. (2015). ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science & Discovery.* 8(1), 014003
- Larson, L.R. (1972). Bathymetry, Magnetic Anomalies and Plate History of the Mouth of the Gulf of California. *The Geological Society of America Bulletin*, 83(11), 3345-3360.
- Lay, T., Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology.* London: Academic Press.
- Martínez-López, M. R., Mendoza, C. (2016). Acoplamiento sismogénico en la zona de subducción de Michacán-Colima-Jalisco, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 68(2), 119-214.
- McKinney, W. (2010). Data Structures for Statistical Computing in Python. *Proceedings of the 9th Python in Science Conference.* 51-56.
- Mentrasti, L. (2008). Estimate of spectral and pseudo-spectral acceleration proximity. *Engineering Structures.* 30. 2338-2346.
- Mike Brudzinski (@seismohio) (8 de septiembre de 2017). Cross-section of focal mechanisms shows #Mexico #Earthquake was bigger but similar to many other deeper plate stretching events in this area [Tuit]. Recuperado de: <https://twitter.com/seismohio/status/906169236300726273>
- Molas, G. L., Yamazaki, F. (1995). Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1343–1358.

- Novelo-Casanova, D. A. (2005). The forecasting of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake ($M_w=8$): A case of study. *Geofísica Internacional*. 44(4), 341-346.
- Okal, E. A., Borrero, J. C. (2011). The 'tsunami earthquake' of 1932 June 22 in Manzanillo, Mexico: seismological study and tsunami simulations. *Geophys. J. Int.* 187, 1443-1459.
- Ordaz M., Singh S. K., Arciniega A. (1994). Bayesian attenuation regressions: an application to Mexico City. *Geophys. J. Int.* 117(2), 335-344.
- Pacheco, J., Singh, S. K., Domínguez, J., Hurtado, A., Quintanar, L., Jiménez, Z., Yamamoto J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Bandy, W., Guzmán, M., Kostoglodov, V., Reyes, G., Ramírez, C. (1997). The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (M_w 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2223-2226.
- Pardo, M., Suárez, G. (1993). Steep subduction geometry of the Rivera Plate Beneath the Jalisco Block in Western Mexico. *Gephys. Res. Lett.* 20(21), 2391-2394.
- Pardo, M., Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, B07, 12357-12373.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Manea, V., Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath Central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 35. L18303.
- Peláez-Gaviria, J.R., Mortera-Gutiérrez, C.A., Bandy, W.L., Michaud, F., (2013). Morphology and magnetic survey of the Rivera-Cocos plate boundary of Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, 52(1), 73-85.
- Rodríguez-Pérez, Q. (2014). Ground-Motion Prediction Equations for Near-Trench Interplate and Normal-Faulting Inslab Subduction Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 104 (1), 427-438.
- Sarria, A. (1995). *Ingeniería Sísmica*. 2da Edición. Bogotá: Ediciones Uniandes.
- Searle, S. R., Gruber, M. H. J. (2016). *Linear Models*. Second Edition. Hoboken, New Jersey: Wiley, 696 pp.
- SGM. Servicio Geológico Mexicano (2017). *Sismología de México*. Recuperado de: <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Sismologia-de-Mexico.html>
- Shearer, P. (1999). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press. Cambridge. 272 pp.
- Singh, S. K., Ponce, L., Nishenko, S. P. (1985). The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932: subduction of the Rivera plate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.

Singh S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Reyes, G., Ordaz, M., Iglesias, A., Alcocer, S. M., Gutiérrez, C., Valdés, C., Kostoglodov, V., Reyes, C., Mikumo, T., Quaas, R., Anderson, J. G. (2003). A preliminary report on the Tecomán, Mexico, earthquake of 22 January 2003 (Mw 7.4) and its effects. *Seism. Res. Lett.*, 74, 279-289.

SSN México. Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., Servicio Sismológico Nacional. (2020). Catálogo de sismos. Extraído de <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>

Stein, S., Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Malden, MA: Blackwell Pub.

Takahashi, T., Asano, A., Saiki, T., Okada, H., Irikura, K., Zhao, J.X., Zhang, J., Thio, H. K., Somerville, P. G., Fukushima, Y., Fukushima, Y. (2004). Attenuation models for response spectra derived from Japanese strong-motion records accounting for tectonic source types, presented at Proc. 13th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1271.

Tejeda-Jácome, J., Chávez-García, F. J., (2007). Empirical ground-motion equations in Colima from weak motions records. *ISER Journal of Earthquake Technology*. 44 (3-4), 409-419.

USGS. (2011). Earthquake Hazard Program – Slab Model [Figura]. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>

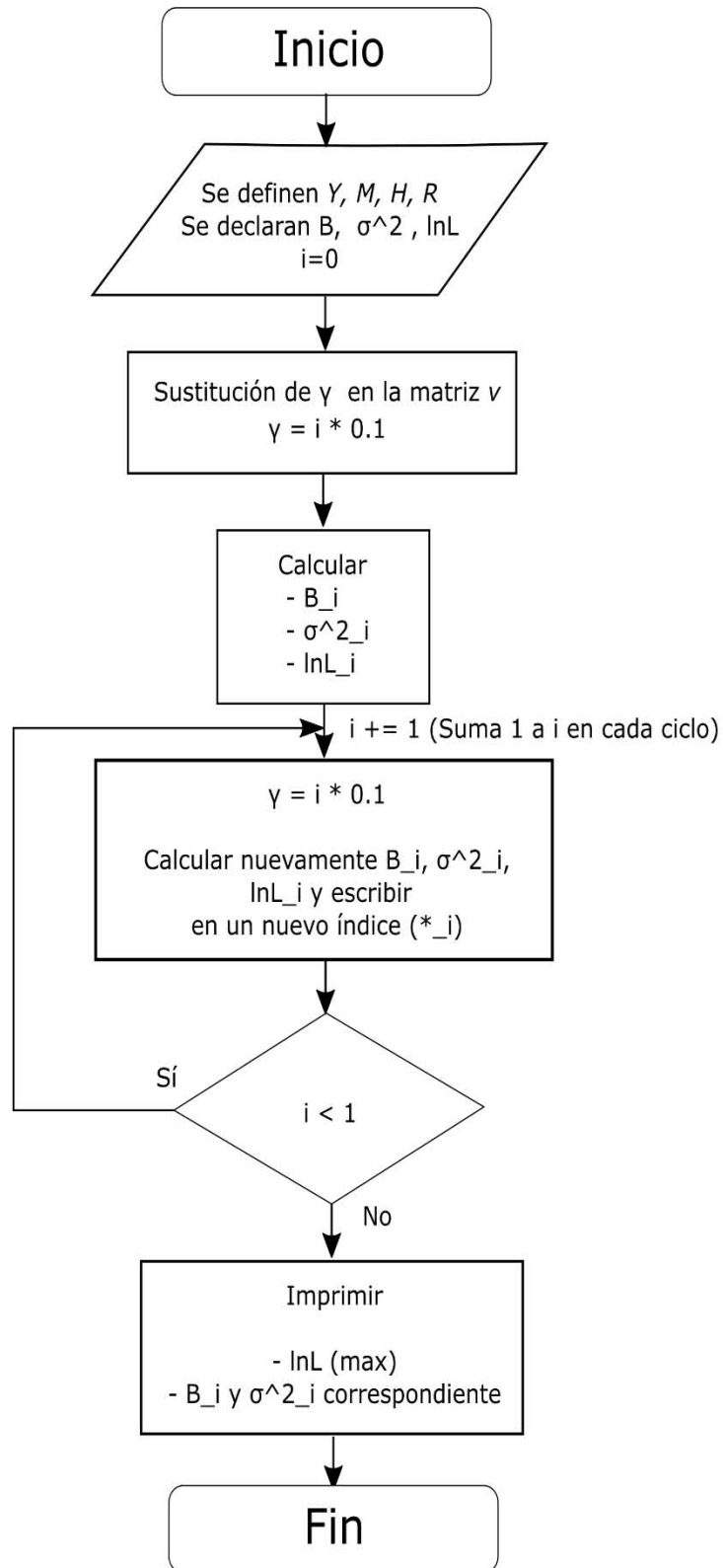
Van Der Baan, M. (2002). Constant Q and a Fractal, Stratified Earth. *Pure appl. Geophys*. 159, 1707-1718.

Van der Walt, S., Colbert, S. C., Varoquaux, G. (2011). The NumPy Array: A Structure for Efficient Numerical Computation. *Computing in Science & Engineering*. 13, 22-30.

Wells, D. L., Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.

Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., Ni, J. (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 114, B01302, doi:10.1029/2008JB005830.

ANEXO I. Diagrama de flujo y código generado para la regresión



Código generado para la regresión

```
In [ ]: import panda as pd
import numpy as np
from math import pi,log,e

In [ ]: #Base de datos
###Salto automático del encabezado
data = pd.read_excel("DATOS_COMPONENTES.xlsx")
df = pd.DataFrame(data, columns=['EVENTO','MAGNITUD','CLAVE','ESTACION',
                                'DISTANCIA HIPOCENTRAL CORR (KM)','LOG DIST',
                                'PROFUNDIDAD','LogPGA','LogPGV','Log0.2',
                                'Log0.25','Log0.33', 'Log0.5','Log0.66',
                                'Log1','Log1.33','Log2','Log2.5','Log3.33',
                                'Log5','Log10','Log13.33','Log20','Log25'])

In [ ]: #Vectores y matrices para la regresión

Y_list =(df['LogPGA'].values.tolist()) #Valor máximo obs. (PGA, PGV o PSA)
Y=np.asmatrix(Y_list).T

X_1 = [1] * len(Y_list)           #Sustituir el número por el total de registros
M = df['MAGNITUD'].values.tolist() #Magnitud
H = df['PROFUNDIDAD'].values.tolist() #Profundidad
R = df['DISTANCIA HIPOCENTRAL CORR (KM)'].values.tolist() #Distancia
log_R = df['LOG DIST'].values.tolist() #Log Distancia
X_T = np.matrix([X_1,M,H,R,np.dot(log_R,-1)]) #Arreglo de las listas
X = X_T.T #Transpone y acomoda el arreglo, matriz final X
print (X)

In [ ]: #Número de registros, introducido manualmente
num_registros = [90,90,88,90,68,70,80,76,76]
num_eventos = len(num_registros)

#Registros para variar gamma en la matriz v
suma_acumulada=np.cumsum(num_registros)
print(num_eventos)
print(suma_acumulada)

In [ ]: v=np.full((max(suma_acumulada),max(suma_acumulada)),0,dtype="float")
print(v)

In [ ]: np.set_printoptions(precision=4,suppress=True)
gamma=[0,1,2,3,4,5,6,7,8,9]
####
#En caso de que la celda siguiente indique error de cálculo "OVERFLOW"
```

```

#ir quitando los últimos valores de gamma y probar, números mayores
#se traducen en un determinante de v menor y en ocasiones no se puede
#calcular debido al gran número de registros

```

```

In [ ]: B=[]
sigma=[]
lnL=[]
for valor in gamma:
    c=0 #Contador para el número de eventos
    while c<num_eventos:
        #Define el valor de gamma en la matriz v_i
        for i in range
            (0,max(suma_acumulada)):
                for j in range (0,max(suma_acumulada)):
                    if suma_acumulada[c-1]<=i<suma_acumulada[c] and
                    suma_acumulada[c-1]<=j<suma_acumulada[c] and i!=j:
                        v[i,j]=valor * 0.1
                    elif i==j:
                        v[i,j]=1.0
                c+=1

    c2=0 #Define el valor de gamma para el primer evento (no editado en el paso ant.)
    for i in range (0,max(suma_acumulada)):
        for j in range (0,max(suma_acumulada)):
            if 0<=i<suma_acumulada[c2] and 0<=j<suma_acumulada[c2]
            and i!=j:
                v[i,j]=valor * 0.1

    inv_v=np.linalg.inv(v) #Inversa de v

    #Vectores y valores del modelo para cada valor específico de gamma
    B_i=np.dot(np.dot(np.dot(np.linalg.inv(np.dot(np.dot(X.T,inv_v),X)),X.T),inv_v),Y)
    sigma_i=(np.dot(np.dot((Y-np.dot(X,B_i)).T, inv_v),(Y-np.dot(X,B_i)))/(len(Y)-5)
    lnL_i=(-(len(Y)/2)*log(2*pi))+(-(len(Y)/2)*log(sigma_i))
    +(-0.5*log(np.linalg.det(v)))+(-0.5*sigma_i*(len(Y)-5)/sigma_i))

    #Se agregan cada uno de los resultados a la lista
    B.append(B_i)
    sigma.append(sigma_i)
    lnL.append(lnL_i)

    #Se imprimen los valores para lnL máximo
    print(max(lnL))
    print(lnL.index(max(lnL)))
    print(B[lnL.index(max(lnL))])
    print((sigma[lnL.index(max(lnL))]))

```