



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE  
MÉXICO

---

---



ANÁLISIS DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS PARA EL ESTUDIO DE EVENTOS DE  
TIPO VOLCANO-TECTÓNICO (VT)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
**Doctor en Ciencias de la Ingeniería**

PRESENTA

M.C.I. Carlos Ramírez Piña

TUTORES:

Dr. José Antonio Hernández Servín  
Dr. Gerardo León Soto  
Dr. David Joaquín Delgado Hernández

Toluca, México, 2024



# Dedicatoria

---

*A mi Familia, por todo su cariño, amor, consejos, enseñanzas y sobre todo por el apoyo y motivación que me han dado cada día de mi vida en especial a mi esposa Sonia Valdez Mejia y mi hija Teresa Michelle Ramírez Valdez mis pedacitos de felicidad por caminar y acompañar a mi lado todo este tiempo en las buenas y en las malas.*

*Mi ángel en el cielo que me cuida y me guió, me viste comenzar este camino y hoy me acompañas en mi corazón, Mamá simplemente gracias.*



# Agradecimientos

---

*Al Consejo Nacional de Humanidades Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT-México) por el apoyo económico a través de la beca de doctorado 702528 otorgado para la realización de mis estudios de doctorado.*

*A mi tutor Dr. José Antonio Hernández Servín por compartirme su conocimiento, por todo el tiempo, dedicación brindado en mis estudios y por su valiosa guía.*

*Al Dr. Gerardo León Soto por ser pilar en mi formación personal y académica, por la confianza, conocimientos y por brindarme todo su apoyo en las participaciones de congresos advanced workshop on earthquake mechanics y estancia de investigación en Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, ICTP, Trieste Italy; estancia de investigación en Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, UMSNH.*

*Expresamos nuestro agradecimiento al Centro de Innovación Digital Mandra, ubicado en la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma del Estado de México, por brindar las instalaciones esenciales para la realización de esta investigación.*

*A mi esposa Sonia Valdez Mejía por ser el principal pilar en la vida profesional y personal, por esperarme en el tiempo de ausencias y desvelos y por estar siempre a mi lado.*



# Resumen

---

Esta investigación se centra en el análisis de eventos sísmicos de tipo tectónico y tremores no volcánicos, con el desarrollo de nuevas herramientas para la detección offline a partir de registros en tiempo continuo de estaciones sísmicas, destinadas a estudios posteriores.

El enfoque se basa en la creación de dos sistemas para la detección y análisis de eventos tectónicos de pequeña magnitud (1 a 4). En primer lugar, se propone un detector basado en correlación cruzada que identifica formas de onda sísmicas en el dominio de la frecuencia, nombrado Crossquake. Este método vincula las formas de onda a través de un selector de fase automático, un algoritmo de ubicación, un código de re-ubicación de doble diferencia y una calculadora de magnitud de coda. En segundo lugar, se presenta el código denominado CrossTremor, que utiliza correlación cruzada para detectar tremores no volcánicos. Este código emplea eventos sísmicos tectónicos como funciones de Green para identificar tremores no volcánicos. La metodología consta de seis pasos, desde la descarga de los registros diarios en tiempo continuo hasta el cálculo de la magnitud del momento y la estimación de los efectos sísmicos del sitio.

Para validar estos métodos, se aplicaron para los años 2006 al 2007 para Crossquake y para CrossTremor se aplicaron los datos de un año (2006) de los conjuntos sísmicos temporales CODEX y MARS en el occidente de México. El código identificó exitosamente 1003 eventos tectónicos con una magnitud de coda de 1.2 a 3.8 y 530 tremores no volcánicos con magnitudes de momento que oscilaron entre 3.3 y 5.0 y frecuencias de esquina respectivas de 1.1 a 7.3 Hz. Los períodos fundamentales estimados se calcularon en un rango de 1.0 a 10.3 Hz en esta región.

El alcance de este trabajo se enfoca en la automatización de la detección de eventos sísmicos tectónicos y de tremores para su posterior estudio. Proporciona herramientas en software libre a los investigadores, facilitando la automatización de sus procesos de estudio en la región de su interés y permitiendo la aplicación a diversas bases de datos de registros en tiempo continuo.





# Tabla de contenido

---

	Pág
<b>Índice de figuras</b>	<b>IX</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Justificación . . . . .	3
1.2. Planteamiento del Problema . . . . .	3
1.3. Hipótesis . . . . .	4
1.4. Pregunta de Investigación . . . . .	4
1.5. Objetivos . . . . .	4
1.5.1. Objetivo general . . . . .	4
1.5.2. Objetivos particulares . . . . .	5
1.6. Organización de este documento . . . . .	5
<b>2. Estado del Arte y Marco teórico</b>	<b>7</b>
2.1. Estado del Arte . . . . .	7
2.1.1. Eventos Tectónicos . . . . .	8
2.1.2. Tremores . . . . .	13
2.2. Marco Teórico . . . . .	16
2.2.1. Convolución y Correlación . . . . .	17
2.2.1.1. Convolución . . . . .	17
2.2.1.2. Correlación . . . . .	18
2.2.2. Magnitudes y momento . . . . .	19
2.2.2.1. Magnitud Coda . . . . .	19
2.2.2.2. Magnitud de Momento . . . . .	20
2.2.3. Efecto de Sitio . . . . .	21
2.2.4. Localización Espacial y Temporal . . . . .	21
2.2.5. Funciones de Green . . . . .	23

TABLA DE CONTENIDO

---

<b>3. Metodología</b>	<b>25</b>
3.1. Eventos Tectónicos . . . . .	25
3.1.1. Adquisición de Datos . . . . .	25
3.1.2. Identificación de eventos candidatos . . . . .	27
3.1.3. Localización preliminar . . . . .	28
3.1.4. Relocalización . . . . .	28
3.1.5. Magnitud Coda . . . . .	29
3.2. Tremores . . . . .	29
3.2.1. Adquisición de Datos . . . . .	30
3.2.2. Identificación de Eventos Candidatos . . . . .	32
3.2.3. Calculo de Magnitud de Momento . . . . .	33
3.2.4. Efecto de Sitio . . . . .	34
<b>4. Publicaciones</b>	<b>35</b>
4.1. CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain . . . . .	35
4.2. CrossTremor: Automatic Detection Code of Tremors with Tectonic Earth- quakes as Green’s Functions . . . . .	47
4.3. Discusión . . . . .	61
<b>5. Conclusiones y trabajo futuro</b>	<b>63</b>
5.1. Conclusiones . . . . .	63
5.2. Trabajo futuro . . . . .	64
<b>A. Congresos</b>	<b>65</b>
<b>B. Estancias de investigación</b>	<b>79</b>
<b>Referencias</b>	<b>83</b>

# Índice de figuras

---

2.1. Modelo de un sistema de convolución continua . . . . .	17
3.1. El mapa muestra las estaciones sísmicas de los experimentos CODEX y MARS (triángulos blancos y negros invertidos, respectivamente). . . . .	26
3.2. Muestra de los registros utilizados, en la derecha señales de un evento maestro $u(t)$ , del lado izquierdo los registros de una estación $u(t)$ . . . . .	27
3.3. El mapa muestra las estaciones sísmicas de los experimentos CODEX y MARS (triángulos blancos y negros invertidos, respectivamente). Los epicentros de los eventos principales están marcados con círculos negros. . . . .	31



# Introducción

---

En este capítulo se presenta la tesis registrada ante la Secretaria de Estudios Avanzados de la Universidad Autónoma del Estado de México .

La sismología moderna desempeña un papel crucial en la comprensión de la dinámica de la Tierra y en la identificación de eventos sísmicos que abarcan desde movimientos tectónicos hasta fenómenos volcánicos. El análisis preciso de propagación de ondas sísmicas se ha convertido en un campo de investigación esencial para la comunidad científica [16].

Los eventos sísmicos tectónicos son resultado de la interacción de placas tectónicas en la corteza terrestre, constituyen fenómenos naturales de gran relevancia geofísica [55]. Por lo que, el estudio de los eventos sísmicos tectónicos proporciona información valiosa sobre la dinámica interna de la Tierra. Los sismólogos utilizan la información recopilada de estos eventos para comprender las características de las fallas geológicas, el análisis de propagación de ondas sísmicas y los procesos asociados con la liberación de energía sísmica [11, 64].

Dado que los eventos sísmicos de tipo tectónico se generan en fallas geológicas, sus distribuciones epicentrales están limitadas a regiones donde hay fallas activas. Después del evento presentado en San Francisco de 1906 ( $M > 7,9$ , [69, 63]), H.F. Reid propuso la teoría del rebote elástico para explicar los eventos sísmicos [52]. La teoría del rebote elástico básicamente establece que la energía elástica se acumula sobre una falla geológica activa, las fallas geológicas activas son el límite de dos bloques de la corteza terrestre que se mueven entre sí. Aunque el movimiento de los bloques tectónicos induce deformaciones tectónicas, en su interfase (la falla misma) a menudo permanece bloqueada por la fricción. En este punto, la falla cede y se libera una fracción de la energía de deformación acumulada, lo que da lugar a un evento sísmico y el ciclo comienza de nuevo. Este comportamiento de adherencia y deslizamiento de una falla sugiere que la

## 1. INTRODUCCIÓN

---

fueron de los eventos sísmicos es casi similar cuando se originan en una región cercana de una falla. Entonces se espera que los eventos con hipocentros cercanos dentro de una falla tengan formas de onda similares [18].

Los eventos sísmicos de tipo tectónico fueron una de las principales fuentes de información de la estructura de la Tierra a lo largo del siglo XX. Sin embargo, se identificaron “eventos sísmicos lentos” a finales de la década de 1990 y principios de este siglo. Un evento de deslizamiento lento, con una duración de 300 días, fue reportado en la zona de subducción de Japón después de dos grandes eventos sísmicos en 1996 [27]. En 2001 se observaron también en el suroeste de Japón [42]. Posteriormente, se han observado eventos sísmicos lentos en varios entornos tectónicos como Alaska [45], Cascadia [40], México [6], Costa Rica [71] y California [61]. Al igual que los eventos sísmicos de tipo tectónico, los eventos sísmicos lentos se presentan en fallas activas, pero se generan por encima o por debajo de la zona sismogénica, es decir, por encima o por debajo de la zona donde se producen los eventos sísmicos de tipo tectónico. A diferencia de los eventos sísmicos de tipo tectónico que se originan por un deslizamiento espacial rápido, los eventos sísmicos lentos están relacionados con un deslizamiento estable a lo largo de la interfaz de la falla [43]. Los eventos sísmicos de baja frecuencia (LFE) son eventos lentos que exhiben frecuencias predominantes en el rango de 1-10 Hz que son más bajas que las frecuencias de un evento sísmico de tipo tectónico. Tremores son una superposición de enjambres de LFE [60].

La implementación de códigos numéricos para la identificación de señales de eventos sísmicos tectónico y tremores no volcánicos representa un campo en constante evolución, impulsado por avances en métodos analíticos y tecnologías emergentes. Abordar los avances actuales con estos tipos de implementaciones resalta el impacto que estos tienen en la mejora de la precisión, eficiencia es de gran importancia en la localización e identificación de eventos y en el análisis del mecanismo fuente, especialmente en la era de grandes volúmenes de datos sísmicos digitales en la investigación sísmica [75]. El objetivo es estimar los factores de un evento sísmico como la amplitud de onda, duración en tiempo, información de su contenido espectral, entre otros [37].

Se han implementado con éxito códigos numéricos para identificar señales de eventos sísmicos. En algunos casos el algoritmo simplemente es usado para reconocer un evento y extraerlo. Una vez identificados los eventos, se realizan los análisis pertinentes por un operador o analista [2].

Este estudio se enfoca en dos aspectos fundamentales: la identificación precisa de señales de eventos tectónicos y de tremores no volcánicos. Por lo que, se realizará el análisis de los sismogramas para obtener información de una región determinada e identificar características similares entre las señales de los eventos sísmicos [37].

## 1.1. Justificación

La caracterización precisa de eventos sísmicos, especialmente aquellos de baja magnitud, continúa siendo un área de interés central en la comunidad científica. En los sistemas de propagación de ondas sísmicas, la selección precisa de eventos sísmicos es esencial para evitar falsos positivos y negativos en los registros sísmicos. En el caso de eventos de baja magnitud, donde la señal puede ser tenue y fácilmente confundida con el ruido de fondo, la implementación de sistemas que distingan de manera eficiente entre patrones sísmicos y ruido instrumental es fundamental.

Bajo el supuesto de que la correlación cruzada de dos eventos sísmicos con puntos de ruptura iniciales cercanos es alta, es posible buscar eventos ocultos en una ventana de tiempo grande [20]. Al correlacionar formas de onda de un evento sísmico bien ubicado a lo largo de una ventana de tiempo, es posible detectar formas de onda similares. Este método se ha aplicado con éxito en el dominio del tiempo [20, 19]; sin embargo, el procedimiento es lento en su ejecución y configuración de parámetros. En el dominio de la frecuencia, la correlación cruzada se reduce a una multiplicación aritmética y los tiempos de procesamiento se reducen significativamente.

El reconocimiento automático se presenta como una herramienta clave en este contexto. Sin embargo, la efectividad de los sistemas automáticos depende de su capacidad para discriminar entre diferentes tipos de señales. Este estudio busca avanzar en el reconocimiento automático, explorando patrones que permitan una mejor identificación de eventos sísmicos, incluso en presencia de ruido instrumental.

## 1.2. Planteamiento del Problema

Los estudios actuales sobre análisis de sismogramas enfrentan desafíos significativos debido a la metodología semiautomática empleada para la identificación de eventos sísmicos. Este enfoque requiere que los analistas revisen visualmente cada sismograma individualmente, lo que resulta en una inversión considerable de tiempo y recursos humanos [11]. Además, este proceso semiautomático está sujeto a errores humanos, lo que puede llevar a inconsistencias en los datos y pérdida de información relevante [57]. La necesidad de identificar eventos sísmicos de manera eficiente y precisa se vuelve aún más crucial al considerar la detección de eventos de pequeña magnitud, los cuales pueden tener implicaciones en la caracterización del área de estudio.

Por otro lado, si bien se han desarrollado algoritmos de detección semiautomáticos para abordar este problema, su implementación enfrenta limitaciones importantes. Uno de los desafíos principales radica en el ajuste de los parámetros de estos algoritmos

## 1. INTRODUCCIÓN

---

para garantizar la identificación adecuada de señales sísmicas específicas. Este proceso de ajuste puede ser lento y requiere un conocimiento experto para lograr resultados óptimos. Como resultado, la eficacia de estos algoritmos se ve comprometida, especialmente en la detección de eventos de menor magnitud, lo que afecta la fiabilidad de los resultados [32].

Por lo que, tanto el enfoque manual tradicional como los métodos semiautomáticos presentan desafíos significativos en el análisis de sismogramas, lo que destaca la necesidad de desarrollar nuevas técnicas y herramientas que permitan una identificación más eficiente y precisa de eventos sísmicos, especialmente aquellos de menor magnitud.

### 1.3. Hipótesis

Si los eventos sísmicos son originados cerca en la misma fallá geológica, se espera que sus registros tengan un índice de correlación alto (0.8). A partir de registros previamente identificados, se pueden detectar formas de ondas similares.

Estos registros previos pueden ser considerados como funciones de Green empíricas en el caso de la identificación de tremores no volcánicos. Entonces identificamos a los tremores no volcánicos como una superposición de estas funciones de Green [66].

### 1.4. Pregunta de Investigación

¿Pueden los eventos sísmicos ubicados en la misma falla geológica pueden utilizarse efectivamente para detectar eventos similares de menor, y además, como funciones de Green para detectar y caracterizar tremores no volcánicos?

### 1.5. Objetivos

#### 1.5.1. Objetivo general

Evaluar la correlación entre los registros sísmicos de eventos originados cerca en la misma falla geológica y determinar si estos registros exhiben un alto índice de correlación, indicativo de formas de onda similares. Además, se pretende investigar si estos registros previos pueden ser considerados como funciones de Green empíricas para la identificación de tremores no volcánicos, con el fin de utilizarlos para caracterizar y comprender la actividad sísmica asociada a estos eventos.



### 1.5.2. Objetivos particulares

- Analizar registros sísmicos de eventos originados cerca en la misma falla geológica para determinar su grado de correlación.
- Identificar formas de onda similares en los registros sísmicos que presenten un alto índice de correlación.
- Realizar un análisis para estimar los parámetros del evento con el propósito de obtener información en espacio y tiempo. Estos parámetros incluyen las coordenadas hipocentrales, como la latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen.
- Investigar la viabilidad de considerar los registros sísmicos previos como funciones de Green empíricas.
- Analizar la superposición de las funciones de Green empíricas para identificar patrones comunes asociados a los tremores no volcánicos.
- Calcular la frecuencia de esquina, magnitud de momento sísmico y Magnitud de momento.
- Calcular el efecto de sitio de la región analizada.

## 1.6. Organización de este documento

Con base en el reglamento de los Estudios Avanzados de la Universidad Autónoma del Estado de México, esta tesis se presenta en la modalidad por artículo especializado a ser publicado y adicional al presente, está compuesta por los siguientes capítulos:

**Capítulo 1 - Generalidades de la investigación:** Presenta las generalidades de la tesis registrada ante la Secretaria de Estudios Avanzados de la Universidad Autónoma del Estado de México

**Capítulo 2 - Estado del arte y Marco teórico:**

Se presenta un contexto conceptual y una revisión exhaustiva de la literatura relevante sobre el tema de estudio.

**Capítulo 3 - Metodología:**

Se presenta una guía sobre la descripción del desarrollo de cómo se llevó a cabo este

estudio de investigación.

### **Capítulo 4 - Publicaciones:**

Se presentan los principales hallazgos realizados durante el trabajo de investigación.

**CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain**

**CrossTremor: Automatic Detection Code of Tremors with Tectonic Earthquakes as Green's Functions**

**Capítulo 5 - Conclusiones y trabajo futuro:** Se presentan las conclusiones obtenidas en el desarrollo de esta investigación, así como algunas líneas adicionales de investigación como trabajo a futuro.

### **Anexos A:**

Se presenta la participación en congresos realizada durante el periodo de este estudio de investigación.

### **Anexos B:**

Se presentan las estancias de investigación realizadas durante el periodo de estudio.

# Estado del Arte y Marco teórico

---

En este capítulo se presenta una introducción general al análisis de propagación de ondas sísmicas, donde se describen conceptos básicos que se utilizarán a lo largo de esta tesis.

## 2.1. Estado del Arte

En el ámbito de la investigación sismológica y la gestión de riesgos asociados a la actividad sísmica, la identificación precisa de señales de eventos sísmicos tectónicos reviste una importancia fundamental. En este contexto, el desarrollo y la implementación de códigos numéricos juegan un papel crucial al mejorar la capacidad de detectar, analizar y caracterizar eventos sísmicos de manera eficiente. La implementación de estos códigos numéricos se enfrenta a desafíos complejos relacionados con la diversidad de señales sísmicas y la necesidad de obtener información detallada sobre la ubicación, magnitud y características temporales de los eventos. [12, 37].

Las investigaciones en códigos numéricos para la identificación de señales de eventos sísmicos tectónicos han demostrado avances significativos en la modelización y procesamiento de datos sísmicos [2]. Los métodos tradicionales de detección han sido complementados y, en muchos casos, sustituidos por enfoques más sofisticados que aprovechan técnicas avanzadas de procesamiento de señales, aprendizaje automático y modelización numérica.

La complejidad inherente a las señales sísmicas, que varían en términos de amplitud, frecuencia y duración, ha impulsado el desarrollo de algoritmos robustos capaces de adaptarse a una amplia gama de condiciones [11]. La integración de técnicas de filtrado, análisis espectral y métodos de inversión sísmica ha mejorado la capacidad para

discriminar eventos tectónicos de otras fuentes de ruido sísmico.

A continuación se presenta una breve descripción de varios trabajos desarrollados con respecto a las técnicas mencionadas anteriormente.

### 2.1.1. Eventos Tectónicos

Entre las técnicas de selección de tiempo de inicio de fase  $P$ , la relación promedio a largo plazo (*Large Term Average LTA*) y corto plazo (*Short Term Average STA*) se propuso a finales de los años 1980 [2, 14]. El algoritmo estima continuamente la amplitud promedio de una señal sísmica en dos ventanas de diferentes longitudes. La ventana de tiempo corto (STA) es sensible a cambios en la amplitud de la señal, mientras que la ventana de tiempo largo (LTA) proporciona información sobre el ruido sísmico de fondo. La detección de señal se realiza cuando la relación STA/LTA excede un valor preestablecido por el investigador [11]. Para detectar señales sísmicas específicas, el algoritmo STA/LTA requiere la calibración de parámetros, por ejemplo, longitud de la ventana, filtros de señal, umbral de activación. De esta manera, la principal limitación del algoritmo STA/LTA es el lento proceso de ajustar dichos parámetros para la correcta identificación de señales sísmicas específicas [32]. Este es un problema cuando se requiere la identificación de eventos de pequeña magnitud.

El objetivo de estos métodos es para identificar los cambios en las amplitudes de onda sin contar con información referente con los eventos sísmicos. Por lo tanto, son utilizadas en su mayoría en las etapas iniciales del procesamiento de datos sísmicos, como pueden ser en la construcción de catálogos de eventos para la búsqueda de patrones de los eventos sísmicos en una región determinada [32].

Sin embargo, en algunos estudios sismológicos se encuentran con información de los eventos sísmicos registrados en catálogos en su mayoría realizados por analistas que identifican la llegada de fase en ciertas estaciones [11], los cuales son utilizados para comparar los resultados de los sistemas de reconocimiento automático de las señales que pertenecen a los eventos sísmicos. En estos estudios son utilizados los métodos de recolección que se basan en criterios de información como los que se encuentran Akaike's Information Criterion (**AIC**), proporciona un técnica simple y objetivo que selecciona el mejor modelo para caracterizar los datos experimentales [11]; estos modelos pueden determinar el inicio óptimo buscando el mínimo global de la función AIC de un sismograma para la selección de la ventana que contenga la información de interés.

El trabajo presentado por Ortega Noroña [46] se centra en el desarrollo de un algoritmo para la detección de señales de largo periodo, tectónicas, tremores y eventos volcano-tectónicos. Este algoritmo se basa en técnicas de detección de actividad vocal, lo que permite identificar los puntos de inicio y fin de los microsismos. Para evaluar

la precisión del algoritmo propuesto, fue necesario realizar un preprocesamiento de las señales.

En la primera etapa de este preprocesamiento, se llevó a cabo el filtrado de las señales. Se demostró que es necesario normalizar los datos proporcionados en un rango de 1 a -1 y agregar ruido a ambos lados de la señal para probar la efectividad del detector. Se realizaron varios experimentos utilizando una base de datos compuesta por 3592 señales microsísmicas, abordando todos los posibles escenarios y problemas que podrían surgir durante la detección. En estos experimentos, la tasa de detección alcanzó un 99.66 %, lo que indica una alta confiabilidad del algoritmo.

Los resultados obtenidos en este estudio se espera que contribuyan significativamente al trabajo continuo del IGEPN en la detección y prevención de eventos microsísmicos. Este aporte se enfoca en la construcción de un sistema confiable que pueda generar reportes e informes para la Secretaría General de Riesgos, entidad encargada de emitir alertas tempranas. Estas alertas desempeñan un papel crucial en la protección de los ciudadanos, sus bienes materiales e incluso sus vidas.

Trabajo relacionado con el de Ortega Noroña se encuentra el presentado por Rosero Jácome [56], se aborda la adaptación e implementación de algoritmos de detección de actividad de voz (VAD, por sus siglas en inglés Voice Activity Detection) para la detección de microsismos en el volcán Cotopaxi. El enfoque se centra en desarrollar un algoritmo adaptativo de detección de actividad de voz utilizando procesamiento digital de señales y técnicas de sustracción espectral de potencia de una señal.

Los resultados obtenidos muestran que el algoritmo desarrollado logra un porcentaje de precisión del 98.4 %. Sin embargo, se destaca que este rendimiento se logró con una cantidad limitada de datos. Por lo tanto, se recomienda ampliar la base de datos de las señales microsísmicas utilizadas para el entrenamiento del modelo. Se espera que esta ampliación de la base de datos contribuya a generar un modelo de entrenamiento más robusto y preciso, lo que permitirá tomar decisiones más precisas en cuanto a la definición de si una trama representa un microsismo o no.

Chen Chen y Austin Holland [11] desarrollaron un sistema llamado PhasePApy, implementado en el lenguaje de programación Python, el cual está dividido en dos secciones principales: Identificador de fases: Esta sección se encarga de seleccionar un evento registrado en sismogramas. Utiliza técnicas específicas para identificar y etiquetar las fases sísmicas presentes en los registros, lo que permite una mejor comprensión y análisis de los eventos registrados. Análisis de origen: La segunda sección del sistema se dedica a asociar los eventos seleccionados y llevar a cabo un análisis detallado de su origen. Esto implica determinar la ubicación y las características temporales del evento sísmico, utilizando métodos de asociación y análisis de datos avanzados.

El sistema PhasePApy representa una herramienta poderosa para el procesamiento

## 2. ESTADO DEL ARTE Y MARCO TEÓRICO

---

y análisis de datos sísmicos, facilitando la identificación y caracterización de eventos sísmicos de interés. Su implementación en Python permite una fácil integración con otras herramientas y librerías de procesamiento de datos, lo que aumenta su versatilidad y utilidad en aplicaciones sismológicas.

Para la identificación de fases, el sistema PhasePApy consta de tres módulos principales: FBPicker, AICDPicker y KTpicker.

- **FBPicker:** Este módulo se enfoca en identificar las frecuencias que proporcionan la mayor información para la selección de eventos sísmicos. Primero, se realiza un procesamiento de los datos para eliminar la media y la tendencia utilizando el método de mínimos cuadrados. Luego, se aplica un filtro de octava para generar varias bandas de frecuencia. FBPicker calcula la energía de los datos filtrados para cada banda generada y determina las características de las señales, como la llegada de las fases (ondas P, S), en la ventana que se está analizando. Para ello, se calculan funciones de características que consideran la energía transitoria de la muestra en relación con las ventanas ya analizadas.
- **AICDPicker:** Este módulo utiliza el criterio de información de Akaike (AIC) para determinar el inicio óptimo de un evento sísmico. Selecciona la ventana del sismograma que contiene la información de interés y busca el mínimo global de la función AIC en la banda donde las características de la señal fueron máximas.
- **KTpicker:** Este módulo se encarga de determinar el epicentro del evento. Calcula la distancia entre las estaciones y compara los eventos identificados por PhasePApy con los identificados manualmente. Se ha demostrado que este método puede identificar automáticamente la mayoría de los eventos sísmicos con una magnitud de 2.0 o mayor utilizando solo un subconjunto de las estaciones disponibles.

Es importante destacar que la selección de la longitud de las ventanas y los umbrales sigue siendo una decisión basada en la experiencia de los analistas o del usuario. Además, la identificación de eventos de magnitud menor a 2 sigue siendo un área de mejora para este tipo de sistemas.

Los métodos basados en el análisis espectral continúan siendo fundamentales en el procesamiento de series de tiempo en diversos campos, incluida la sismología. La transformada de Fourier y las wavelets son herramientas comunes para determinar las frecuencias presentes en los eventos sísmicos. En particular, las representaciones tiempo-frecuencia, como los espectrogramas, permiten extraer características de manera paramétrica, conservando información relevante sobre las propiedades temporales y espectrales de las señales [29, 30].

Este enfoque de análisis espectral facilita la identificación de patrones de comportamiento tanto dentro de una serie de tiempo como entre diferentes series. Una ventaja clave de este tipo de análisis es que no depende de un modelo predefinido para generar resultados [23], ya que separa la señal en sus componentes sinusoidales subyacentes. Sin embargo, al aplicar filtrado en frecuencia para reducir el ruido, existe el riesgo de eliminar información relevante junto con el ruido no deseado. A pesar de esta desventaja, las frecuencias más significativas identificadas mediante el análisis espectral son útiles para detectar similitudes, lo que es especialmente relevante en el análisis de datos geofísicos [53].

Técnicas como la correlación cruzada en la detección de formas de onda es una herramienta matemática fundamental utilizada para comparar formas de onda. En los últimos años se ha realizado un extenso trabajo sobre este tema en diversos campos de la física ondulatoria [59]. La correlación cruzada se utiliza para evaluar la similitud entre dos series temporales de datos, lo que permite identificar patrones comunes y determinar la relación temporal entre eventos sísmicos registrados en distintas ubicaciones.

Steven J. Gibbons [20] desarrollado un algoritmo de detección de correlación de formas de onda que extiende el tradicional detector de filtro adaptado de un solo canal a una matriz o red sísmica, el algoritmo depende de la señal de observación, la banda de filtro en la que se limpia la señal. El análisis de frecuencia y número de onda de las trazas de correlación en un conjunto de apertura pequeña proporciona un método eficaz para descartar una determinada categoría de falsas alarmas y, por lo tanto, puede utilizarse para mejorar la sensibilidad del detector reduciendo el umbral para la detección automática.

En el trabajo [58] presentado por David P. Schaff realiza un estudio del norte de California e incluye alrededor de 15 millones de sismogramas de 225.000 de eventos locales entre 1984 y 2003. El cual necesito un equipo de computo especial para la medición mediante un clouster de 32 nodos en donde solo toman mediciones entre estaciones que se encuentran a menos de 5 km de distancia entre si, los cuales recomiendan que los índices de correlación sean mayores de 0.7 para distinguir el tiempo de coda de la señal y el ruido, el fin de este estudio es aportar información sobre la estructura de velocidades en la corteza. Uno de los trabajos en análisis espectral es el que presenta [30] el cual realiza un caracterización de señales sísmicas en el volcán de Cotopaxi; en este estudio se propone analizar las técnicas del periodograma con modificaciones de Welch y un método de máxima entropía de Burg para determinar características de los eventos de tipo volcano tectónicos, largo periodo lo que permitirá terminar un bloque de procesamiento y detección de eventos a lo largo de los registros que se presentan en los sismogramas para posteriormente clasificar los eventos detectados.

Los resultados obtenidos de los eventos presentados en el volcán de Cotopaxi al

analizar los datos proporcionados por el Instituto de Geofisico de la Escuela Politécnica Nacional, muestran que en un total de 12 detectores normalizados con los métodos de máximos y mínimos, en 8 presentaron los mejores resultados, los cuales determinan la presencia de un evento, en 4 de ellos presentan picos que falsos de presencia de eventos. Por otro lado el análisis espectral autorregresivos, la técnica de máxima entropía de Burg presenta mejor resolución en el espectro la cual ayudo en este estudio a la clasificación de los eventos, en los de Largo Periodo los clasificaron en frecuencias menores a 10 Hz y los eventos volcano-tectónicos en frecuencias entre 0-20 Hz.

El campo de las ciencias computacionales ha sido testigo de notables avances en el reconocimiento de eventos sísmicos, con diversas investigaciones que exploran metodologías innovadoras y sofisticadas. Por ejemplo, el trabajo de Cortés et al. [13] introduce un sistema de reconocimiento clásico que, de manera pionera, implementa una versión paralela de todo el proceso. Cada etapa, desde la configuración hasta la clasificación, se ejecuta de manera independiente para cada tipo de evento, lo que permite explotar de manera más efectiva las propiedades intrínsecas de cada uno y, en última instancia, mejorar la precisión del reconocimiento.

Roden et al. [54], por su parte, presenta un modelo que recurre a la potencia de las Support Vector Machines para identificar características sísmicas. Su enfoque se centra en la identificación precisa y la interpretación de estas características, con el objetivo de reducir al mínimo los errores causados por factores humanos. El estudio aborda una amplia gama de atributos sísmicos, desde aspectos estadísticos y geométricos hasta variaciones en la amplitud y la descomposición espectral, con el fin de capturar la complejidad de los eventos sísmicos.

Titos et al. [67] llevan la investigación un paso más allá al emplear redes neuronales recurrentes, como LSTM y GRU, para detectar y clasificar eventos sísmicos volcánicos. Los resultados obtenidos muestran un alto grado de precisión en la clasificación, lo que sienta las bases para sistemas de monitoreo en tiempo real capaces de adaptarse a las fluctuaciones en las fuentes sísmicas.

Por otro lado, el enfoque de Arámbula et al. [4] se basa en modelos ocultos de Markov y utiliza una técnica innovadora que aprovecha la energía en diferentes bandas de frecuencia para clasificar señales sísmicas con una precisión notable del 82 %.

Chen et al. [10] realizan una comparación exhaustiva de características utilizando técnicas estadísticas y espectrales avanzadas, como la transformada de Karhunen-Loève, logrando una tasa de reconocimiento sobresaliente del 91.23 % mediante el uso del clasificador de vecino más cercano.

Finalmente, Snover et al. [62] adoptan un enfoque integral para abordar el ruido ambiental urbano, aplicando técnicas de aprendizaje automático semi-no supervisadas, como clasificadores convolucionales, para diferenciar las fuentes de ruido en clases sepa-



rables de formas de onda. Este enfoque multidisciplinario revela prometedores avances en la identificación y clasificación de señales de ruido, proporcionando un método valioso para identificar sus orígenes en entornos urbanos ruidosos como Long Beach, California.

### 2.1.2. Tremores

El estudio de los tremores es crucial en la sismología y la geofísica, ya que ofrece perspectivas importantes sobre los procesos geodinámicos, la actividad tectónica y la estructura interna de la Tierra. La detección de deslizamientos lentos, transitorios y poco profundos en áreas sísmicas tiene implicaciones significativas para la evaluación de riesgos sísmicos.

Hiroo Kanamori y su grupo de investigación [33] presentan un estudio sobre la brecha sísmica de Guerrero en México, se llevó a cabo una simulación de los movimientos del suelo esperados en la Ciudad de México durante grandes eventos sísmicos. Para estas simulaciones, se utilizaron funciones empíricas de Green basadas en acelerogramas registrados durante eventos sísmicos más pequeños en la misma región.

El análisis considera los patrones de ruptura de fallas que se derivaron del el evento presentado en Michoacán de 1985 y relaciones de escala adecuadas para los eventos en la zona de subducción mexicana. Se comparó la posible respuesta sísmica con la ocurrida en el evento de Michoacán de 1985. De acuerdo a las simulaciones, si un evento en la brecha de Guerrero es similar al terremoto de Michoacán de 1985, se espera que la amplitud del movimiento del suelo en la Ciudad de México sea aproximadamente el doble en periodos superiores a 2 segundos y de 2 a 3 veces mayor en periodos inferiores a 2 segundos [33].

Es importante tener en cuenta que estas estimaciones están sujetas a varios factores, incluyendo la función de Green utilizada, la relación de escala para determinar la magnitud de los eventos y los detalles específicos del patrón de ruptura.

Posteriormente, Plata Martínez et. al. [51] desplegaron 7 instrumentos en la costa de Guerrero durante un período de un año entre 2017 y 2018, con el objetivo de caracterizar mejor la extensión de la zona sismogénica frente a las costas de Guerrero. Las estaciones OBS (Ocean Bottom Seismometer) estaban equipadas con tres sensores de período corto de 1 Hz y se colocaron a profundidades de agua que oscilaban entre 980 y 2350 metros. Se estimaron las ubicaciones de las estaciones con una incertidumbre media de 2 metros, y los datos se corrigieron para eliminar cambios de tiempo en los registros sísmicos.

Los investigadores informan el descubrimiento de tremores superficiales episódicos y posibles eventos de deslizamiento lento en la costa de Guerrero. Utilizaron un método de correlación de envolvente para detectar estos tremores superficiales como evidencia inicial de eventos lentos y poco profundos en la zona de subducción. Además, para

## 2. ESTADO DEL ARTE Y MARCO TEÓRICO

---

explorar el área marina con mayor resolución espacial, se detectaron eventos tectónicos regulares utilizando datos continuos de OBS.

La distribución de los tremores, junto con la de los eventos tectónicos repetidos, la sismicidad, la gravedad residual y la batimetría, sugiere que una porción de la interfaz de placas poco profundas en la brecha sísmica experimenta un deslizamiento estable. Esta condición mecánica podría explicar no solo el largo período de retorno de los grandes eventos sísmicos dentro de la brecha, sino también por qué la ruptura de eventos anteriores de magnitud menor a 8 en segmentos adyacentes no se propagó hacia la brecha para generar eventos mucho mayores.

Sin embargo, se señala que los efectos de la ruptura dinámica podrían impulsar que uno de estos eventos cercanos atravesase toda la brecha sísmica de Guerrero.

Por otro lado, en el trabajo presentado por Michael R. et. al. [7], se investiga la posible relación entre eventos sísmicos tectónicos y los tremores no volcánicos, así como los deslizamientos transitorios a lo largo de los 200 km más occidentales de la zona de subducción de México. El enfoque inicial de la investigación consiste en realizar una inspección visual de sismogramas de envolvente de una hora de duración, los cuales están filtrados en paso de banda (2–5 Hz), utilizando las estaciones más silenciosas de la red. Este análisis busca identificar cambios coherentes en la amplitud en toda la red. Los resultados revelan evidencia clara de pequeños episodios frecuentes de tremores a lo largo de las zonas de subducción de Rivera y Cocos, ubicadas debajo de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán.

Hallen Husker [28] desarrollaron un método de detección de plantilla de espectro de tremor de estación única que aplicaron a datos sísmicos continuos registrados por las estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional de México. Este enfoque permitió realizar un análisis a largo plazo sin precedentes del tremor tectónico en México durante múltiples eventos de deslizamiento lento (SSE). Se detectaron únicamente tremores que se encuentran dentro de regiones con tremores previamente descubiertas, ampliando así el catálogo en el tiempo pero no en el espacio.

Por lo tanto, se presentan catálogos de tremores de estaciones permanentes del Servicio Sismológico Nacional (SSN) de México. Se observa una buena correlación entre los catálogos y los SSE observados geodésicamente. Estos catálogos continuos permiten el análisis de muchos ciclos de grandes SSE en México, lo que anteriormente no era posible con técnicas anteriores de detección de tremores que requerían un espaciamiento entre estaciones más pequeño que el de la red permanente.

El análisis encontró intervalos discretos de tasa/duración del tremor en Guerrero y Oaxaca, lo que sugiere tasas de liberación de momento características de deslizamiento lento. Además, se reporta la primera evidencia de ESS de corto plazo en Oaxaca, similar a lo observado en Guerrero. Se proporciona evidencia adicional de que las ráfagas de

tremores se componen de un grupo de eventos lentos de escala invariante.

Finalmente, esta técnica se puede extender a otras regiones con una red permanente escasa (espaciada entre estaciones de más de 50 km) para mejorar el monitoreo en tiempo real del deslizamiento asísmico lento.

Jacob y su equipo [71] identificaron la ocurrencia sincrónica de tremores y eventos de baja frecuencia frente a la costa de la Península de Nicoya, Costa Rica, en agosto de 2008. El estudio generó un catálogo que incluye 26 tremores no volcánicos. La existencia de estos tremores plantea la pregunta sobre su origen y relación con otros eventos sísmicos en la región. Los investigadores propusieron la hipótesis de que estos tremores podrían tener efectos similares a los eventos tectónicos, aunque no se puede asegurar que tengan el mismo origen. Esta hipótesis sugiere la posibilidad de que estos eventos estén relacionados con la actividad tectónica de la región. A pesar de la dificultad para determinar el origen exacto de estos tremores, el estudio aproximó las ubicaciones de los eventos lentos. La relación entre estas ubicaciones y la presencia de un deslizamiento lento sugiere una conexión con la transición entre un deslizamiento continuo y un deslizamiento constante.

El uso de eventos sísmicos de tipo tectónicos como funciones empíricas de Green para LFE ha sido propuesto por Thomas et al. [66]. Dado que los tremores son generados por enjambres de LFE [60], los eventos sísmicos de tipo tectónicos pueden usarse como eventos maestros de un tremor siempre que estén cerca de la fuente del tremor, la duración del evento tectónico sea corta en relación con la duración del tremor, y Ambos eventos tienen mecanismos de origen similares [66].

Se ha observado que el tremor no volcánico ocurre en las fallas activas de una región, incluidos los límites de placas convergentes y transformantes. Sin embargo, aún no se ha documentado en detalle hasta qué punto las señales de tremores profundos prevalecen a lo largo de los sistemas de fallas en otros lugares, incluida la cuenca mediterránea.

Un conjunto de evidencia sugiere que el tremor desencadenado durante las ondas superficiales de eventos telesísmicos puede ocurrir comúnmente donde ocurre el tremor ambiental, lo que sugiere que el tremor desencadenado proporciona una herramienta útil para identificar regiones con tremores ambientales [28].

Este trabajo de investigación también destaca la importancia de la colaboración interdisciplinaria entre sismólogos, ingenieros informáticos y expertos en aprendizaje automático. La combinación de conocimientos especializados en estos campos ha permitido desarrollar soluciones más integrales y eficaces para la identificación de eventos sísmicos tectónicos.

En conclusión, la implementación de códigos numéricos para la identificación de señales de eventos sísmicos tectónicos ha experimentado avances notables, mejorando la capacidad de la comunidad científica para comprender, predecir y responder a la

actividad sísmica de manera más precisa y eficiente.

### 2.2. Marco Teórico

A través del tiempo, el ser humano ha tenido la tendencia de explicar los fenómenos naturales mediante abstracciones matemáticas para comprender su comportamiento. Un ejemplo destacado de esto es el análisis de señales, un campo fundamental en la ingeniería y la física, que nos permite entender la dinámica de sistemas complejos y fenómenos variados.

Una señal se define como una función que proporciona información sobre el estado o evolución de un sistema o fenómeno en función del tiempo, el espacio u otra variable independiente [3]. Por lo tanto, una señal que representa un fenómeno físico experimenta cambios en una variable independiente, describiendo así las diferentes variaciones entre parámetros.

Una breve descripción de los términos técnicos relevantes para el desarrollo del proyecto se presenta a continuación [68]:

- **Sismógrama:** Es un gráfico que muestra el desplazamiento observado en una posición en específico.
- **Sismómetro:** Es un instrumento utilizado para detectar y medir movimientos sísmicos. El principio básico de funcionamiento de un sismómetro implica un sistema de masa-resorte que responde a las aceleraciones del suelo. Consiste típicamente en una masa suspendida de un resorte o sistema de suspensión que está anclado al suelo. Cuando se produce un movimiento sísmico, la masa tiende a permanecer en reposo debido a su inercia, mientras que el suelo se mueve. Este movimiento relativo entre la masa y el suelo genera una fuerza que se traduce en una señal eléctrica proporcional al movimiento del suelo. Esta señal es entonces amplificada y registrada por el sismómetro.
- **Ondas sísmicas:** Son movimientos que se generan como resultado de un evento sísmico y se propagan a través de las capas de la tierra.
- **Ondas S y P:** Las ondas S son ondas sísmicas de corte, lo que significa que el movimiento es perpendicular a la dirección de la onda y son más lentas que las ondas P. Las ondas P, por otro lado, son longitudinales, lo que significa que el movimiento es paralelo a la dirección de la onda. Son más rápidas que las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material, incluyendo líquidos y sólidos.

- Amplitud: Es el tamaño máximo del desplazamiento, en ocasiones se relaciona con la magnitud del evento sísmico.
- Frecuencia: Se refiere a la cantidad de ciclos completos de oscilación que ocurren en un período de tiempo determinado.
- Espectro de frecuencia: Es la representación de la distribución de las diferentes frecuencias presentes en una señal.
- Eventos tectónicos: Estos se originan por la liberación espontánea de la energía acumulada en una fallá cuando se alcanza un umbral en la resistencia del material.

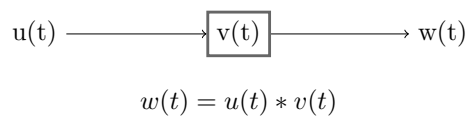
En este trabajo, exploraremos cómo el análisis de señales sísmicas puede contribuir a la identificación y caracterización de eventos sísmicos y tremores no volcánicos, utilizando herramientas matemáticas y algoritmos avanzados.

### 2.2.1. Convolución y Correlación

La convolución y la correlación son dos operaciones fundamentales en el procesamiento de señales y el análisis de datos. [72].

#### 2.2.1.1. Convolución

La convolución es una operación matemática que combina dos funciones  $u$  y  $v$  para producir una tercera función  $c$  que representa cómo la forma de una función es modificada por la otra. En el contexto del procesamiento de señales, la convolución se utiliza para cambiar la forma de una señal al pasar a través de un sistema, como un filtro, Figura 2.1.



**Figura 2.1:** Modelo de un sistema de convolución continua

En el procesamiento de la señal, una de las funciones ( $v$ ) se toma como una respuesta de impulso de filtro fijo, y se conoce como núcleo.

$$(v * u)(t) \equiv \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau - t)v(\tau)d\tau$$

$$(v * u)(t) \equiv \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau)v(t - \tau)d\tau$$

### 2.2.1.2. Correlación

La correlación es una operación matemática que permite cuantificar el grado de similitud entre dos señales, aunque aparentemente no haya evidencias de coincidencia temporal entre ellas.

En el análisis de señales la correlación se transforma en una pieza clave, pues tiene un amplio abanico de aplicaciones: la geología, medicina, economía entre otros. La estimación de retardos en radar y sonar, la detección y sincronización en comunicaciones digitales; el control predictivo de maquinas y procesos; el estudio de entornos acústicos; la estimación espectral o la identificación de sistemas son ejemplo de aplicaciones de la correlación en el campo de la ingeniería.

La correlación cruzada se usa para encontrar dónde coinciden dos señales:  $u(t)$  es la forma de onda de prueba. si  $v(t)$  contiene  $u(t)$  con un retardo desconocido y ruido agregado.

Se define la correlación cruzada de dos secuencias reales de energía,  $u(t)$ , e  $v(t)$  como:

$$C(t) = u(t) * v(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau)v(t + \tau)d\tau \quad (2.1)$$

Nótese que la variable independiente de  $C(t)$  no es el eje del tiempo  $t$ , sino que es una variable  $\tau$  que indica el desplazamiento relativo entre las secuencias  $u(t)$ , e  $v(t)$ . Donde alcanza un pico en el intervalo de tiempo donde  $u(\tau - t)$  mejor coincide con  $v(\tau)$  [17].

El máximo se produce en  $\tau=1$ , ya que la correlación indica la similitud entre secuencias: cuando más se parece una secuencia a otra es cuando la comparación se efectuá en el origen del muestreo.

El conjugado complejo,  $u^*(\tau)$  no hace ninguna diferencia si  $u(t)$  tiene un valor real, pero hace que la definición funcione incluso si  $u(t)$  tiene un valor complejo

La correlación cruzada correspondiente en el dominio de frecuencia  $C(f)$ , es definido de la siguiente manera:

$$C(f) = U^*(f)V(f) \quad (2.2)$$

La normalización se realiza a través de Cauchy-Schwarz inequality de la siguiente

manera:

$$\begin{aligned} & \left| \int_{-\infty}^{\infty} u^*(\tau)v(\tau)d\tau \right|^2 \leq E_u E_v \\ \Rightarrow |w(t_0)|^2 &= \left| \int_{-\infty}^{\infty} u^*(\tau - t_0)v(\tau)d\tau \right|^2 \leq E_v E_u = E_v E_u \end{aligned}$$

para  $t_0$  arbitrario, entonces debemos tener  $|w(t)| \leq \sqrt{E_u E_v}$  por lo que la normalización de la correlación cruzada entre las señales  $u(t)$  y  $v(t)$  es:

$$z(t) = \frac{u(t) \otimes v(t)}{\sqrt{E_u E_v}} \quad (2.3)$$

Con propiedades  $|z(t)| \leq 1$  para toda  $t$

### 2.2.2. Magnitudes y momento

Varias escalas de magnitud utilizan la amplitud máxima y, a menudo, el período correspondiente. La primera medida introducida fue la magnitud, que se basa en la amplitud de las ondas resultantes registradas en un sismograma. El concepto es que la amplitud de la onda refleja el tamaño de los eventos sísmicos una vez que las amplitudes.

#### 2.2.2.1. Magnitud Coda

La magnitud más simple de usar para los eventos sísmicos locales es la magnitud de la coda (también llamada magnitud de duración). Las ondas coda son ondas dispersas que irradian desde el hipocentro del evento sísmico y son las últimas señales en llegar. Una definición común de la longitud de la coda ( $C$ ) es la duración total en segundos del evento sísmico registrado desde el  $P$  hasta el final de la señal definida como el punto donde la señal coda ya no se ve por encima del ruido. También es posible estimar las magnitudes de eventos sísmicos grandes a distancias telesísmicas utilizando la longitud de la  $M_c$ , sin embargo, este no es un método utilizado habitualmente. Si la amplitud inicial de la señal es mayor, la longitud de la coda también será mayor a medida que las ondas dispersas de más lejos lleguen a la estación [47].

El tiempo de viaje de la onda codas,  $t_c$ , es dada por

$$t_c = t - t_O \quad (2.4)$$

donde  $t_O$  es el tiempo original. El comienzo de la señal,  $t_P$ , se toma al inicio de la fase P inicial. Entonces la duración de la coda de un evento está definida por

$$t_{\text{coda}} = t - t_P \quad (2.5)$$

Combinando (2.4) y (2.5), la duración de coda esta expresada por

$$t_{\text{coda}} = t_c - (t_P - t_O) \quad (2.6)$$

La escala de magnitud de coda tiene la forma

$$M_C = a \log(t_{\text{coda}}) + br + c \quad (2.7)$$

donde  $a$ ,  $b$ ,  $c$  son constantes y  $r$  es la distancia hipocentral [47]. Dado que el cálculo de la magnitud de la coda necesita la duración del evento (en segundos), se define un umbral en el espectro de frecuencia.

Las magnitudes de la coda dependen de manera principalmente de seleccionar el periodo de longitud lo más precisa. Un modelo establecido para el calculo de duración de coda no se ha definido, sin embargo en la práctica manual más común es leer el final del evento cuando el nivel de señal es similar al nivel de ruido. Este proceso es subjetivo ya que se define el final de la coda en el punto donde la amplitud de la onda es un factor dado por encima de la amplitud del ruido. Esto se puede usar en la determinación automática de la longitud de coda, pero no es muy fácil de usar manualmente.

### 2.2.2.2. Magnitud de Momento

Es la escala utilizada magnitudes con valores altos es la magnitud de momento  $M_W$ , entre las ventajas es que no se satura, a diferencia de cualquier otra escala es independiente del instrumento de medición. Su principal desventaja es que no es tan intuitivo ni inmediato su cálculo, aunque sí su definición, además, otro de los inconvenientes de utilizar esta escala es que no muestra exactamente la energía el liberada en el foco, debido a que ésta depende de la caída de esfuerzos en la falla, y el momento sísmico se calcula para una caída de esfuerzos constante [49].

La magnitud del momento se puede estimar a partir de la liberación de energía o momento sísmico  $M_0$ , la frecuencia de esquina del espectro  $f_c$  y la caída de esfuerzo del deslizamiento  $\Delta\sigma$  [64]. La frecuencia de esquina se puede definir como la frecuencia por debajo de la cual se concentra la mayor parte de la energía en las grabaciones de desplazamiento [36]. La caída de esfuerzo,  $\Delta\sigma$ , es el cambio de esfuerzo durante el evento y se supone independiente del momento sísmico [64]. Bajo el modelo de Brune [9, 8] y suponiendo que la frecuencia de esquina es inversamente proporcional a la raíz cúbica del momento sísmico [39], la relación entre  $f_c$ ,  $M_0$  y  $\Delta\sigma$  viene dada por [9, 8].

$$f_c = 4.91 \times 10^6 \beta \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (2.8)$$



donde  $\beta$  es la velocidad de la onda de corte en  $km/s$ , la caída del estrés  $\Delta\sigma$  es medida en bars, la frecuencia de esquina  $f_c$  es en Hertz, y el momento sísmico es en  $dyne\ cm$  [5]. Una vez obtenido el momento sísmico, la magnitud del momento se calcula mediante la relación [47]

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.07 \quad (2.9)$$

### 2.2.3. Efecto de Sitio

El efecto de sitio sísmico es la respuesta del suelo debido a las condiciones geológicas locales. Se caracteriza por la frecuencia fundamental (o período fundamental) del terreno. El método de Nakamura [41] se basa en encontrar la energía máxima a partir de la relación  $H/V$ , donde  $H$  indica las componentes horizontales y  $V$  la componente vertical del registro sísmico en el dominio de la frecuencia.

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (NS_n^2 + EW_n^2)}{\sum_{n=1}^N V_n^2}} \quad (2.10)$$

Donde  $NS_n$ ,  $EW_n$ , y  $V_n$  son los espectros discretos en las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y vertical, respectivamente.  $N$  es el número de frecuencias discretas. La frecuencia que maximiza el valor de  $H/V$  corresponde a la frecuencia fundamental.

### 2.2.4. Localización Espacial y Temporal

La localización de un evento sísmico implica la determinación tanto del tiempo de inicio de la ruptura como de las coordenadas del hipocentro. Si estos parámetros se calculan a partir de la lectura de los tiempos de llegada de las ondas, la información obtenida proporcionará detalles sobre el lugar y el momento de inicio de la ruptura. El tiempo de origen, se determina como parte del proceso general de localización que se describirá a continuación. La localización espacial se define mediante las coordenadas geométricas de su hipocentro (latitud, longitud y profundidad) [26, 38].

La localización espacial y temporal de eventos sísmicos se lleva a cabo mediante algoritmos computacionales que utilizan los tiempos de llegada de las ondas P y S registrados en diferentes estaciones. Uno de los algoritmos más ampliamente utilizados fue desarrollado por Geiger en 1910 y se basa en la minimización de las diferencias entre los tiempos de llegada teóricos y los observados para las fases registradas [31, 44, 48, 65].

Este algoritmo comienza con un hipocentro provisional y un modelo de distribución de velocidades en función de la profundidad. Luego, se ejecuta un proceso iterativo en el que se ajusta el hipocentro provisional hasta que se obtiene una solución matemática con

el grado de precisión requerido. En cada iteración, se calculan las derivadas parciales de los tiempos de recorrido con respecto a la posición de la fuente, y se realiza la inversión de la matriz correspondiente para obtener un hipocentro actualizado. Este proceso se repite hasta alcanzar una convergencia satisfactoria [34]. Este método ha dado lugar a muchos programas de localización (HYP071, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.)

El tiempo de llegada ( $t$ ) de una onda sísmica generada por un evento es una función no lineal de las coordenadas de la estación ( $s$ ), los parámetros hipocentrales ( $h$ ) y el modelo de velocidad ( $m$ ).

$$t_{obs} = f(s, h, m) \quad (2.11)$$

Generalmente, los parámetros verdaderos del hipocentro y el modelo de velocidad no son conocidos de antemano. Por lo tanto, para resolver este problema, se utiliza un modelo de velocidad a priori y se realiza una búsqueda iterativa utilizando una ubicación inicial de prueba hacia las estaciones de monitoreo, con tiempos de llegada teóricos calculados. Luego, se calcula el tiempo de viaje residual como la diferencia entre los tiempos observados y los tiempos calculados, expandiendo la función de las diferencias entre los parámetros estimados y los verdaderos del hipocentro y la velocidad.

Los parámetros del modelo de hipocentro-velocidad se pueden expresar en notación matricial como:

$$Vec_t = HVec_h + M_v Vec_m + e = Ad + Vec_e \quad (2.12)$$

dónde:

- $Vec_t$ : vector de residuos de tiempo de viaje;
- $H$ : matriz de derivadas parciales del tiempo de viaje con respecto a los parámetros hipocentrales;
- $Vec_h$  = vector de ajustes de parámetros hipocentrales;
- $M_v$ : matriz de derivadas parciales de tiempos de viaje con respecto a los parámetros del modelo;
- $Vec_m$ : vector de ajustes de parámetros de velocidad;
- $Vec_e$  vector de errores en el tiempo de viaje;
- $A$  matriz de todas las derivadas parciales;
- $d$  vector de ajustes de parámetros hipocentrales y modelo.

### 2.2.5. Funciones de Green

La función de Green (GF) es una solución básica a una ecuación diferencial lineal, un componente básico que se puede utilizar para construir muchas soluciones útiles.

En el contexto de la sismología, las funciones de Green,  $G_{in}$ , son la respuesta del medio a un pulso unitario. Entonces  $G_{in}$  representa el componente  $i$  de la señal cuando el impulso unitario va en la dirección  $n$ . Matemáticamente, estas funciones se representan mediante operadores que relacionan la excitación sísmica en un punto dado con la respuesta sísmica en otro punto.

Si el impulso unitario se aplica en  $x = \zeta$  y  $t = \tau$ , y en la dirección de  $n$ , la  $i$ -ésima componente del desplazamiento en  $(x, t)$  es  $G_{in}(x, t; \zeta, \tau)$ . Este tensor depende tanto de las coordenadas del receptor como de la fuente y satisface las ecuaciones:

$$\rho \frac{\partial^2 G_{in}}{\partial t^2} = \delta_{in} \delta(x - \zeta) \delta(t - \tau) + \sum_{jkl} \frac{\partial}{\partial x_j} \left( c_{ijkl} \frac{\partial G_{kn}}{\partial x_l} \right) \quad (2.13)$$

Para especificar una solución única de las ecuaciones 2.13 se deben de determinar condiciones iniciales para  $G_{in}(x, t; \zeta, \tau)$  y su derivadas. Alternativamente se pueden establecer las condiciones de frontera sobre la superficie (por ejemplo, si es rígido o libre).

Las funciones de Green se derivan comúnmente mediante métodos teóricos basados en la teoría de la elasticidad, que describe la propagación de ondas en un medio elástico. Sin embargo, también se pueden determinar empíricamente a partir de observaciones de registros sísmicos reales.



# Metodología

---

## 3.1. Eventos Tectónicos

La metodología propuesta para el logro del objetivo planteado es utilizar datos de banda ancha proporcionados por el consorcio IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) [21].

Partiendo de nuestra hipótesis los eventos sísmicos pueden servir como plantillas para detectar forma de onda similares con un índice de correlación alto ( $> 0.8$ ).

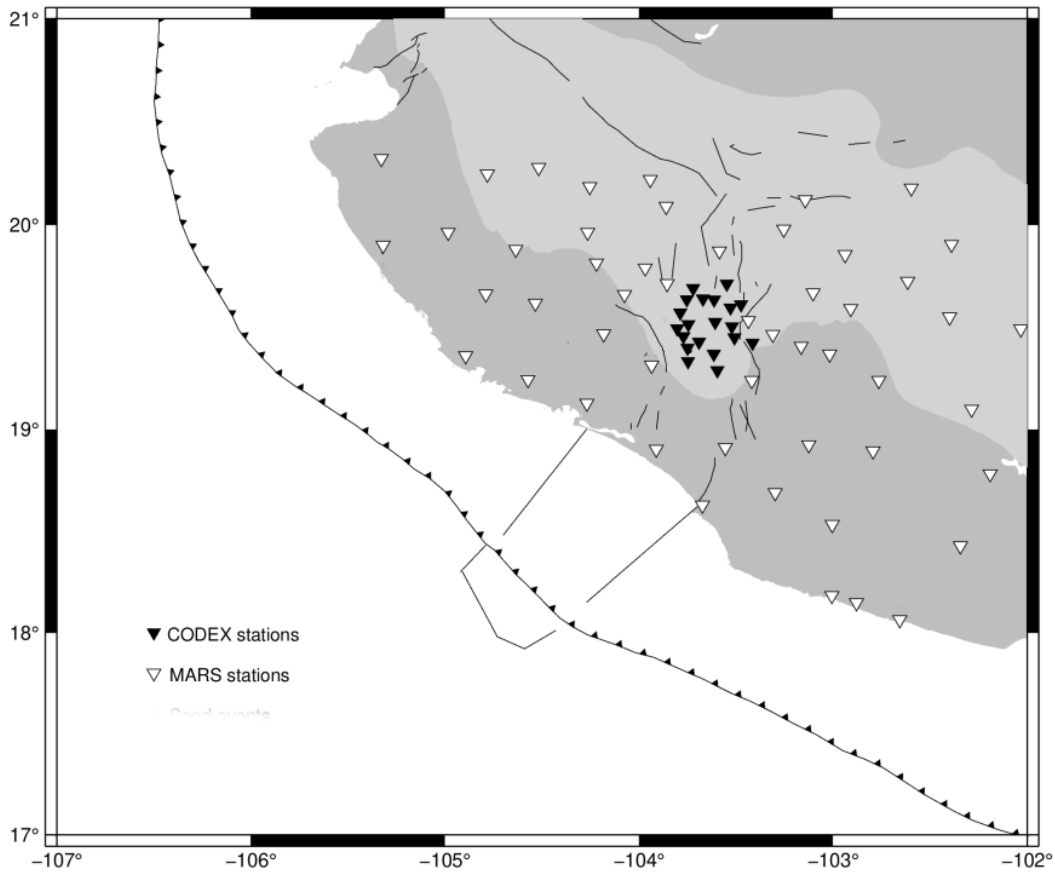
### 3.1.1. Adquisición de Datos

La metodología comienza con un catálogo que consta de 3021 señales, las cuales representan 293 eventos maestros y sus formas de onda asociadas (plantillas). Cada una de estas señales está compuesta por los canales horizontal, este-oeste y norte-sur. Este catálogo fue procesado en Centro Universitario de la Costa de la Universidad de Guadalajara [15] y sus frentes de ondas asociados funcionan como eventos maestros  $u(t)$ .

Posteriormente, en este conjunto de datos se analiza los datos recopilados por los experimentos temporales Colima Deep Experiment (CODEX) [73] y Mapping of the Rivera Subduction Zone (MARS) [25] en el oeste de México. El experimento CODEX comprendió 22 estaciones sísmicas de banda ancha distribuidas alrededor del complejo volcánico de Colima, que registraron datos entre 2006 y 2008 a una frecuencia de muestreo de 100 Hz. Por otro lado, el conjunto MARS consistió en 50 estaciones de banda ancha instaladas en los bloques de Jalisco y Michoacán entre enero de 2006 y mayo de 2007, con una frecuencia de muestreo de 40 Hz (Ver Figura 3.1).

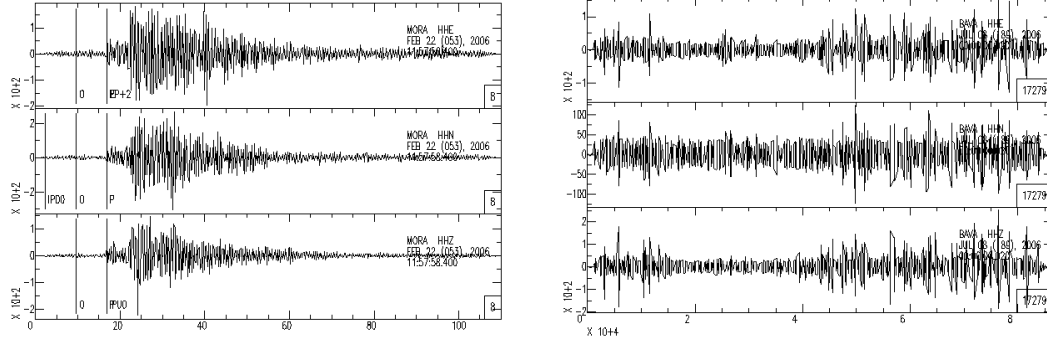
### 3. METODOLOGÍA

---



**Figura 3.1:** El mapa muestra las estaciones sísmicas de los experimentos CODEX y MARS (triángulos blancos y negros invertidos, respectivamente).

Los registros de las estaciones sísmológicas de cada experimento se solicitan al IRIS DMC y, una vez obtenido el acceso, se organizan por día juliano, descargando las tres componentes de cada estación (ver Figura 3.2). Para este estudio, solo se consideran los registros que corresponden al componente vertical de cada evento principal, denotado como  $u(t)$ , así como la plantilla del día en análisis, representada como  $v(t)$ . Estos registros se utilizarán para la búsqueda de eventos candidatos.



**Figura 3.2:** Muestra de los registros utilizados, en la derecha señales de un evento maestro  $u(t)$ , del lado izquierdo los registros de una estación  $u(t)$ .

### 3.1.2. Identificación de eventos candidatos

Con el fin de reducir el tiempo de procesamiento, se aplicó un proceso de diezmo a los datos  $v(t)$ , en el cual solo se consideraron los valores pares de la serie temporal. Posteriormente, se definieron intervalos de observación para cada registro  $v(t)$ . Este proceso se llevó a cabo mediante el uso de ventanas de observación que se deslizan a lo largo de los registros. Se optó por ventanas cortas en periodo de tiempo, dividiendo el conjunto en 19 intervalos de tiempo,  $v_i(t)$ , que abarcan la totalidad de  $v(t)$ . Además, se crearon 18 ventanas adicionales para cubrir las intersecciones de las ventanas  $v_i(t)$  y verificar la presencia de eventos entre ventanas adyacentes.

Para la identificación de eventos sísmicos candidatos en el dominio de la frecuencia, se define la correlación cruzada correspondiente,  $C_i(f)$ , según la ecuación 2.1. Cada ventana de frecuencia  $V_i(f)$  se correlaciona con la plantilla  $U(f)$ . Posteriormente, se aplica un umbral específico para identificar las correlaciones cruzadas superiores a dicho umbral. Además, se realiza una normalización utilizando la desigualdad de Cauchy-Schwarz mediante la ecuación 2.3.

Una vez identificadas las formas de onda similares a los eventos maestros, el siguiente paso consiste en extraer las formas de onda candidatas en el dominio del tiempo. Cada candidato se presenta en el formato Código de Análisis Sísmico (SAC) en el dominio del tiempo [21]. Para detectar la llegada de cada candidato,  $v_i(t)$ , se estima el tiempo de llegada mediante un selector automático, por ejemplo, APK de herramientas SAC. Si tres o más estaciones tienen horarios de llegada cercanos, la señal se recorta en los tres canales de cada estación y se guarda en un directorio individual.

### 3.1.3. Localización preliminar

Una vez que se han localizado y agrupado las formas de onda con tiempos cercanos, se lleva a cabo una localización preliminar para obtener los parámetros de los eventos, que incluyen latitud, longitud, profundidad y hora de origen (consulte la sección 2.2.4). Estos parámetros se estiman utilizando el software Hypoinverse [35], el cual lee el momento del inicio de la señal sísmica (inicio de la fase P) y la calidad de la llegada para calcular los parámetros del evento. Tomando en cuenta que se conoce un modelo unidimensional de velocidades. Se utiliza un modelo de velocidad a priori presentado por Gómez [22], los tiempos de llegada de las ondas P y S son generadas en el paso anterior, las latitudes y longitudes de las estaciones sísmicas se proporcionan en un archivo separado. Hypoinverse genera un conjunto de parámetros de eventos para una profundidad de prueba, variando las profundidades de las pruebas, en este trabajo se realiza una búsqueda iterativa dentro de un rango de profundidades de 0 a 100 km. hasta que se minimiza el error en la profundidad del hipocentro. Se consideran como localización preliminar los parámetros del evento que minimizan la incertidumbre en la profundidad hipocentral.

### 3.1.4. Relocalización

Los resultados de la localización previa se reajustan utilizando un algoritmo de doble diferencia con el software HypoDD [70], una herramienta ampliamente utilizada en sismología para la reubicación precisa de eventos sísmicos. HypoDD es especialmente útil para mejorar la precisión de las ubicaciones de eventos sísmicos que están cercanos entre sí y que pueden generar ambigüedades en sus ubicaciones.

La doble diferencia es un enfoque que compara las diferencias en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas entre pares de estaciones sísmicas comunes para múltiples eventos. Al tener en cuenta estas diferencias entre los pares de estaciones, el algoritmo de HypoDD puede calcular y ajustar las ubicaciones de los eventos sísmicos de manera más precisa que utilizando solo los tiempos de llegada absolutos.

HypoDD realiza la reubicación de los eventos sísmicos comparando los tiempos de llegada de ondas P y S, de los cuales se obtienen de la sección 3.1.2, estos tiempos de llegada se comparan entre estaciones en común; así como correlaciones cruzadas de formas de onda sísmica entre estaciones comunes calculadas con la ecuación 2.1. Utiliza estos datos para iterativamente mejorar las ubicaciones de los eventos sísmicos, reduciendo las incertidumbres y proporcionando una mejor comprensión de la distribución espacial de la actividad sísmica en una región específica. Durante este proceso, se llevan a cabo varias iteraciones para ajustar las ubicaciones de los eventos y gestionar las



incertidumbres asociadas. Finalmente, se obtienen las ubicaciones finales de los eventos sísmicos, que son fundamentales para comprender la actividad sísmica en la región estudiada.

### 3.1.5. Magnitud Coda

La magnitud de coda se calcula definiendo el final del evento en el momento  $t$ , donde la amplitud de la onda es un factor dado sobre la amplitud del ruido. Dado que el cálculo de la magnitud de coda necesita la duración del evento (en segundos), se define un umbral en el espectro de frecuencia. Suponiendo que la potencia del ruido es menor que la potencia de la señal del evento, se define un filtro de paso de banda con esquinas dinámicas que van de 1 a 35 Hz. Con este método, se pretende reducir el ruido de fondo inherente a la señal sísmica, empleando la técnica de umbralización mediante la transformada rápida de Fourier, ya que la señal se encuentra distribuida en valores pequeños, mientras que en los de valores grandes se presenta toda la información.

La determinación del final de la coda de cada señal se realiza analizando las variaciones de las señales por tramos de 2000 puntos. Si el promedio es cercano a cero, el comienzo de esa sección se identifica como el final de la coda.

El uso de este método es fundamental para obtener una medición precisa de la magnitud de coda de los eventos sísmicos. Permite reducir el impacto del ruido de fondo en la señal sísmica y, mediante la umbralización basada en la transformada rápida de Fourier, discriminar entre la señal de interés y el ruido. Esto asegura una mayor exactitud en la determinación del final del evento y, por lo tanto, en la estimación de su magnitud, lo que resulta crucial para comprender adecuadamente la naturaleza y la intensidad de los eventos sísmicos.

Cálculo de la magnitud de coda en México se determina con los parámetros.

$$M_c = 1.87 \log C - 0.86 \quad (3.1)$$

donde  $C$  es la duración del evento sísmico en segundos. esta formula fue obtenida por [24] de un análisis de réplicas del evento sísmico presentado en Oaxaca por por Zamora et [74] al en el año de 1978 en la costa suroeste de México.

## 3.2. Tremores

Una vez concluida la detección de eventos sísmicos de tipo tectónico, se propone continuar con la metodología para detectar tremores con frecuencias dominantes entre

### 3. METODOLOGÍA

---

1 y 10 Hz. Esta decisión se basa en los resultados obtenidos en la sección 3.1, donde se han identificado eventos sísmicos asociados con la actividad tectónica. Para ello, se utilizan los frentes de onda de estos eventos sísmicos detectados debajo de la zona sismogénica, que se encuentran a profundidades entre 29 y 50 km.

El análisis se centra en los resultados de la sección 3.1.4, que proporcionan información precisa sobre la ubicación de los eventos sísmicos dentro de los rangos de profundidad establecidos. Aquellos eventos que cumplen con estos parámetros se seleccionan para su posterior análisis. A partir del catálogo de forma de onda obtenido en la sección 3.1.2, se extrae el tiempo de origen de estos eventos en sus tres componentes.

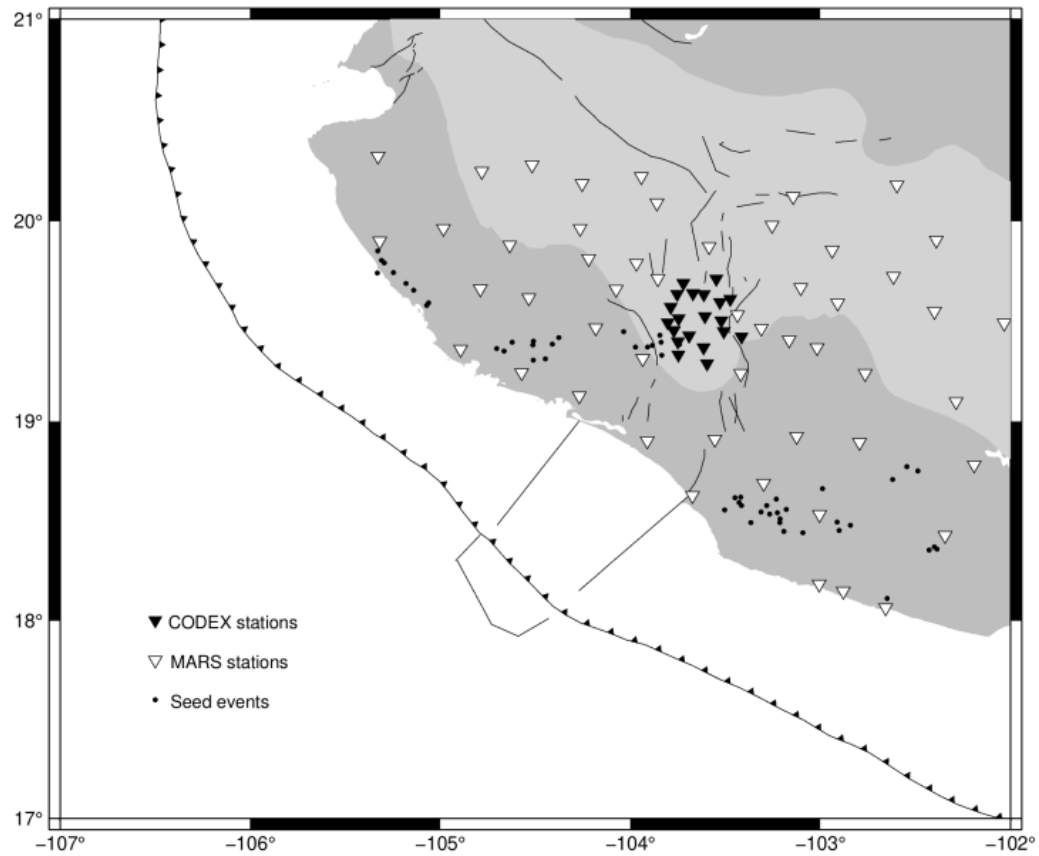
El conjunto resultante de estos eventos se denomina eventos maestros o plantillas  $u(t)$ . La premisa detrás de este enfoque radica en la capacidad de utilizar eventos tectónicos como funciones de Green empíricas como semillas para identificar y seleccionar tremores no volcánicos. Esta estrategia se basa en la idea de que los eventos tectónicos pueden proporcionar información relevante sobre la estructura y la dinámica del subsuelo, lo que permite detectar y caracterizar eventos sísmicos de baja frecuencia asociados con procesos geológicos como deslizamientos lentos o deformación a largo plazo de la corteza terrestre.

En la Figura 3.3 se muestra el conjunto de estaciones a estudiar y la ubicación de los eventos maestros que cumplen en el rango de profundidad establecidos.

#### 3.2.1. Adquisición de Datos

En esta sección, se ha desarrollado un script para facilitar la descarga de grabaciones diarias de las estaciones requeridas desde los repositorios del Fondo Sismológico para el Avance de las Geociencias (SAGE). La información necesaria para la descarga incluye el código de red asignado por SAGE, los nombres de las estaciones, el año, el mes, el canal y el día de inicio de la descarga, todos los cuales se pueden consultar en la página web del SAGE ([www.iris.edu](http://www.iris.edu)). Las grabaciones diarias descargadas se guardan en formato Código de Análisis Sísmico (SAC) [21] y se almacenan en un directorio nombrado según el código de red y clasificado por el calendario de días julianos.

El script no solo descarga los archivos de grabación, sino que también realiza un paso crucial en el preprocesamiento de los datos: elimina la respuesta del instrumento de los datos sin procesar. Este paso es esencial porque los datos sin procesar pueden verse fuertemente afectados por el tipo de sensor sísmico utilizado. La eliminación de la respuesta del instrumento permite corregir este efecto y mejorar la calidad de los datos. Los archivos de respuesta necesarios para este proceso se pueden descargar de los repositorios de SAGE, especificando el código de red, los nombres de las estaciones, el canal y la fecha de operación. Estos archivos de respuesta se almacenan en un directorio



**Figura 3.3:** El mapa muestra las estaciones sísmicas de los experimentos CODEX y MARS (triángulos blancos y negros invertidos, respectivamente). Los epicentros de los eventos principales están marcados con círculos negros.

con el nombre del código de la estación.

Una vez que se han descargado los archivos de respuesta, se procede a corregir los datos brutos según la respuesta del instrumento utilizando las utilidades del Código de Análisis Sísmico [21]. Es importante destacar que los datos sin procesar se informan de forma predeterminada como registros de velocidad, y durante el proceso de corrección, se convierten en registros de desplazamiento para su posterior análisis y evaluación.

#### 3.2.2. Identificación de Eventos Candidatos

El método propuesto anteriormente se basa en la capacidad de detectar eventos tectónicos (sección 3.1.2) y utilizarlos como funciones de Green para la identificación de temblores no volcánicos. Las funciones de Green, que actúan como respuesta unitaria del medio, son fundamentales para generar tremores. Estos eventos tectónicos sirven como plantillas que se emplean para identificar tremores de mayor magnitud a través de la correlación cruzada en el dominio de la frecuencia, como se describe en la ecuación 2.1.

Para garantizar la eficacia del método, se realiza un proceso de preprocesamiento de las plantillas, siguiendo los mismos pasos que se aplican a los datos descargados, tal como se detalla en la Sección 3.2.1. Además, al igual que en la identificación de eventos tectónicos, solo se considera la componente vertical de los eventos, que se originan debajo de la zona sismogénica, donde típicamente se han observado tremores no volcánicos, en profundidades comprendidas entre 29 y 50 km.

Para agilizar el procesamiento de los datos, se aplica un proceso de diezmado a los datos  $v(t)$ , donde se conservan únicamente los valores pares de la serie temporal. Posteriormente, se dividen los datos en intervalos de observación mediante el uso de ventanas deslizantes a lo largo de los registros. Se ha optado por utilizar ventanas cortas en el periodo de tiempo, dividiendo el conjunto en 19 intervalos de tiempo ( $v_i(t)$ ) que abarcan toda la serie temporal  $v(t)$ . Además, se crean 18 ventanas adicionales para cubrir las intersecciones entre las ventanas  $v_i(t)$  y verificar la presencia de eventos entre ventanas adyacentes.

Para la identificación de tremores candidatos en el dominio de la frecuencia, se define la correlación cruzada correspondiente,  $C_i(f)$ , utilizando la ecuación 2.1. Cada ventana de frecuencia  $V_i(f)$  se correlaciona con la plantilla  $U(f)$  y se aplica un umbral específico para identificar las correlaciones cruzadas superiores a dicho umbral. Además, se realiza una normalización utilizando la desigualdad de Cauchy-Schwarz mediante la ecuación 2.3.

Una vez identificadas las formas de onda correspondientes a los tremores candidatos, el siguiente paso consiste en extraer las formas de onda en el dominio del tiempo. Cada candidato se presenta en el formato Código de Análisis Sísmico (SAC) [21]. Para detectar la llegada de cada candidato,  $v_i(t)$ , se estima el tiempo de llegada mediante un selector automático, como APK de herramientas SAC, que se utiliza como parámetro inicial para determinar el inicio del temblor.

Para realizar el agrupamiento de los tremores candidatos, se recorta la señal en los tres canales de cada estación si tres o más estaciones tienen horarios de llegada cercanos, se guardan en un directorio individual. Dado que normalmente no hay llegadas claras de P o S, este procedimiento es semiautomático y requiere un análisis visual

para comprobar si los registros corresponden a un tremor. Es importante depurar los resultados obtenidos mediante un análisis visual para garantizar la calidad de los datos seleccionados y mejorar la precisión del estudio. Por lo tanto, este proceso es semi-automático y requiere una cuidadosa revisión manual para asegurar la validez de los resultados.

### 3.2.3. Cálculo de Magnitud de Momento

Para calcular con precisión la magnitud del momento de un evento sísmico, es crucial tener en cuenta varios parámetros clave, incluida la liberación de energía o momento sísmico  $M_0$ , la frecuencia de esquina del espectro  $f_c$  y la caída de esfuerzo del deslizamiento  $\Delta\sigma$ . La magnitud del momento sísmico  $M_w$  se deriva de estos componentes mediante la ecuación 2.9. La frecuencia de esquina se define como la frecuencia por debajo de la cual se concentra la mayor parte de la energía en las grabaciones de desplazamiento; en otras palabras, es el punto en el espectro de frecuencias donde la energía comienza a disminuir notablemente. Esta frecuencia se determina a partir del espectro de frecuencias de cada registro sísmico. Dado que cada evento sísmico generalmente incluye múltiples registros con valores de frecuencia de esquina similares, se calcula un promedio para obtener una estimación representativa de la frecuencia de esquina para cada evento.

Con estos valores de frecuencia de esquina calculados automáticamente, se pueden sustituir en la ecuación 2.8 para obtener el momento sísmico como se muestra a continuación:

$$M_0 = \frac{\beta}{\left(\frac{f_c}{4.91 \times 10^6}\right)^3} \quad (3.2)$$

Este proceso es fundamental para comprender la distribución de la energía en los registros sísmicos y proporciona información vital para calcular con precisión el momento sísmico. Además, el módulo de frecuencia de esquina desempeña un papel crucial al generar un archivo dedicado que almacena información sobre cada grabación seleccionada, incluidos detalles como la estación, la frecuencia de esquina (en Hz) y el número de incidencias. Estos datos son esenciales para estimar el momento sísmico utilizando la ecuación 2.9, junto con parámetros locales específicos: una velocidad de corte ( $\beta$ ) de 3,4 km/s y una caída de esfuerzo constante de  $\Delta\sigma = 100$  bares [22].

#### 3.2.4. Efecto de Sitio

El proceso de cálculo del efecto de sitio  $H/V$  es fundamental para comprender la respuesta del suelo en una región determinada. En este estudio, finalizamos con el análisis del efecto de sitio  $H/V$ , el cual se realiza en las estaciones que se utilizaron para la identificación de los tremores. Para cada estación registrada en los diferentes eventos identificados en la sección 3.2.2, se consideran los tres canales de registro disponibles. Luego, se obtiene el espectro de frecuencia de cada canal mediante la transformada rápida de Fourier (FFT), lo que permite determinar la energía máxima a partir de la relación  $H/V$ . Aquí,  $H$  representa las componentes horizontales y  $V$  la componente vertical del registro sísmico en el dominio de la frecuencia, como se describe en la ecuación 2.10.

El objetivo de este proceso es conocer la respuesta del suelo ante las condiciones geológicas locales, lo que se caracteriza por la frecuencia fundamental (o período fundamental) del terreno. Esta información resulta invaluable en el análisis de peligros y riesgos sísmicos, así como en la ingeniería sísmica, ya que proporciona una comprensión detallada de cómo las características del suelo pueden influir en la propagación y amplificación de las ondas sísmicas, lo que a su vez impacta en la vulnerabilidad de las estructuras y en la planificación urbana y de infraestructuras en áreas sísmicamente activas.

# Publicaciones

---

El presente capítulo se centra en la detección de eventos sísmicos de menor magnitud y su utilización como funciones de Green para la identificación y caracterización de tremores no volcánicos en la misma región. Además, exploraremos la viabilidad y las ventajas potenciales de utilizar eventos sísmicos similares como funciones de Green para mejorar la detección y caracterización de tremores no volcánicos.

## 4.1. CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain

Este estudio se inició utilizando una base de datos proporcionada por la Universidad de la Costa de la UDG [15]. Esta base de datos consta de 3021 señales que representan 293 eventos sísmicos de tipo tectónico. El propósito de este estudio es aplicar métodos útiles para la extracción de nuevos eventos tectónicos.

Los resultados obtenidos se detallan en el artículo [50] el cual está disponible en [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-35311-6\\_49](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-35311-6_49), donde se ha desarrollado un sistema para la selección y análisis de eventos tectónicos. En este trabajo, se presenta una metodología propuesta para la automatización de la creación de catálogos de eventos sísmicos, junto con su información hipocentral asociada. Esta propuesta se basa en un detector mediante correlación cruzada, diseñado para identificar formas de onda sísmicas en el dominio de la frecuencia. El algoritmo propuesto logró identificar 1003 eventos con magnitudes de coda que oscilan entre 1.2 y 3.8. A través de los análisis y pruebas realizadas, se puede concluir que el código genera una buena relación Gutenberg-Richter para el conjunto de datos analizado.

En el artículo "*CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain*" Se presenta un sistema el cual usa correlación cruzada para detectar formas de onda sísmicas en el dominio de la frecuencia. Un evento sísmico conocido (evento maestro) se realiza una correlación con los datos correspondientes a un día de registro continuo. El evento maestro se desplaza a lo largo del registro de un día y se calcula la correlación cruzada en el dominio de la frecuencia. Bajo el supuesto de que la correlación cruzada de dos eventos sísmicos con puntos de ruptura iniciales cercanos es alta, es posible buscar eventos ocultos en una ventana de tiempo grande [20], los candidatos a eventos sísmicos se seleccionan definiendo un umbral en el coeficiente de correlación cruzada de 0.8. Transformando los candidatos seleccionados nuevamente al dominio del tiempo, se obtiene una señal sísmica candidata. Las formas de onda están vinculadas a un selector de fase automático, un algoritmo de ubicación, un código de re-ubicación de doble diferencia y una calculadora de magnitud de coda. El código se prueba en un catálogo de 293 eventos maestros del occidente de México. El conjunto de datos analizado fue un experimento Pascal temporal (CODEX). El conjunto CODEX estuvo formado por 22 estaciones de banda ancha ubicadas alrededor del complejo volcánico de Colima. El código pudo identificar 1003 eventos con una magnitud de coda de 1,2 a 3,8.

Este artículo se envió a 12th Computer Science On-line Conference 2023.  
Software Engineering Research in System Science.

- Published 09 July 2023
- Print ISBN 978-3-031-35310-9
- Online ISBN978-3-031-35311-6
- DOI [https://doi.org/10.1007/978-3-031-35311-6\\_49](https://doi.org/10.1007/978-3-031-35311-6_49)
- Source Normalized Impact per Paper (SNIP): 1.669
- [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-35311-6\\_49](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-031-35311-6_49)





# CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain

Carlos Ramírez Piña<sup>1</sup>, Christian R. Escudero<sup>2</sup>, J. A. Hernández-Servín<sup>1</sup>(✉),  
and Gerardo León Soto<sup>3</sup>(✉)

<sup>1</sup> Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, Estado de México, Mexico  
[joseph\\_servin@uaemex.mx](mailto:joseph_servin@uaemex.mx)

<sup>2</sup> Centro Universitario de la Costa, Universidad de Guadalajara, Puerto Vallarta,  
Jalisco, Mexico

<sup>3</sup> Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de  
San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, Mexico  
[gleon@umich.mx](mailto:gleon@umich.mx)

**Abstract.** A cross correlation code to detect seismic waveforms in the frequency domain is presented. A known seismic event (master event) is correlated with data corresponding to a one-day of continuous recording. The master event is shifted along the one-day recording and cross correlation in the frequency domain is computed. Earthquake candidates are selected by defining a threshold in the cross correlation coefficient. Transforming the selected candidates back to the time domain, a candidate seismic signal is obtained. Waveforms are linked to an automatic phase picker, location algorithm, double-difference relocation code, and a coda magnitude calculator. The code is tested on a catalog of 293 master events in western Mexico. The dataset analyzed was a temporal Passcal experiment (CODEX). CODEX array consisted of 22 broadband stations located around the Colima volcanic complex. The code was able to identify 1003 events ranging in coda magnitude from 1.2 to 3.8. The code is now public available in the GitLab repository <https://gitlab.com/cramirezp/crossquake.git>.

**Keywords:** seismic signals · cross correlation · automatic detection

## 1 Introduction

Automatic detection of seismic waveforms is a routine in seismic observatories worldwide. Numerical codes have been successfully implemented in order to identify earthquake signals. The most common algorithm to detect seismic events is the short-time-average/long-time-average trigger (STA/LTA) algorithm [1]. The algorithm continuously estimates the average amplitude of a seismic signal in two windows of different lengths. The short time window (STA) is sensitive to changes in the signal amplitude, while the long time window (LTA) provides

information about the background seismic noise. Signal detection is made when the ratio, STA/LTA, exceeds a pre-set value. In order to detect specific seismic signals, the STA/LTA algorithm requires the calibration of parameters, e.g., window length, signal filters, trigger threshold. In this way, the major limitation of the algorithm STA/LTA is the time-consuming process of tuning such parameters for the correct identification of specific seismic signals. This is an issue when identification of small magnitude earthquakes is required.

Since tectonic earthquakes are generated on geological faults, their epicentral distributions are bounded to regions where active faults are present. Geological active faults are the boundary of two crustal blocks moving with respect to each other. Even though tectonic stresses induce motion of the tectonic blocks, their common boundary (the fault itself) often keeps locked by friction. During this process, strain is being accumulated along the fault until a threshold is reached. At this point, the fault yields, and a fraction of the accumulated strain energy is released, giving rise to an earthquake, and the cycle repeats itself. This stick-and-slip behavior of a fault suggests that the source of seismic events is nearly similar when they are nucleated from a nearby region of a fault. It is then expected that earthquakes with close hypocenters within a fault have similar waveforms [2].

Under the assumption that cross correlation of two earthquakes with nearby initial rupture points is high, it is possible looking for hidden events in a large time window [3]. By cross correlating waveforms of a well located earthquake (which we call master event) along a time window, it is possible screening for similar waveforms. This method has been applied successfully in the time domain [3,4], however, the procedure is time consuming. In the frequency domain, cross correlation reduces to an arithmetic multiplication and processing times are significantly reduced.

## 2 Methodology

It is proposed a methodology to detect waveforms similar to seismic signals previously detected by a seismic network. These known signals are called *master events* or *templates*. The proposed methodology has five steps: Identification of candidates by cross correlation, extraction of candidate events, previous localization of detected events, relocation of located events, and coda magnitude computation.

### 2.1 Identification of Candidate Events

It is assumed that a catalog of master events and its associated waveforms (templates) are available. A master event catalog may downloaded from available international seismological catalogs or created by manual selection. Waveforms are available from open repositories such as SAGE (Seismological Facility for the Advancement of Geoscience) [5]. It is also assumed that continuous recordings of the seismic stations arranged by day are available.

The method only considers the vertical component of each master event,  $u(t)$  and day template,  $v(t)$ . Each time series  $v(t)$  is divided in 19 disconnected time intervals,  $v_i(t)$ , that cover  $v(t)$ . A fast Fourier transform is applied to each waveform template,  $u(t)$ , and each time interval,  $v_i(t)$ , to obtain the frequency spectra  $U(f)$  and  $V_i(f)$ , respectively. Additionally, there were defined 18 windows covering the intersections of the  $v_i(t)$  windows to check if an event is between adjacent windows. In order to reduce processing time, a decimation of the data was performed. It was taken into account only the even values of the time series.

In the time domain, the cross correlation of  $u(t)$  and  $v_i(t)$ ,  $C_i(t)$ , is defined by

$$C_i(t) = u(t) * v_i(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau)v_i(t + \tau) d\tau \quad (1)$$

The corresponding cross correlation in the frequency domain,  $C_i(f)$ , is given by

$$C_i(f) = U^*(f)V_i(f) \quad (2)$$

Each frequency window  $V_i(f)$  is cross correlated as a data streaming over the template  $U(f)$ . Cross correlations greater than an specified threshold are marked.

It was performed a normalization with the Cauchy-Schwarz inequality

$$\left| \int_{-\infty}^{\infty} u^*(\tau)v_i(\tau)d\tau \right|^2 \leq E_u E_v \quad (3)$$

$$\Rightarrow |w(t_0)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{\infty} u^*(\tau - t_0)v_i(\tau)d\tau \right|^2 \leq E_v E_u = E_v E_u \quad (4)$$

for  $t_0$  arbitrary. Then,  $|w(t)| \leq \sqrt{E_u E_v}$  and the normalized cross correlation of  $u(t)$  and  $v_i(t)$  is given by

$$z(t) = \frac{u(t) \otimes v_i(t)}{\sqrt{E_u E_v}} \quad (5)$$

Once that similar waveforms to the master events have been identified, the next step is extracting the candidate waveforms in the time domain. Each candidate is written in the time domain in Seismic Analysis Code (SAC) format [6]. In order to detect the onset of each candidate,  $v_i(t)$ , the arrival time is estimated applying an automatic picker (e.g. APK of SAC tools). If three or more stations have close arrival times, the signal is cut in the three channels for each station and saved in an individual directory for further analysis.

## 2.2 Extraction of Candidate Events

Candidate events were classified by waveform template and extracted from the time series in three channels. An automatic peaker to mark the onset of the seismic signal and its quality was applied and this information recorded for further analysis. Wavefronts and picking information is recorded in an individual directory by candidate event. This procedure is still semiautomatic, the analyst needs to check whether the wavefronts and pickings are appropriate before processing.

### 2.3 Previous Location

As a first step, the event parameters (i.e., latitude, longitude, depth, and origin time) of grouped events are estimated using the HypoInverse software [7]. HypoInverse reads the timing of the onset of the seismic signal (beginning of the P phase) and the quality of the arrival to estimate the event parameter. It is assumed that a unidimensional model of velocities is known. Additionally, the latitude and longitude of the seismic stations is provided as a separate file. HypoInverse provides a set of events parameters for a trial depth. CrossQuake code tests trials depths until HypoInverse returns a minimized error in hypocenter depth. The event parameters that minimizes the uncertainty in the hypocentral depth are taken as previous location.

### 2.4 Relocation

The results of the previous location are relocated by a double difference algorithm with HypoDD software [8]. HypoDD relocates nearby events comparing their arrival times and correlations coefficients. CrossQuake code generates automatically the input files for HypoDD. One file containing the travel times of pair of earthquakes in their common stations and a second file containing the cross correlations of pairs of earthquakes at common stations.

### 2.5 Coda Magnitude Computation

Coda magnitude is computed defining the end of the event at certain time,  $t$ , where the wave amplitude is a given factor over the noise amplitude. The travel time of the coda waves,  $t_c$ , is given by

$$t_c = t - t_O \quad (6)$$

where  $t_O$  is the origin time. The beginning of the signal,  $t_P$ , is taken at the onset of the initial P phase. Then the coda duration of an earthquake is defined by

$$t_{\text{coda}} = t - t_P \quad (7)$$

Combining (6) and (7), the coda duration is expressed by

$$t_{\text{coda}} = t_c - (t_P - t_O) \quad (8)$$

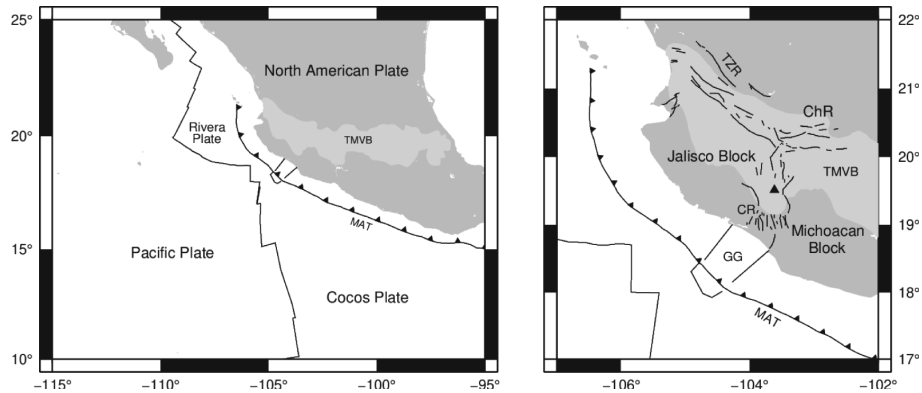
The coda magnitude scale has the form

$$M_C = a \log(t_{\text{coda}}) + br + c \quad (9)$$

where  $a$ ,  $b$ ,  $c$  are constants and  $r$  is the hypocentral distance [9]. Since coda magnitude computation needs the duration of the event (in seconds), a threshold in the frequency spectrum is defined. Assuming noise power is smaller than the event signal power, a bandpass filter is defined with dynamical corners ranging from 1 to 35 Hz. Each signal the end of the coda is determined by analyzing variations in signals by sections of 2000 points. If the average is near zero, the beginning of that section is identified as the end of the coda.

### 3 Results

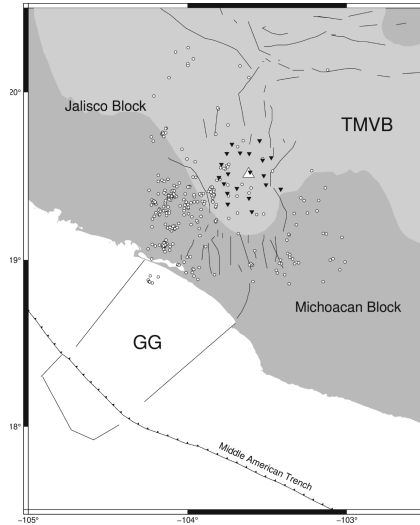
CrossQuake code is applied for detecting small magnitude earthquakes in western Mexico. Western Mexico is a complex tectonic environment involving continental rifting [10,11], fragmentation of the overriding plate, tearing of a subducting slab, and an unusual magmatism [10]. In this region the oceanic Rivera and Cocos plates subduct beneath the continental North American plate along the Middle America Trench (MAT) (Fig. 1 left). The Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) is the volcanic arc associated with the subduction of the Rivera and Cocos plates in central Mexico. The west of the TMVB is characterized by a triple rift junction: the Tepic-Zacoalco, the Chapala, and the Colima rifts (Fig. 1 right). The Tepic-Zacoalco rift is the southern boundary of the TMVB with the Jalisco Block (Fig. 1 right). The Jalisco Block (JB) is bounded in the north by the Tepic-Zacoalco rift and to the east by the Colima rift (Fig. 1 right). The Jalisco and Michoacan blocks are separated by the Colima rift (CR). As a consequence, large stresses are deforming the crust in western Mexico causing earthquakes. This makes the region a good candidate to test the proposed methodology.



**Fig. 1.** Left: Tectonic setting for western Mexico. The light gray zone labelled by TMVB stands for Trans Mexican Volcanic Belt. The solid line with triangles is the MAT (Middle-America Trench). Triangles represent the direction of the subduction. Right: Main tectonic features of the area of study. The black lines are the main geological faults in the region. The black triangle represents the Colima volcano TZR = Tepic-Zacoalco Rift, ChR = Chapala Rift, CR = Colima Rift, GG = El Gordo Graben.

The dataset was provided by the temporal experiment Colima Deep Experiment (CODEX) [12]. CODEX experiment consisted of 22 broadband seismic stations around the Colima volcanic complex recording data between 2006 and 2008 at a sampling rate of 100 Hz (see Fig. 2). A seismic catalog with 321 seismic events [13] to extract the master events was used. This catalog was processed by the seismological observatory of the University of Guadalajara. Waveforms of

the master events and the continuous recording by day were downloaded from the repositories of IRIS [12].

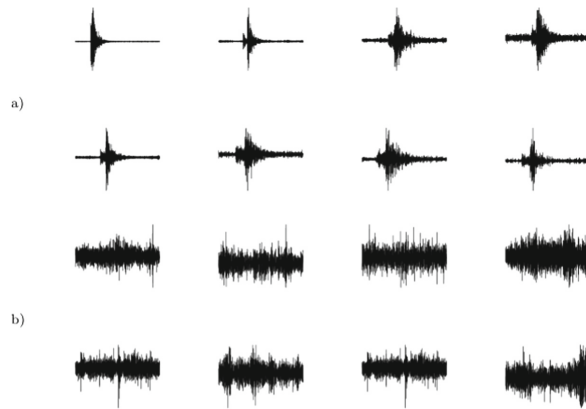


**Fig. 2.** Map showing the seismic stations of CODEX experiment (inverted black triangles) and the epicenters of master events (open circles). White triangle represents the Colima volcano.

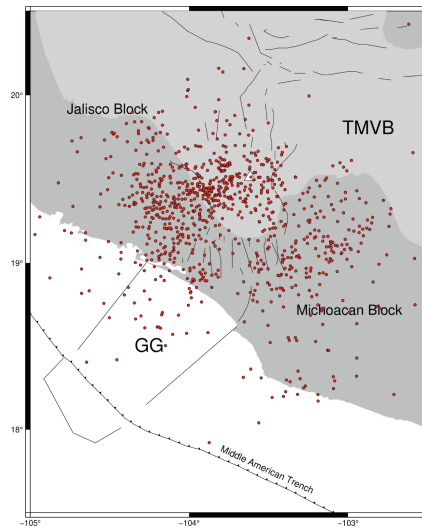
*Identification of Candidate Events.* In the input parameters of the code, a cross correlation threshold of 0.8 was set as similarity criterium. The results of the code applied to the vertical component of the master events and the recordings of the seismic stations lead to 18253 signals with the specified requirements. 9307 were identified as candidates of seismic signals, and 8946 were identified as noise (see Fig. 3). After grouping similar candidates, a catalog of 907 seismic events was obtained.

*Previous Localization.* For the previous localization of candidate events, it was assumed the unidimensional velocity model proposed by Gomez *et al.* [14] for western Mexico. Trial depths were varied from 0 to 100 km. The solution which minimized the vertical uncertainty was taken as previous location. 906 events were located successfully. The results are shown in Fig. 4.

*Relocation.* The previous location was improved applying a double difference relocation algorithm [8]. HypoDD code was used combining catalog data and cross correlation. 692 earthquakes were relocated. Results are shown in Fig. 5.



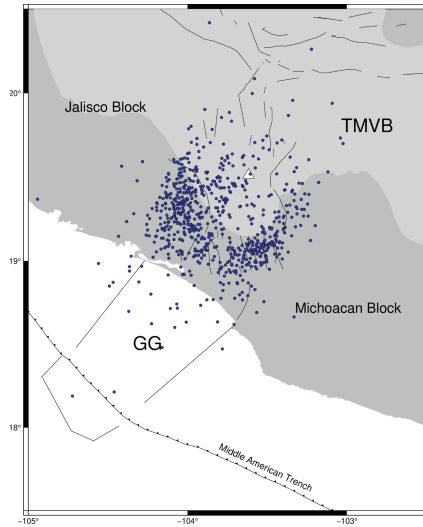
**Fig. 3.** Examples of detected signals. (a) Signals classified as seismic waveforms. (b) Signals identified as noise.



**Fig. 4.** Results of location process. Epicenters of previous locations are indicated by red points.

*Coda Magnitude Computation.* Coda magnitude was determined with the coda magnitude parameters reported by Zamora *et al.* [15]:

$$M_c = 1.87 \log_{10}(t_{\text{coda}}) - 0.86 \quad (10)$$



**Fig. 5.** Results of relocation process. Epicenters of relocated events are indicated by blue points.

Distribution of magnitudes are usually reported by the Gutenberg-Richter relation [16]:

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (11)$$

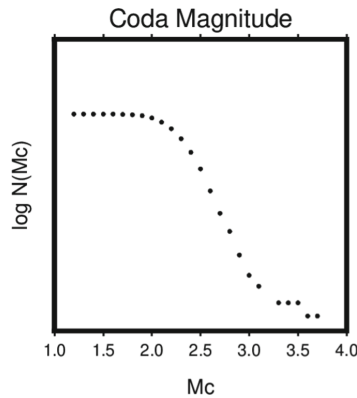
where  $N(M)$  is the number of earthquakes with magnitude equal or greater than  $M$ . Figure 6 shows the Gutenberg-Richter relation for the coda magnitude results. Note that a linear relation of  $\log_{10}$  with  $M_c$  is clear between magnitudes 2.3–3.0. Linearity of  $\log_{10} N(M)$  against  $M$  is lost for events smaller than  $M_c = 2.3$ . This may be interpreted in terms of the resolution of the seismic array instead of a lack of seismicity.

## 4 Discussion

It is presented CrossQuake, a code to detect seismic events based on data from a given catalog. This catalog can be obtained from a seismological service. Waveforms of the catalog are used as master events to detect similar waveforms in larger time series. Waveforms are available from the SAGE consortium and CrossQuake code is able to download the available data.

CrossQuake code compares daily time series to master events in the frequency domain. Then it extracts candidate earthquake waveforms and save them in individual directories. Given a unidimensional model of velocities, a previous location of the selected waveforms is estimated (Hypoinverse). These locations are refined by a double-difference algorithm (HypoDD). The code also estimates the event parameters provided some extra information. Once the final locations





**Fig. 6.** Gutenberg-Richter relation for coda magnitudes.

are obtained, a coda magnitude calculator is applied to the located earthquakes provided a set of parameters for the coda magnitude.

The main hypothesis is that nearby earthquakes nucleated by the same geological fault have similar waveforms. Then taking a catalog with a number of seismic events, it was generated an expanded catalog.

The code is applied to western Mexico as a case of study. Western Mexico is in an extensional regime where the Jalisco and Michoacan blocks diverge to generate the Colima rift (Fig. 1). This extension causes fracture in the crust as the walls of the rift. The results of the code show that the epicenters of the relocated events are well correlated with these tectonic features (Fig. 5).

The coda magnitude results plotted in Fig. 6 have a linear trend for earthquakes between 2.3 and 3.0 Mc. Although the Gutenberg-Richter relation implies a proportional relation of  $\log_1 0N(M)$  against  $M$ , deviations of small magnitude earthquakes from lineality are expected because very small earthquakes are still not detected. Deviations from lineality for earthquakes greater than 3.0 Mc may be an indicative of a limited time recording of the network array. CODEX experiment was in operation just for 18 months. We can conclude that the code generates a good Gutenberg-Richter relation for the analyzed data set.

CrossQuake code and additional information is now public available at the GitLab repository: <https://gitlab.com/cramirezp/crossquake.git>.

## References

1. Allen, R.V.: Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **68**, 1521–1532 (1978)
2. Geller, R.J., Mueller, C.S.: Four similar earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Lett.* **7**(10), 821–824 (1980)
3. Gibbons, S.J., Ringdal, F.: The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophys. J. Int.* **165**, 149–166 (2006)

4. Gibbons, S.J.: The optimal correlation detector? *Geophys. J. Int.* **228**, 355–1365 (2021)
5. Seismological Facility for the Advancement of Geoscience (SAGE). <https://www.iris.edu/hq/sage>
6. Goldstein, P., Snoke A.: SAC Availability for the IRIS Community, Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter (2005)
7. Klein, F.W.: Hypocenter Location Program HYPOINVERSE. US Geological Survey Open File Report 02-171, Version 1.0 (2002)
8. Waldhauser, F., Ellsworth, W.L.: A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, 1353–1368 (2000)
9. Havskov, J., Ottemöller, L.: *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer, Heidelberg (2010). <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
10. Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, S.E.: Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* **13**, 54–57 (1985)
11. Allan, J.F.: Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, Southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* **97**, 473–485 (1986)
12. West, M.: The Colima Deep Seismic Experiment: Imaging the Magmatic Root of Colima Volcano [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks (2006)
13. Gutierrez, Q.J., Escudero, C.R., Núñez-Cornú, F.J.: Geometry of the Rivera-Cocos Subduction Zone inferred from local seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **105**, 3104–3113 (2015)
14. Gómez-González, J.M., Mendoza, C., Sladen, A., Guzmán-Speziale, M.: Kinematic source analysis of the 2003 Tecmán, México, earthquake (Mw 7.6) using teleseismic body waves. *Bol. Soc. Geol. Mex.* **62**, 249–262 (2010)
15. Zamora-Camacho, A., Espíndola, J.M., Reyes-Dávila, G.: The 1997–1998 activity of Volcan de Colima, Western Mexico: some aspects of the associated seismic activity. *Pure Appl. Geophys.* **164**, 39–52 (2007)
16. Gutenberg, B., Richter, C.F.: Frequency of earthquakes in California. *Bull. seism. Soc. Am.* **34**, 185–188 (1944)

## 4.2. CrossTremor: Automatic Detection Code of Tremors with Tectonic Earthquakes as Green's Functions

Se presenta el código denominado CrossTremor, el cual utiliza correlación cruzada en el dominio de frecuencia para la detección de tremores. Este enfoque se basa en el análisis de eventos sísmicos de tipo tectónico, tratando los registros sísmicos previos como funciones de Green empíricas para identificar tremores no volcánicos.

La metodología propuesta consta de seis pasos: descarga de las grabaciones continuas por día, obtención de los archivos de respuesta y eliminación de la respuesta del instrumento de los datos, conversión de los datos brutos en registros de desplazamiento, correlación de eventos maestros con la serie temporal corregida en el dominio de la frecuencia, identificación y extracción de los tremores candidatos, y cálculo de la magnitud del momento y estimación del efecto sísmico del sitio.

En este estudio, se aplicó CrossTremor a datos recopilados durante un año (2006) de los conjuntos sísmicos temporales CODEX y MARS en el occidente de México. El código identificó un total de 530 tremores no volcánicos en esta región, con magnitudes de momento que variaron entre 3.3 y 5.0, y frecuencias de esquina respectivas de 1.1 a 7.3 Hz. Los períodos fundamentales estimados se calcularon en un rango de 1.0 a 10.3 Hz.

El uso de CrossTremor y su metodología propuesta ofrece un enfoque semiautomatizado para la detección de tremores, lo que permite procesar grandes volúmenes de datos de manera eficiente y precisa. Esto reduce la carga de trabajo manual y aumenta la capacidad de análisis de los conjuntos de datos sísmicos disponibles. Los resultados obtenidos proporcionan una validación empírica de la efectividad y precisión del método propuesto, demostrando su capacidad para identificar tremores no volcánicos en condiciones reales.

Artículo CSOC2024: Paper ID 112948 was Accepted, para la 13th Computer Science On-line Conference 2024, que se llevará acabo del 25 al 27 de abril del 2024.

# LETTER OF ACCEPTANCE

13th Computer Science On-line Conference 2024

Dear Gerardo Leon,

Organizing & Program Committee is pleased to announce that your paper:

CrossTremor: A Detection Code of Tremors with Tectonic Earthquakes as Empiric Green's Functions (Paper ID: 112948)

Author(s): Leon Gerardo, Ramirez Pina Carlos, Hernández-Servín J.A., Vazquez Rosas Ricardo ,

was Accepted

for the 13th Computer Science On-line Conference 2024.

For finishing your registration follow instruction, which has been already sent by e-mail to all authors of accepted papers (or follow instruction on <https://csoc.openpublish.eu>)

CSOC2024 is held on-line from 4/25/2024 to 4/27/2024.

Conference organization (sponsored by): OpenPublish.eu

Organization Committee Chair:

Radek Silhavy, Ph.D.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Radek Silhavy', with a large, stylized flourish at the end.

Radek Silhavy, Ph.D.

Organizing Committee Chair

# CrossTremor: A Detection Code of Tremors with Tectonic Earthquakes as Empiric Green's Functions

Carlos Ramírez Piña<sup>1</sup>, Ricardo Vazquez Rosas<sup>2</sup>, J. A. Hernández-Servín<sup>1\*\*\*</sup>,  
and Gerardo León Soto<sup>3†</sup>

<sup>1</sup> Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, Estado de México, México,

<sup>2</sup> Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich., México

<sup>3</sup> Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Morelia, Mich., México  
`gleon@umich.mx`

**Abstract.** A numeric procedure (CrossTremor) for detecting seismic tremors based on the cross correlation technique is presented. The implemented code has as input tectonic earthquake signals in the form of Green's functions to identify non-volcanic seismic tremors. The detection goal is achieved by a six steps methodology: In the first step, a continuous recording of the signal by day is downloaded, thus obtaining the response files and removing the instrument response of the data. This way is possible to identify a candidate for tremors, therefore extracting tremors to further calculate moment, magnitude, and estimation of seismic site effects. As a case of study, the code CrossTremor is applied to one year data (2006) of CODEX and MARS temporal seismic arrays in western Mexico. The code can identify 530 non-volcanic tremors in this region with moment magnitudes ranged from 3.3 to 5.0 with respective corner frequencies, ranging from 1.1Hz to 7.3Hz. Fundamental frequencies estimation were computed in a range of 1.0Hz to 10.3Hz. The CrossTremor routine is an open-source software, freely available in the GitLab repository <https://gitlab.com/cramirezp/crosstremors.git>.

## 1 Introduction

After the 1906 San Francisco earthquake ( $M > 7.9$ , [1, 2]), H.F. Reid proposed the *Elastic Rebound Theory* to explain earthquakes [3]. The Elastic Rebound Theory basically states that elastic strain is accumulated over a geological fault locked by friction. When the strain reaches a certain threshold, all the accumulated energy is suddenly released and a part of this energy is radiated away as seismic waves. Events generated by this mechanism are referred to as *tectonic earthquakes*. Tectonic earthquakes were one of the main sources of information of the Earth structure along the XX century. However, “slow earthquakes” were

---

\*\*\* (Corresponding author)

† (Corresponding author)

reported near of the end of the 1990s and the beginning of this century. A *Slow slip event*, with a duration of 300 days, was reported in the Japan subduction zone after two large earthquakes in 1996 [4]. *Non-volcanic tremors* with duration of a few weeks were also observed in southwest Japan in 2001 [5]. After that, slow earthquakes have been observed in a number of tectonic settings such as Alaska [6], Cascadia [7], Mexico [8], Costa Rica [9], and California [10].

As tectonic earthquakes, slow earthquakes are nucleated in faults, but they are generated above or below the seismogenic zone, i.e. above or below the zone where tectonic earthquakes are produced. In contrast with tectonic earthquakes which are nucleated by fast co-seismic slip, slow earthquakes are related to stable sliding along the interface of the fault [11]. Low-frequency earthquakes (LFEs) are slow earthquakes that exhibit predominant frequencies in the range of 1 – 10 *Hz* which are lower than the frequencies in a tectonic earthquake. Tremors are a superposition of swarms of LFEs [12].

The use of tectonic earthquakes as empirical Green's functions for LFEs has been proposed by Thomas *et al.* [13]. Since tremors are generated by swarms of LFEs [12], tectonic earthquakes may be used as seeds of a tremor provided that they are close to the source of the tremor, the time duration of the tectonic earthquake is short relative to the tremor duration, and both events have similar source mechanisms [13].

## 2 Methodology

A methodology to detect tremors with dominant frequencies between 1 and 10 *Hz* is proposed [14]. This method uses wavefronts from seismic events below the seismogenic zone (depths between 29 and 50 *km*). The seismic events are previously known, and they are called *master events* or *templates*. Six steps are proposed: Downloading the continuous recording by day, obtaining the response files and removing the instrument response of the data, identification of candidate tremors, extraction of candidate tremors, moment magnitude computation, and seismic site effects estimation.

### 2.1 Downloading of continuous recording by day

The code is designed to download recordings by day from the Seismological Facility for the Advance of Geoscience (SAGE) repositories. Input information is network code assigned by SAGE, station names, year, month, channel, and starting day of downloading. This information can be consulted on the SAGE webpage ([www.iris.edu](http://www.iris.edu)). The downloaded daily recordings are saved in the Seismic Analysis Code format (SAC) [15] and stored in a directory named by the network code and classified according to the Julian day calendar.

## 2.2 Obtaining the response files and removing the instrument response

The code downloads the response files and removes the instrument response from the raw data. Removing the instrument response is an important step in preprocessing because the raw data is strongly affected by the type of seismic sensor. The effect of the sensor on the recorded data can be removed, and the technical information of the sensor (poles and zeros) is specified in the response files. The response files can be downloaded from the SAGE repositories by specifying the network code, station names, channel, and operating date. The response files are stored in a directory with the name of the code of the station.

The raw data are corrected for the instrument response with utilities of the Seismic Analysis Code [15]. Raw data are reported by default as velocity recordings. In the correction process, the raw data is also converted to displacement recordings.

## 2.3 Identification of candidate events

The method previously proposed can detect tectonic earthquakes as Green's functions of non-volcanic tremors. Green's functions act as unit response of the medium to build up tremors. These tectonic events act as templates for identifying larger tremors by cross correlation in the frequency domain. It is assumed that the preprocessing of the templates is the same as the downloaded data described in Section 2.2. It is only considered the vertical component of events originated below the seismogenic zone where non-volcanic tremors have been typically observed (between 29 and 50 *km* depth).

The vertical component of each template,  $u(t)$ , is cross correlated with the vertical component of the data of a day of recording,  $v(t)$ , at the corresponding seismic station. Data of a day is divided into 20 disconnected time intervals,  $v_i(t)$ , covering the entire day. A fast Fourier transform is applied to the template  $u(t)$  and the time interval  $v_i(t)$  to obtain the frequency spectra  $U(f)$  and  $V_i(f)$ , respectively. In the frequency domain, the cross correlation,  $C_i(f)$ , of  $U(f)$  and  $V_i(f)$  is defined by

$$C_i(f) = U^*(f)V_i(f) \quad (1)$$

Each frequency window  $V_i(f)$  is cross correlated as a data streaming over the template in the frequency domain  $U(f)$ . Cross correlations greater than 0.8 are marked for extraction.

## 2.4 Extraction of candidate events

Candidate events detected in step 2.3 are classified by waveform template whose size is specified by the user. An automatic detector of the beginning of the candidate tremor is used for grouping detected stations in its three channels. Since typically there is no clear P or S arrivals, this procedure is semi-automatic and the user needs to visually check the tremor.

## 2.5 Moment magnitude computation

In order to quantify the size of the tremor, the *magnitude moment*,  $M_w$ , is computed. The moment magnitude can be estimated from the energy release or *seismic moment*  $M_0$ , the *corner frequency* of the spectrum  $f_c$ , and the *stress drop* of the slip  $\Delta\sigma$  [16]. The corner frequency can be defined as the frequency below that it is concentrated most of the energy in displacement recordings [17]. The stress drop,  $\Delta\sigma$ , is the change in stress during the event and is assumed independent from the seismic moment [16]. Under the Brune's [18, 19] model and assuming that the corner frequency is inversely proportional to the cubic root of the seismic moment [20], the relation among  $f_c$ ,  $M_0$ , and  $\Delta\sigma$  is given by [18, 19]

$$f_c = 4.91 \times 10^6 \beta \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (2)$$

where  $\beta$  is the shear wave velocity in  $km/s$ , the stress drop  $\Delta\sigma$  is measured in bars, the corner frequency  $f_c$  is in Hertz, and the seismic moment is in *dyne cm* [21]. Once the seismic moment is obtained, the moment magnitude is computed by the relation [22]

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.07. \quad (3)$$

## 2.6 Seismic site effect estimation

Crosstremor computes the seismic site effect at the station location from the detected tremors. Seismic site effect is the ground response due to local geological conditions. It is characterized by the fundamental frequency (or fundamental period) of the ground. The Nakamura method [23] is based on finding the maximum energy from the ratio  $H/V$ , where  $H$  indicates the horizontal components and  $V$  the vertical component of the seismic recording in the frequency domain

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (NS_n^2 + EW_n^2)}{\sum_{n=1}^N V_n^2}} \quad (4)$$

where  $NS_n$ ,  $EW_n$ , and  $V_n$  are the discrete spectra in the North-South, East-West, and vertical components, respectively.  $N$  is the number of discrete frequencies. The frequency that maximizes the value of  $H/V$  corresponds to the fundamental frequency.

## 2.7 Dataset

Seismic tremors have been observed in western Mexico [8] which is a subduction tectonic environment where the oceanic Cocos and Rivera plates subduct beneath the continental North American plate (Fig. 1). The Rivera and Cocos plates have independent motions since 10 Ma [24]. The Rivera and Cocos plates



are separated offshore by El Gordo Graben (GG). The coupling of the subducting plates to the continental North American plate and the differential motion between the Rivera and Cocos plates produces the formation of the Colima Rift (CR) [25]. The Colima Rift separates the tectonic units known as the Jalisco Block and the Michoacán Block.

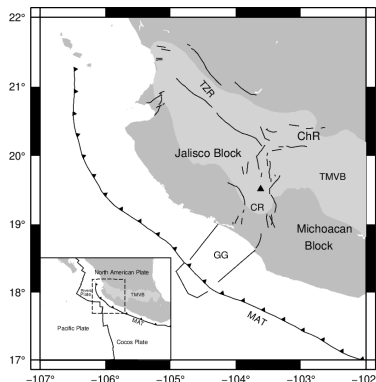


Fig. 1: Tectonic environment of western Mexico. Light gray denotes the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). The strike of the boundary of the subducting plates is represented by the line with triangles known as the Middle American Trench (MAT). The triangles orientation denotes the direction of the subduction. GG stands for El Gordo Graben, TZR for Tepic-Zacoalco Rift, CR for Colima Rift, and ChR for Chapala Rift.

The dataset was provided by Colima Deep Experiment (CODEX) [26] and the Mapping of the Rivera Subduction Zone (MARS) [27] temporal experiments in western Mexico. CODEX experiment consisted of 22 broadband seismic stations around the Colima volcanic complex recording data between 2006 and 2008 at a sampling rate of  $100\text{ Hz}$ . MARS array was a deployment of 50 broadband stations installed across the Jalisco and Michoacán blocks between January 2006 and may 2007 at a sampling rate of  $40\text{ Hz}$  (see Fig. 2). The master events were relocated earthquakes from the catalogue reported by Ramírez-Piña *et al.* [28]. A total of 53 master events were used as Green's functions of tremors.

### 3 Results

The results of the code to the test dataset is presented at each step of the methodology.

#### 3.1 Downloading of continuous recording by day

The test dataset and additional information is provided by SAGE. In the case of the CODEX experiment, the assigned code network is ZA, stations names

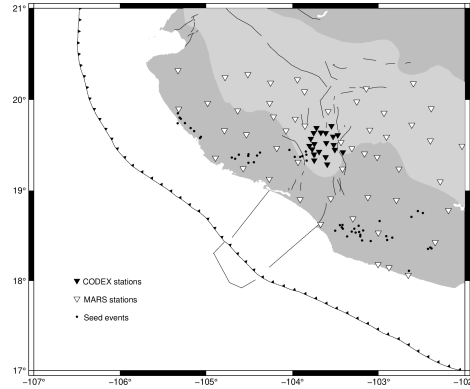


Fig. 2: The map shows the seismic stations of CODEX and MARS experiments (inverted black and white triangles, respectively). The epicenters of master events are marked by black circles.

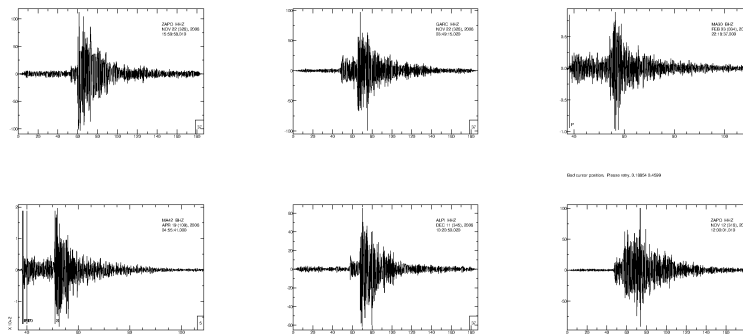


Fig. 3: Examples of tectonic events used as templates

(ALPI, BAVA, CANO, CDGZ, COLM, COMA, CUAT, EBMG, ESPN, GARC, HIGA, JANU, MAZE, MORA, OLOT, PAVE, PERC, SANM, SCRI, SINN, SNID, ZAPO), years (2006, 2007), month (January to December each year), channels (HHZ, HHN, HHE). For MARS array, the code network is XF, stations (MAXY, where XY is a number between 01-55), years (2006, 2007), months (January 2006 to May 2007), channels (BHZ, BHN, BHE). The starting day is defined by the user.

### 3.2 Obtaining the response files and removing the instrument response

Crosstremor can download the response files from SAGE repositories by introducing the information of the experiments as in Section 3.1. If the user already

have the response files, the code can read them by indicating where they are stored. The correction for the instrument response of the downloaded data is automatically done with SAC utilities. The final output is the data organized by day, with the response corrected, and the units of displacement is nm.

### 3.3 Identification of candidate events

The cross correlation module is used to test the code with 53 master events. These master events were events reported by [28] and relocated with a double difference algorithm [29] (see the GitLab repository for additional information <https://gitlab.com/cramirezp/crosstremors.git>).

CrossTremor looks for correlated signals with the master events in the vertical component. It is set a correlation threshold of 0.8, and it is required a minimum of three stations to define a candidate event. It was used data from 2006 of CODEX and MARS experiments. A total of 15485 signals with the specified parameters were identified giving a total of 530 tremors. Figure 4 shows some detected candidate tremors.

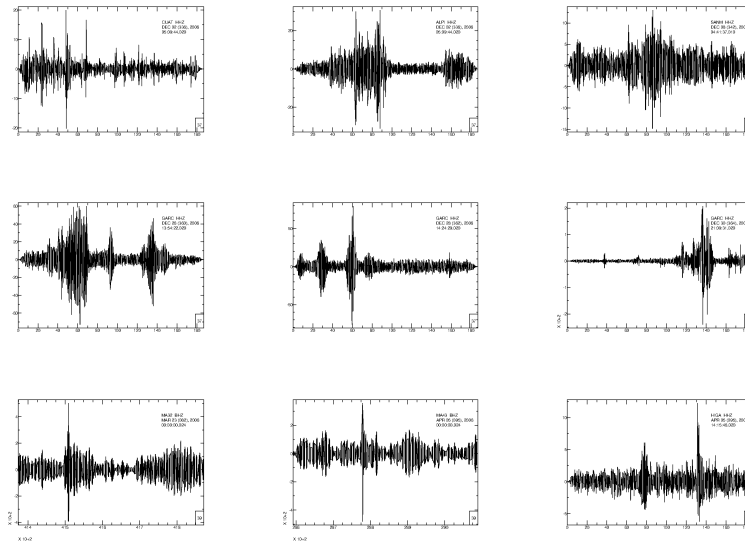


Fig. 4: Examples of tremor candidates detected by the code.

### 3.4 Extraction of candidate events

Candidate events are selected and stored in directories. At this step, a visual checking by an analyst is needed to discard noisy records or non tremor de-

tectonics. CrossTremor detects high cross correlation signals, including tectonic events. If tectonic events are not of interest, they need to be discarded manually.

### 3.5 Moment magnitude computation

An estimation of the corner frequency is needed to compute the moment magnitude. The corner frequency is estimated by the corner frequency module. Figure 5 shows some examples of the corner frequency estimation. Most of the energy is in the flat region of the spectrum (at low frequencies). The corner frequency is identified as the inflection frequency, where the amplitude spectrum decays to lower values.

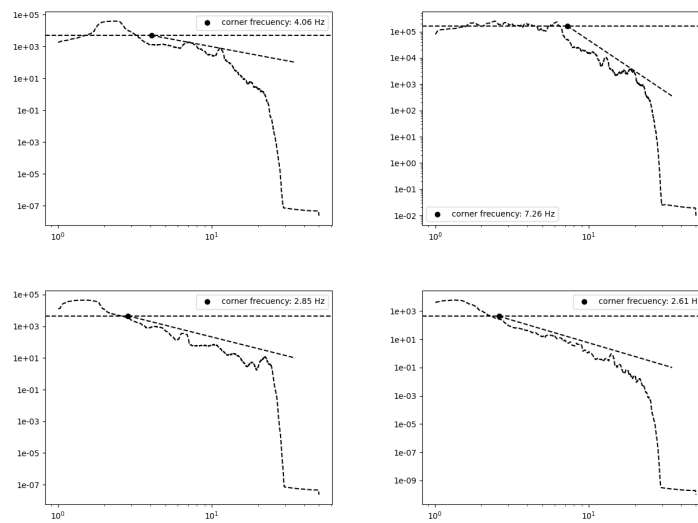


Fig. 5: Examples of estimation of corner frequencies.

Seismic moment is estimated from equation (2) with local parameters: a shear velocity of  $3.4 \text{ km/s}$  [30] and a constant stress drop of  $\Delta\sigma = 100 \text{ bars}$ . The corner frequency module creates an archive named “corner\_frequency” in which each selected recording is stored. The station, the corner frequency, and the number of incidences are kept as shown in Table 1.

### 3.6 Seismic site effect estimation

Crosstremor computes the  $H/V$  values giving the names of the stations to be analysed. The archive with stations names needs to be stored in the path where the tremors catalog is saved. The code generates an archive with the  $H/V$  data as illustrated in Fig. 6.

$M_0$	$f_c$	$M_w$	$N_0$	$M_0$	$f_c$	$M_w$	$N_0$	$M_0$	$f_c$	$M_w$	$N_0$
3.19E+023	1.1	5.0	1	1.42E+022	3.1	4.1	18	3.40E+021	5.0	3.6	3
2.46E+023	1.2	4.9	2	1.26E+022	3.2	4.0	23	3.20E+021	5.1	3.6	3
1.55E+023	1.4	4.8	3	1.18E+022	3.3	4.0	20	3.02E+021	5.2	3.6	5
1.26E+023	1.5	4.7	3	1.08E+022	3.4	4.0	29	2.85E+021	5.3	3.6	7
1.03E+023	1.6	4.6	27	9.92E+021	3.5	4.0	19	2.70E+021	5.4	3.6	3
8.65E+022	1.7	4.6	27	9.11E+021	3.6	3.9	19	2.55E+021	5.5	3.6	5
7.29E+022	1.8	4.5	21	8.39E+021	3.7	3.9	15	2.42E+021	5.6	3.5	8
6.20E+022	1.9	4.5	26	7.75E+021	3.8	3.9	24	2.29E+021	5.7	3.5	7
5.31E+022	2.0	4.4	9	7.17E+021	3.9	3.9	17	2.18E+021	5.8	3.5	7
4.59E+022	2.1	4.4	5	6.64E+021	4.0	3.8	13	2.07E+021	5.9	3.5	7
3.99E+022	2.2	4.4	4	6.17E+021	4.1	3.8	8	1.96E+021	6	3.5	4
3.49E+022	2.3	4.3	2	5.74E+021	4.2	3.8	9	1.87E+021	6.1	3.5	3
3.07E+022	2.4	4.3	2	5.35E+021	4.3	3.8	15	1.78E+021	6.2	3.5	3
2.72E+022	2.5	4.2	5	4.99E+021	4.4	3.8	5	1.62E+021	6.4	3.4	4
2.42E+022	2.6	4.2	6	4.66E+021	4.5	3.7	7	1.54E+021	6.5	3.4	3
2.16E+022	2.7	4.2	4	4.37E+021	4.6	3.7	7	1.41E+021	6.7	3.4	4
1.93E+022	2.8	4.1	6	4.09E+021	4.7	3.7	11	1.35E+021	6.8	3.4	1
1.74E+022	2.9	4.1	11	3.84E+021	4.8	3.7	8	1.29E+021	6.9	3.4	3
1.57E+022	3	4.1	14	3.61E+021	4.9	3.7	3	1.09E+021	7.3	3.3	2

Table 1: Output results from the test data set.  $M_0$  stands for the *seismic moment*,  $f_c$  for the *corner frequency* of the spectrum,  $M_w$  is the moment magnitude,  $N_0$  is the number of events detected as a function of the corner frequency.

The spatial distribution of  $H/V$  values are stored in a different archive. Table 7b gives the values of the fundamental frequency (and fundamental period) at each station, and Fig. 7a shows some fundamental frequencies as red circles.

## 4 Discussion

CrossTremor is a code for detecting tremors from a set of tectonic earthquakes acting as Green’s functions. It is assumed that the waveforms of the master events are available. These waveforms can be downloaded from SAGE repositories or be obtained from a local seismological service. The code downloads the time series by day and the response files from SAGE servers, correct for the instrument response, and convert the data to displacement. After that, it cross correlates the master events with the corrected time series in the frequency domain and looks for correlations greater than 0.8. The coincidences are selected and stored in individual directories. Finally, corner frequencies, seismic moments, moment magnitudes, and site effects are estimated.

As a case of study, the code was applied to western Mexico, where tremors have been previously reported [8]. CrossTremor was able to successfully identify 530 non-volcanic tremors in this region. Moment magnitudes ranged from 3.3 to 5 with respective corner frequencies from 1.1 to 7.3 Hz.

An advantage of the code is that it provides the site effects at the location of the stations from non-volcanic tremors. Fundamental periods ranged from 1.0 to 10.3 Hz. Provided that the region of study presents tremors, the site effects can be determined from this information with no information of tectonic events

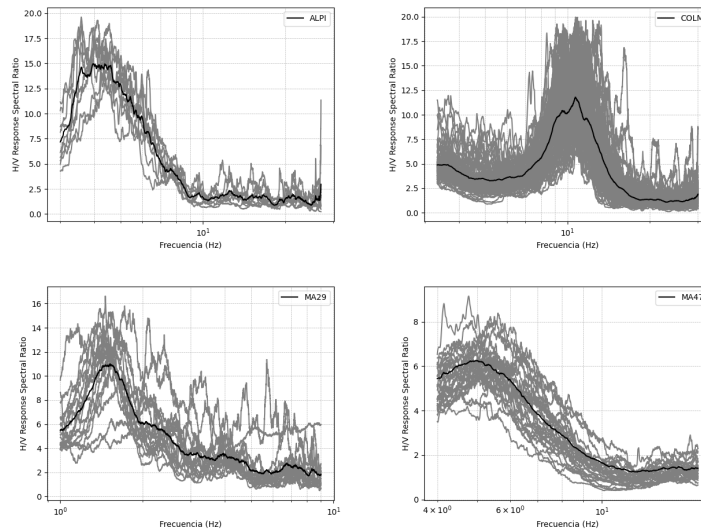


Fig. 6: H/V response spectral ratios for the ALPI, MA29, COLM and MA47 stations. Gray lines are the H/V ratios of all the ground motions recorded in the stations and in black the 50th percentile.

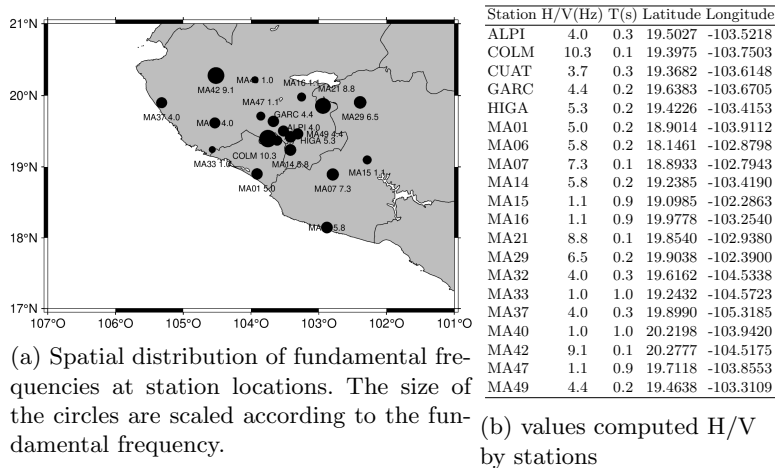


Fig. 7: Showing Spatial distribution of fundamental frequencies at station locations and values computed H/V by stations .

or strong motion measurements. This information is valuable in seismic hazard and risk analysis.

CrossTremor is an open-source code now freely available in the GitLab repository <https://gitlab.com/cramirezp/crosstremors.git>.

## Acknowledgment

This work has received partial support from the Mexican CONACHyT through the Student Support Program [CVU 702528]. We express our gratitude to the 'Mandra' Digital Innovation Center, located at the Faculty of Sciences of the Autonomous University of the State of Mexico, for providing facilities essential to the completion of this research. Some of the figures were made with Generic Mapping Tools [31].

## References

1. Wald, D.J., Kanamori, H., Helmberger, D., Heaton, T.H.: Source study of the 1906 San Francisco Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 83, 981-1019, (1993)
2. Song, S.G., Beroza, G.C., Segall, P.: A Unified Source Model for the 1906 San Francisco Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 98, 823-831, (2008)
3. Reid, H.F.: *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. (1910)*
4. Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., Miyazaki, S.: A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237-3240, (1999)
5. Obara, K.; Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681, (2002)
6. Ohto, Y., Freymueller, J.T., Hreinsdóttir, Suito, H.: A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 247, 108-116, (2006)
7. Miller, M.M., Melourne, T., Johnson, D.J., Summer, W.Q.: Periodic Slow Earthquakes from the Cascadia Subduction Zone, *Science*, 295, 2423, (2002)
8. Brudzinski, M.R., Schanser, K.M., Kelly, N.J., DeMets, C., Grand, S.P., Márquez-Azúa, B., Cabral-Cano, E., Tectonic tremor and slow slip along the northwestern section of the Mexico subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 454, 259-271, (2016)
9. Walter, J., Schwartz, S., Protti, M., Gonzalez, V.: The synchronous occurrence of shallow tremor and very low frequency earthquakes offshore of the Nicoya Peninsula, Costa Rica, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1517-1522, (2013)
10. Shelly, D.R., Hardebeck, J.L.: Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central San Andreas Fault, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14301, (2010)
11. Obara, K.: Characteristic activities of slow earthquakes in Japan, *Proc. Jpn., Acad. Ser. B*, 96, 297-315, (2020)
12. Shelly, D.R., Beroza, G.C., Ide, S.: Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446, 305-307, (2007)
13. Thomas, A.M., Beroza, G.C., Shelly, D.R.: Constraints on the source parameters of low-frequency earthquakes on the San Andreas Fault, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1464-1471, (2016)
14. Nishikawa, Tomoaki and Ide, Satoshi and Nishimura, Takuya.: A review on slow earthquakes in the Japan Trench. *Progress in Earth and Planetary Science*, 1-51 (2023)
15. Goldstein, P., Snoko A.: SAC Availability for the IRIS Community, Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter (2005)

16. Stein, S., Wysession, M.: An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwell Publishing (2003)
17. Kramer, S.: Geotechnical Earthquake Engineering. University of Washington (1996)
18. Brune, J.N.: Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009 (1970)
19. Brune, J. N.: Correction [to "Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes", *J. Geophys. Res.*, 76, 5002. (1971)
20. Michel, S., Gualandi, A., Avouac, J.P.: Similar scaling laws for earthquakes and Cascadia slow-slip events, *Nature*, 574, 522-526 (2019)
21. Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 73, 1865-1894 (1983)
22. Havskov, J., Ottemöller, L.: Routine Data Processing in Earthquake Seismology, Springer (2010)
23. Nakamura, Y.: A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quaternary Report of Railway Technical Research Institute*, 30, 25-33 (1989)
24. DeMets, C., Traylen, S.: Motion of the Rivera plate since 10Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159 (2000)
25. Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C.: 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 (1995)
26. West, M.: The Colima Deep Seismic Experiment: Imaging the Magmatic Root of Colima Volcano [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks (2006)
27. Grand, S., Ni, J.: Mapping the Rivera Subduction Zone [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks (2006)
28. Ramírez-Piña, C., Escudero, C. R., Hernández-Servín, J.A., León Soto, G.: CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain, *Computer Science On-line Conference*, 488-497, Springer, (2003)
29. Waldhauser, F., Ellsworth, W.L.: A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, (2000)
30. Gómez-González, J.M., Mendoza, C., Sladen, A., Guzmán-Speziale, M.: Kinematic source analysis of the 2003 Tecomán, México, earthquake (Mw 7.6) using teleseismic body waves. *Bol. Soc. Mex.*, 62, 249-262, (2010)
31. Wessel, P., Luis, J.F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., Tian, D.: The Generic Mapping Tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556-5564. (2019)



### 4.3. Discusión

En esta sección se realiza una comparación entre los dos códigos presentados, CrossQuake y CrossTremor, detallando sus respectivos enfoques, metodologías y resultados aplicados en el contexto de la detección de eventos sísmicos y tremores no volcánicos en el occidente de México.

La primera parte de la discusión se centra en CrossQuake, un código diseñado para detectar eventos sísmicos utilizando datos de un catálogo específico disponible en un servicio sismológico. Este enfoque se basa en la utilización de formas de onda incluidas en el catálogo como eventos maestros para identificar patrones similares en series temporales más extensas.

CrossQuake realiza una comparación de las series temporales diarias con los eventos maestros en el dominio de la frecuencia, buscando correlaciones superiores a 0.8. Posteriormente, extrae las formas de onda de los eventos sísmicos candidatos, almacenándolos en directorios individuales. Utilizando un modelo unidimensional de velocidades, el código estima una ubicación preliminar de las formas de onda seleccionadas mediante el método de Hipoinversa. Luego, estas ubicaciones se refinan utilizando el algoritmo de doble diferencia (HypoDD). Además, CrossQuake estima los parámetros del evento y proporciona información adicional, como el conjunto de parámetros para la magnitud coda, una vez obtenidas las ubicaciones finales.

Los resultados obtenidos revelan que CrossQuake identificó exitosamente 1003 eventos tectónicos, con magnitudes de coda que varían de 1.2 a 3.8. Además, se observó una tendencia lineal en las magnitudes de coda.

La segunda parte se enfoca en CrossTremor, que se distingue por su enfoque en la detección de tremores no volcánicos mediante el análisis de registros sísmicos previos tratados como funciones de Green empíricas. Su metodología propuesta ofrece un enfoque semiautomatizado para la detección de tremores, lo que permite procesar grandes volúmenes de datos de manera eficiente y precisa. Esto reduce la carga de trabajo manual y aumenta la capacidad de análisis de los conjuntos de datos sísmicos disponibles.

La detección precisa de tremores no volcánicos es fundamental para comprender la actividad sísmica de una región y evaluar los riesgos asociados. Este trabajo contribuye al avance del conocimiento en el campo de la sismología al presentar un enfoque novedoso y sistemático para la detección de estos eventos. La identificación de tremores no volcánicos tiene implicaciones importantes para la seguridad pública y la toma de decisiones en áreas sísmicamente activas.

El código descarga las series temporales por día y los archivos de respuesta de los servidores SAGE, corrigiendo los datos para convertirlos en desplazamiento. Posteriormente, correlaciona los eventos maestros con la serie temporal corregida en el dominio

#### 4. PUBLICACIONES

---

de la frecuencia y busca correlaciones superiores a 0.8. Finalmente, se estiman las frecuencias de esquina, los momentos sísmicos, las magnitudes de momento y los efectos de sitio.

Como caso de estudio, el código se aplicó al occidente de México, donde se han reportado tremores previamente. CrossTremor identificó con éxito 530 tremores no volcánicos en esta región, con magnitudes de momento variando entre 3.3 y 5, y frecuencias de esquina respectivas de 1.1 a 7.3 Hz. Una ventaja del código es que proporciona los efectos del sitio en la ubicación de las estaciones debido a tremores no volcánicos, lo que es valioso en el análisis de riesgos y peligros sísmicos y en la ingeniería sísmica.

## Conclusiones y trabajo futuro

---

En este capítulo se presentan las conclusiones obtenidas de este trabajo de investigación, además se presentan las posibles líneas de investigación y trabajo a futuro.

### 5.1. Conclusiones

En conclusión, el análisis exhaustivo de la sismicidad en la región occidental de México utilizando los códigos CrossQuake y CrossTremor ha producido resultados altamente efectivos. La aplicación de la correlación cruzada en el dominio de la frecuencia ha facilitado la detección y reubicación exitosa de un considerable número de eventos sísmicos, respaldando la hipótesis de que los eventos cercanos en la misma falla geológica tienden a tener formas de onda similares. Este hallazgo subraya la utilidad de los catálogos de forma de onda maestros con pocos registros para la identificación de nuevos eventos, enfatizando la importancia de contar con catálogos sísmicos precisos y completos para comprender la actividad sísmica y los procesos tectónicos en una región determinada. Además, esta metodología proporciona una comprensión detallada de la distribución espacial de la sismicidad y su relación con las características tectónicas locales.

En relación con la aplicación de la calculadora de magnitud coda a los eventos detectados por CrossQuake, se observaron tendencias lineales en la magnitud para eventos dentro de un rango específico, lo que indica una liberación uniforme de energía en eventos de magnitudes similares. Aunque se detectaron desviaciones de esta linealidad para eventos de mayor magnitud, posiblemente debido a limitaciones en el tiempo de registro del conjunto de datos, se concluye que el código proporciona una relación Gutenberg-Richter satisfactoria para el análisis de la sismicidad en la región.

Además, CrossTremor se destacó en la identificación precisa de tremores no volcáni-

## 5. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

---

cos en la misma región de estudio (Michael et al., 2016). Al correlacionar eventos maestros tectónicos, respaldando la hipótesis de que estos registros previos pueden considerarse como funciones de Green empíricas en el caso de la identificación de tremores no volcánicos, el código pudo identificar con éxito 530 tremores no volcánicos en registros del año 2006, lo que sugiere que los tremores no volcánicos son una superposición de estas funciones de Green tanto de CODEX como de MARS. Las magnitudes de momento variaron de 3.3 a 5 con frecuencias de esquina respectivas de 1.1 a 7.3 Hz, proporcionando información valiosa sobre los efectos del sitio en la ubicación de las estaciones debido a tremores no volcánicos, beneficiosa para el análisis de riesgos y peligros sísmicos, así como para la ingeniería sísmica.

Una ventaja adicional de estos sistemas es su capacidad para ser aplicados en diferentes regiones con registros disponibles de grabaciones diarias de las estaciones necesarias, obtenidas de los repositorios del Fondo Sismológico para el Avance de las Geociencias (SAGE). Esto amplía su utilidad más allá de una región específica, facilitando su adopción por parte de la comunidad científica.

En resumen, la colaboración interdisciplinaria entre geofísicos y científicos computacionales ha sido fundamental para el desarrollo de soluciones completas y efectivas en la identificación de eventos sísmicos tectónicos y de tremores no volcánicos. La aplicación de nuevas metodologías ha fortalecido la capacidad de la comunidad científica para comprender y responder a la actividad sísmica con mayor precisión y eficacia.

### 5.2. Trabajo futuro

Finalmente, la aplicación exitosa de CrossQuake y CrossTremor ha enriquecido significativamente nuestra comprensión de la sismicidad en la región occidental de México, aportando no solo al avance científico en simbología, sino también a la toma de decisiones en la gestión de riesgos. A pesar de estos logros, existe un potencial significativo para mejorar y expandir los códigos. Se propone explorar la implementación de lenguajes como Julia para optimizar el rendimiento, así como la incorporación de nuevas funcionalidades. Por ejemplo, en el caso de CrossQuake, se podría considerar la inclusión del cálculo de CodaQ, el escalamiento de eventos que cumplan ciertos parámetros y otras opciones que mejoren la versatilidad del código. Asimismo, para CrossTremor, se sugiere explorar la posibilidad de perfeccionar la ubicación de los tremores. Además, se contempla la corrección y optimización del código para facilitar su uso y ejecución, permitiendo una implementación más accesible para usuarios interesados en aprovechar estos valiosos recursos en futuras investigaciones y aplicaciones prácticas

## Congresos

---

Durante el desarrollo de este estudio de investigación, se llevaron a cabo diversas presentaciones en congresos internacionales y nacionales, en los cuales se compartieron los avances y resultados obtenidos. A continuación, se detallan las participaciones realizadas en estos eventos académicos:

Participación en el congreso: 2021 Annual Meeting Seismological Society of America Technical Sessions, los días 19–23 de abril del 2021. Con el Trabajo: A Cross-Correlation Algorithm for Detecting Small Earthquakes in Frequency Domain. [1]

Se publicaron las memorias en:

- journal:Seismological Research Letters
- title: SSA 2021 Annual Meeting
- Volume 92, Number 2B
- ISSN 0895-0695
- EISSN 1938-2057
- eprint: <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/srl/article-pdf/92/2B/1213/5260626/srl-2021025.1.pdf>
- doi:<https://doi.org/10.1785/0220210025>

# 2021 Annual Meeting

Seismological Society of America  
Technical Sessions  
19–23 April

## PROGRAM COMMITTEE

The Co-Chairs of the 2021 SSA Annual Meeting are Rich Briggs of the U.S. Geological Survey, Diego Melgar of the University of Oregon and Jenny Nakai of the University of New Mexico.

### Meeting Contact

program@seismosoc.org

## TECHNICAL PROGRAM

The 2021 SSA Technical Program comprises oral and poster presentations presented over five days, 19–23 April. The session descriptions, detailed program schedule and all abstracts appear in the following pages.

## PLENARY SESSIONS

### Opening Keynote: What Have We Learned About the Earth's Interior from Seismology in the Last 40 Years?

*Monday, 19 April, 8:30–9:30 AM Pacific*

Barbara Romanowicz, University of California, Berkeley.  
Session moderated by SSA President John Townend

A special welcome from SSA President John Townend, Victoria University of Wellington will open the meeting, followed by a presentation by Barbara Romanowicz, University of California, Berkeley on the advances in understanding the Earth's internal structure. Jeroen Ritsema, University of Michigan and editor-at-large of *The Seismic Record* will kick off a Q&A session.

*What Have We Learned About the Earth's Interior from Seismology in the Last 40 Years?*

Building upon theoretical foundations laid in the 1970s and owing to the large quantity of high quality digital seismological data accumulating since the early 1980s, our understanding of the earth's internal structure, as constrained by seismological observations, has rapidly evolved in the last 40 years. From a static view of a planet organized in concentric spheri-

cal shells, to the present three dimensional models that reflect its dynamic nature from the upper mantle to the center of the inner core, we now have a clearer picture, among others, about the fate of tectonic slabs or the complex nature of the boundary layer (D") at the base of the mantle. The formation history of continents, as recorded in the lithosphere of old cratons, is emerging, and evidence for the existence of deeply rooted mantle plumes is mounting. There are live debates about the earth's inner core dynamics. Combined with insights from geodynamics, mineral physics, geochemistry and other geoscience subfields, we are poised to reconstruct the evolution of our planet through time and the nature of the present-day coupling between the deep interior and plate tectonics. I will review some of the most significant seismological contributions to our knowledge in this field over the last few decades.

### Joyner Lecture: Are Small Earthquakes a Big Deal?

*Monday, 19 April, 12:30–1:30 PM Pacific*

Julian J. Bommer, Imperial College London. Introduced by SSA President John Townend, Victoria University of Wellington

Earthquake engineering has traditionally focused on protecting society against the effects of large-magnitude earthquakes but in recent years there has been increasing interest regarding the impact of smaller earthquakes. This has been driven partly by the occurrence of some low-magnitude earthquakes that have caused unexpected levels of damage and particularly by the heightened concern regarding earthquakes of anthropogenic origin. A number of case histories of small magnitude events reported to have caused damage are then reviewed, highlighting in each case the specific factors contributing to the impact—and in some cases arguing that the physical impact may have been exaggerated.

The lecture re-visits the often misunderstood rationale behind the exclusion of smaller magnitude earthquakes from probabilistic seismic hazard analysis as being related to the risk posed by such events. This is followed by a global analysis of small-to-moderate magnitude earthquakes to ascertain the likelihood of these resulting in damage and/or injury, also considering the generally shallower depths of induced events. Consideration is also given to the question of the smallest

---

Participación en el congreso: Advanced Workshop on Earthquake Fault Mechanics: Theory, Simulation and Observations, en Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), in Trieste from 02 September 2019 to 14 September 2019.



Ref: SMR/3319/TA31041978

Trieste, 08 July 2019

Dear Mr. RAMIREZ PIÑA,

I have pleasure in inviting you to participate in the following ICTP activity:

**Advanced Workshop on Earthquake Fault Mechanics: Theory, Simulation and Observations**

to be held at the Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), in Trieste **from 02 September 2019 to 14 September 2019.**

On the understanding that you will attend the whole activity, the ICTP will offer you:

- a fixed living allowance of Euro 210;
- free accommodation (sharing, in a double room) assigned by the ICTP Housing Office and meal coupons (one per night of stay) for the period covered by this letter of invitation in one of the ICTP guesthouses;
- a travel grant of Euro 400.00. This is an all inclusive contribution towards your travel expenses to the activity. You will have to purchase the travel tickets yourself. The payment of the travel grant will be made upon your arrival.
- Health Insurance coverage is mandatory in Italy and you are requested to bring your policy with you. In case that you and, if accompanied, your spouse and/or your child/children, are nationals of a developing country you will immediately, upon your arrival at the ICTP, be enrolled in an international health insurance scheme (providing each of you is under the age of 75) for the duration of your visit.

This is the complete offer from the ICTP, no other benefits of any kind, either payments or travel reimbursements will be considered.

Please complete the online visit confirmation/accommodation form as soon as possible since no arrangements can be made for you until this form has been completed. Without your confirmation we understand that you do not wish to take advantage of this offer.

/...

RAMIREZ PIÑA Carlos  
Ciz de las arboledas #62 Colonia la Crespa Mza. 101,  
Toluca, México  
50016  
TOLUCA  
MEXICO



We kindly request you to collect your dues during your visit at the ICTP. Should this not be feasible, please send the relevant financial claim to the Operations and Travel Unit, Finance Office within 42 days from the end date of the visit. It is regretted to inform you that no claims shall be considered after that expiry date.

If you are unable to accept this offer, or should you have to withdraw your participation at any time, we ask you to kindly notify us promptly, so that your place may be offered to another applicant.

We hope that we shall have the pleasure of welcoming you here.

Yours sincerely,

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Aoudia', with a long horizontal flourish extending to the right.

Abdelkrim Aoudia,  
*Local Organiser*

## A. CONGRESOS

---

Participación en el congreso: LXVI Congreso Nacional de Física con el trabajo *CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain* (Clave única: LXVI-007627) que se llevo a cabo del 8 al 13 de octubre de 2023 en el Centro de Convenciones y Exposiciones de Morelia, Michoacán.

A quien corresponda.

Tenemos el gusto de informarle que el trabajo con clave única: **LXVI-007627** y cuyo título es: **CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain**, de los autores:

- Ramírez Piña Carlos (*Presentador*)  
Universidad Autónoma del Estado de México
- Escudero Ayala Christian R.  
Universidad de Guadalajara
- Hernández Servín José Antonio  
Universidad Autónoma del Estado de México
- León Soto Gerardo  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
- Arceo Reyes Roberto  
Universidad Autónoma de Chiapas

Fue aceptado para su presentación tipo **póster** en la sesión de **Ciencias de la Tierra** el día **09 de octubre de 2023 en Expocentro Planta Alta** dentro del programa del LXVI Congreso Nacional de Física.

Se extiende la presente constancia el día 10 de septiembre de 2023.

ATENTAMENTE

Comité Científico  
Sociedad Mexicana de Física



## A. CONGRESOS

---

Participación en el congreso: LXIII Congreso Nacional de Física con el trabajo Un método de extracción de características para el reconocimiento de señales sísmicas (Clave única: LXIII-1938) que se llevo a cabo del 4 al 9 de octubre de 2020 en línea.



## LXIII Congreso Nacional de Física

Estimado/a Roberto Arceo Reyes

Le informamos que el trabajo con título Un método de extracción de características para el reconocimiento de señales sísmicas (Clave única: LXIII-1938) de los autores (ordenados alfabéticamente):

- Arceo Reyes Roberto  
Universidad Autónoma de Chiapas
- Escudero Ayala Christian Rene  
Universidad de Guadalajara
- Hernández Servín José Antonio  
Universidad Autónoma del Estado de México
- León Soto Gerardo  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
- Ramírez Piña Carlos  
Universidad Autónoma del Estado de México

Fue revisado y aprobado por el Comité Científico para presentarse en el LXIII Congreso Nacional de Física que se llevará a cabo del 4 al 9 de octubre de 2020 en línea. Favor de entrar a la plataforma de la Sociedad Mexicana de Física para descargar su carta de aceptación. Asimismo, le invitamos a consultar y descargar los manuales de apoyo para su presentación que se adjuntan en el correo.

En caso de no poder presentar el trabajo en el Congreso favor de mandar, lo más pronto posible, un correo electrónico a [cnf@ciencias.unam.mx](mailto:cnf@ciencias.unam.mx)

Atentamente:

Mesa Directiva  
Sociedad Mexicana de Física

## A. CONGRESOS

---

Participación en: 12th Computer Science On-line Conference 2023 que se llevo a acabo los días 26 de abril al 29 de abril del 2023 en linea.

# LETTER OF ACCEPTANCE

12th Computer Science On-line Conference 2023

Dear Gerardo Leon,

Organizing & Program Committee is pleased to announce that your paper:

CrossQuake: A Cross-Correlation Code for Detecting Small Earthquakes in the Frequency Domain (Paper ID: 112611)

Author(s): Leon Gerardo, Ramirez Pina Carlos,

was Accepted

for the 12th Computer Science On-line Conference 2023.

For finishing your registration follow instruction, which has been already sent by e-mail to all authors of accepted papers (or follow instruction on <https://csoc.openpublish.eu>)

CSOC2023 is held on-line from 4/26/2023 to 4/29/2023.

Conference organization (sponsored by): OpenPublish.eu

Organization Committee Chair:

Radek Silhavy, Ph.D.

Program Committee Chair:

Zdenka Prokopova, Ph.D. (Faculty of Applied Informatics, Tomas Bata University in Zlin, Czech Republic)

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'Radek Silhavy', written in a cursive style.

Radek Silhavy, Ph.D.


Organizing Committee Chair

## A. CONGRESOS

---

Participación en: V Assembly of the Latin American and Caribbean Seismological Commission que se llevo a acabo los días 24 al 28 de junio del 2024 en San Jose, Costa Rica.





## V Assembly of the Latin American and Caribbean Seismological Commission - Call for Abstracts

Dear Carlos,

On behalf of scientific committee from the V Assembly of the Latin American and Caribbean Seismological Commission - Call for Abstracts, we are glad to communicate that your abstract titled *CrossTremor: A Detection Code of Tremors with Tectonic Earthquakes as Empiric Green's Functions* has been accepted for presentation in the session "General contributions", part of the V Assembly which will be held in San Jose, Costa Rica from June 24 to 28. Congratulations!

The committee will be in touch with you soon to provide further details about your presentation date and time and also the type (oral or poster).

Please use the present document as a formal acceptance of your abstract as well as for the corresponding steps necessary to assure your presence in the coming **LACSC** meeting.  
Sincerely,

Dr. Esteban J. Chaves

President of **LACSC**

If you no longer want to receive emails from Latin American and Caribbean Seismological Commission, please choose to Opt Out. To no longer receive future emails for this project, please choose to Unsubscribe.

[Unsubscribe](#) | [Opt Out](#)



## Estancias de investigación

---

Como parte del desarrollo de este estudio de investigación, se realizaron varias estancias en prestigiosas instituciones académicas y de investigación. Estas estancias permitieron fortalecer el trabajo realizado, colaborando con expertos en el campo y contribuyendo al avance del proyecto. A continuación, se detallan las estancias de investigación realizadas:

Estancia de investigación en el grupo liderado por el Dr. Gerardo León Soto de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (Morelia, Michoacán) por un periodo de 6 meses comprendido entre el 3 de agosto de 2020 y el 31 de enero de 2021. El trabajo por desarrollar durante dicha estancia se enmarcará dentro del proyecto "Caracterización del volcán de Colima".

Morelia, Mich., a 3 de agosto de 2020

**M. en C.I. Carlos Ramirez Piña**

Por medio de la presente, hago constar que el **M. en C.I. Carlos Ramirez Piña**, alumno del Doctorado en Ciencias de la Computación de la Universidad Autónoma del Estado de México, ha sido **ACEPTADO** para realizar una estancia de investigación en el grupo liderado por el Dr. Gerardo León Soto de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (Morelia, Michoacán) por un periodo de 6 meses comprendido entre el 3 de agosto de 2020 y el 31 de enero de 2021. El trabajo por desarrollar durante dicha estancia se enmarcará dentro del proyecto "Caracterización del volcán de Colima".

Por último, indicar que el que el propio estudiante se hará cargo de los costes de manutención, alojamiento y viajes de traslado que se puedan derivar de su estancia en la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Sin más por el momento reciba un cordial saludo.

**ATENTAMENTE**

  
  
Dr. Gerardo León Soto  
U.M.S.N.H.

---

Estancia de investigación en Earth System Physics Section, Abdus Salam International Center for Theoretical Physics(ICTP) en las fechas del 20 de octubre al 25 de noviembre del 2018.



Our Ref.: 243

September 28, 2018

Dear Mr. Ramirez Pina,

On behalf of the Earth System Physics Section, I have the pleasure of inviting you to the Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), for a research visit from October 20, 2018 to November 25, 2018.

We understand that, through your affiliation with the program "Doctorado en Ciencias de la Ingenieria de la Facultad de Ingenieria de la Universidad Autonoma del Estado de Mexico", all of your travel and living expenses related to your visit will be covered.

Pre-arrival information is available at <http://www.ictp.it/visit-ictp/pre-arrival-guide.aspx>. We request that you read this with utmost care since it contains detailed information regarding formalities related to your visit. Please complete and return the enclosed accommodation form as soon as possible. For any visa problem, please contact the ICTP Visa Information Office directly ([visa@ictp.it](mailto:visa@ictp.it)).

It will be a pleasure to have you here with us.

Sincerely yours,

Abdelkrim Aoudia  
Coordinator, Solid Earth-Geophysics Group  
Earth System Physics Section

Mr. Carlos Ramirez Pina  
Cerro de Coatepec  
Ciudad Universitaria S/N  
C.P. 50100 Toluca  
Mexico

## Referencias

---

- [1] SSA 2021 Annual Meeting. *Seismological Research Letters*, 92(2B):1213–1479, 04 2021. [65](#)
- [2] Rex V Allen. Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the seismological society of America*, 68(5):1521–1532, 1978. [2](#), [7](#), [8](#)
- [3] Sandra Liliana Alzate Plaza. Reconocimiento automático de sismos utilizando dynamic time warping (dtw) y superdiccionario wp+ cp. 2015. [16](#)
- [4] Raúl Arámbula-Mendoza, Gabriel Reyes-Dávila, M Vargas-Bracamontes Dulce, Miguel González-Amezcu, Carlos Navarro-Ochoa, Alejandro Martínez-Fierros, and Ariel Ramírez-Vázquez. Seismic monitoring of effusive-explosive activity and large lava dome collapses during 2013–2015 at volcán de colima, mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 351:75–88, 2018. [12](#)
- [5] David M Boore. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A):1865–1894, 1983. [21](#)
- [6] Michael R Brudzinski, Kristen M Schlanser, Nicholas J Kelly, Charles DeMets, Stephen P Grand, Bertha Márquez-Azúa, and Enrique Cabral-Cano. Tectonic tremor and slow slip along the northwestern section of the mexico subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 454:259–271, 2016. [2](#)
- [7] Michael R. Brudzinski, Kristen M. Schlanser, Nicholas J. Kelly, Charles DeMets, Stephen P. Grand, Bertha Márquez-Azúa, and Enrique Cabral-Cano. Tectonic tremor and slow slip along the northwestern section of the mexico subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 454:259–271, 2016. [14](#)

## REFERENCIAS

---

- [8] J Brune. Correction [to “tectonic stress and the spectra, of seismic shear waves from earthquakes”]. *Journal of geophysical research*, 76(20):5002–5002, 1971. [20](#)
- [9] James N Brune. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26):4997–5009, 1970. [20](#)
- [10] CH Chen. Application of pattern recognition to seismic wave. *Applications of Pattern Recognition*, page 107, 2019. [12](#)
- [11] Chen Chen and Austin A Holland. Phasepapy: A robust pure python package for automatic identification of seismic phases. *Seismological Research Letters*, 2016. [1](#), [3](#), [7](#), [8](#), [9](#)
- [12] Jean-Yves Collot. Estudio geofísico y geológico marino del margen continental ecuatoriano. 2015. [7](#)
- [13] Guillermo Cortés, Luz García, Isaac Álvarez, Carmen Benítez, Ángel de la Torre, and Jesús Ibáñez. Parallel system architecture (psa): An efficient approach for automatic recognition of volcano-seismic events. *Journal of volcanology and geothermal research*, 271:1–10, 2014. [12](#)
- [14] Paul S Earle and Peter M Shearer. Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(2):366–376, 1994. [8](#)
- [15] Christian R Escudero and William L Bandy. Ambient seismic noise tomography of the colima volcano complex. *Bulletin of Volcanology*, 79(2):13, 2017. [25](#), [35](#)
- [16] Luis A. Estrada. *Apuntes de sismología*. Universidad Nacional de Tucuman, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología departamento de geodesia y topografía, abril 2012. Para alumnos de ingeniería geodésica y geofísica de la facultad de ciencias exactas y tecnología de la universidad Nacionalde Tucuman. [1](#)
- [17] Beatriz Gaité Castrillo. Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. 2013. [18](#)
- [18] Robert J Geller and Charles S Mueller. Four similar earthquakes in central California. *Geophysical Research Letters*, 7(10):821–824, 1980. [2](#)
- [19] Steven J Gibbons. The optimal correlation detector? *Geophysical Journal International*, 228(1):355–365, 2022. [3](#)



- 
- [20] Steven J Gibbons and Frode Ringdal. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1):149–166, 2006. [3](#), [11](#), [36](#)
- [21] P Goldstein and A Snoko. Sac availability for the iris community. *Incorporated Research Institutions for Seismology Newsletter*, 7(UCRL-JRNL-211140), 2005. [25](#), [27](#), [30](#), [31](#), [32](#)
- [22] Juan Martín Gómez-González, Carlos Mendoza, Anthony Sladen, and Marco Guzmán-Speziale. Kinematic source analysis of the 2003 tecomán, méxico, earthquake (mw 7.6) using teleseismic body waves. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(2):249–262, 2010. [28](#), [33](#)
- [23] Diana González Gómez et al. Análisis espectral: consideraciones teóricas y aplicabilidad. 2013. [11](#)
- [24] LC González-Ruiz. *Study of the aftershocks (November 29 to December 17, 1978, m 3.0) of the November 29, 1978 Oaxaca earthquake, calibration of magnitudes*. PhD thesis, BSc thesis, UNAM, Mexico. 68 pp (in Spanish), 1980. [29](#)
- [25] S Grand and J Ni. Mapping the rivera subduction zone. *International Federation of Digital Seismograph Networks*, 2006. [25](#)
- [26] Miguel Herraíz. Conceptos básicos de sismología para ingenieros. *CISMID, Universidad Nacional de Ingeniería, Perú*, 1997. [21](#)
- [27] Hitoshi Hirose, Kazuro Hirahara, Fumiaki Kimata, Naoyuki Fujii, and Shin’ichi Miyazaki. A slow thrust slip event following the two 1996 hyuganada earthquakes beneath the bungo channel, southwest japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21):3237–3240, 1999. [2](#)
- [28] Allen Husker, William B Frank, Guillermo Gonzalez, Leticia Avila, Vladimir Kostoglodov, and Ekaterina Kazachkina. Characteristic tectonic tremor activity observed over multiple slow slip cycles in the mexican subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1):599–608, 2019. [14](#), [15](#)
- [29] Carolina Jaramillo, Rubén León, Román Lara-Cueva, Diego S Benitez, and Mario Ruiz. A new structure for sequential detection and maximum entropy spectral estimator for characterization of volcanic seismic signals. In *Communications (LATINCOM), 2014 IEEE Latin-America Conference on*, pages 1–6. IEEE, 2014. [10](#)

## REFERENCIAS

---

- [30] Carolina E Jaramillo, Rubén D León, Román A Lara, Diego S Benítez, and Mario Ruiz. Caracterización de señales sísmicas del volcán cotopaxi utilizando estimadores espectrales clásicos y de máxima entropía. *Maskana*, pages 141–153, 2016. [10](#), [11](#)
- [31] Z Jiménez, G Reyes, and JM Espíndola. The july 1994 episode of seismic activity at colima volcano, mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 64(3-4):321–326, 1995. [21](#)
- [32] Erol Kalkan. An automatic p-phase arrival-time picker. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2016. [4](#), [8](#)
- [33] Hiroo Kanamori, Paul C. Jennings, Shri Krishna Singh, and Luciana Astiz. Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero seismic gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3):811–829, 06 1993. [13](#)
- [34] E Kissling, U Kradolfer, and H Maurer. Program velest user’s guide-short introduction. *Institute of Geophysics, ETH Zurich*, 1995. [22](#)
- [35] FW Klein. User’s guide to hypoinverse-2000, a fortran program to solve for earthquake location and magnitudes/usgs open file report 02-171, version 1.0. 2002. [28](#)
- [36] Steven Lawrence Kramer. *Geotechnical earthquake engineering*. Pearson Education India, 1996. [20](#)
- [37] Fco. Ramón Zuñiga Dávila Madris. Notas introductorias a la sismología, June 2011. [2](#), [7](#)
- [38] Emanuela Matrullo, Raffaella De Matteis, Claudio Satriano, Ortensia Amoroso, and Aldo Zollo. An improved 1-D seismic velocity model for seismological studies in the Campania–Lucania region (Southern Italy). *Geophysical Journal International*, 195(1):460–473, 07 2013. [21](#)
- [39] Sylvain Michel, Adriano Gualandi, and Jean-Philippe Avouac. Similar scaling laws for earthquakes and cascadia slow-slip events. *Nature*, 574(7779):522–526, 2019. [20](#)
- [40] M Meghan Miller, Tim Melbourne, Daniel J Johnson, and William Q Sumner. Periodic slow earthquakes from the cascadia subduction zone. *Science*, 295(5564):2423–2423, 2002. [2](#)

- 
- [41] Yutaka Nakamura. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1), 1989. [21](#)
- [42] Kazushige Obara. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, 296(5573):1679–1681, 2002. [2](#)
- [43] Kazushige Obara. Characteristic activities of slow earthquakes in japan. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 96(7):297–315, 2020. [2](#)
- [44] Juan A Ochoa-Chávez, Christian R Escudero, Francisco J Núñez-Cornú, and William L Bandy. P-wave velocity tomography from local earthquakes in western mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11):3487–3511, 2016. [21](#)
- [45] Yusaku Ohta, Jeffrey T Freymueller, Sigrún Hreinsdóttir, and Hisashi Suito. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1-2):108–116, 2006. [2](#)
- [46] Oscar Alfonso Ortega Noroña, Carrera de Telecomunicaciones, and Lara Cueva. Creación de algoritmos basados en técnicas de detección de la actividad de la voz aplicado a eventos sísmicos en el volcán llaima. [8](#)
- [47] Jens HavskovLars Ottemoller. Routine data processing in earthquake seismology. 2010. [19](#), [20](#), [21](#)
- [48] Anne Paul, Marco Cattaneo, François Thouvenot, Daniele Spallarossa, Nicole Béthoux, and Julien Fréchet. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9):19367–19389, 2001. [21](#)
- [49] José Antonio Peláez. Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3):267–275, 2011. [20](#)
- [50] Carlos Ramírez Piña, Christian R Escudero, JA Hernández-Servín, and Gerardo León Soto. Crossquake: A cross-correlation code for detecting small earthquakes in the frequency domain. In *Computer Science On-line Conference*, pages 488–497. Springer, 2023. [35](#)
- [51] Raymundo Plata-Martínez, Satoshi Ide, Masanao Shinohara, ES Garcia, Naoto Mizuno, LA Dominguez, Taka’aki Taira, Yusuke Yamashita, Akiko Toh, Tomoaki

## REFERENCIAS

---

- Yamada, et al. Shallow slow earthquakes to decipher future catastrophic earthquakes in the guerrero seismic gap. *Nature communications*, 12(1):3976, 2021. [13](#)
- [52] Harry Fielding Reid. The mechanism of the earthquake, the california earthquake of april 18, 1906. *Report of the Research Senatorial Commission, Carnegie Institution, Washington, DC*, 2:16–18, 1910. [1](#)
- [53] Rajesh Rekapalli and RK Tiwari. A short note on the application of singular spectrum analysis for geophysical data processing. *J. Ind. Geophys. Union (January 2015)*, 19(1):77–85, 2015. [11](#)
- [54] Rocky Roden, Thomas Smith, and Deborah Sacrey. Geologic pattern recognition from seismic attributes: Principal component analysis and self-organizing maps. *Interpretation*, 3(4):SAE59–SAE83, 2015. [12](#)
- [55] Emilio Rosenblueth. Sismos y sismicidad en México. *Instituto de Ingeniería UNAM*, 2000. [1](#)
- [56] KG Rosero Jácome. Adaptación e implementación de algoritmos voice activity detection para la detección de eventos microsísmicos del volcán cotopaxi, 2020. [9](#)
- [57] S Scarpetta, F Giudicepietro, EC Ezin, S Petrosino, E Del Pezzo, M Martini, and M Marinaro. Automatic classification of seismic signals at mt. vesuvius volcano, italy, using neural networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1):185–196, 2005. [3](#)
- [58] David P. Schaff and Felix Waldhauser. Waveform Cross-Correlation-Based Differential Travel-Time Measurements at the Northern California Seismic Network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6):2446–2461, 12 2005. [11](#)
- [59] Nikolai M Shapiro, Michel Campillo, Laurent Stehly, and Michael H Ritzwoller. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715):1615–1618, 2005. [11](#)
- [60] David R Shelly, Gregory C Beroza, and Satoshi Ide. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133):305–307, 2007. [2](#), [15](#)
- [61] David R Shelly and Jeanne L Hardebeck. Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central san andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 37(14), 2010. [2](#)

- [62] Dylan Brooks Snover, Christopher W Johnson, Michael Joseph Bianco, and Peter Gerstoft. Urban seismic noise classification using dense array data. *AGUFM*, 2019:S13A–05, 2019. [12](#)
- [63] Seok Goo Song, Gregory C Beroza, and Paul Segall. A unified source model for the 1906 san francisco earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2):823–831, 2008. [1](#)
- [64] Seth Stein and Michael Wysession. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons, 2009. [1](#), [20](#)
- [65] Sandy Kurniawan Suhardja, Stephen P Grand, David Wilson, Marco Guzman-Speziale, Juan Martin Gomez-Gonzalez, Tonatiuh Dominguez-Reyes, and James Ni. Crust and subduction zone structure of southwestern mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2):1020–1035, 2015. [21](#)
- [66] Amanda M Thomas, Gregory C Beroza, and David R Shelly. Constraints on the source parameters of low-frequency earthquakes on the san andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 43(4):1464–1471, 2016. [4](#), [15](#)
- [67] Manuel Titos, Angel Bueno, Luz García, M Carmen Benítez, and Jesús Ibañez. Detection and classification of continuous volcano-seismic signals with recurrent neural networks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(4):1936–1948, 2018. [12](#)
- [68] Denny Torres, José Eduardo Ateaga Moriano, and Juan Camilo Mutis Mambuscay. Conceptos preliminares para análisis en ingeniería sísmica. *Encuentro Internacional de Educación en Ingeniería*, 2023. [16](#)
- [69] David J Wald, Hiroo Kanamori, Donald V Helmberger, and Thomas H Heaton. Source study of the 1906 san francisco earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4):981–1019, 1993. [1](#)
- [70] Felix Waldhauser and William L Ellsworth. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern hayward fault, california. *Bulletin of the seismological society of America*, 90(6):1353–1368, 2000. [28](#)
- [71] Jacob I Walter, Susan Y Schwartz, Marino Protti, and Victor Gonzalez. The synchronous occurrence of shallow tremor and very low frequency earthquakes offshore of the nicoya peninsula, costa rica. *Geophysical Research Letters*, 40(8):1517–1522, 2013. [2](#), [15](#)

## REFERENCIAS

---

- [72] Deyun Wei, Qiwen Ran, and Yuanmin Li. A convolution and correlation theorem for the linear canonical transform and its application. *Circuits, Systems, and Signal Processing*, 31(1):301–312, 2012. [17](#)
- [73] Michael West. The colima deep seismic experiment: Imaging the magmatic root of colima volcano. *Int. Fed. Digit. Seismogr. Netw*, 2006. [25](#)
- [74] Araceli Zamora-Camacho, Juan Manuel Espíndola, and Gabriel Reyes-Dávila. The 1997–1998 activity of volcan de colima, western mexico: some aspects of the associated seismic activity. *Pure and applied geophysics*, 164(1):39–52, 2007. [29](#)
- [75] Haijiang Zhang, Clifford Thurber, and Charlotte Rowe. Automatic P-Wave Arrival Detection and Picking with Multiscale Wavelet Analysis for Single-Component Recordings. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5):1904–1912, 10 2003. [2](#)