



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Análisis de la sismicidad  
asociada a la erupción del  
volcán Chichonal de 1982  
con técnicas digitales**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniera Geofísica**

**P R E S E N T A**

Yamileet Bolaños Flores

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Marco Calò



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025**



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y  
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL  
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD ASOCIADA A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CHICHONAL DE 1982 CON TÉCNICAS DIGITALES que presenté para obtener el título de INGENIERO GEOFÍSICO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

---

**YAMILEET BOLAÑOS FLORES**  
Número de cuenta: 317153062



Jurado asignado:

Presidente. Dra. Ana María Soler Arechalde

Vocal. Dr. Marco Calò

Secretario. Dr. Juan Manuel Espíndola Castro

Primer Suplente. Dr. Josué Tago Pacheco

Segundo Suplente. Mtro. Jonatán Arreola Manzano

Sitio en donde se desarrolló el tema:

Universidad Nacional Autónoma de México.



# Agradecimientos

La culminación de esta tesis no hubiera sido posible sin el apoyo y la compañía de muchas personas que, directa o indirectamente, formaron parte de este proceso. A todas ellas, mi más profundo agradecimiento.

Quiero agradecer con todo mi corazón a mis padres, por ser mi base, mi motor y mi mayor fuente de fortaleza. Gracias por su amor incondicional, por sus palabras de aliento y hacerme creer en mí incluso cuando yo dudaba. A mi hermano, por estar siempre presente con su apoyo y por darme ánimos para continuar.

A mi solecito, gracias por tu paciencia, por acompañarme en los días largos y en todo este recorrido que llevamos juntos en la carrera y por celebrar cada pequeño logro conmigo. También quiero agradecer a mis perritos, quienes, con su compañía fiel y sus ojitos brillantes, se quedaban despiertos conmigo en las noches más pesadas, dándome consuelo y ganas de continuar.

Expreso mi gratitud al Dr. Juan Manuel Espíndola, por proporcionarme la base de datos que hizo posible gran parte de este trabajo. Su generosidad fue clave para poder avanzar en esta investigación. Al investigador Benedetto Schiavo, por brindarme artículos y un libro fundamentales sobre el volcán Chichonal, los cuales fueron de gran ayuda para construir la base teórica de esta tesis. A mi asesor Marco Calò, gracias por su guía, por aceptarme y por mostrarme el maravilloso mundo de la sismología y vulcanología, por exigirme lo necesario y por confiar en mis capacidades a lo largo del camino.

Quiero extender mi agradecimiento al jurado que evaluó este trabajo, a la Dra. Ana Soler, al Dr. Juan Manuel Espíndola, al Dr. Josué Tago Pacheco y al Mtro. Jonathan Arreola por el tiempo dedicado a su revisión, por sus observaciones y comentarios valiosos que contribuyeron a enriquecer esta tesis. Su compromiso académico y disposición fueron fundamentales para cerrar esta etapa con aprendizaje y claridad.

Gracias al personal de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, especialmente a los Técnicos Saúl Armendáriz Sanchez y Casiano Casiano Luis Manuel por brindarme siempre un espacio y las herramientas necesarias para trabajar, especialmente por permitirme utilizar el escáner para la realización de la base de datos de este trabajo. A Laura García, gracias por ayudarme a realizar los escaneos con tanta disposición y amabilidad.

Gracias también al Instituto de Geofísica por permitirme trabajar en sus instalaciones y brindarme un espacio en el que pude desarrollar esta investigación. A mi universidad, la UNAM, por ser casa de formación y crecimiento, y por ofrecerme las herramientas académicas y humanas para desarrollarme como persona y como científica.

Finalmente, a mis amigas y amigos: gracias por las conversaciones, los mensajes de ánimo, las risas en medio del estrés y por recordarme que no estaba sola. Cada uno de ustedes forma parte de este logro.

# Índice general

Índice general	VII
Índice de figuras	IX
Índice de tablas	XIII
Resumen	1
Abstract	2
<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
1.1. Introducción . . . . .	3
1.2. Planteamiento del problema . . . . .	4
1.3. Objetivo . . . . .	5
1.3.1. Objetivos particulares . . . . .	5
<b>2. Contexto geológico</b>	<b>7</b>
2.1. Ubicación y descripción . . . . .	7
2.2. Geología regional . . . . .	8
2.3. Geología local e historia eruptiva . . . . .	9
<b>3. Contexto teórico</b>	<b>13</b>
3.1. Esfuerzos y deformación . . . . .	13

3.2.	Ecuación constitutiva . . . . .	14
3.2.1.	Ecuación de onda sísmica . . . . .	15
3.3.	Ondas sísmicas . . . . .	16
3.3.1.	Ondas P y S . . . . .	16
3.3.2.	Ondas superficiales . . . . .	17
3.4.	Localización de sismos (método de Geiger) . . . . .	18
3.5.	Sismicidad volcánica . . . . .	19
3.5.1.	Clasificación de señales volcánicas . . . . .	20
<b>4.</b>	<b>Sismicidad y proceso eruptivo del volcán Chichonal en 1982</b>	<b>23</b>
4.1.	Redes sismológicas . . . . .	23
4.2.	Clasificación de señales en el volcán Chichonal . . . . .	24
4.3.	Sismicidad y proceso eruptivo . . . . .	25
<b>5.</b>	<b>Metodología</b>	<b>27</b>
5.1.	Digitalización de los registros sísmicos . . . . .	27
5.2.	Construcción de la base de datos . . . . .	28
5.3.	Identificación de fases sísmicas . . . . .	32
5.3.1.	Elección de la estación y mes a analizar . . . . .	32
5.3.2.	Despliegue de la interfaz . . . . .	33
5.3.3.	Identificación del evento y minutos de referencia . . . . .	35
5.3.4.	Almacenamiento de datos . . . . .	35
5.4.	Integración de eventos . . . . .	36
5.5.	Análisis estadístico . . . . .	38
5.6.	Localización de sismos . . . . .	38
<b>6.</b>	<b>Resultados y discusión</b>	<b>41</b>
6.1.	Análisis estadístico . . . . .	41

6.2. Localización de los eventos y su distribución espacial . . . . .	44
<b>7. Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>51</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>53</b>
<b>A. Anexos</b>	<b>57</b>
A.1. Estaciones de la red de CFE y la red del Instituto de Geofísica y de Ingeniería	57
A.2. Histogramas de las estaciones analizadas . . . . .	57



## Índice de figuras

1.1. Volcán Chichón o Chichonal. (Tomada de López, 2021). . . . .	3
2.1. Ubicación del volcán Chichonal. . . . .	7
2.2. Descripción del volcán Chichonal. (Tomada de Arellano y Jiménez, 2012). . . . .	8
2.3. Aspectos regionales alrededor del volcán Chichonal. (Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004). . . . .	9
2.4. Mapa de estructuras geológicas de la zona del Chichonal. (Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004). . . . .	10
2.5. Columna estratigráfica del complejo volcánico Chichonal donde se observa la secuencia volcánica y sedimentaria. (Tomada de Arellano y Jiménez, 2012). . . . .	11
3.1. Desplazamiento de la onda P y S. (Tomada y modificada de Stein y Wysession, 2003). . . . .	17
3.2. Clasificación de señales volcánicas por Malfante et al., 2018 provenientes del volcán Ubinas, donde se ilustra la forma de onda y el espectrograma de cada una de ellas. . . . .	20
4.1. Mapa de estaciones de la red instalada por CFE (en verde) y la red del Instituto de Geofísica y de Ingeniería (en rojo). Las ubicaciones de dichas estaciones se encuentran en el anexo de este trabajo. . . . .	24
4.2. Clasificación de señales volcánicas del Chichón durante su periodo eruptivo en 1982. (Tomada de Havskov et al., 1983). . . . .	26
5.1. Secuencia de pasos empleada en el desarrollo de este trabajo. . . . .	27
5.2. Esquema ilustrativo del equipo utilizado para obtener los registros en papel fotográfico y ahumado, así como el sensor Ranger de Kinematics. . . . .	28

5.3.	Hoja correspondiente al día 01/04/82 de la estación OCOTEPEC-SIP. . . . .	29
5.4.	Hoja correspondiente al día 03/04/82 de la estación SUR4. . . . .	30
5.5.	Hoja correspondiente al día 05/04/82 de la estación OSTUACÁN. . . . .	30
5.6.	Hoja correspondiente al día 06/04/82 de la estación CSN. . . . .	31
5.7.	Esquema en el que se ilustra como elegir la estación y el mes para extraer la información que necesita el código. . . . .	32
5.8.	Esquema en el que se ilustra la interfaz del programa donde se aprecian los elementos que requiere para la selección de las fases y la hoja escaneada elegida. . . . .	33
5.9.	Marcas de tiempo ("saltos") que indican el comienzo o término de un minuto completo en registros analógicos de papel. . . . .	34
5.10.	Esquema que ilustra la dinámica para identificar las marcas de tiempo 1 y 2 de un sismo así como sus fases. Los diferentes acercamientos muestran el nivel de detalle que se puede alcanzar para la estimación de las fases sísmicas. . . . .	35
5.11.	Esquema que ilustra como se almacenan los datos una vez ingresados los tiempos de arribo y por otro lado el archivo de salida .dat que se genera. . . . .	36
5.12.	Interior del archivo generado .dat con los tiempos de arribo de las fases sísmicas. . . . .	37
5.13.	Sintaxis para guardar archivos .dat generados al término de la selección de tiempos de arribo de las fases sísmicas. . . . .	37
5.14.	Esquema que ilustra los archivos de entrada y salida que se requieren en el proceso de integración de eventos. . . . .	38
5.15.	Esquema que ilustra el archivo de las diferencias de tiempo entre fases P y S y los valores identificativos de los picados complementarios que se pudieron incorporar al catálogo nuevo. . . . .	39
5.16.	Ejemplo del contenido del archivo de salida de Hypoinverse. . . . .	40
6.1.	Histogramas obtenidos para todas las diferencias de tiempo para P y S. . . . .	42
6.2.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación CSN. . . . .	43
6.3.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación LIB (LIBERTAD). . . . .	44
6.4.	Mapa de distribución espacial de los sismos localizados junto a las estaciones utilizadas. . . . .	45
6.5.	Mapa de distribución espacial de los sismos localizados por día: a) 1 de abril; b) 2 de abril; c) 3 de abril; d) 4 de abril, e) 5 de abril, f) 6 de abril. . . . .	46

6.6.	Mapa de distribución de localizaciones para a) la base de datos reportada por Espíndola (Jiménez et al., 1999) y b) la base de datos actualizada. . . . .	48
6.7.	Sección A-A' orientada E-W de las localizaciones obtenidas para la base de datos de Espíndola (Jiménez et al., 1999). . . . .	49
6.8.	Sección A-A' orientada E-W de las localizaciones obtenidas para la nueva base de datos, indicando con círculos azules las tres regiones principales de concentración de sismicidad. . . . .	49
6.9.	Imagen tridimensional orientada NNW-SSE con sección B-B' de las localizaciones obtenidas para la base de datos de Espíndola (Jiménez et al., 1999). . .	50
6.10.	Imagen tridimensional orientada NNW-SSE con sección B-B' de las localizaciones obtenidas para la nueva base de datos, en la que se observa una ligera pendiente en la distribución de la sismicidad, indicada con líneas azules punteadas. . . . .	50
A.1.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación TPN. . . . .	58
A.2.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación SUR4. . . . .	59
A.3.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación SIP. . . . .	60
A.4.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación OST. . . . .	61
A.5.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación IXT3. . . . .	62
A.6.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación CH5. . . . .	63
A.7.	Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación ARE. . . . .	64



## Índice de tablas

5.1. Número de hojas escaneadas por estación, mes y total de todo el año de 1982. . . . .	29
5.2. Estaciones que se utilizaron como base de datos para el periodo de tiempo elegido tomando en cuenta como parámetros la disponibilidad de la información, calidad de la señal y nivel de ruido de la estación. . . . .	31
5.3. Asignación de pesos para arribos de onda P y S. . . . .	34
5.4. Modelo de velocidades utilizado para la localización de eventos sísmicos con HYPOINVERSE 2000. Con una relación $V_P/V_S = 1,78$ . . . . .	39
6.1. Parámetros estadísticos de las diferencias en los tiempos de arribo de este trabajo y los de Espíndola (Jiménez et al., 1999). . . . .	43
6.2. RMS localización. . . . .	44
A.1. Tabla de ubicaciones de las estaciones que se encontraban alrededor del volcán en 1982. (Tomada de Havskov et al., 1983). . . . .	57



## Resumen y abstract

### Resumen

El volcán Chichonal es un volcán de tipo poligenético que se ubica en la parte noroccidental del estado de Chiapas. Es un volcán que ha presentado alrededor de 11 erupciones violentas en los últimos 10,000 años, siendo la última, la que ocurrió en marzo de 1982.

Esta erupción tuvo un periodo de sismicidad muy importante, ya que se estima que después del último episodio de explosión, le siguió una actividad sísmica de alrededor de 1,500 sismos (Jiménez et al., 1999). Este trabajo tiene por objetivo analizar dicha sismicidad empleando técnicas digitales. Para ello se utilizaron los registros en papel ahumado y fotográfico obtenidos de las redes de estaciones instaladas en esa época. Además para lograr obtener una comparación directa entre métodos, se optó por usar como referencia la base de datos de sismos reportados en el trabajo de Jiménez et al., 1999.

El análisis de la sismicidad se logró implementando diversos códigos (la mayoría en Matlab) con los cuales se siguió una metodología de seis pasos: 1) digitalización de los registros; 2) construcción de una nueva base de datos; 3) identificación de fases sísmicas; 4) integración de eventos; 5) análisis estadístico y 6) localización de los sismos.

Los resultados a los que se llegaron fueron primeramente un total de 2,048 ondas P y 1,660 ondas S, los cuales se asociaron a 593 eventos sísmicos. Adicionalmente, se lograron obtener 388 estimaciones de ondas S más que las reportadas en el catalogo de referencia (Jiménez et al., 1999).

El análisis estadístico se logró visualizar con ayuda de histogramas de diferencias de tiempos de arribo entre la nueva base de datos y la anterior reportada, esto para ondas P y S en las estaciones con las que se trabajaron, además de un histograma global que abarca todas las fases identificadas.

Finalmente con las estimaciones de tiempos de arribo obtenidas, se utilizó el programa HYPOINVERSE para localizar los eventos tanto para la nueva base de datos, como para la de Jiménez et al., 1999. Las localizaciones resultantes muestran un patrón de sismicidad por debajo del volcán con tres regiones principales a profundidad (3, 6 y 15 km) además de una ligera pendiente hacia el norte que puede indicar que el conducto por el cual asciende el magma no es totalmente vertical. Otro punto importante fue la obtención de localizaciones

---

fuera del edificio volcánico, lo que sugiere puede deberse a un control tectónico.

## Abstract

Chichonal volcano is a polygenetic-type volcano located in the northwestern part of the state of Chiapas. It has experienced approximately 11 violent eruptions over the past 10,000 years, the most recent of which occurred in March 1982.

This eruption was accompanied by a significant period of seismicity, as it is estimated that following the last explosive episode, around 1,500 earthquakes occurred (Jiménez et al., 1999). The objective of this work is to analyze that seismic activity using digital techniques. For this purpose, smoked paper and photographic records obtained from the network of stations installed at that time were used. Additionally, to enable a direct comparison between methods, the earthquake database reported by Jiménez et al., 1999 was chosen as a reference.

The seismicity analysis was carried out by implementing various codes (mostly in Matlab), following a six-step methodology: 1) digitization of the records; 2) construction of a new database; 3) identification of seismic phases; 4) event association; 5) statistical analysis; and 6) earthquake location.

The results obtained include a total of 2,048 P-wave and 1,660 S-wave picks, which were associated with 593 seismic events. Furthermore, 388 additional S-wave picks were identified compared to those reported in the reference catalog (Jiménez et al., 1999).

The statistical analysis was visualized through histograms of arrival time differences between the new and reference databases, for both P and S waves at the stations used, as well as a global histogram encompassing all identified phases.

Finally, the arrival time estimates were used with the HYPOINVERSE program to locate the events from both the new and the reference database (Jiménez et al., 1999). The resulting locations show a pattern of seismicity beneath the volcano, with three main depth zones (3, 6, and 15 km), and a slight northward dip, which may indicate that the magma ascent conduit is not perfectly vertical. Another noteworthy observation was the occurrence of seismic events outside the volcanic edifice, suggesting a possible tectonic control.

## Introducción

### 1.1. Introducción

En el año de 1982, el volcán Chichonal (Figura 1.1), ubicado en los municipios de Francisco de León y Pichucalco al norte de Chiapas, entró en un periodo eruptivo conformado por varios episodios explosivos entre los días 28 de marzo y 4 de abril, en él, se destacan tres erupciones de gran violencia al inicio y al final. El riesgo que implicó para la población cercana fue alto, debido a que no se contaba con mecanismos de respuesta organizados para la sociedad ante fenómenos amenazantes.



Figura 1.1: Volcán Chichón o Chichonal. (Tomada de López, 2021).

A lo largo de todo el periodo eruptivo, se contó con la presencia de actividad sísmica, por lo cual, el Instituto de Geofísica de la UNAM y posteriormente el de Ingeniería, instalaron una red temporal de estaciones para complementar la información que se estaba registrando en algunas estaciones permanentes que estaban operando bajo el resguardo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Los registros sísmicos obtenidos en ese entonces consistían en hojas de papel ahumado y fotográfico y permitieron estudiar de manera detallada la sismicidad asociada a la erupción. (Jiménez et al., 1999; Espíndola et al., 2006; Legrand et al., 2015)

Sin embargo, las limitaciones tecnológicas de aquel tiempo condicionaron la posibilidad

de llevar a cabo análisis de precisión con herramientas digitales.

En este trabajo se pretende reducir las incertidumbres en los análisis de registros sísmicos analógicos usando herramientas de análisis digitales de este tipo de datos.

En el segundo capítulo se presenta el contexto geológico del volcán Chichonal, se realiza una breve descripción de él y se menciona su ubicación. La geología que se aborda en este capítulo se divide de manera local y regional, de tal forma que se tiene un panorama más completo sobre la zona de estudio.

En el tercer capítulo se tiene el contexto teórico detrás de todo el trabajo realizado, se parte desde conceptos como lo son esfuerzos y deformaciones hasta llegar a la descripción de las ondas sísmicas. Además, se plantean temas como la localización de sismos, la sismicidad volcánica y el tipo de señales que están presentando.

Para el cuarto capítulo se trata el proceso eruptivo y la sismicidad ocurrida en 1982 en el volcán Chichón. Se habla acerca de las redes sismológicas que detectaron estos eventos y como a partir de que fueron apareciendo en los registros, se clasificaron. Se aborda además de manera general la cronología de los hechos ocurridos durante los eventos eruptivos.

En el capítulo 5, se presenta la metodología que se siguió para la elaboración de este trabajo, en total se hicieron seis pasos para la obtención de resultados. Se tomó en cuenta desde que se hizo el escaneo de registros sísmicos, hasta la localización de los eventos encontrados en ellos.

Los resultados y la discusión de estos se presentan en el capítulo 6 y finalmente en el capítulo 7 se enuncian las conclusiones de este trabajo.

## **1.2. Planteamiento del problema**

Después del periodo eruptivo del volcán Chichón en 1982, se registró una gran actividad sísmica que fue disminuyendo poco a poco durante casi todo el mes siguiente. Gracias a una red sísmica instalada por la Comisión Federal de Electricidad y a la red temporal instalada por el Instituto de Geofísica, se obtuvieron registros de dicha actividad, los cuales fueron plasmados en papel ahumado y en papel fotográfico. Sin embargo, identificar los tiempos de arribo de las ondas de manera precisa resultaba una tarea que a la larga se volvía complicada, pues además de que todo se realizaba de manera manual, las hojas que incluían los registros podían verse saturadas por la cantidad de sismos ocurridos, esto sugiere que las localizaciones calculadas en ese tiempo tengan un margen de error importante.

El análisis de los registros analógicos con técnicas digitales presenta una gran importancia pues permite mejorar y completar la calidad de la información sobre la sismicidad asociada a este evento eruptivo. Esto no solo contribuye a una mejor comprensión del fenómeno, sino que también permite contrastar los resultados obtenidos con estudios previos.

## 1.3. Objetivo

Analizar los datos analógicos de sismicidad correspondientes a la erupción del volcán Chichonal, Chiapas de 1982 mediante la implementación de técnicas digitales.

### *1.3.1 Objetivos particulares*

- Organizar una base de datos con los sismogramas recuperados y digitalizados que corresponden al periodo eruptivo de 1982 en el volcán Chichonal.
- Identificar y marcar las fases sísmicas de los eventos encontrados en el periodo de tiempo establecido implementando códigos de programación.
- Determinar la localización de los eventos encontrados y cuyas ondas P y S fueron previamente determinados.
- Comparar los resultados obtenidos con análisis realizados previamente.
- Interpretar de manera general la distribución de las localizaciones obtenidas.



## Contexto geológico

### 2.1. Ubicación y descripción

El volcán Chichonal o Chichón como también es conocido, es un volcán de tipo poligenético <sup>1</sup> ubicado en la parte noroccidental del estado de Chiapas (17.36°N, 93.23°W). Se encuentra a 70 km en dirección norte-norponiente de Tuxtla Gutiérrez (Figura 2.1) y aproximadamente a 350 km de la trinchera mesoamericana. Forma parte del Anticlinorio de Chiapas cuyo buzamiento es en dirección NW-SE hacia el Golfo de México.

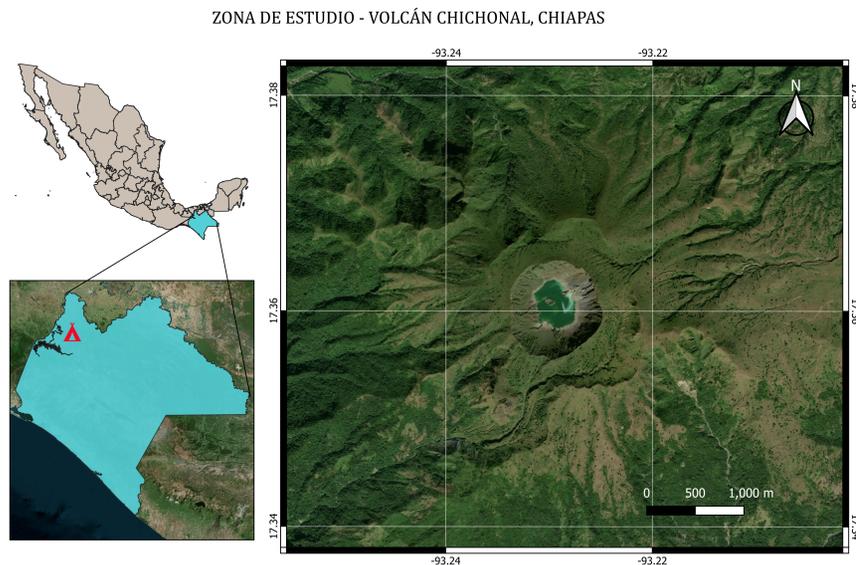


Figura 2.1: Ubicación del volcán Chichonal.

Se trata de una estructura geológicamente reciente, pues se sabe que es el volcán más joven de la parte noroccidental del Arco Volcánico Chiapaneco (ACV) (Damon y Montesinos, 1978).

Hasta antes de las explosiones de 1982, el volcán Chichón alcanzaba una altura de 1269 msnm y aunque su diámetro general permanece igual hasta ahora, la altura redujo considerablemente debido a que gran parte (aproximadamente 0.024 km<sup>3</sup> de acuerdo con Gutiérrez

<sup>1</sup>Volcanes poligenéticos: volcanes cuya formación es debida a múltiples erupciones.

et al., 1983) fue fracturada y expulsada, por lo que, en la actualidad presenta un cráter de explosión en la parte central con una forma circular-elíptica de 700 m de diámetro y con una profundidad de 150 m aproximadamente, en la que alberga en su interior un cráter lago de 1 km de diámetro (Figura 2.2). La elevación máxima del volcán es de 1,150 msnm.



Figura 2.2: Descripción del volcán Chichonal. (Tomada de Arellano y Jiménez, 2012).

## 2.2. Geología regional

Desde un punto de vista regional, en la parte suroriental de la República Mexicana se encuentra la unión de elementos tectónicos tales como la placa Norteamericana, la placa del Caribe, la placa de Cocos y la zona de subducción denominada como "Trinchera Mesoamericana".

Algunos de los rasgos geomorfológicos de la zona (Figura 2.3) de la Placa Norteamericana son la Plataforma de Yucatán, el Cinturón Plegado o Anticlinorio de Chiapas, la Falla del Istmo, el Macizo Granítico y el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual define el límite entre la Placa de Norteamérica y la del Caribe. La zona puede describirse como una provincia de fallas transcurrentes caracterizada por una serie de bloques levantados y hundidos, delimitados por grandes fallas con movimiento lateral izquierdo. El volcán Chichón se encuentra dentro del Anticlinorio de Chiapas mismo que ha sido sepultado por sedimentos post-miocenos cuyos espesores son considerables en la planicie costera del Golfo.

La geología que define los alrededores del volcán es constituida por una serie de unidades de las cuales se encuentra el Macizo de Chiapas, mismo que integra el basamento del estado y esta compuesto por granitos, dioritas y gneis de edad pérmica, (Castro Mora et al., 1999), sobre éste y de manera discordante se encuentra un conjunto de rocas mesozoicas marinas que constituyen zonas montañosas abruptas de anticlinorios y sinclinorios, además de rocas cenozoicas y del mioceno cuyos orígenes son de naturaleza continental y marina. En la parte más superficial se conforman depósitos de limos, arenas, arcillas y depósitos piroclásticos

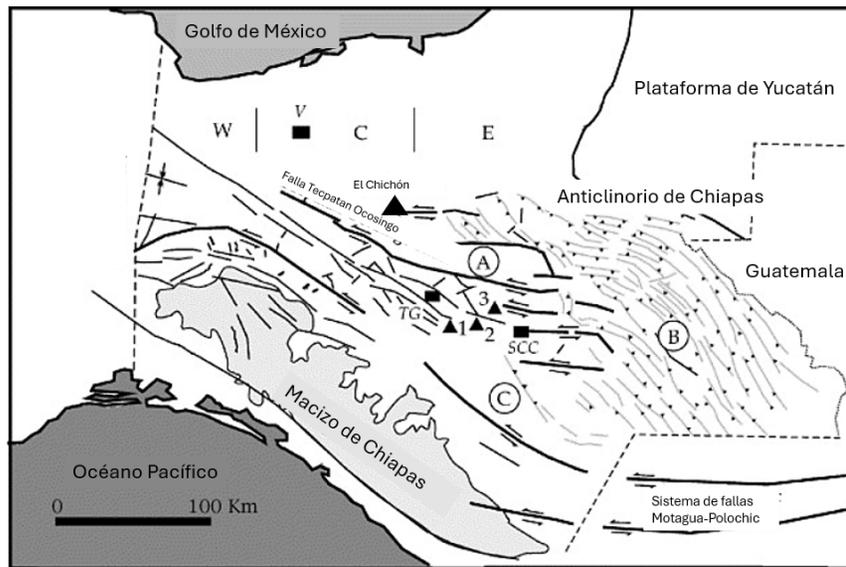


Figura 2.3: Aspectos regionales alrededor del volcán Chichonal. (Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004).

derivados de la actividad volcánica del Chichón y del volcán Tacaná.

### 2.3. Geología local e historia eruptiva

El volcán Chichonal es un estratovolcán andesítico activo durante el Pleistoceno y Holoceno (Duffield et al., 1984). El terreno en el que está depositado es de limolita y arenisca terciaria y se encuentra sobre una estructura en forma de domo superpuesta en un sinclinal, el cual refleja la acumulación de deformación producto del crecimiento de un reservorio de magma por debajo del volcán. El sistema de pliegues asociado a la tectónica regional determina una serie de anticlinales y sinclinales orientado en dirección NNW-SSE (Figura 2.4).

El cono del Chichón es mayormente conformado por rocas piroclásticas y andesíticas, mismas que mantienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno. Parte de la descripción de las rocas que afloran en el volcán es debido a los resultados de perforaciones realizadas por PEMEX en 1981 (Canul et al., 1982).

La estratigrafía de la zona del volcán Chichón o también reconocida como el Complejo Volcánico Chichonal es dividida en dos secuencias de acuerdo con Arellano y Jiménez, 2012 (Figura 2.5), la secuencia sedimentaria y la secuencia volcánica, relacionada directamente con su historia eruptiva. Para la secuencia sedimentaria se identifican tres unidades principales, las cuales son:

- Evaporitas del Cretácico Inferior y Calizas del Cretácico Superior
- Lutitas arenosas calcáreas del Paleoceno-Mioceno Inferior
- Areniscas y lutitas del Mioceno Inferior

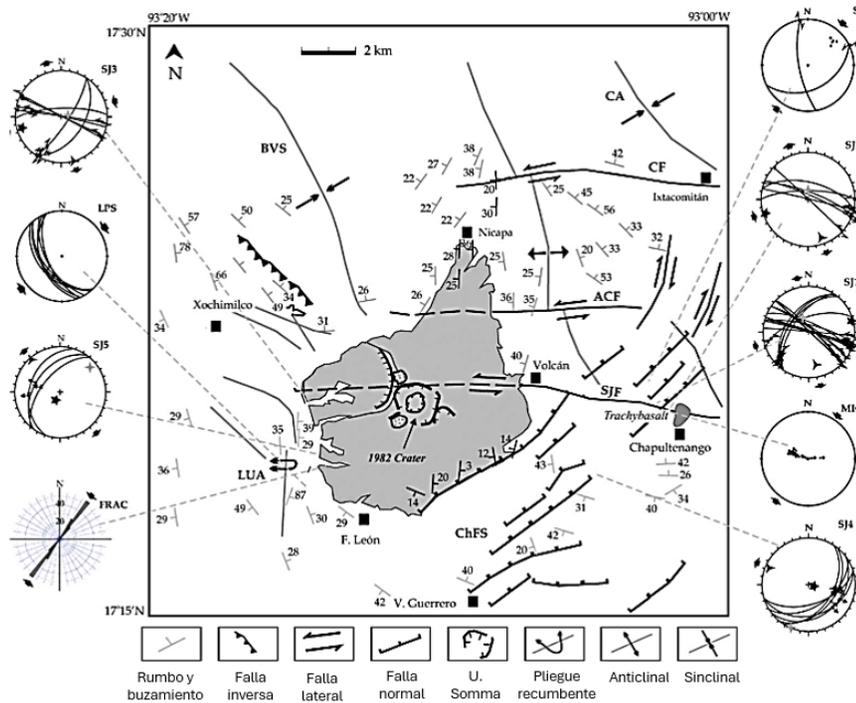


Figura 2.4: Mapa de estructuras geológicas de la zona del Chichonal. (Tomada y modificada de García-Palomo et al., 2004).

Mientras que para la secuencia volcánica se tienen siete unidades que son agrupadas por sus características físicas, mineralógicas químicas y relaciones estratigráficas. Las unidades son las siguientes:

- Unidad Somma: se trata de la estructura más antigua del complejo volcánico del Chichonal, fue originado hace 300,000 años debido a la destrucción de varias unidades dómicas. La conforman una serie de domos de lava andesítica y a su alrededor depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas más recientes. En ella se encuentra el cráter lago formado durante la erupción de 1982 y gran parte de la actividad eruptiva del volcán es dada dentro de este cráter.
- Unidad Domo SW: es una estructura dómica conformada por lavas traquiandesíticas y rocas andesíticas de textura porfídica.
- Unidad Domo Cambac: son dos estructuras dómicas que se encuentran en la cabecera del Río Cambac, aparentemente formadas debido al trayecto hacia el sector oeste que siguió la lava.
- Unidad Domo Capulín: está representada por aproximadamente seis estructuras dómicas de composición traquiandesítica alineadas en dirección este-oeste a 3 km al noroeste del volcán.
- Unidad Domo NW: se trata de una estructura compleja de domos con una elevación máxima de 1048 msnm con marcas de erosión fuerte.

### 2.3. GEOLOGÍA LOCAL E HISTORIA ERUPTIVA

- Unidad del Holoceno: es la más extensa alrededor del Chichón ya que comprende depósitos que fueron expulsados en 1982, la conforman flujos piroclásticos de bloques y cenizas, así como flujos piroclásticos de pómez.

En los últimos 10,000 años debido a la constante actividad eruptiva dentro del cráter Somma se formó un cráter interno de 1 km de diámetro, el cual, ha presentado alrededor de 11 erupciones violentas, hace 7,700; 2,600; 2,400; 2,000; 1,800; 1,600; 1,400; 1,250; 900 y 550 años y la erupción más reciente ha sido la de 1982 (Macías et al., 2012).

Al menos cinco de estas erupciones (hace 550, 900 y 2,000 años) tuvieron una magnitud similar o incluso mayor a la de 1982 y tres de ellas ocurrieron sin un domo central produciendo oleadas piroclásticas húmedas (hace 550, 900 y 2,000 años) (Espíndola y Macías, 2002).

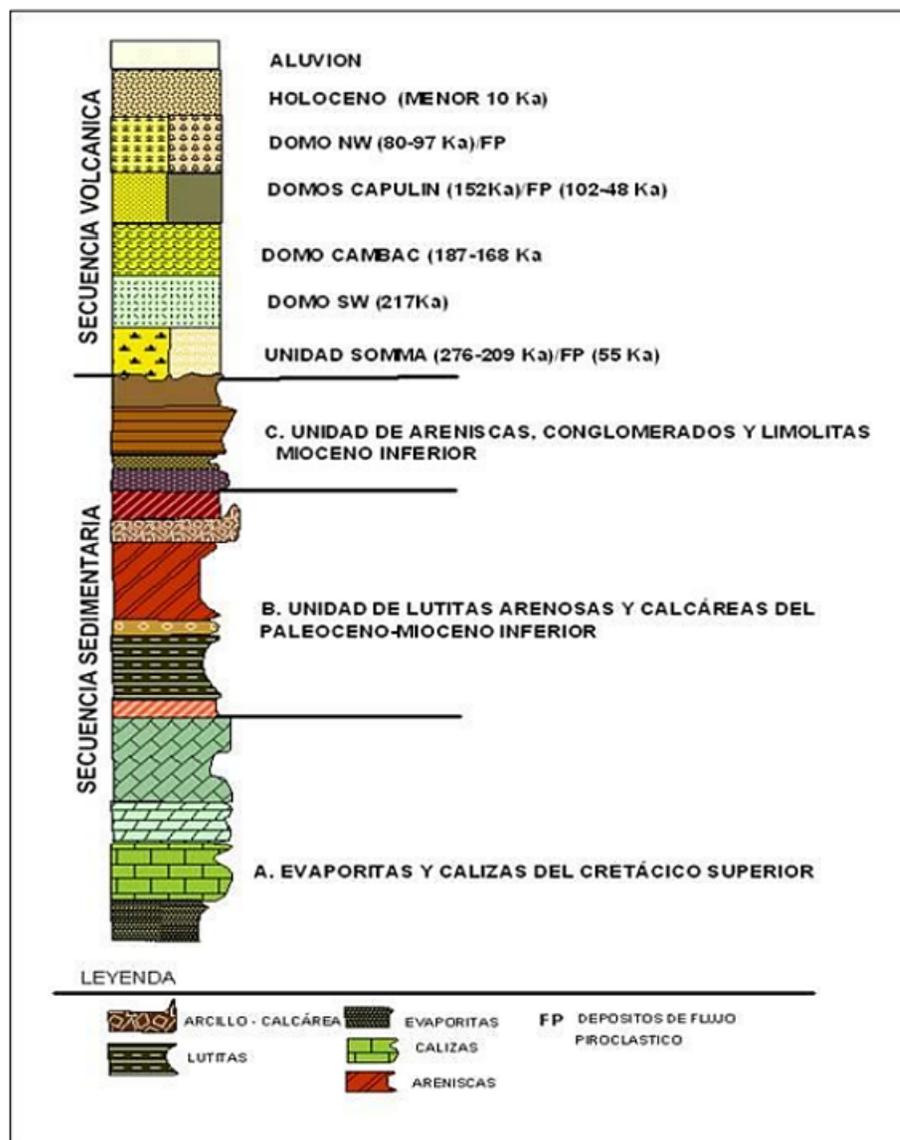


Figura 2.5: Columna estratigráfica del complejo volcánico Chichonal donde se observa la secuencia volcánica y sedimentaria. (Tomada de Arellano y Jiménez, 2012).



## Contexto teórico

### 3.1. Esfuerzos y deformación

En un objeto pueden actuar dos tipos de fuerzas, una de ellas es la fuerza de cuerpo, la cual da como resultado una fuerza neta que es proporcional al volumen del objeto ya que actúa en todo su interior y la segunda es la fuerza de superficie, la cual actúa en su superficie y la fuerza neta es proporcional al área del objeto.

Si se consideran las fuerzas que actúan sobre un determinado volumen  $V$ , con superficie  $S$  inmersos en un medio continuo más grande, el material que hay dentro de  $V$  es afectado tanto por fuerzas de cuerpo como de superficie. La fuerza  $F$  que se ejerce en cada elemento de superficie  $dS$  con vector unitario  $\hat{n}$  describe el vector de tracción  $T$  y es definido como la fuerza de superficie por unidad de área en el límite:

$$\mathbf{T}(\hat{n}) = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\mathbf{F}_n}{\Delta S}. \quad (3.1)$$

Las fuerzas de superficie crean un sistema que actúa sobre una superficie, el cual, está conformado por tres vectores de tracción perpendiculares a un eje coordenado, de tal manera que obtenemos  $T^{(j)}$  el cual define el vector de tracción en una superficie con un vector normal  $\hat{e}_j$ , y para representar las componentes del vector de tracción tenemos  $T_i^j$ , el cual indica las componentes de los tres vectores de tracción ( $j$  indica la superficie e  $i$  indica la componente). En conjunto, los nueve términos son agrupados en un sistema matricial que tiene características tensoriales que llamamos tensor de esfuerzos:

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{T}^{(1)T} \\ \mathbf{T}^{(2)T} \\ \mathbf{T}^{(3)T} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{pmatrix}. \quad (3.2)$$

El tensor de esfuerzos permite conocer el vector tracción que actúa en la superficie dentro de un medio, representa la fuerza por unidad de área que el material del exterior ejerce sobre el interior.

Los elementos de la diagonal principal del tensor de esfuerzos definen los esfuerzos normales y el resto son esfuerzos de corte. Un esfuerzo normal positivo implica un aumento de

volumen (es decir, dilatación) mientras que un esfuerzo normal negativo tiende a disminuirlo (es decir, compresión).

Utilizando la segunda ley de Newton ( $F = ma$ ) en términos de las fuerzas de cuerpo y los esfuerzos, se puede describir las fuerzas que actúan en la superficie de un elemento a partir de la ecuación de movimiento:

$$\sigma_{ij,j}(x, t) + f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.3)$$

Si se eliminan las fuerzas de cuerpo obtenemos la siguiente expresión:

$$\sigma_{ij,j}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.4)$$

La cual es llamada ecuación de movimiento homogénea y representa el primer paso para describir la propagación de ondas sísmicas sin incluir la fuente.

Cuando un esfuerzo es aplicado sobre un material que no es rígido, se presenta una deformación. Para este caso se tiene un tensor de deformación (Ecuación 3.5) que describe la deformación resultante al movimiento diferencial dentro de un cuerpo, se trata de un tensor simétrico cuyas componentes son las derivadas espaciales del campo de desplazamiento  $u(x)$ . Si el campo de desplazamiento no varía, las derivadas son cero por lo que no existe deformación y solo se trata de la traslación de un cuerpo rígido.

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 2 \frac{\partial u_x}{\partial x} & \left( \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \left( \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & 2 \frac{\partial u_y}{\partial y} & \left( \frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \left( \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & 2 \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{pmatrix}. \quad (3.5)$$

Las componentes del tensor de deformación son adimensionales debido a que tienen unidades de longitud divididos por longitud. La suma de los elementos de la diagonal principal es conocida como dilatación, y se define de la siguiente forma:

$$\theta = e_{ii} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = \nabla \cdot \mathbf{u}. \quad (3.6)$$

Es igual a la divergencia del campo de desplazamiento  $u(x)$  y su significado físico es la medida del cambio de volumen por unidad de volumen asociado a la deformación.

## 3.2. Ecuación constitutiva

La relación que existe entre el esfuerzo y la deformación está dada por la ecuación constitutiva del material. Para un material lineal elástico, la relación esfuerzo-deformación está

dada por la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl}, \quad (3.7)$$

donde las constantes  $c_{ijkl}$  son el módulo elástico y describen las propiedades del material, además de que afecta la ecuación de movimiento de tal manera que controla la evolución de los desplazamientos en tiempo y espacio como respuesta a una fuerza aplicada.

$$\sigma_{ij,j}(x, t) + f_i(x, t) = (c_{ijkl}u_{k,l})_{,j} + f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.8)$$

El módulo elástico es un tensor de cuarto orden cuyos subíndices están relacionados con el tensor de esfuerzos y el tensor de deformación, en total tiene 81 componentes, las cuales reducen a 36 debido a la simetría que presentan ambos tensores (esfuerzo y deformación). Considerando que el trabajo que realizan las fuerzas internas depende de la energía de deformación, el número de componentes reduce aún más, quedando solo 21 componentes que caracterizan a un sólido elástico general. Si se asume que el medio es isótropo, es decir, que las propiedades son las mismas sin importar la orientación de donde se midan, el módulo elástico reduce a solo dos constantes independientes que son conocidas como constantes de Lamé  $\lambda$  y  $\mu$ . Por lo que, la ecuación constitutiva en términos de las constantes de Lamé para un material isotrópico es descrita como:

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij}, \quad (3.9)$$

donde:

$\sigma_{ij}$  = Tensor de esfuerzos.

$\varepsilon_{ij}$  = Tensor de deformaciones.

$\theta$  = Dilatación

$\lambda$  = Constante de Lamé.

$\mu$  = Rígidez o módulo de corte.

### 3.2.1 Ecuación de onda sísmica

La solución a la ecuación de movimiento homogénea (Ecuación 3.4) vista en la sección 3.1 es conocida como la ecuación de onda para un medio elástico isotrópico y se obtiene a partir de considerar que la resolución queda en términos de los desplazamientos y es dependiente de las constantes elásticas. Dicha formulación es la siguiente:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}(x, t)) + \mu \nabla^2 \mathbf{u}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.10)$$

Considerando la ecuación anterior (Ecuación 3.10) y reescribiendo el Laplaciano como:

$$\nabla^2 u = \nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u). \quad (3.11)$$

La ecuación 3.10 queda como:

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u(x, t)) - \mu\nabla \times (\nabla \times u(x, t)) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.12)$$

donde el campo de desplazamiento puede descomponerse en términos de dos funciones denominadas potenciales:

$$\underline{u}(\underline{x}, t) = \nabla\phi(\underline{x}, t) + \nabla \times \underline{\Upsilon}(\underline{x}, t). \quad (3.13)$$

Es decir, que el desplazamiento puede representarse como la suma del gradiente de un potencial escalar  $\phi(\underline{x}, t)$  y el rotacional de un potencial vectorial  $\underline{\Upsilon}(\underline{x}, t)$ . Esta descomposición permite facilitar el entendimiento de la ecuación de onda, ya que debido a las siguientes propiedades vectoriales:

$$\nabla \times (\nabla\phi) = 0 \quad \nabla \cdot (\nabla \times \underline{\Upsilon}) = 0, \quad (3.14)$$

el campo de desplazamientos se puede dividir en dos partes, una que no induce algún tipo de rotación debido al potencial escalar y otra que no produce algún cambio de volumen debido la divergencia igual a 0 asociada al potencial vectorial. Como resultado de esto, obtenemos dos tipos de ondas, las ondas de compresión y las ondas de corte. Esta descomposición es llamada como "Descomposición de Helmholtz".

### 3.3. Ondas sísmicas

Si consideramos que la Tierra se comporta como un medio elástico, la liberación de energía debida a un sismo genera ondas elásticas que viajan en todas direcciones, dichas ondas se asocian al fallamiento de las rocas y pueden clasificarse de acuerdo con su propagación en ondas de cuerpo y en ondas superficiales. Las ondas de cuerpo son llamadas así debido a que se propagan por el interior de la Tierra, estas a su vez se dividen en ondas primarias (P) y ondas secundarias (S). Por otro lado, las ondas superficiales se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra.

#### 3.3.1 Ondas P y S

A partir de la descomposición de Helmholtz (Ecuación 3.13) se puede comprender la propagación de las ondas de cuerpo ya que el desplazamiento es dividido en un campo escalar y en un campo vectorial. El campo escalar está asociado a las ondas P cuya ecuación que satisface la ecuación de onda escalar es la siguiente:

$$\nabla^2 \phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.15)$$

Mientras que el campo vectorial, está asociado a las ondas S cuya ecuación que satisface la ecuación de onda vectorial se expresa así:

$$\nabla^2 \Upsilon(x, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Upsilon(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.16)$$

Como la onda P está relacionada a un campo escalar, el desplazamiento que produce ocurre en la misma dirección en la que se propaga la onda. Esto debido a que matemáticamente al resolver la ecuación de desplazamiento (calculando el gradiente del potencial) el resultado es diferente de cero solo para una componente que coincide con la dirección de propagación. Al calcular la dilatación correspondiente, se obtiene un valor diferente de cero, por lo que ocurre un cambio de volumen, lo que quiere decir que, cuando una onda P se propaga, el desplazamiento en dirección de la propagación provoca que el material se expanda y comprima (Figura 3.1), de modo que las ondas P también son llamadas como ondas compresionales.

Por otro lado, la onda S está asociada al campo vectorial, donde a diferencia de la onda P, al resolver la ecuación de desplazamiento a partir del rotacional del potencial, la componente correspondiente a la dirección de propagación es cero, por lo que su desplazamiento (Figura 3.1) es perpendicular a la dirección de propagación. En cuanto a la dilatación, su valor es cero, de manera que una onda S no produce cambio de volumen y son conocidas también como ondas de corte.

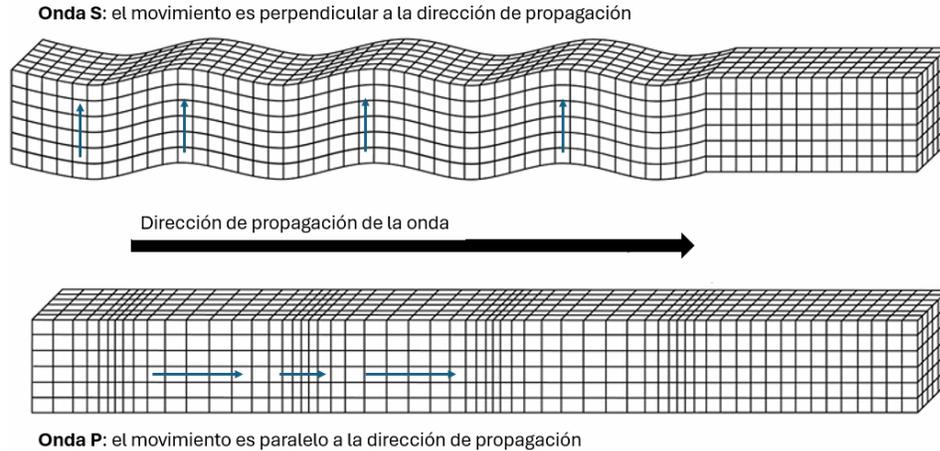


Figura 3.1: Desplazamiento de la onda P y S. (Tomada y modificada de Stein y Wysession, 2003).

#### 3.3.2 Ondas superficiales

En un medio donde existe una superficie libre (es decir que no está sujeta a presiones) se pueden generar ondas que viajan a lo largo de ésta y son nombradas ondas superficiales. Este tipo de ondas presentan su máxima amplitud en la superficie libre y va decreciendo exponencialmente conforme aumenta la profundidad. Dentro de este tipo de ondas, se pueden

mencionar las ondas de Rayleigh y las ondas Love, llamadas así debido a los científicos que las analizaron.

Las ondas de Rayleigh describen una trayectoria elíptica retrógrada que ocurre en el plano de propagación. Las ondas Love por su parte, se generan cuando el medio se encuentra estratificado y viajan con movimientos perpendiculares a la dirección de propagación al igual que las ondas S, solo que estas están alineadas al plano de la superficie de la Tierra.

De manera general el término superficial que adoptan este tipo de ondas es debido a que las ondas son generadas en presencia de superficies de discontinuidad ya que en un medio elástico infinito no podrían generarse.

### 3.4. Localización de sismos (método de Geiger)

Un sismo es definido como la liberación de energía acumulada en el interior de la Tierra y puede ser debido al movimiento que hay en el contacto de placas tectónicas, fallas geológicas o actividad volcánica. Esta energía es liberada en forma de calor y en ondas sísmicas, las cuales, como se ha visto anteriormente, pueden propagarse de diferente manera. Cuando estas ondas sísmicas se propagan a través de la Tierra, generan un movimiento en el terreno que puede ser registrado con equipos tales como los sismómetros y acelerómetros.

El análisis de este fenómeno radica en obtener la localización del sismo (hipocentro o foco) así como su tiempo de ocurrencia. Esto se puede obtener mediante el estudio de los registros de las ondas sísmicas (también llamados sismogramas) ya que con ellos se obtiene información sobre los tiempos de llegada de las ondas en diversas estaciones.

Para localizar un sismo se tienen diferentes metodologías; sin embargo, para los objetivos de este trabajo se usará el código de localización de eventos sísmicos HYPOINVERSE-2000 en su versión 1.4 (Klein, 2014), el cual se basa en una versión modificada del método de Geiger (Geiger, 1910).

El método de Geiger es un algoritmo basado en la metodología de Gauss-Newton para resolver problemas no lineales a partir de una aproximación lineal con mínimos cuadrados. Se parte de una función  $f_i(x)$  definida como la función que incluye los tiempos de llegada de las ondas en la  $i$ -ésima estación, donde  $x$  representa los parámetros del hipocentro  $x = (x, y, z, t)^T$  siendo  $x$  la longitud,  $y$  la latitud,  $z$  la profundidad y  $t$  el tiempo de origen.

A esta función se le aplica una expansión polinomial de primer grado de Taylor para una primera ubicación  $x_0$  :

$$f_i(x) = f_i(x_0 + \delta_x) = f_i(x_0) + \frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t), \quad (3.17)$$

donde  $x_0 = (x_0, y_0, z_0, t_0)^T$  y  $\delta_0 = (\delta_x, \delta_y, \delta_z, \delta_t)^T$ .

$x_0$  representa una solución prueba (primera estimación al hipocentro) que es definida

inicialmente o resulta de la iteración previa durante el periodo de solución, mientras que  $f_i(x)$  son los tiempos de llegada observados en las estaciones con el factor de corrección  $\frac{\partial f_i}{\partial x}(\delta x) + \frac{\partial f_i}{\partial y}(\delta y) + \frac{\partial f_i}{\partial z}(\delta z) + \frac{\partial f_i}{\partial t}(\delta t)$ .

Si de la ecuación 3.17 restamos la función  $f_i(x_0)$ , obtenemos una diferencia entre los tiempos calculados y los tiempos observados. De tal manera que ésta diferencia se puede nombrar como  $\gamma_i$  y representa el canal residual o error de llegada.

De forma matricial,  $\gamma_i$  se expresa como:

$$A\delta_x = \gamma, \quad (3.18)$$

donde:

$A$  : es la matriz de derivadas parciales con respecto a  $x, y, z$  y  $t$ .

$\delta_x$  : vector de correcciones a las coordenadas y tiempo origen

$\gamma$  vector de errores de tiempos de llegada

El sistema de ecuaciones que resulta del arreglo matricial, se resuelve empleando mínimos cuadrados con:

$$A^T A \delta_x = A^T \gamma \quad \delta_x = (A^T A)^{-1} A^T \gamma. \quad (3.19)$$

El proceso se repite iterativamente mientras se actualizan las coordenadas del hipocentro empleando las correcciones  $\delta_x$  hasta que las diferencias de tiempo calculados y observados  $\gamma_i$  sean lo suficientemente pequeños.

Para poder lograr el proceso iterativo, se emplean los siguientes datos de entrada: las coordenadas de las estaciones y un modelo de velocidad.

## 3.5. Sismicidad volcánica

El vulcanismo es la manifestación en superficie de los procesos térmicos internos de la Tierra a partir de la emisión de productos sólidos, líquidos o gaseosos (Francis, 1993). De acuerdo con la tectónica de placas esta actividad se da principalmente por debajo de los límites divergentes (dorsales oceánicas) y convergentes (zonas de subducción).

Las erupciones volcánicas implican la descarga superficial episódica o continua de magma desde un depósito o región de almacenamiento. En la gran mayoría de las erupciones se registra una cantidad relevante de sismicidad tanto antes como durante los eventos eruptivos, por lo que su análisis es importante para obtener un indicativo del estado de esfuerzos y de las implicaciones que conllevaría un periodo de agitación que provoque una erupción.

Las señales sísmicas que pueden generarse dependen de los procesos físicos y del estado de los fluidos magmáticos. Por ejemplo, las cavidades y grietas llenas de fluido pueden generar

ondas sísmicas al igual que el ascenso del magma por el conducto antes de una explosión. Sin embargo, de acuerdo con las primeras observaciones de la actividad volcánica, se demostró que las señales sísmicas tenían diferentes formas de onda, por lo que, se recurrió a hacer clasificaciones de estas.

### 3.5.1 Clasificación de señales volcánicas

La primera clasificación de las señales volcánicas fue propuesta por Minakami en 1960, y los dividió de acuerdo con la ubicación de sus focos, la relación con las erupciones y la naturaleza del movimiento. Aunque esta clasificación se mantiene hasta la actualidad, han surgido otras propuestas de parte de sismólogos que adoptan una descripción más detallada para cada volcán.

Una clasificación actual es descrita por Malfante et al., 2018, donde clasifican estas señales en seis grupos diferentes (Figura 3.2):

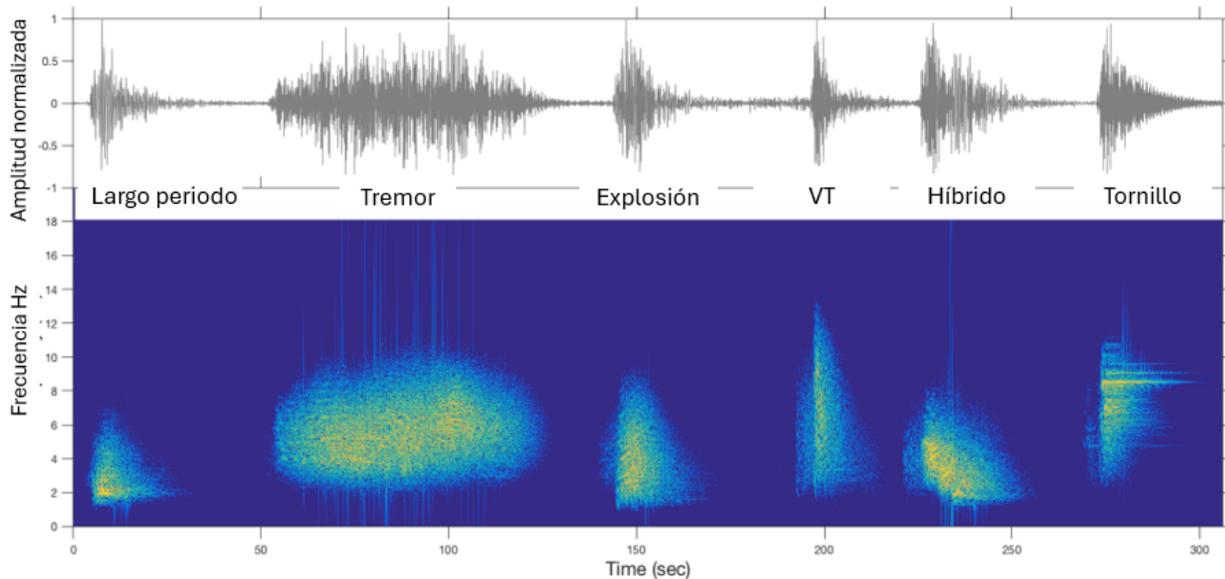


Figura 3.2: Clasificación de señales volcánicas por Malfante et al., 2018 provenientes del volcán Ubinas, donde se ilustra la forma de onda y el espectrograma de cada una de ellas.

- Eventos de Periodo Largo (LP): son eventos de baja frecuencia menores a 6 Hz, muestran arribos de onda P claros pero carecen de ondas S. La mayoría de las veces se deben a la dinámica de los fluidos contenidos en el volcán.
- Tremores: en su forma de onda, presentan una amplitud constante, pueden durar desde pocos minutos, hasta horas o incluso días. No suelen pasar de los 10 Hz y no se identifican ondas P ni S.
- Explosiones: se identifican por el aumento repentino de la amplitud de la señal, el rango de frecuencias puede estar entre 2-8 Hz y en la mayoría de las veces presentan una onda P emergente.

- Vulcanotectónicos (VT): son eventos que pueden ser generados por el aumento de esfuerzos de un edificio volcánico, el ascenso de material líquido o la liberación de gases. Se caracterizan por una señal con arribos de onda P y S claros y un rango de frecuencias de 6-15 Hz, su forma de onda es muy parecida a la de los sismos tectónicos. Se asocian con procesos de cizalla ligados a esfuerzos inducidos por el movimiento del magma o fallas en las rocas. La principal diferencia con los sismos tectónicos es que la distancia S-P es más pequeña ya que en su mayoría se registran por debajo del edificio volcánico y difícilmente tienen profundidades mayores a 30-40 km, lo que dificulta alcanzar magnitudes elevadas (mayor de 5.0). La ventaja de este tipo de eventos es que al igual que los tectónicos, estos también pueden ser localizados con las mismas técnicas.
- Híbridos: se caracterizan por tener un inicio de alta frecuencia seguido de bajas frecuencias. Pueden observarse fases de onda P y S más o menos claras.
- Tornillo: tienen una forma de onda similar a la de un tornillo, puede tratarse como un tipo de LP específico porque también son eventos de largo periodo.



## Sismicidad y proceso eruptivo del volcán Chichonal en 1982

En el año de 1982, entre el 28 de marzo y el 4 de abril, sucedió el último evento eruptivo del volcán Chichón. Debido al gran impacto ambiental, social y económico que éste generó, fue catalogado como una de las mayores erupciones ocurridas en el siglo XX a nivel global (IEV-5<sup>1</sup>). Consistió en siete etapas eruptivas diferentes, donde la primera y las últimas dos fueron las más importantes.

Este evento estuvo precedido por actividad sísmica importante, la cual fue registrada por una red permanente que empezó a operar desde 1979 y una red temporal que fue instalada durante el proceso eruptivo.

### 4.1. Redes sismológicas

La red permanente constaba de 14 sismómetros de componente vertical de periodo corto (es decir, diseñados para registrar ondas sísmicas de alta frecuencia asociadas a sismos locales y regionales) y fue instalada por la Comisión Federal de Energía (CFE) junto con el Instituto de Ingeniería de la UNAM para monitorear la sismicidad relacionada a la presa Chicoasén (Figura 4.1). La red completa empezó a funcionar en enero de 1981 y contaba con seis estaciones de telemetría, es decir, que sus datos eran transmitidos analógicamente a Tuxtla Gutiérrez, y tres estaciones autónomas de papel ahumado <sup>2</sup>.

Por otro lado después de dos días del primer evento explosivo, el Instituto de Geofísica y el Instituto de Ingeniería de la UNAM instalaron una red temporal adicional a la de CFE (Figura 4.1) con nueve sismómetros de periodo corto con registradores analógicos de papel ahumado, la estación más cercana fue colocada a 8 km del cráter y esta red funcionaba para localizar la mayoría de los sismos en todas las estaciones, sin embargo; debido a la superposición de señales y a los tremores volcánicos, el conteo de eventos localizables no fue sencillo.

---

<sup>1</sup>IEV-Índice de Explosividad Volcánica: medida de relativa (con escala logarítmica del 0 al 8) de la explosividad de las erupciones volcánicas, la clasificación 5 corresponde a una erupción pliniana altamente explosiva.

<sup>2</sup>Papel ahumado: lámina de papel que era recubierta con una capa de hollín o pigmento negro.

El principio de operación de estos sismómetros se basa en la inercia de los cuerpos. Son sensores que detectan el movimiento de la Tierra a partir de una masa suspendida por un resorte que permanece en reposo conectada a un sistema de registro, el cual, consiste en un lápiz que pinta sobre un papel pegado a un cilindro que gira a velocidad constante obteniendo un registro del movimiento del suelo (sismogramas).

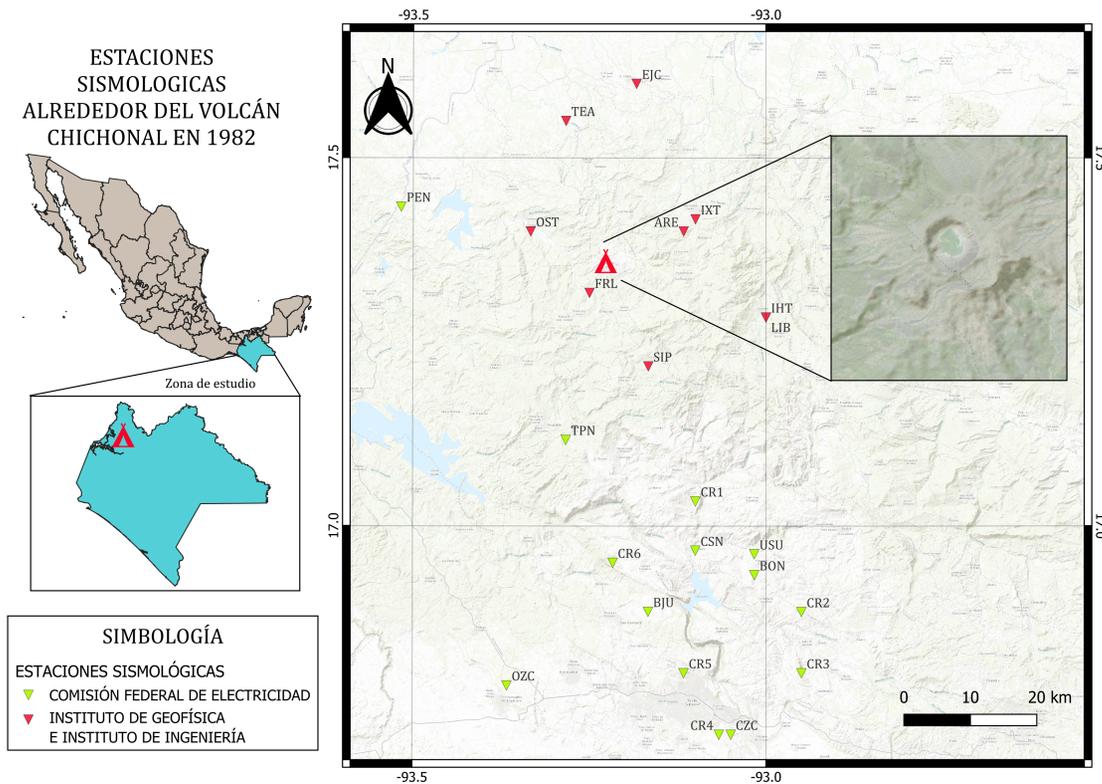


Figura 4.1: Mapa de estaciones de la red instalada por CFE (en verde) y la red del Instituto de Geofísica y de Ingeniería (en rojo). Las ubicaciones de dichas estaciones se encuentran en el anexo de este trabajo.

## 4.2. Clasificación de señales en el volcán Chichonal

Toda la actividad sísmica que se obtuvo del volcán Chichón fue clasificada conforme fue apareciendo en los registros, de tal manera que se obtuvieron 4 tipos de señales ilustradas en la Figura 4.2. Sin embargo, esta clasificación fue utilizada de manera descriptiva, pues actualmente no se ha utilizado en sismología volcánica. El marco de referencia que posteriormente se utilizó para este volcán fueron las clasificaciones de Havskov et al., 1983; Yokoyama et al., 1992 y Lahr et al., 1994.

La descripción de las señales es la siguiente:

- Eventos tipo 1: fueron clasificados como eventos tipo A por Yokoyama y presentan arribos impulsivos y fases S distinguibles, tiene un inicio con alta frecuencia y después

les sigue un tren de ondas de largo periodo. De acuerdo con la clasificación de Lahr, estos son llamados como eventos híbridos y cuentan con profundidades superficiales.

- Eventos tipo 2 y 3: ambos tipos son muy similares en su forma de onda, lo que los diferencia es su amplitud. Son eventos de largo periodo cuyos arribos son emergentes y no se distinguen fases de onda S. Fueron clasificados como de tipo B por Yokoyama y como eventos de tipo LP por Lahr.
- Eventos tipo 4: son distinguidos como eventos tectónicos de alta frecuencia y de acuerdo con la clasificación de Lahr corresponden a eventos vulcanotectónicos o también llamados VT's

### 4.3. Sismicidad y proceso eruptivo

De acuerdo con Jiménez et al., 1999, la actividad precursora fue detectada casi dos años antes de la erupción de 1982. Entre el 1 de enero de 1980 y el 28 de febrero de 1982 la red de la CFE registro 77 eventos, siendo la mayoría de tipo Híbrido (Tipo 1). Los eventos presentaban una onda P emergente con fase S distinguible y ondas superficiales de mayor amplitud que la onda S.

Entre el 26 de febrero y el 29 de marzo de 1982, incrementó la actividad de los eventos así como su magnitud. El sismo de mayor magnitud de todo el periodo de actividad fue el del 6 de marzo (Mc 4.0) y gran parte de los eventos fueron híbridos hasta el 23 de marzo, cuando empezaron a aparecer secuencias de eventos de largo periodo (LP o tipo 2) de menor magnitud. El 28 de marzo se registró el último evento híbrido y la actividad se volvió continua con eventos LP que evolucionaron a tremores de amplitud variable. Esta actividad probablemente fue ocasionada por el proceso de fracturamiento y circulación de fluidos debajo del volcán.

Después de algunos días con sismicidad local y manifestaciones de fumarolas, dio inicio el proceso eruptivo, el cual comenzó con la primera erupción el 28 de marzo a las 23:15 hrs (hora local) y durante los días siguientes hasta el 4 de abril se registraron 7 erupciones, las cuales en su mayoría fueron acompañadas de tremores y eventos LP.

El periodo de enjambres sísmicos comenzó el 3 de abril. El 4 de abril se generó un tremor tan intenso, que saturó todos los sismómetros de las estaciones ubicadas a menos de 70 km del volcán, ese mismo día por la noche, se registraron las últimas erupciones y también las más violentas, pues se reportaron relámpagos intensos, estruendos y resplandores que se asociaron a los flujos piroclásticos. Lamentablemente este suceso causó el deceso de alrededor de 2,000 personas (Sigurdsson et al., 1984). Las erupciones dejaron un cráter de 1 km de diámetro y destruyeron la vegetación en un radio cerca de 12 km alrededor del volcán (Sigurdsson et al., 1984)

Después de la última erupción, se registraron sismos vulcanotectónicos con llegadas impulsivas y fases de onda P y S claras. En este periodo, la tasa de ocurrencia fue muy alta por lo que en la mayoría de las estaciones, las trazas sísmicas se superponían entre ellas. Ya no se observaron eventos de largo periodo (LP) y la sismicidad fue disminuyendo considerablemente hacia el 27 de abril, donde solo se registró un evento vulcanotectónico.

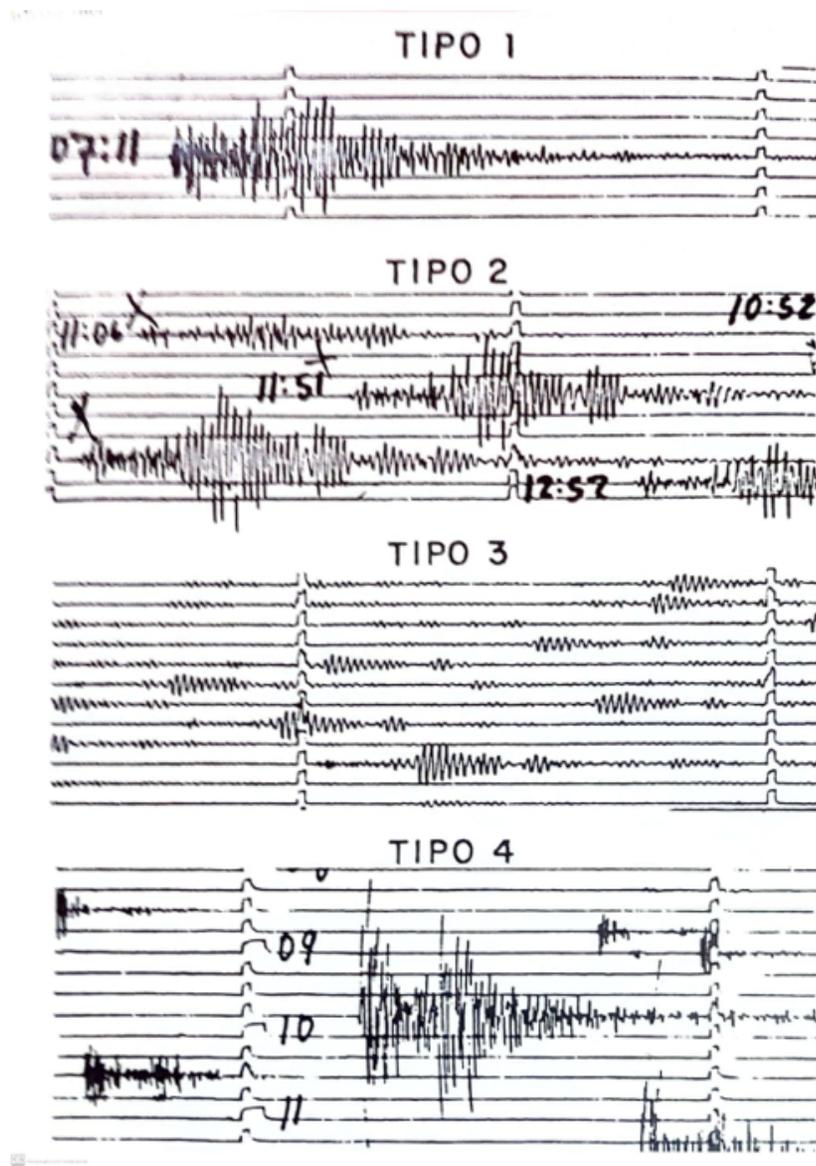


Figura 4.2: Clasificación de señales volcánicas del Chichón durante su periodo eruptivo en 1982. (Tomada de Havskov et al., 1983).

## Metodología

Para el desarrollo y cumplimiento de los objetivos de este trabajo, la metodología constó de los siguientes pasos (Figura 5.1):



Figura 5.1: Secuencia de pasos empleada en el desarrollo de este trabajo.

### 5.1. Digitalización de los registros sísmicos

Los registros en papel que fueron analizados se obtuvieron mediante la red de sismómetros que instaló CFE y la red temporal del Instituto de Geofísica en colaboración con el Instituto de Ingeniería de la UNAM en 1982. Los equipos estaban compuestos principalmente por sensores analógicos como el modelo Ranger de la marca Kinematics, que son sensores de periodo corto cuyos registros se generaban a través de tambores giratorios con una hoja enrollada en ellos, ya sea de papel ahumado o de papel fotográfico que dibujaban el registro con ayuda de una pluma o estilete de manera helicoidal, esto para que al finalizar el periodo (aproximadamente 24 horas) de registro, toda la hoja estuviera ocupada. Cuando el papel era

retirado del tambor, al extenderlo se podían visualizar líneas horizontales que correspondían al registro completo de la estación. Una característica importante de los registros analógicos es el trazo de las marcas de tiempo ("saltos") en el proceso de grabación, que marcan el tiempo cada minuto o dos, dependiendo de la configuración que se le da a cada estación. En la parte superior de la hoja o del papel ahumado se rotulaba la fecha y la hora en la que inició y finalizó el registro, de tal forma que solo para el periodo eruptivo del volcán Chichón se obtuvo un total de más de mil hojas de registros, los que corresponden a ocho meses de grabaciones entre todas las estaciones.

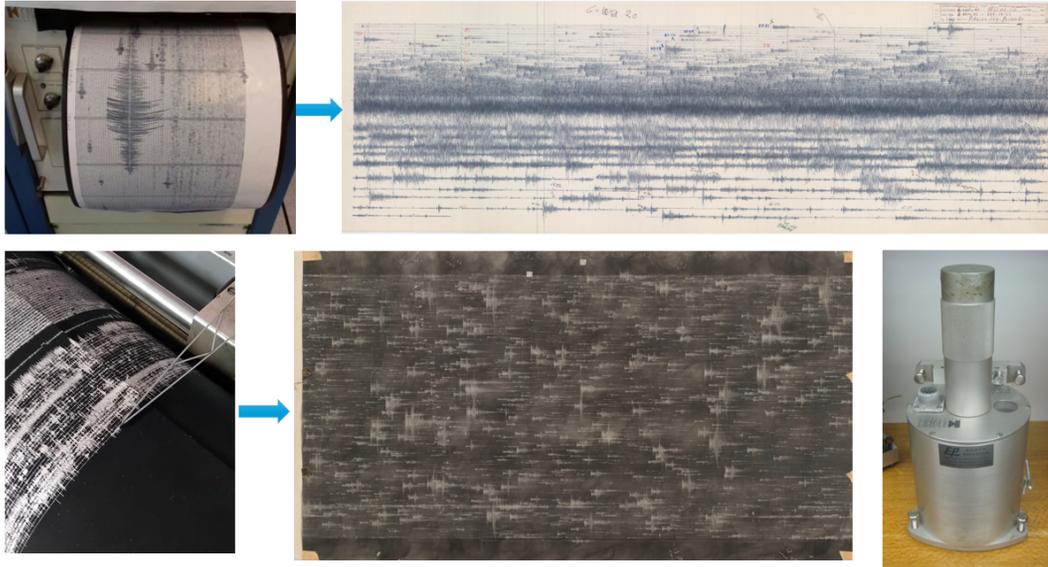


Figura 5.2: Esquema ilustrativo del equipo utilizado para obtener los registros en papel fotográfico y ahumado, así como el sensor Ranger de Kinometrics.

Sin embargo, debido a la antigüedad de estos registros y a la pérdida de varios de ellos, no todas las hojas fueron recuperadas, por lo que las que, si lo fueron, se escanearon en las instalaciones de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, UNAM.

El proceso de digitalización consistió en tomar un registro de papel, limpiarlo con el mayor cuidado posible (ya que, al tener bastante tiempo, son frágiles y pueden romperse fácilmente) y pasarlo por el escáner cuidando que las esquinas de la hoja no estuvieran dobladas. Las especificaciones para el archivo de salida son una resolución de 1,200 dpi y formato .tif, esto para evitar la pérdida de datos debido a la alta resolución.

El resultado de la cantidad de las hojas digitalizadas se detalla en la Tabla 5.1

## 5.2. Construcción de la base de datos

Posterior al proceso de digitalización, se seleccionó un periodo de tiempo en el que se tuviera la mayor actividad sísmica para lograr un buen análisis. Se optó por trabajar con los primeros 6 días de abril de 1982, en los que se detectaron y localizaron más de 590 sismos.

## 5.2. CONSTRUCCIÓN DE LA BASE DE DATOS

ESTACIONES	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
	N° DE HOJAS ESCANEADAS											
NORTE CH1				17								
SUR 4			28	28								
CENTRAL 5			29	46								
LAS PLUMAS 6			31	29								
CH4 CZC				6								
LAS FLORES CH6				2								
CSN			30	16								
OZC			30	14								
OSTUACAN OST				29	29	29	29	20	8			
TPN			24	29								
IXUATAN				24	9							
TEAPA				12								
IXTACOMITAN				30	41	31	29	28	16			
JUAREZ				29	29	29	28	27	7			
IXTAPA 3			30	32								
TECTUAPAN									13	18		
FCO DE LEÓN				4								
PEÑITAS PEN				7								
ARENAL				14								
LA LIBERTAD				13								
SIP (OCOTEPEC)				14								
EL NARANJO				1								
RIBERA				1								
PICHOCULCO	1											
<b>TOTAL</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>202</b>	<b>397</b>	<b>108</b>	<b>89</b>	<b>86</b>	<b>75</b>	<b>44</b>	<b>18</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Total de hojas escaneadas	1020											

Tabla 5.1: Número de hojas escaneadas por estación, mes y total de todo el año de 1982.

La elección de las estaciones a analizar se realizó tomando en cuenta la calidad de las señales, si había información disponible, y el nivel de ruido de la estación. A continuación, se presentan algunos ejemplos de hojas de estaciones que si fueron consideradas y las que no:

Estación OCOTEPEC-SIP 01/04/82 (Figura 5.3): esta hoja no fue tomada en cuenta debido a la gran presencia de ruido y daño en la hoja, además la información es incompleta porque solo se tiene registro hasta cierto tiempo, lo cual no permite visualizar de buena manera algún evento sísmico



Figura 5.3: Hoja correspondiente al día 01/04/82 de la estación OCOTEPEC-SIP.

Estación SUR4 03/04/82 (Figura 5.4): en general en esta estación, gran parte de las hojas

presentaban patrones muy similares, la señal sísmica es clara y los saltos relativos a las marcas de tiempo son visibles.

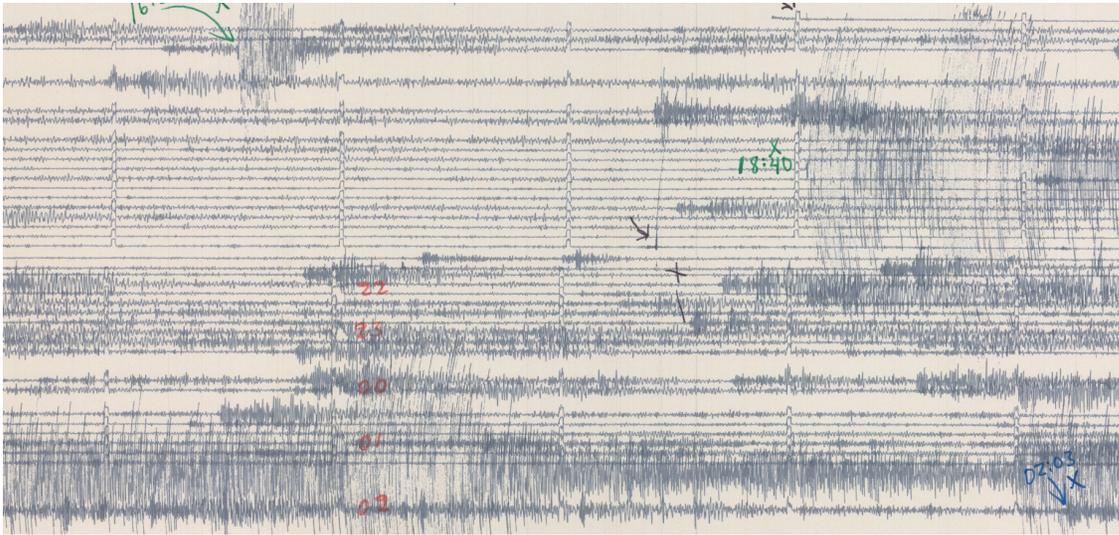


Figura 5.4: Hoja correspondiente al día 03/04/82 de la estación SUR4.

Estación OSTUACÁN 05/04/82 (Figura 5.5): en ciertos días, esta estación presentaba niveles de ruido muy alto, algunas hojas se presentaban igual como la mostrada en la que la señal no es totalmente clara y por la cantidad de información las marcas de tiempo son difíciles de ver al aplicar acercamiento.



Figura 5.5: Hoja correspondiente al día 05/04/82 de la estación OSTUACÁN.

Estación CSN 06/04/82 (Figura 5.6): la calidad de la señal en las hojas de esta estación es muy buena, se aprecian muy bien incluso sin aplicar acercamiento, además el nivel de ruido es bajo y las marcas de tiempo son fáciles de ver.

## 5.2. CONSTRUCCIÓN DE LA BASE DE DATOS

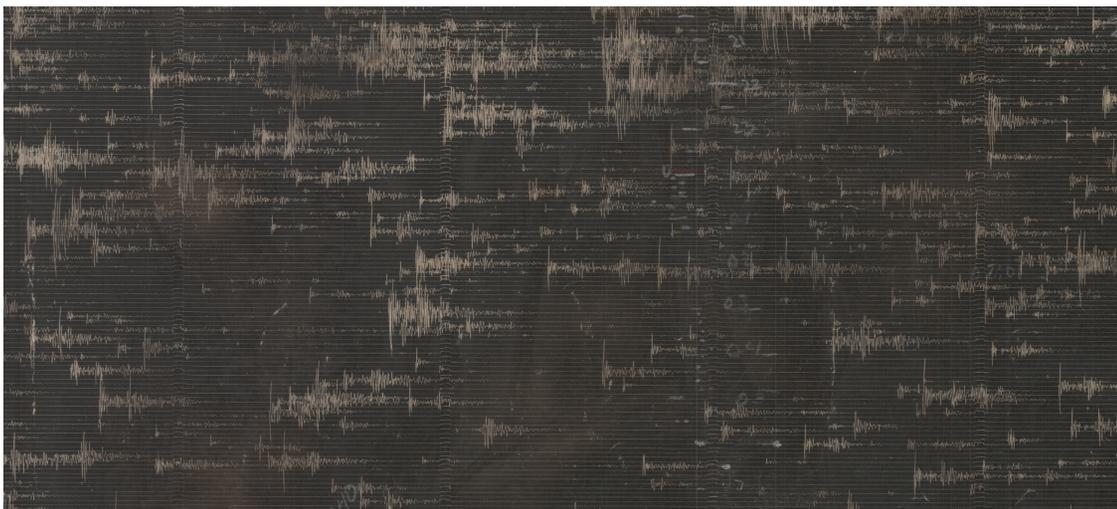


Figura 5.6: Hoja correspondiente al día 06/04/82 de la estación CSN.

Finalmente la base de datos correspondiente se muestra en la Tabla 5.2.

ESTACIONES	INICIALES ESTACIÓN	INICIALES HOJAS	Abril						Notas	
			1	2	3	4	5	6		
ARENAL	ARE	ARE	20:00-00:00							5: Registros muy saturados
CENTRAL 5	CR5	CH5								1: Solo se ve un sismo
CH4 CZC	CZC	CH4								
CSN	CSN	CSN								
FCO LEON	FRL	LEON								
IXHUATAN	IHT	IXH								
IXTACOMITÁN	IXT	IXTA			19:00-00:00	00:00 - 20:00	00-20:00			Estación con mucho ruido pero los sismos pueden ser visibles
IXTAPA3	CR3	IXT3		Falta						
JUAREZ	JUA	JUA								
LAS FLORES	CH6	CH6								
LAS PLUMAS6	CH5	LP6								No es tomada en cuenta
LIBERTAD	LIB	LIB								
NORTE	CR1	CH1								
OCOTEPEC SIP	SIP	SIP		20:00-22:00		22:00-23:00	18:00			2: Esta muy dañada la hoja 5: Algunas señales no se aprecian bien y saltos no tan claros
OSTUACAN	OST	OST								Los saltos no son claros en casi todos los días
OZC	OZC	OZC								
PENÍTAS PEN	PEN	PEN								No son tomadas en cuenta
PICHUCULCO		PCIH								
RIBERA	RIB	RIB								
SUR4 CSC	CR4	SUR4				00:00-02:00				
TEAPA	TEA	TEA4								
TECTUAPAN		TECT								
TPN		TPN								

Código de color	Significado
Verde	Información disponible
Rojo	No hay información disponible
Amarillo	Información solo en intervalos de tiempo
Púrpura	Ya está analizado
Naranja	Hay información pero no es visible

Tabla 5.2: Estaciones que se utilizaron como base de datos para el periodo de tiempo elegido tomando en cuenta como parámetros la disponibilidad de la información, calidad de la señal y nivel de ruido de la estación.

### 5.3. Identificación de fases sísmicas

Para la identificación de fases sísmicas y la determinación de los tiempos de arribo se utilizó un código en Matlab diseñado específicamente para este trabajo. Este consiste en 22 funciones que en conjunto permiten abrir la imagen digitalizada de los sismogramas escaneados y con ello, a partir de una interfaz, ingresar el día, la hora y el minuto del evento. La referencia que se utilizó para este trabajo, son los eventos reportados y localizados por Espíndola Castro en el trabajo de Jiménez et al., 1999, por lo que, en este trabajo todos los eventos analizados, serán comparados con dichos resultados. Para seleccionar el arribo de onda P y S de todos los sismos encontrados, se siguió la siguiente secuencia:

#### 5.3.1 Elección de la estación y mes a analizar

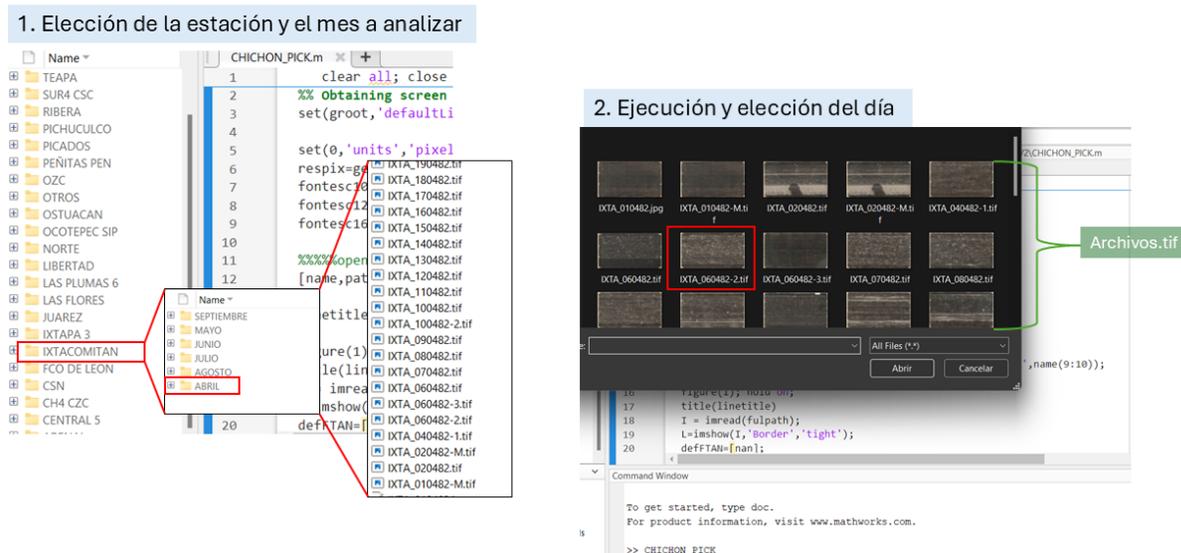


Figura 5.7: Esquema en el que se ilustra como elegir la estación y el mes para extraer la información que necesita el código.

En esta parte, lo que se requiere dentro del programa, es ubicarse en la dirección en la que se encuentra almacenada la base de datos (los registros escaneados), fue importante tomar en cuenta la estación, el mes y el día porque de esta manera se tiene un control de los archivos de salida.

Cuando se ejecuta el programa éste despliega las hojas contenidas en la carpeta de trabajo correspondiente (Figura 5.7), por lo que aquí lo unico que se hace es la elección de la hoja escaneada que se pretende analizar.

### 5.3.2 Despliegue de la interfaz

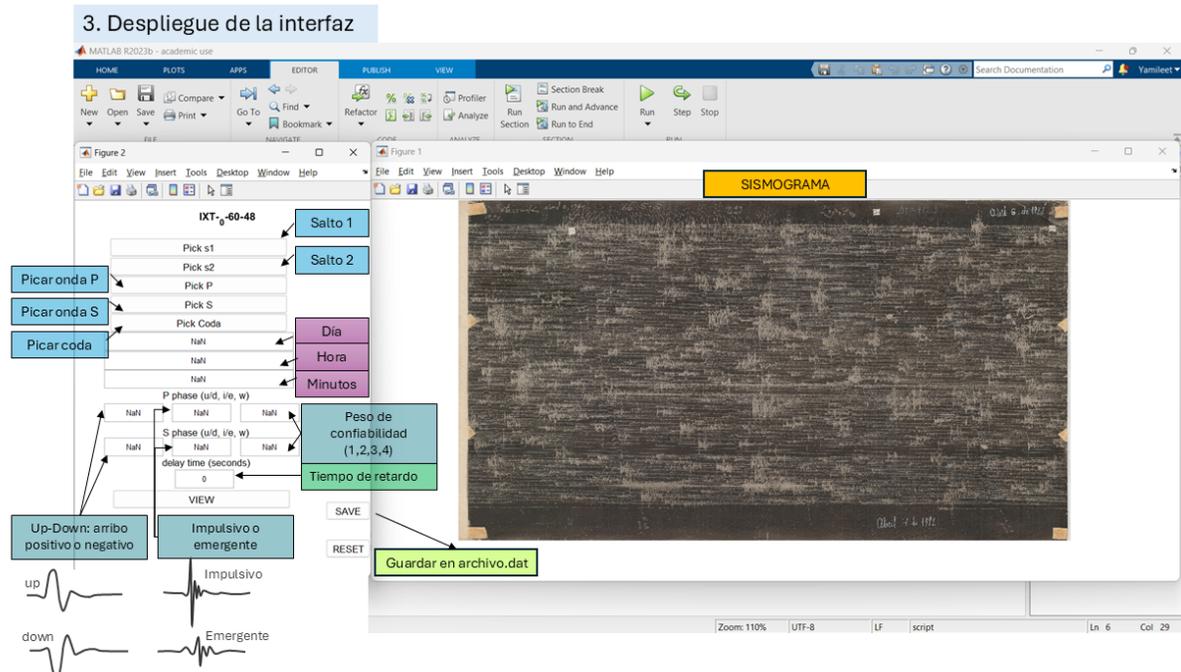


Figura 5.8: Esquema en el que se ilustra la interfaz del programa donde se aprecian los elementos que requiere para la selección de las fases y la hoja escaneada elegida.

En la etapa siguiente, el código en Matlab carga las imágenes y aparece una ventana para la gestión de parámetros a analizar (Figura 5.8). Entre ellos están dos apuntadores (salto 1 y 2) que ofrecen la posibilidad de identificar las marcas de tiempo relativas al minuto (Figura 5.9) en que está ocurriendo el sismo. Esto con la finalidad de calibrar de manera exacta la ventana de tiempo en la cual se realizará la identificación de las fases sísmicas, y reducir errores relacionados con eventuales distorsiones de las imágenes durante el escaneo.

Lo que realiza este programa es obtener la distancia de estas marcas de tiempo en píxeles y asociarla a la duración de un minuto para así realizar la estimación exacta del tiempo relacionado con las identificaciones de tiempo de arribo efectuados en esa porción de la hoja escaneada.

Después se tienen las opciones para asignar el tiempo de arribo a las fases P y S, y la coda <sup>1</sup>, las cuales se tienen que seleccionar después de definir las marcas de tiempo 1 y 2, esto debido a que cuando a un sismo se le aplica un acercamiento lo suficiente para apreciar bien sus fases, ya no se puede quitar dicho acercamiento porque, de lo contrario, la escala que el programa obtiene de un minuto se pierde.

Posterior a esto se tienen las opciones para ingresar el día, la hora y el minuto del evento, esto es utilizado para nombrar al archivo de salida con estos datos y también para tener control de los tiempos de llegada de las ondas.

<sup>1</sup>Coda: parte final de la señal que decrece conforme pasa el tiempo hasta alcanzar el nivel original previo al sismo.

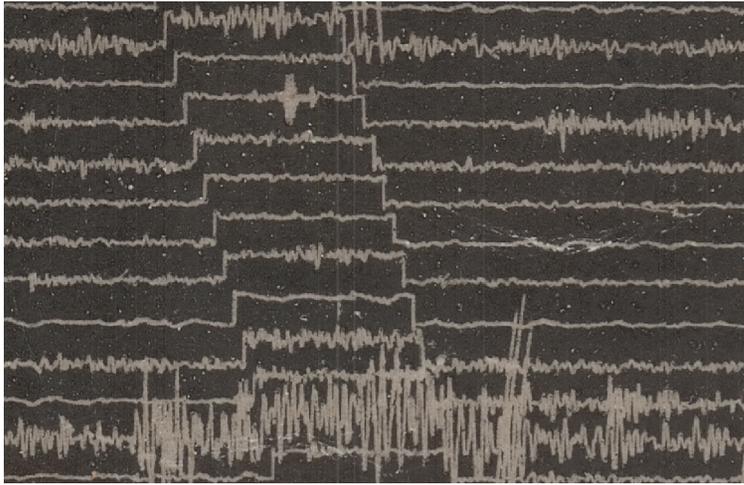


Figura 5.9: Marcas de tiempo ("saltos") que indican el comienzo o término de un minuto completo en registros analógicos de papel.

En la parte de abajo, para cada fase (P y S) se puede especificar su polaridad, es decir, si su arribo es positivo (hacia arriba) o negativo (hacia abajo), además de determinar si la llegada es de tipo impulsiva (llegada repentina) o emergente (llegada gradual). En este punto también es relevante asignarles pesos a las fases ya seleccionadas. Estos pesos nos indican que tan confiable son las estimaciones que se están realizando, ya que no siempre se observan bien o no están definidas completamente, para esto se usó la escala descrita en la Tabla 5.3.

Peso	Confiableidad de la llegada
0	Muy confiable (100 %)
1	Confiables (75 %)
2	Regular (50 %)
3	No es tan confiable (25 %)
4	Nada confiable / No usar (0 %)

Tabla 5.3: Asignación de pesos para arribos de onda P y S.

Aunado a esto, hay estaciones en las que se tiene que ingresar un  $\delta t$  o un "delay time" (tiempo de retraso), esto debido a que los sismómetros de tipo analógico no registraban el tiempo de manera automática o de manera digital, por lo que se debían sincronizar con relojes manuales o mecánicos. Sin embargo, muchas veces, estos presentaban un desajuste respecto de la hora local, por lo que este tiempo se agregaba para ajustar los tiempos de llegada al tiempo correcto y no hubiera complicaciones con las localizaciones o la integración de datos con las demás estaciones.

En este caso, las estaciones que requirieron "delay time", fueron Ixtacomitán y Ostucán, el cual fue cambiando conforme al día. Para el resto de las estaciones, esta opción no se tomó en cuenta.

#### 5.3.3 Identificación del evento y minutos de referencia

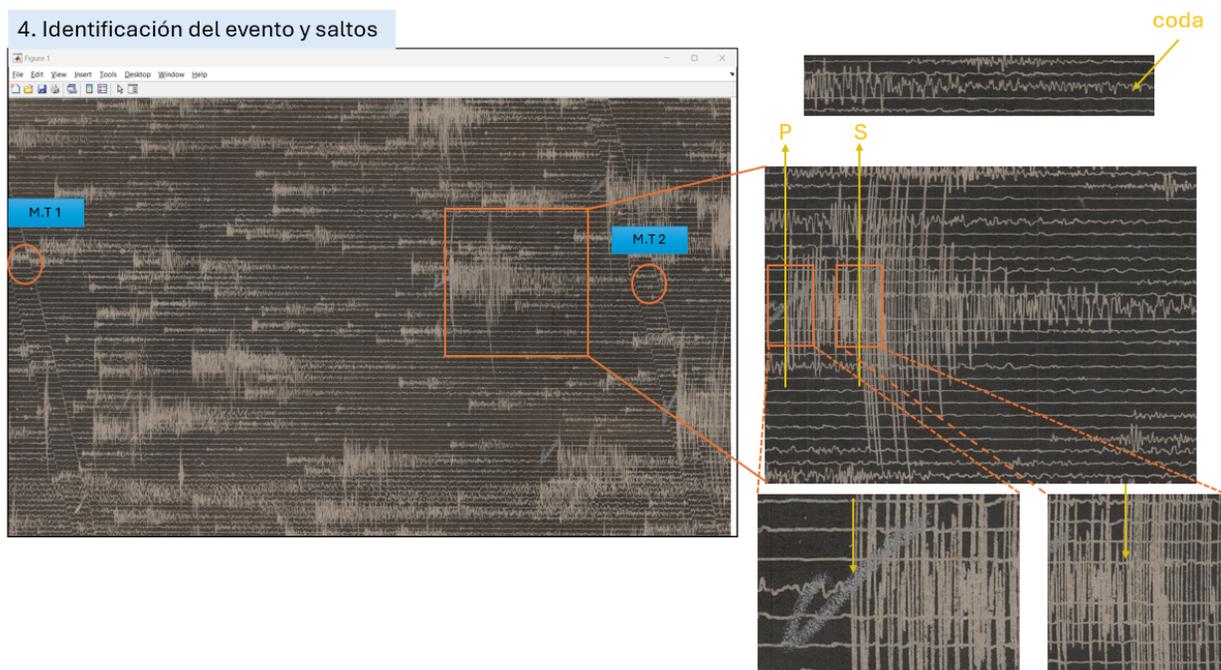


Figura 5.10: Esquema que ilustra la dinámica para identificar las marcas de tiempo 1 y 2 de un sismo así como sus fases. Los diferentes acercamientos muestran el nivel de detalle que se puede alcanzar para la estimación de las fases sísmicas.

Por lo tanto, cuando se tiene identificado el evento que se requiere analizar es suficiente con reconocer entre que marcas de tiempo ("saltos") se ubica éste, se aplica el acercamiento hasta reconocer las fases y una vez que la imagen es clara se procede a seleccionar S1, S2, P, S y coda, considerando el peso para cada fase (Figura 5.10).

#### 5.3.4 Almacenamiento de datos

Una vez que se tienen los tiempos de arribo de las fases sísmicas identificadas, estos se almacenan en un archivo de texto con extensión .dat (Figura 5.11), con formato estilo HYPO71. Éste contiene las iniciales de la estación analizada, la fecha, hora del arribo de la onda P y S así como si son impulsivas o emergentes, de polaridad positiva o negativa, su peso asignado y la coda (Figura 5.12).

El nombre con el que fueron asignados dichos datos corresponde con la fecha y hora de la llegada de la onda P, teniendo así la siguiente sintaxis (Figura 5.13 ) para cada archivo generado por sismo:

## 4. Guardar datos

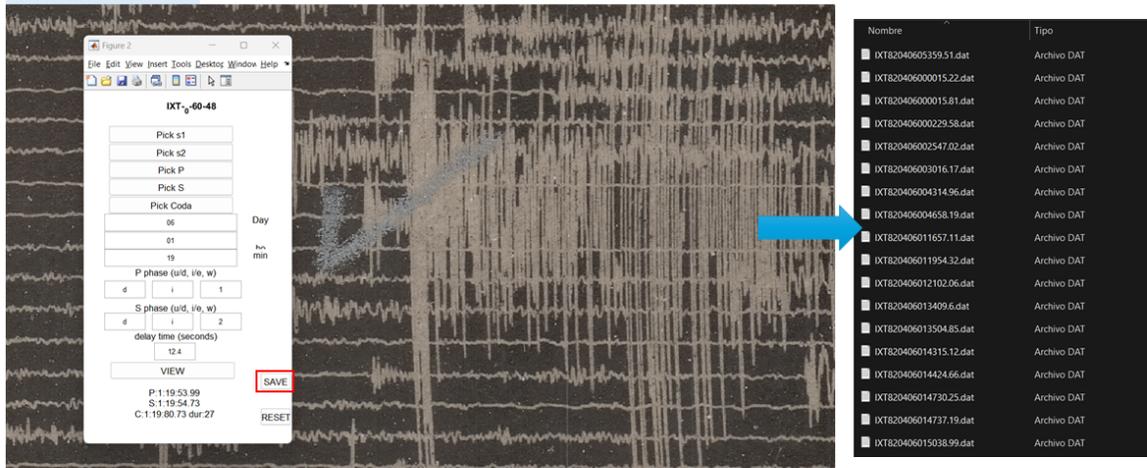


Figura 5.11: Esquema que ilustra como se almacenan los datos una vez ingresados los tiempos de arribo y por otro lado el archivo de salida .dat que se genera.

## 5.4. Integración de eventos

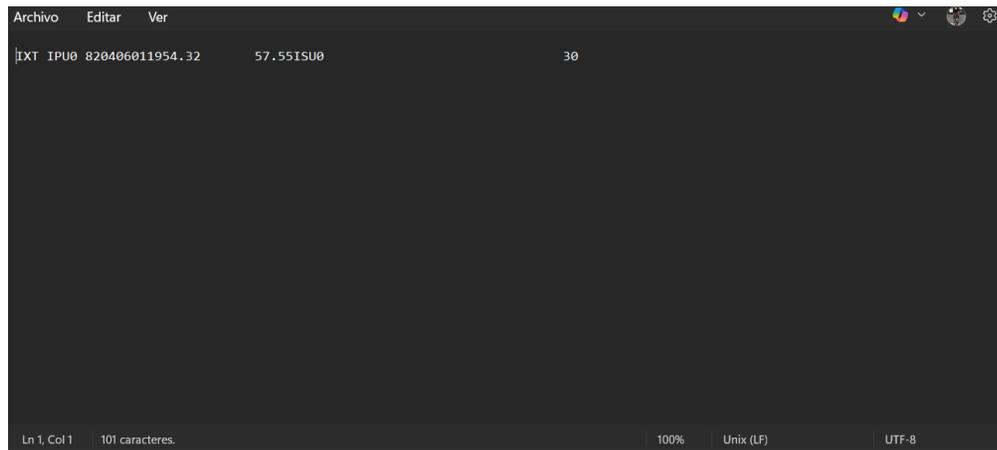
Una vez que se obtienen todos los picados manuales de la base de datos disponible, se realiza la integración y agrupación en eventos de estos datos.

El planteamiento para abordar este proceso fue organizar los arribos de onda aplicando un criterio de coincidencia temporal entre las estaciones. Es decir, que aquellos picados cuyos tiempos de arribo están dentro de una ventana de tiempo razonable, son agrupadas como un mismo evento.

Nuevamente, como punto de comparación se utilizó la base de datos reportada por Jiménez et al., 1999, para lo cual se utilizó un archivo que contiene los tiempos de arribo identificados anteriormente de los mismos sismos utilizados para este trabajo.

Para automatizar este proceso, se implementó un código en Fortran, el cuál necesita de dos archivos de entrada: el archivo con los datos reportados en la base de referencia, y un archivo que contiene todos los nuevos picados de todas las estaciones. Por lo que, tomando en cuenta que se consideraron 6 días de datos, se tienen en total, 6 archivos de Jiménez et al., 1999 (1 por día) y 6 archivos de nuevos tiempos de arribo.

Lo que el código realiza, primeramente, es un cambio de los nombres de las estaciones, esto debido a que varias de estas fueron nombradas al momento de escanearlas de diferente manera a como fueron nombradas en los reportes originales.



```
IXT IPU0 820406011954.32 57.55ISU0 30
```

Figura 5.12: Interior del archivo generado .dat con los tiempos de arribo de las fases sísmicas.

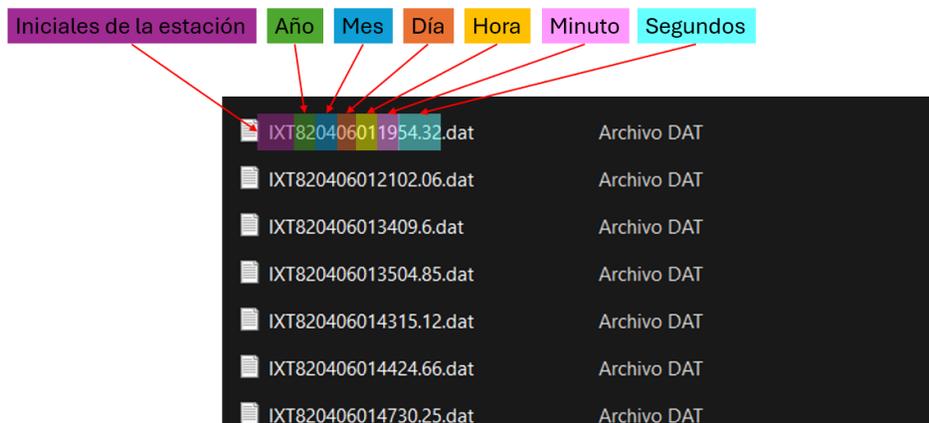


Figura 5.13: Sintaxis para guardar archivos .dat generados al término de la selección de tiempos de arribo de las fases sísmicas.

Después, el programa compara picado por picado y estación por estación hasta encontrar coincidencias en datos cuya diferencia de tiempo para el arribo de onda P fuera igual o menor a 10 segundos (5 segundos para días más saturados), cuando hay coincidencia, el tiempo del arribo nuevo es el que se conserva y sustituye el tiempo reportado anteriormente, de tal manera que, si antes no se había reportado algún tiempo y en los nuevos sí, se complementa la información.

A la par de esto, el código calcula y almacena las diferencias de tiempo entre ambos archivos, lo que permite visualizar la precisión de los nuevos tiempos de arribo con respecto a los que fueron realizados anteriormente.

Finalmente, lo que se obtiene son tres archivos de salida (Figura 5.14), uno que corresponde al archivo final que contiene integrado los nuevos tiempos de arribo y los reportados por Jiménez et al., que ya no fueron sustituidos, un archivo que guarda las diferencias de tiempo de arribo de las fases anteriores y nuevas, y un archivo que solo contiene las diferencias en segundos.

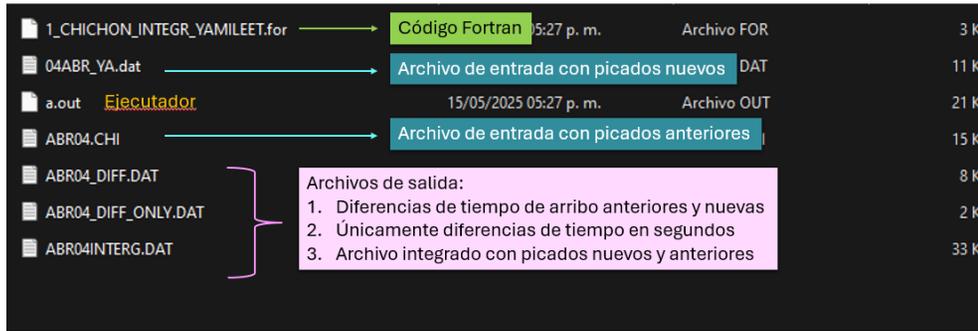


Figura 5.14: Esquema que ilustra los archivos de entrada y salida que se requieren en el proceso de integración de eventos.

## 5.5. Análisis estadístico

Con la información obtenida en el proceso anterior, se realizó un análisis estadístico, esto para determinar las diferencias entre tiempos de arribo obtenidos en este trabajo y los reportados anteriormente.

En esta parte se utilizó un código en Matlab, cuyo archivo de entrada es el que se obtuvo en el paso anterior que contiene solo las diferencias de tiempo en segundos por cada estación. Éste genera histogramas <sup>2</sup> de las diferencias de tiempo para la fase de onda P y de onda S, con el fin de visualizar e identificar la distribución de errores y posibles diferencias sistemáticas. Además, elabora histogramas para cada estación para detectar si alguna presenta algún tipo de discrepancia o irregularidades.

También se consideró la eliminación de valores atípicos para la elaboración de los histogramas, ya que algunos arrojaban diferencias de 999.999. Este número se le asigna cuando se pudo estimar el tiempo de arribo de una onda S que no está reportada en los catálogos del Jiménez et al., 1999. (Figura 5.15).

## 5.6. Localización de sismos

Para la localización de eventos, se usó el programa Hypoinverse 2000 (Klein, 2014), el cual permite obtener el tiempo de origen de un sismo, las coordenadas del hipocentro y su profundidad, esto a partir de los tiempos de arribo de las ondas en distintas estaciones y un modelo de velocidad del subsuelo de la zona.

Como archivo de entrada se ingresaron los obtenidos en el paso de integración de eventos (ver Capítulo 5.4). Para comparar los resultados entre el catálogo proporcionado por Espíndola (Jiménez et al., 1999) y el nuevo catálogo, se realizaron inversiones utilizando los mismos parámetros para las dos bases de datos.

<sup>2</sup>Histogramas: gráfico estadístico que representa la distribución de un conjunto de datos a partir de barras dibujadas.

Estación	Dif. P	Dif. S	Catálogo J.M Espíndola	Catálogo actualizado
TPN	0.391	-0.359	820401134627.5026.5	30.20 820401134627.11 30.56
CSN	-1.250	-0.059	820401134629.8031.0	36.00 820401134631.05 36.06
IXT3	0.758	-0.652	820401134633.20	41.40 820401134632.44 42.05
ARE	-0.250	-0.180	820401134746.80-.3	48.15 820401134747.05 48.33
ARE	-0.230	-0.320	820401135048.70-.3	49.80 820401135048.93 50.12
TPN	-0.250	999.999	820401135052.00	820401135052.25 54.48
ARE	0.508	0.180	820401135644.40-.3	46.00 820401135643.89 45.82
TPN	1.289	0.020	820401135647.70	52.00 820401135646.41 51.98
CSN	0.117	0.102	820401135650.90	56.50 820401135650.78 56.40
IXT3	1.500	-0.570	820401135654.80	64.70 820401135653.30 65.27
ARE	-0.402	-0.250	820401135934.20-.3	35.50 820401135934.60 35.75
TPN	-0.371	0.602	820401135938.00	41.60 820401135938.37 41.00
CSN	-1.039	-0.289	820401135940.80	48.50 820401135941.84 48.79
IXT3	-0.090	0.043	820401135944.80	54.60 820401135944.89 54.56
IXT3	-0.090	0.043	820401135944.80	54.60 820401135944.89 54.56
ARE	-0.289	-0.430	820401140115.30-.3	16.50 820401140115.59 16.93
ARE	0.012	-0.129	820401140115.60	16.80 820401140115.59 16.93
TPN	-0.211	1.723	820401140119.00	22.10 820401140119.21 20.38
IXT3	-0.820	0.191	820401140124.00	34.50 820401140124.82 34.31
ARE	-0.379	0.180	820401140342.25-.3	43.60 820401140342.73 43.42
TPN	-0.250	999.999	820401140345.50	820401140345.25 46.89
CSN	-0.922	-0.590	820401140349.00	56.00 820401140349.92 56.59

Identificativo fase S adicional

Datos vacíos

Picados complementarios

Figura 5.15: Esquema que ilustra el archivo de las diferencias de tiempo entre fases P y S y los valores identificativos de los picados complementarios que se pudieron incorporar al catálogo nuevo.

La Tabla 5.4 presenta el modelo utilizado para este trabajo, con velocidades de propagación de onda P para distintas profundidades. Se consideró una relación  $V_P/V_S = 1,78$

Profundidad (km)	$V_P$ (km/s)
0.0	4.60
1.5	5.40
3.0	5.65
8.0	6.00
15.0	6.30
28.0	7.60

Tabla 5.4: Modelo de velocidades utilizado para la localización de eventos sísmicos con HYPOINVERSE 2000. Con una relación  $V_P/V_S = 1,78$ .

Para poder visualizar las localizaciones obtenidas, se empleó un código en Matlab para graficar los eventos sobre un modelo topográfico (.xyz). El archivo de entrada para este código, es el archivo de salida (Figura 5.16) obtenido en el programa de HypoInverse (.sum), el cual contiene en su interior, la fecha, hora, segundos, latitud, longitud, profundidad, magnitud (no utilizada para este trabajo), Gap azimutal <sup>3</sup>, número de estaciones utilizadas, errores estimados del epicentro y profundidad y el error (RMS: Root Mean Square)<sup>4</sup> en la localización.

<sup>3</sup>Gap azimutal: medida geométrica de la cobertura de estaciones alrededor del epicentro de un sismo.

<sup>4</sup>RMS: diferencia cuadrática media entre los tiempos observados y calculados por el programa de localización.

```

19820401 1336 36.05 17 22.62 93 2.50 5.60 0.00 5 231 8.4 0.11 7.6 12.6 0
19820401 1346 21.92 17 22.00 93 8.78 6.20 0.00 11 179 5.8 0.11 1.9 3.1 0
19820401 1347 45.15 17 23.90 93 10.10 7.55 0.00 5 302 5.6 0.03 2.4 2.1 0
19820401 1350 46.52 17 22.11 93 10.08 11.07 0.00 6 199 7.2 0.07 1.4 2.9 0
19820401 1356 42.35 17 23.17 93 12.51 5.89 0.00 11 229 10.0 0.09 0.7 1.0 0
19820401 1359 32.13 17 23.43 93 12.96 2.19 0.00 9 234 10.7 0.08 1.1 1.9 0
19820401 1401 13.02 17 21.82 93 2.12 5.79 0.00 4 215 9.9 0.06 6.0 11.7 0
19820401 1403 40.56 17 21.63 93 11.44 2.09 0.00 8 208 9.6 0.10 0.9 2.9 0
19820401 1407 18.58 17 22.70 93 13.00 7.13 0.00 9 228 11.1 0.11 0.9 2.9 0
19820401 1410 21.62 17 25.76 93 11.29 12.66 0.00 9 251 7.7 0.08 0.8 0.5 0
19820401 1413 35.18 17 24.99 93 13.68 5.54 0.00 9 251 11.7 0.10 1.4 1.4 0
19820401 1417 2.48 17 27.32 93 15.47 12.51 0.00 8 273 15.6 0.10 1.2 1.3 0
19820401 1419 25.40 17 23.68 93 11.51 8.13 0.00 7 228 8.1 0.05 1.5 2.0 0
19820401 1424 14.18 17 23.38 93 12.81 1.82 0.00 8 233 10.4 0.05 1.6 2.6 0
19820401 1429 8.19 17 24.24 93 11.98 12.03 0.00 8 237 8.7 0.09 0.9 0.9 0
19820401 1431 7.07 17 24.09 93 13.34 3.61 0.00 6 242 13.2 0.08 1.5 2.3 0
19820401 1435 8.27 17 22.94 93 11.00 3.40 0.00 6 216 10.1 0.04 2.3 3.1 0
19820401 1438 2.88 17 21.62 93 10.26 8.97 0.00 8 196 8.0 0.10 1.2 2.6 0
19820401 1445 18.32 17 21.58 93 11.13 5.67 0.00 10 205 9.2 0.11 0.7 1.1 0
19820401 1449 34.05 17 21.57 93 9.78 7.64 0.00 7 189 7.5 0.10 1.8 2.7 0
19820401 1456 59.95 17 23.48 93 11.57 5.44 0.00 8 226 8.3 0.15 2.4 2.4 0
19820401 1458 1.08 17 25.45 93 13.05 3.16 0.00 5 181 13.3 0.03 1.0 0.0 0

```

Figura 5.16: Ejemplo del contenido del archivo de salida de Hypoinverse.

Se obtuvo un archivo de salida para las localizaciones con los datos determinados en este trabajo, y otro para las localizaciones obtenidas anteriormente por Espíndola (Jiménez et al., 1999).

## Resultados y discusión

En este capítulo, se presentan los principales resultados que se obtuvieron con el análisis de la sismicidad asociada a la erupción del volcán Chichonal en 1982. Se analizaron aspectos como las diferencias entre los datos determinados en este trabajo con respecto a los de trabajos anteriores (Jiménez et al., 1999) mediante histogramas de diferencia de tiempos de arribo, además de la localización de los eventos y la diferencia con los datos anteriores. En su totalidad se estimaron 2,048 ondas P y 1,660 ondas S en 11 estaciones asociadas a 593 sismos. El catálogo actualizado cuenta con 388 estimaciones de onda S adicionales con respecto al catálogo anterior.

Estos resultados son presentados en secciones, iniciado con el análisis de las determinaciones de los tiempos de arribo de las fases sísmicas y finalizando con la distribución espacial y profundidad de los sismos localizados.

### 6.1. Análisis estadístico

Para ilustrar el comportamiento entre las diferencias de tiempo de arribo realizadas manualmente a lo largo de este trabajo y las realizadas por Espíndola (Jiménez et al., 1999) se seleccionaron tres histogramas representativos, el resto se pueden encontrar en el anexo de este documento (Anexos A).

La Figura 6.1 reporta las diferencias de tiempo entre datos anteriores y nuevos del primer arribo de las ondas P y S relativos a todas las estaciones analizadas. De manera general se puede observar una simetría en la distribución de las diferencias y la mayoría de éstas queda dentro de un segundo de diferencia. El promedio de las diferencias resulta ser de -0.045 para la onda P y de -0.04 para la onda S, lo que confirma una distribución simétrica de las diferencias. Sin embargo, los valores absolutos de las diferencias se estiman en 0.23 s tanto para las ondas P como para las ondas S.

Por otro lado, las comparaciones de tiempo realizadas por cada estación pueden reportar distribuciones asimétricas.

La Figura 6.2 muestra el histograma obtenido para la estación CSN, notamos que para la onda P, alrededor de 100 eventos no presentan diferencias significativas (diferencia de tiempo cercana a 0 s), mientras que, para otro número de eventos más bajo (alrededor de 20) se

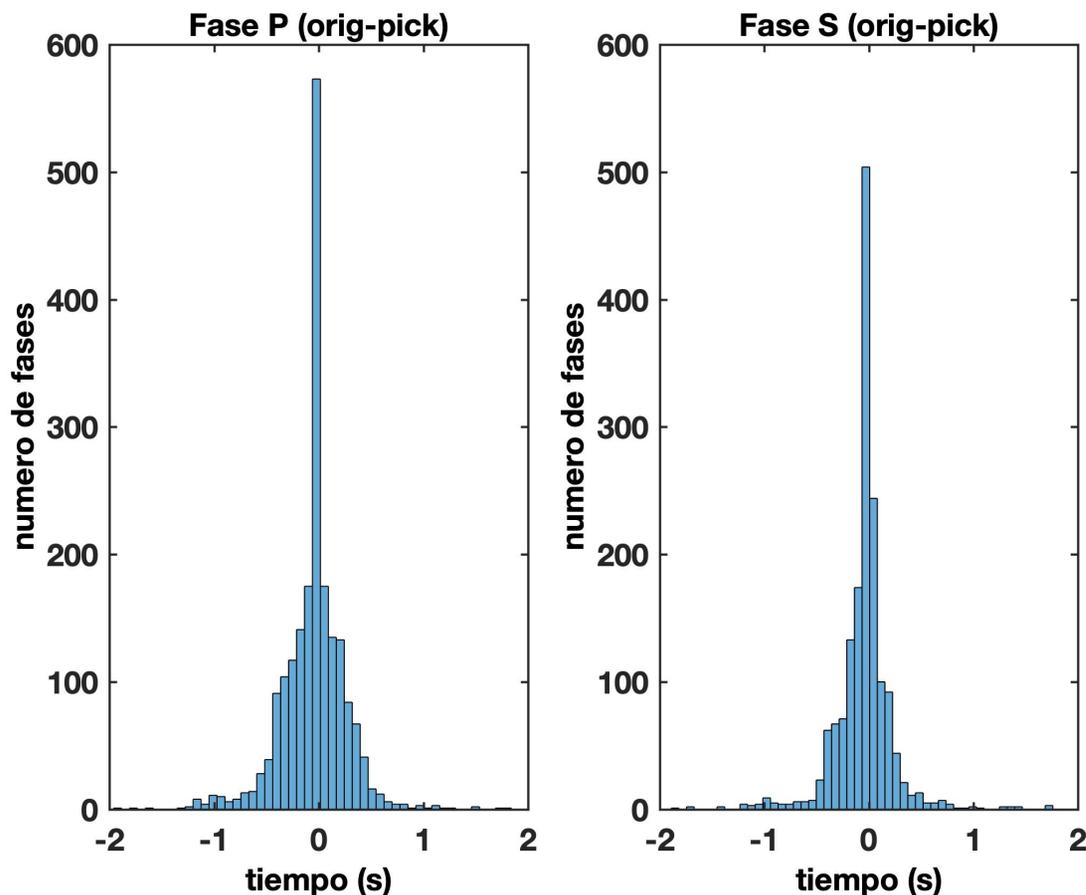


Figura 6.1: Histogramas obtenidos para todas las diferencias de tiempo para P y S.

tienen diferencias cercanas a 1 s y -1 s, y solo un pequeño número de datos tiene diferencias cercanas a -2 s. En el caso de la onda S, notamos un comportamiento similar, donde más de 160 eventos no presentan diferencias significativas, pero una baja cantidad de eventos (menos de 20) con diferencias entre 1 s, -1 s y -2 s.

El tipo de tendencia que se observa para ambos histogramas es de tipo negativa, ya que se observa que las diferencias son menores de cero, lo que podría indicar que para esa estación particular los tiempos de arribo fueron determinados a tiempos más tempranos que los tiempos de arribo hechos anteriormente. Además, de que en el caso de la onda S, se observa que hubo una mejor aproximación que en el caso de la onda P, ya que se tiene un menor número de eventos cuya diferencia se acerca a 1 y -1.

En la Figura 6.3 podemos notar un comportamiento contrario al anterior, ya que en estos histogramas correspondientes a la estación LIB, es notable en mayor medida una tendencia positiva de las diferencias de tiempos de arribo. Se puede observar que en el histograma de la onda P hay un mayor número de eventos (alrededor de 30) que tienen una cercanía a 1 s, y en el caso de la onda S es mucho más notable dicha cercanía, ya que son muy pocos los eventos que presentan una diferencia negativa.

Dicha tendencia positiva, puede relacionarse a que, en esta estación, los tiempos en pro-

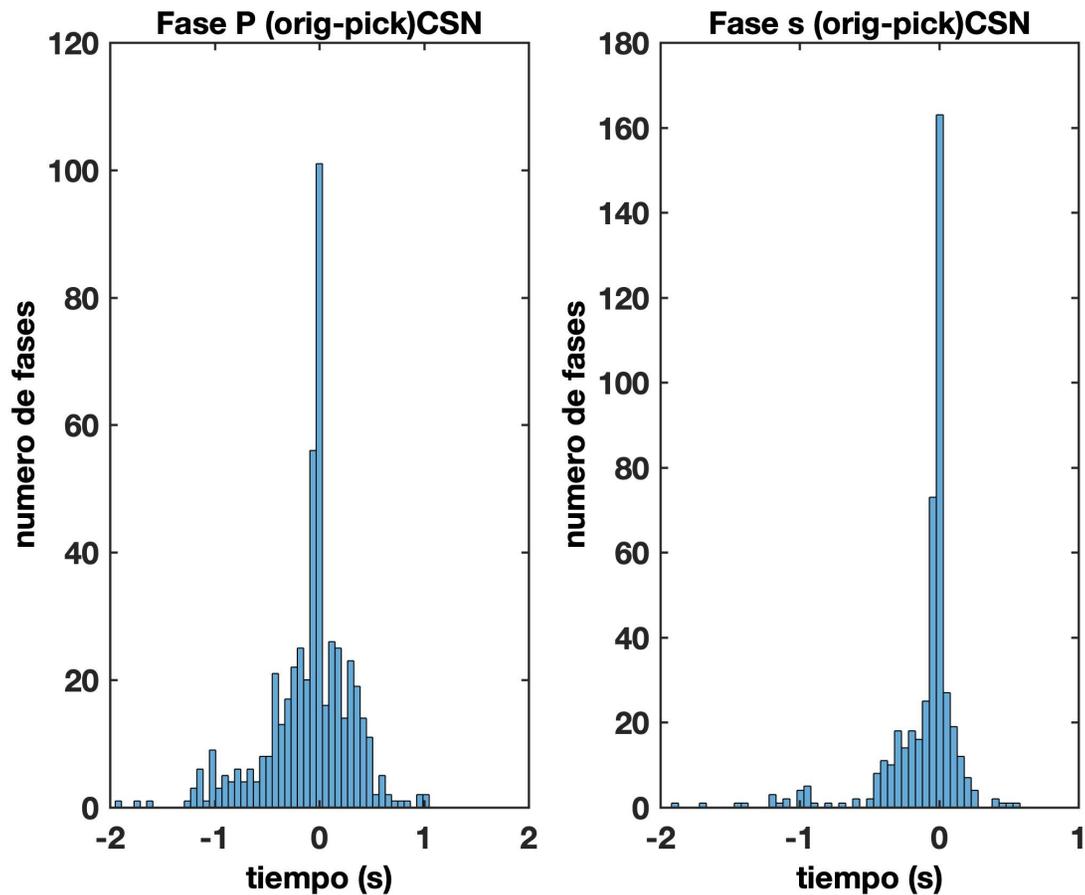


Figura 6.2: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación CSN.

medio se realizaron de manera tardía a comparación de los tiempos de referencia.

Las diferencias obtenidas en ambas estaciones, a pesar de que son pequeñas, son importantes en el proceso de localización, esto porque pueden generar variaciones en su ubicación que, aunque regionalmente hablando no es notorio, en un contexto local como lo es un volcán puede serlo. Sin embargo, estos resultados demuestran una buena consistencia entre ambos conjuntos de tiempos determinados.

En las Tablas 6.1 y 6.2 se reportan los análisis de estas distribuciones, así como los errores de las localizaciones (RMS) con los dos conjuntos de datos.

Parámetro	Onda P	Onda S
Promedio de las diferencias (s)	-0.045	-0.04
Desviación estándar (s)	0.2	0.16
Error absoluto medio (s)	0.23	0.23

Tabla 6.1: Parámetros estadísticos de las diferencias en los tiempos de arribo de este trabajo y los de Espíndola (Jiménez et al., 1999).

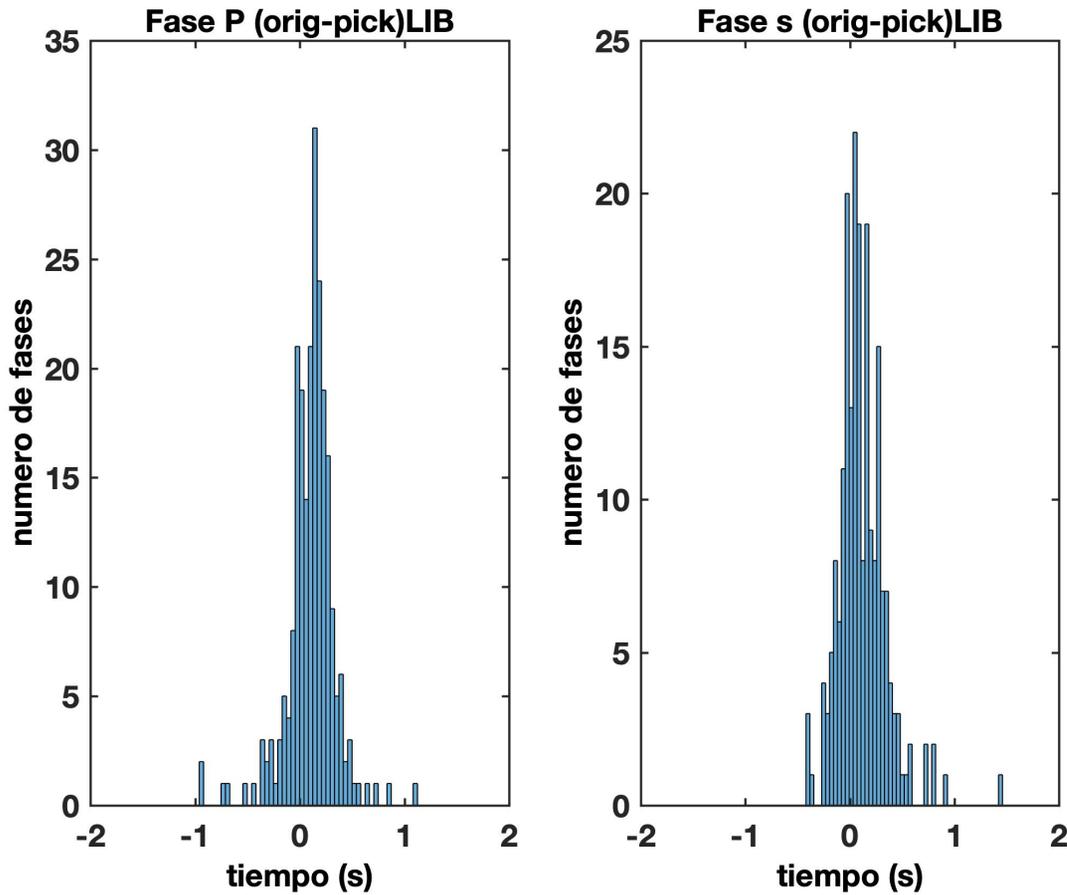


Figura 6.3: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación LIB (LIBERTAD).

Parámetro	
RMS Espíndola (1999)	0.13
RMS Obtenido (s)	0.11

Tabla 6.2: RMS localización.

## 6.2. Localización de los eventos y su distribución espacial

En esta sección se presenta la distribución espacial de los 593 eventos localizados con HYPOINVERSE obtenidos con la base de datos actualizada y la base de datos de Espíndola (Jiménez et al., 1999).

En la Figura 6.4 se muestra la distribución de los eventos localizados con la base de datos actualizada, así como las estaciones utilizadas exclusivamente para este trabajo. En total, se emplearon cinco estaciones pertenecientes a la red temporal del Instituto de Geofísica y del Instituto de Ingeniería de la UNAM, además de seis estaciones de la red permanente operada por la Comisión Federal de Electricidad.

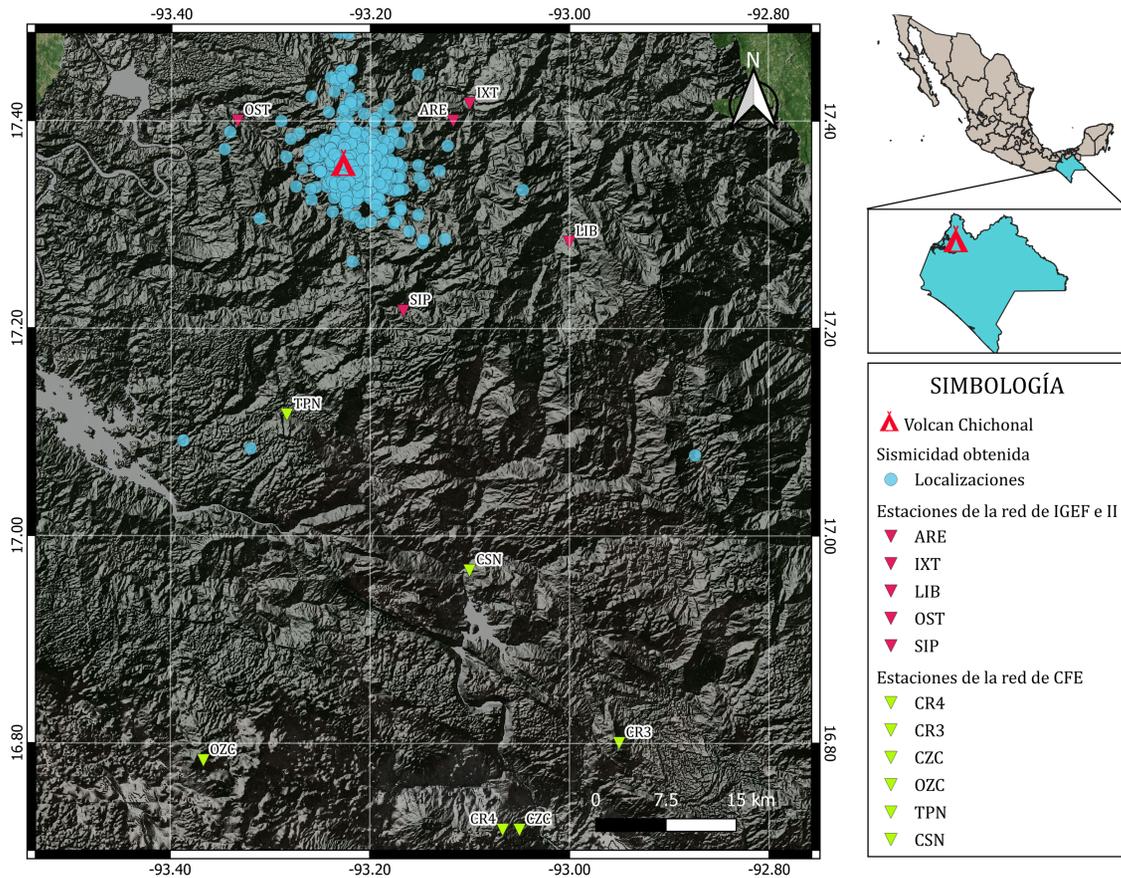


Figura 6.4: Mapa de distribución espacial de los sismos localizados junto a las estaciones utilizadas.

Durante el periodo analizado, se observó un incremento progresivo en la sismicidad diaria (Figura 6.5). El 1 de abril se localizaron 21 eventos; el 2 de abril, 27 eventos; el 3 de abril, 20 eventos; y el 4 de abril, 31 eventos. Posteriormente, el 5 de abril se registró un aumento repentino, con un total de 258 eventos localizados, mientras que el 6 de abril se contabilizaron 236 eventos.

La profundidad también mostró una evolución notable a lo largo de los días analizados. Durante los primeros tres días (1-3 abril) la sismicidad estuvo dominada por eventos de carácter somero, localizados cerca del edificio volcánico, con excepción del 2 de abril donde se nota sismicidad fuera de esta zona. A partir del 4 de abril (día de la última erupción) se observa un aumento en la ocurrencia de sismos de mayor profundidad. En los días posteriores (5 y 6 de abril) además del aumento de sismicidad, también aumentó el rango de profundidad, alcanzando valores cercanos a los 25 km. Esto sugiere una evolución dinámica como consecuencia de la última erupción posiblemente relacionada con procesos de reajuste del sistema magmático.

La Figura a) 6.6 reporta los epicentros localizados con la base de datos original, mientras que la Figura b) 6.6 los reporta con la base de datos actualizada. En ambas figuras podemos apreciar que la mayoría de la sismicidad se encuentra concentrada por debajo del volcán con excepción de algunos eventos que se alinean hacia el norte con orientación NNW-SSE.

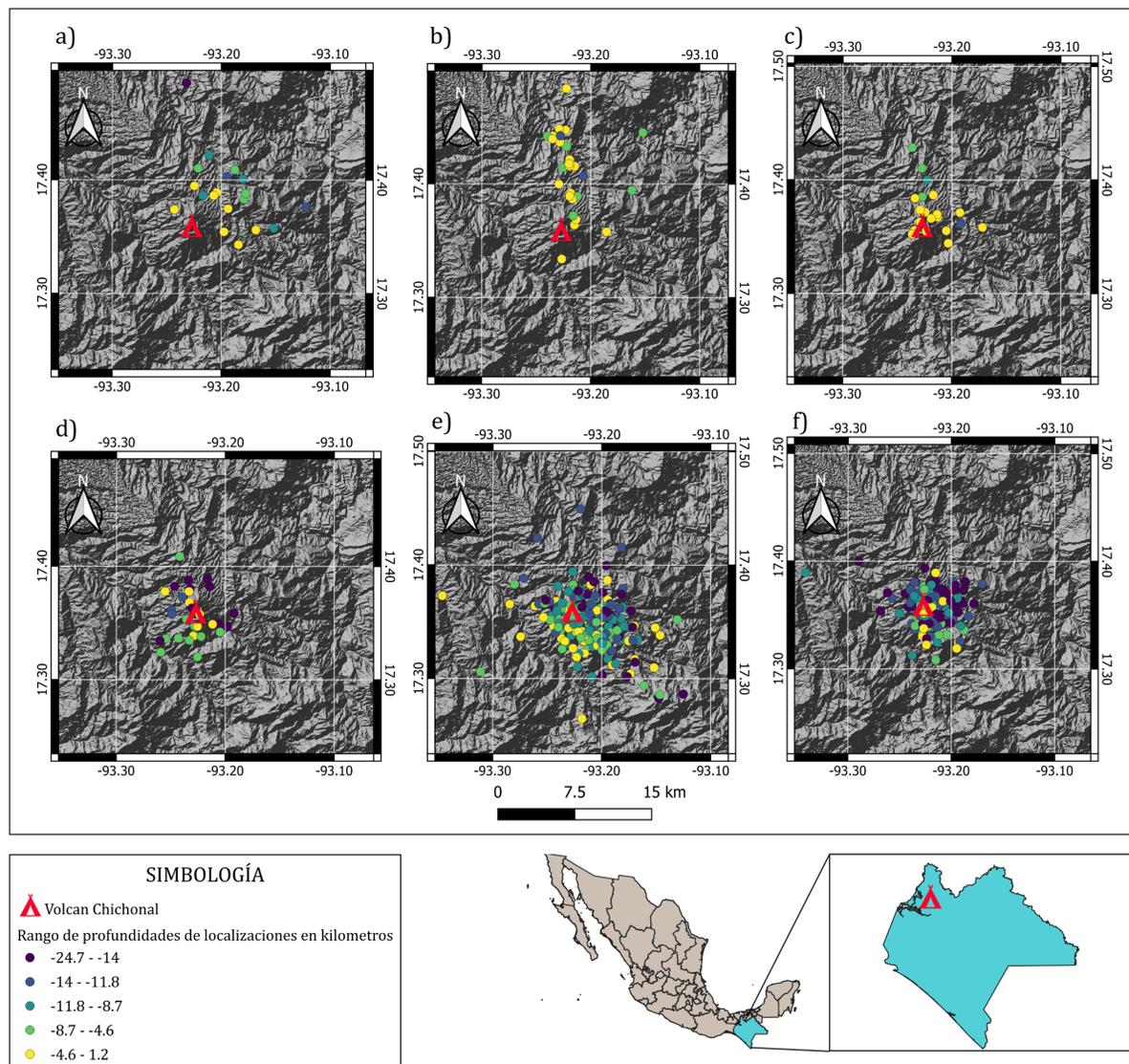


Figura 6.5: Mapa de distribución espacial de los sismos localizados por día: a) 1 de abril; b) 2 de abril; c) 3 de abril; d) 4 de abril, e) 5 de abril, f) 6 de abril.

En la localización con los datos actualizados, se puede apreciar que la sismicidad afuera del edificio volcánico se extiende más hacia el norte y que la sismicidad en el sector occidental del volcán hay una menor dispersión epicentral.

En las Figuras 6.7 y 6.8 se reporta una sección orientada en dirección E-W. En esta orientación se observa una sismicidad que alcanza 25 km de profundidad y tres regiones de concentración de esta: una ubicada a 15 km, otra a 6 km y la última a 3-4 km de profundidad aproximadamente.

Finalmente, en las Figuras 6.9 y 6.10 se reporta la sismicidad en profundidad en una orientación NNW-SSE. En estas imágenes se puede apreciar que hay una sismicidad que se está localizando en la parte norte de la región de estudio. Adicionalmente se pueden apreciar los agrupamientos de sismicidad por debajo del volcán y una pendiente general ligeramente

---

hacia el norte.

Con estas imágenes, las observaciones principales pueden ser resumidas en dos puntos:

- La mayoría de la sismicidad se concentra por debajo del volcán y parecen estar agrupadas a tres profundidades principales. Este conjunto de sismicidad parece tener una pendiente rumbo al SE como en la figura 6.10.
- Una parte de la sismicidad parece alinearse en una orientación preferencial al NNW-SSE rumbo al norte.

El patrón de sismicidad por debajo del volcán se puede relacionar con el proceso eruptivo del volcán. La existencia de 3 regiones principales a profundidad sugiere que el proceso de fracturación fue más importante a dichas profundidades. Esto se puede asociar al diferente comportamiento de las estructuras durante el ascenso del magma. Otra observación importante, es que en las Figuras 6.9 y 6.10 se puede observar que la región de ascenso de magma no es totalmente vertical, si no que, presenta una ligera pendiente rumbo al N.

Por otro lado, la sismicidad que se encuentra fuera del edificio volcánico parece orientarse en las direcciones de los ejes de pliegues regionales, lo que podría sugerir un control tectónico de esta sismicidad que se originó aún durante la erupción del volcán. Sin embargo, cabe mencionar que esta sismicidad puede ser sujeta a errores, por lo tanto, un análisis más detallado, permitiría descartar la presencia de artefactos originados por una mala localización.

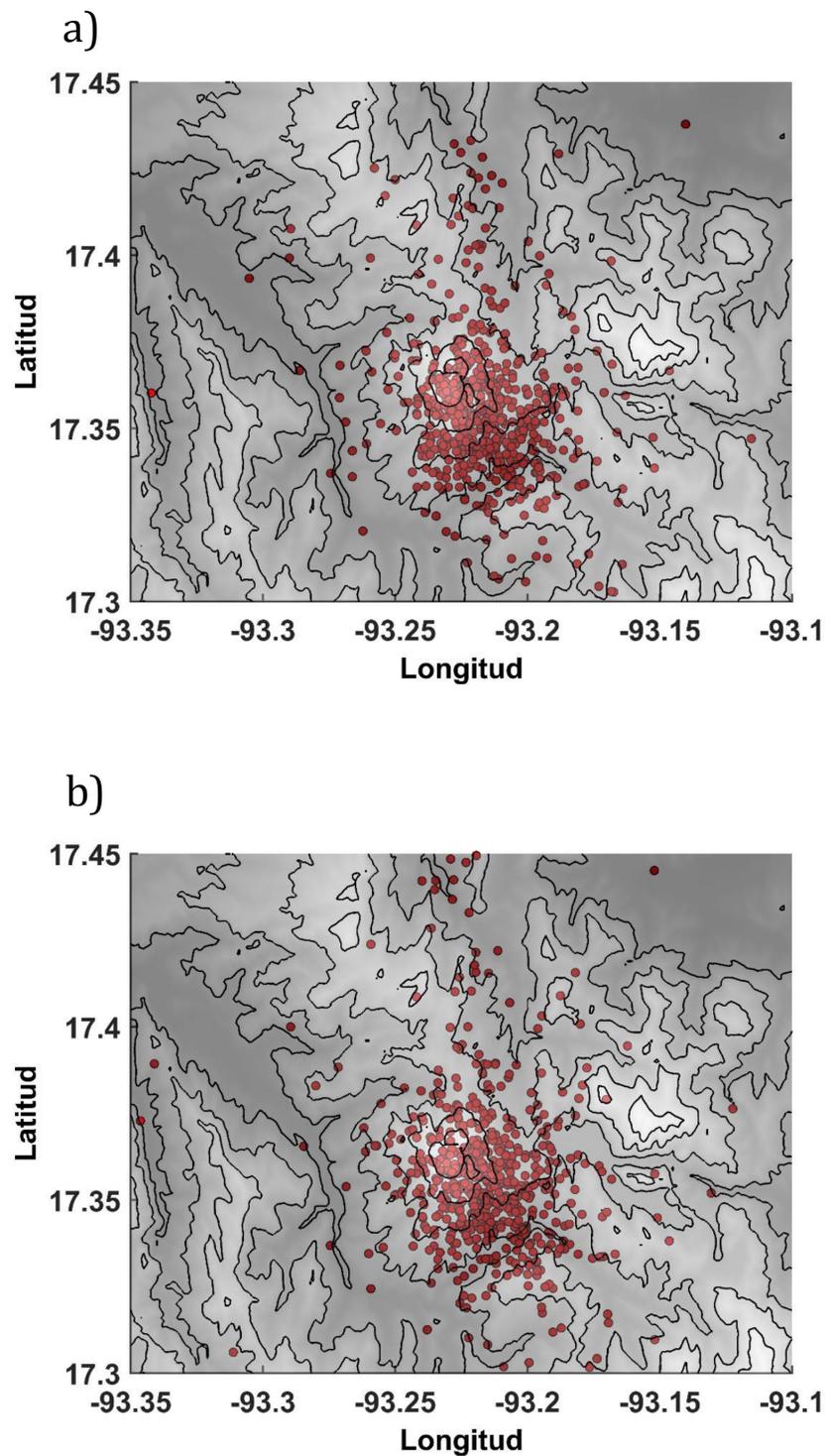


Figura 6.6: Mapa de distribución de localizaciones para a) la base de datos reportada por Espíndola (Jiménez et al., 1999) y b) la base de datos actualizada.

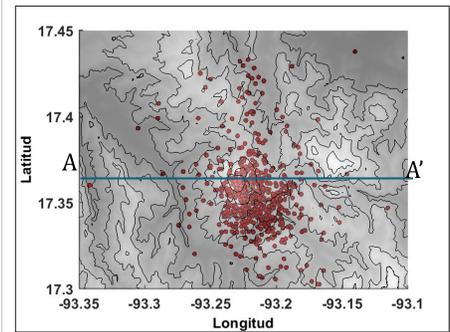
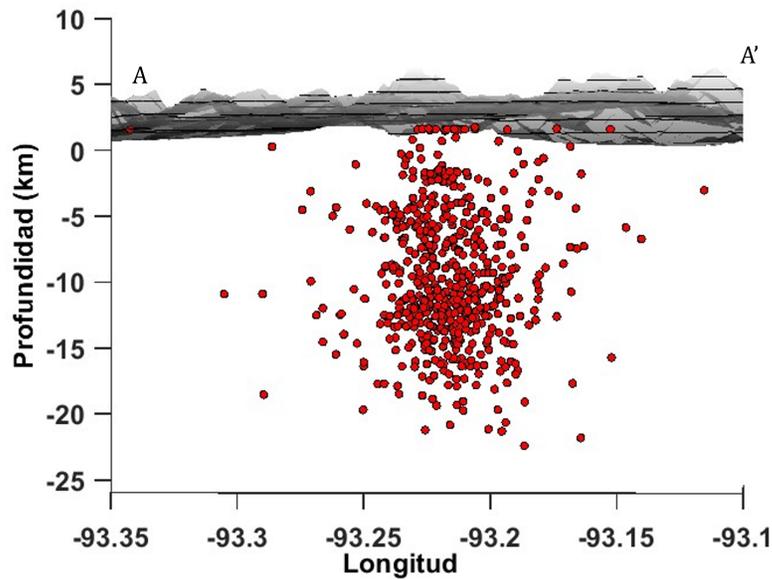


Figura 6.7: Sección A-A' orientada E-W de las localizaciones obtenidas para la base de datos de Espíndola (Jiménez et al., 1999).

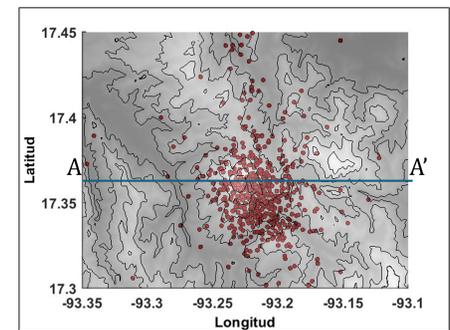
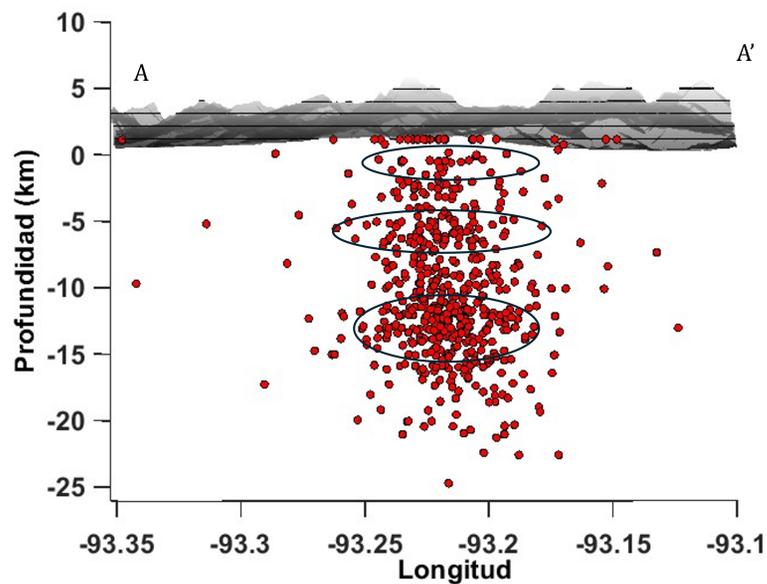


Figura 6.8: Sección A-A' orientada E-W de las localizaciones obtenidas para la nueva base de datos, indicando con círculos azules las tres regiones principales de concentración de sismicidad.

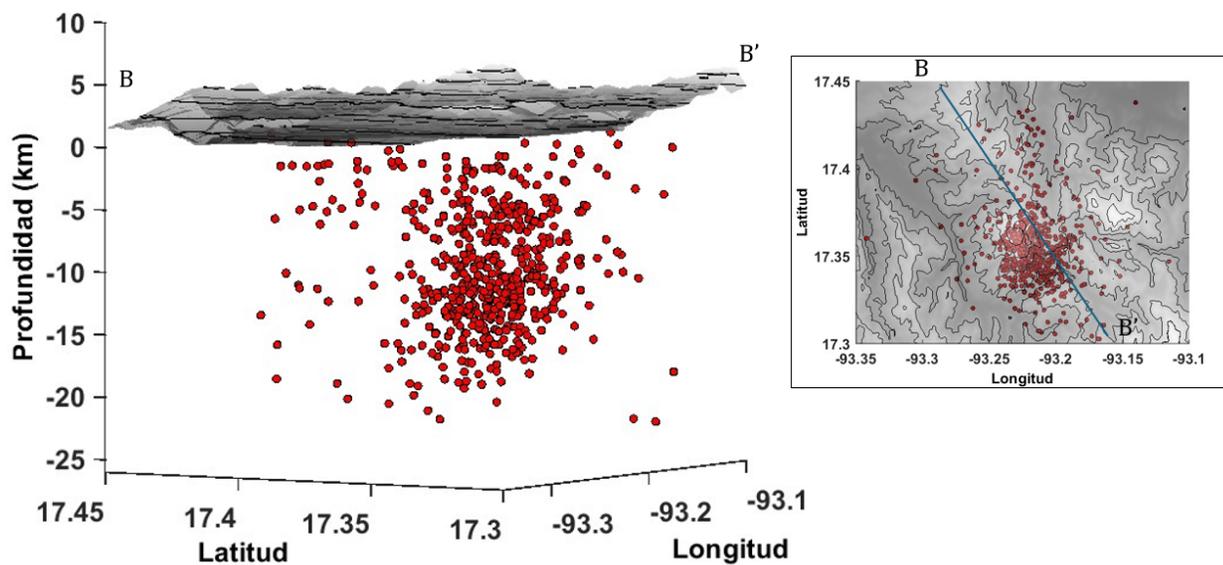


Figura 6.9: Imagen tridimensional orientada NNW-SSE con sección B-B' de las localizaciones obtenidas para la base de datos de Espíndola (Jiménez et al., 1999).

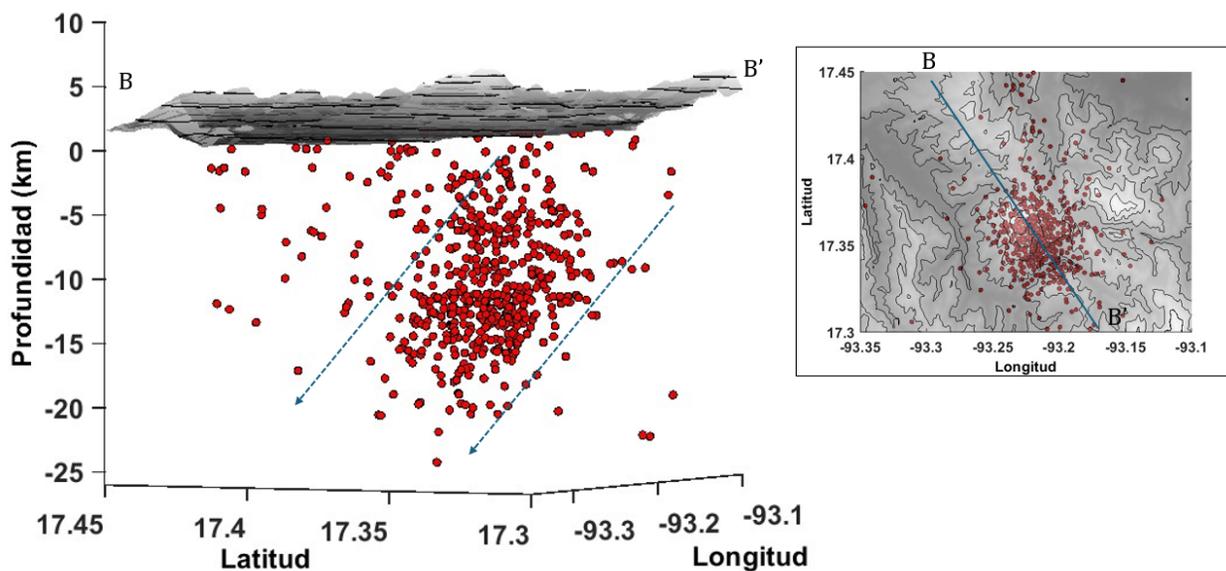


Figura 6.10: Imagen tridimensional orientada NNW-SSE con sección B-B' de las localizaciones obtenidas para la nueva base de datos, en la que se observa una ligera pendiente en la distribución de la sismicidad, indicada con líneas azules punteadas.

## Conclusiones y recomendaciones

En este trabajo se llevó a cabo un análisis detallado de los registros sísmicos digitalizados asociados a la erupción del volcán Chichonal de 1982. La metodología implementada (digitalización de las hojas de registros y reestimación de los picados) permitió incrementar el número de fases de ondas S relativas a 593 eventos registrados durante los primeros 6 días de abril de 1982 y relacionados a las primeras fases del evento eruptivo del volcán.

Las imágenes obtenidas de la sismicidad permitieron identificar una sismicidad por debajo del volcán que alcanza 25 km de profundidad y que parece concentrarse en tres regiones principales, a 3, 6 y 15 km de profundidad. Una primera interpretación sugiere que estas regiones puedan estar asociadas a una respuesta diferente del material durante el ascenso del magma.

Adicionalmente se observa una sismicidad fuera del edificio volcánico orientada al NNW-SSE que podría ser asociada a la reactivación tectónica de alguna estructura presente en la región de estudio, aunque ésta última debe ser analizada para descartar la presencia de eventuales errores en la localización.

Completar y enriquecer el catálogo sísmico de este periodo resultó fundamental para mejorar la calidad de la información disponible sobre uno de los eventos volcánicos más importantes del siglo XX en México. Contar con una base de datos más robusta, favorece una mejor comprensión de la dinámica interna del sistema volcánico previo, durante y posterior a la erupción.

La relocalización de eventos sísmicos a partir de registros históricos permite aplicar metodologías modernas a datos analógicos, lo que no solo mejora la precisión de las localizaciones, sino que también brinda la oportunidad de reinterpretar patrones sismotectónicos pasados con herramientas actuales. Este tipo de ejercicios son clave para actualizar la información disponible y contribuir al entendimiento de los procesos profundos asociados al comportamiento eruptivo del Chichonal.

Por otro lado, las etapas a seguir de este trabajo son:

- Completar los sismos faltantes de los días posteriores al periodo analizado para completar el catálogo.
- Realizar un análisis exhaustivo de la sismicidad fuera del edificio volcánico para des-

cartar artefactos que puedan alterar la interpretación de los patrones observados.

- Volver a estudiar la evolución de la sismicidad en función de las etapas eruptivas con los catálogos actualizados.

## Bibliografía

- [1] Alcayde, M. (1983). Editora, El Volcán Chichonal. Ponencias presentadas en el simposio sobre el Volcán Chichonal, VI Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana: Instituto de Geología, UNAM, México, DF, 120 pp.
- [2] Arellano, A., & Jiménez, E. (2012). Evaluación geológico-estructural del complejo volcánico Chichonal, Chiapas, como fuente alterna de energía. *Geotermia*, 25(2), 3–20.
- [3] Canul, R., Razo-Montiel, A., & Rocha-Lopez, V. (1983). Geología e historia volcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas. In *Proceedings of the VI National Meeting of the Mexican Geological Society*, UNAM (pp. 3–22).
- [4] Castro-Mora J., Almazán-Esqueda, S., Morales-García, R., Bustamante-Yáñez, M.A., Flores-Galicia, E., Gómez-Caballero, J.A., Mora-Rivera, C., MartínezHernández, P., Arango-Quiroz, G., Velázquez-Pérez, F.G., Chavarín-Antonio, O., López-Oropeza, R.S., Ortiz-Hernández, L.E., Praga-Pérez, J.J., Sánchez-131 Ramírez, D., Sabanero-Sosa, H., Mérida-Cruz, A. y A., González-Ramos. (1999). Monografía Geológico-Minera del estado de Chiapas. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería. Editadas por el Consejo de Recursos Minerales Centro Minero. 178p.
- [5] Damon, P., & Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogensis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.
- [6] Duffield, W. A., Tilling, R. I., & Canul, R. (1984). Geología del Volcán El Chichón, Chiapas, México. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 20(1–2), 117–132.
- [7] Espíndola, J. M., & Macías, J. L. (2002). I. La erupción de 1982 del volcán Chichonal, Chiapas, México.
- [8] Espíndola, J. M., Zamora-Camacho, A., & Jiménez, Z. (2006). Some aspects of the seismicity associated with the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 157(4), 367–374.
- [9] Francis, 1993 P. *Francis Volcanoes. A Planetary Perspective* Clarendon Press, Oxford (1993) 443 p.
- [10] Geiger L., “Herdbestimmung bei erdbeben aus denankunftszeiten. Nachrichten von der gesellschaft der wissenschaften zu Göttingen,” *Mathematisch-Physikalische Klasse*, vol. 4, pp. 331–349 (1910).

- 
- [11] Gutiérrez-Coutiño, R., Moreno-Corzo, M., & Cruz-Borraz, C. (1983). Determinación del volumen del material arrojado y grado de explosividad alcanzado por el Volcán Chichonal, Estado de Chiapas. Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 68–80.
- [12] Havskov, J., De la Cruz-Reyna, S., Singh, S. K., Medina-Martínez, F., & Gutiérrez-Martínez, C. (1983). Actividad sísmica relacionada con las erupciones del Volcán Chichonal en marzo y abril de 1982, Chiapas. En M. Alcayde (Ed.), *El Volcán Chichonal* (pp. 36–48).
- [13] Jiménez, Z., Espíndola, V. H., & Espíndola, J. M. (1999). Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 61, 411-422.
- [14] Klein, F. W. (2014). Users Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Progeam to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, Open File Report 02-171. USGS.
- [15] Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., & Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4), 137-151.
- [16] Lee, W. H., & Lahr, J. C. (1975). HYPO71 (revised; a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes (No. 75-311). US Dept. of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research,.
- [17] Legrand, D., Espíndola, J. M., Jiménez, Z., Scolamacchia, T., Valdés-González, C., Singh, S. K., ... & Valenzuela, R. W. (2015). Comparison of the seismicity before and after the 1982 El Chichon eruption. *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná*, 97-114.
- [18] López, P. (2021). Analizan sismos en el área del Chichonal - Gaceta UNAM. Recuperado de <https://www.gaceta.unam.mx/analizan-sismos-en-el-area-del-chichonal/>
- [19] Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A., & Sheridan, M. F. (2012). Mapa de peligros del Volcán Chichón. Instituto de Geofísica, UNAM.
- [20] Malfante, M., Dalla Mura, M., Métaixian, J. P., Mars, J. I., Macedo, O., & Inza, A. (2018). Machine learning for volcano-seismic signals: Challenges and perspectives. *IEEE Signal Processing Magazine*, 35(2), 20–30.
- [21] Mora, J. C., González, R., Aguirre, J., Piña, J., García-Moreno, L. M., Lovera, S. S. A. P., Gil, A., ... Mijares, H. (2012). *Microzonificación Sísmica*. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. UNAM, Instituto de Ingeniería, Instituto de Geofísica, Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, Instituto de Protección Civil del Estado de Chiapas.
- [22] Palomo, A. G., Macias, J. L., & Espindola, J. M. (2004). Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(3-4), 247-268.
- [23] Scolamacchia, T., & Macías, J. L. (Eds.). (2015). *Volcanes Activos de Chiapas (México): El Chichón y Tacaná* (p. 180). Saltador.

- 
- [24] Sigurdsson, H., Carey, S. N., & Espindola, J. M. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 11-37.
- [25] Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- [26] U.S. Geological Survey. (s. f.). About the Seismograms. Recuperado de <https://earthquake.usgs.gov/monitoring/seismograms/about.php>
- [27] Yokoyama, I., De la Cruz-Reyna, S., & Espíndola, J. M. (1992). Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(1-2), 1-21.
- [28] Zobin, V. M. (2011). *Introduction to volcanic seismology* (Vol. 6). Elsevier.



## CAPÍTULO A

### Anexos

#### A.1. Estaciones de la red de CFE y la red del Instituto de Geofísica y de Ingeniería

NOMBRE DE ESTACION	LATITUD	LONGITUD	FECHA DE INSTALACION	INSTITUCION
BJU	16.883539	-93.16687	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
BON	16.933544	-93.01676	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
CR1	17.033528	-93.10002	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
CR2	16.883361	-92.95008	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
CR3	16.800233	-92.95007	01/01/1981	Comisión Federal de Electricidad
CR4	16.716675	-93.0668	01/01/1981	Comisión Federal de Electricidad
CR5	16.800267	-93.11669	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
CR6	16.950136	-93.21682	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
CSN	16.966706	-93.10013	01/03/1976	Comisión Federal de Electricidad
CZC	16.716672	-93.05	01/05/1979	Comisión Federal de Electricidad
PEN	17.433378	-93.51686	01/06/1979	Comisión Federal de Electricidad
OZC	16.783361	-93.36677	01/05/1979	Comisión Federal de Electricidad
TPN	17.116939	-93.28353	01/12/1979	Comisión Federal de Electricidad
USU	16.961889	-93.01676	01/04/1980	Comisión Federal de Electricidad
ARE	17.4002	-93.11669	01/04/1982	Instituto de Ingeniería
EJC	17.60075	-93.18354	02/04/1982	Instituto de Geofísica
IHT	17.283453	-93.00014	09/04/1982	Instituto de Geofísica
IXT	17.416842	-93.10001	01/04/1982	Instituto de Geofísica
FRL	17.316689	-93.25005	25/04/1982	Instituto de Geofísica
LIB	17.283511	-93.0002	30/03/1982	Instituto de Ingeniería
OST	17.400092	-93.33336	01/04/1982	Instituto de Geofísica
SIP	17.216939	-93.16672	02/04/1982	Instituto de Ingeniería
TEA	17.550186	-93.28345	08/04/1982	Instituto de Geofísica

Tabla A.1: Tabla de ubicaciones de las estaciones que se encontraban alrededor del volcán en 1982. (Tomada de Havskov et al., 1983).

#### A.2. Histogramas de las estaciones analizadas

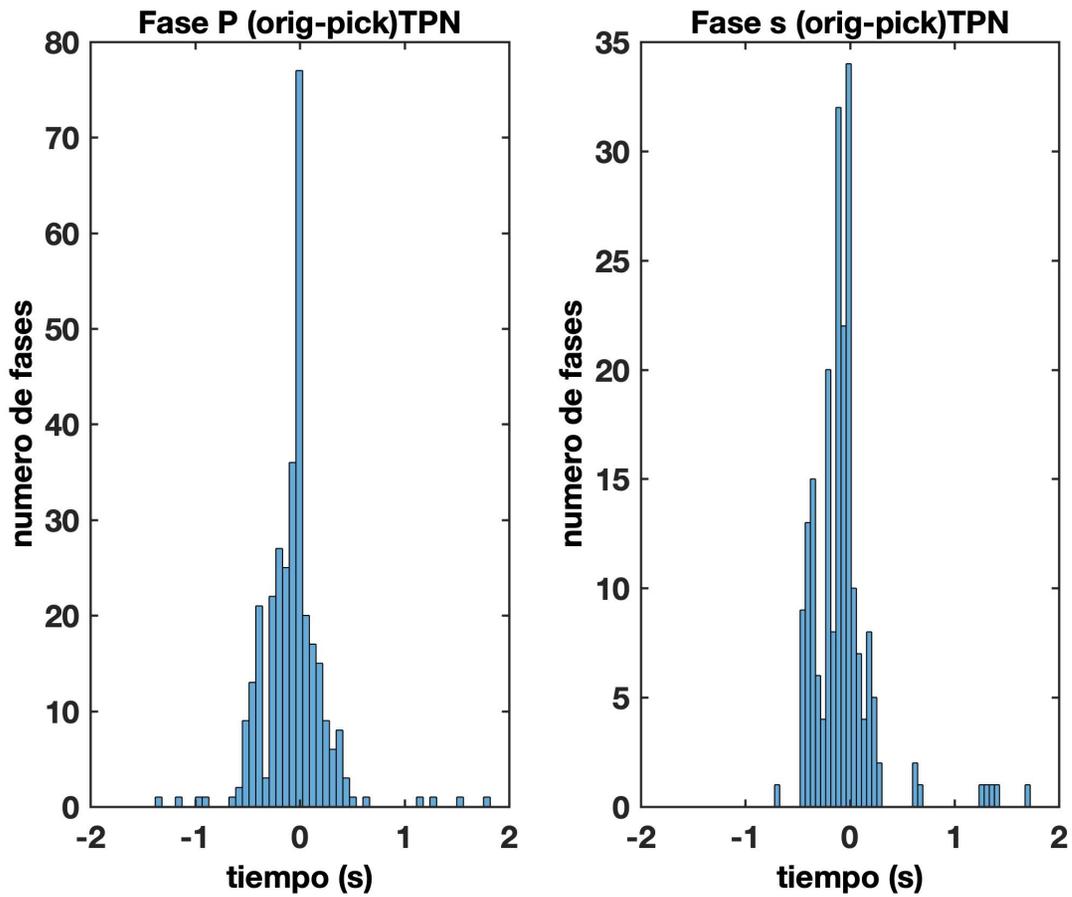


Figura A.1: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación TPN.

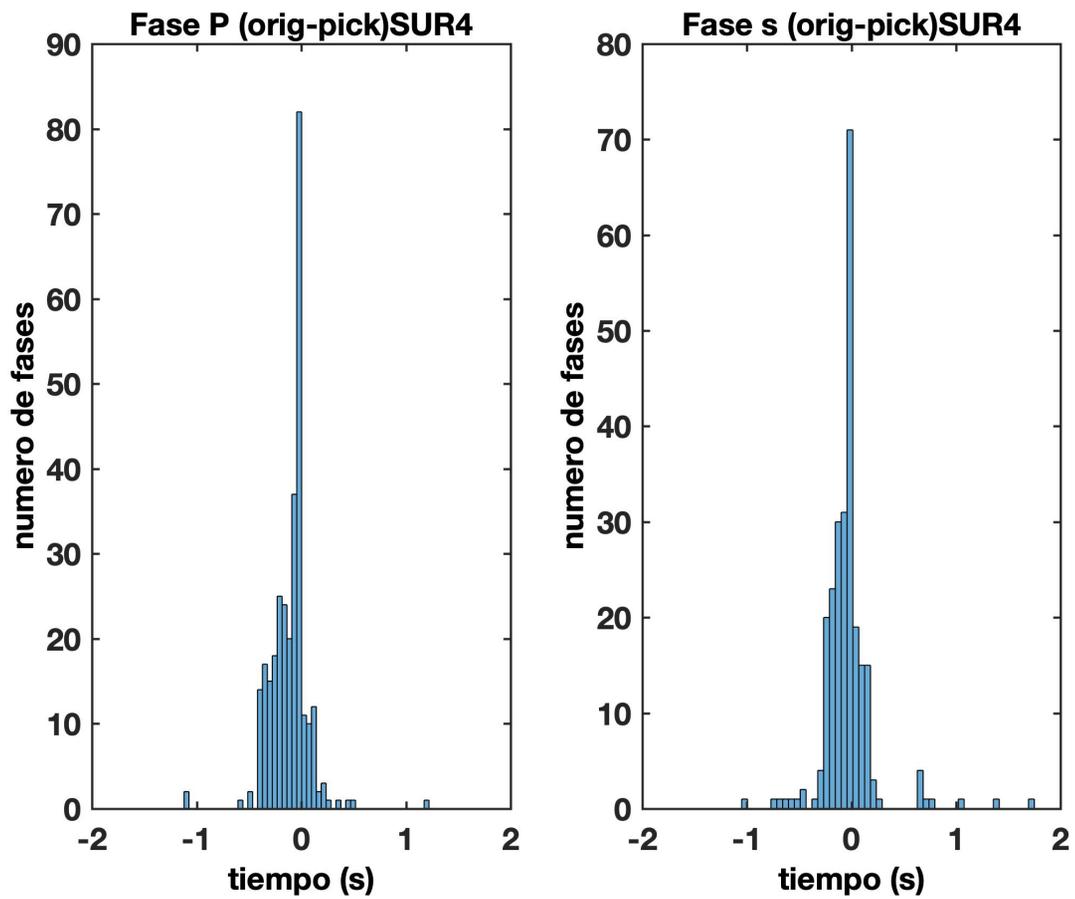


Figura A.2: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación SUR4.

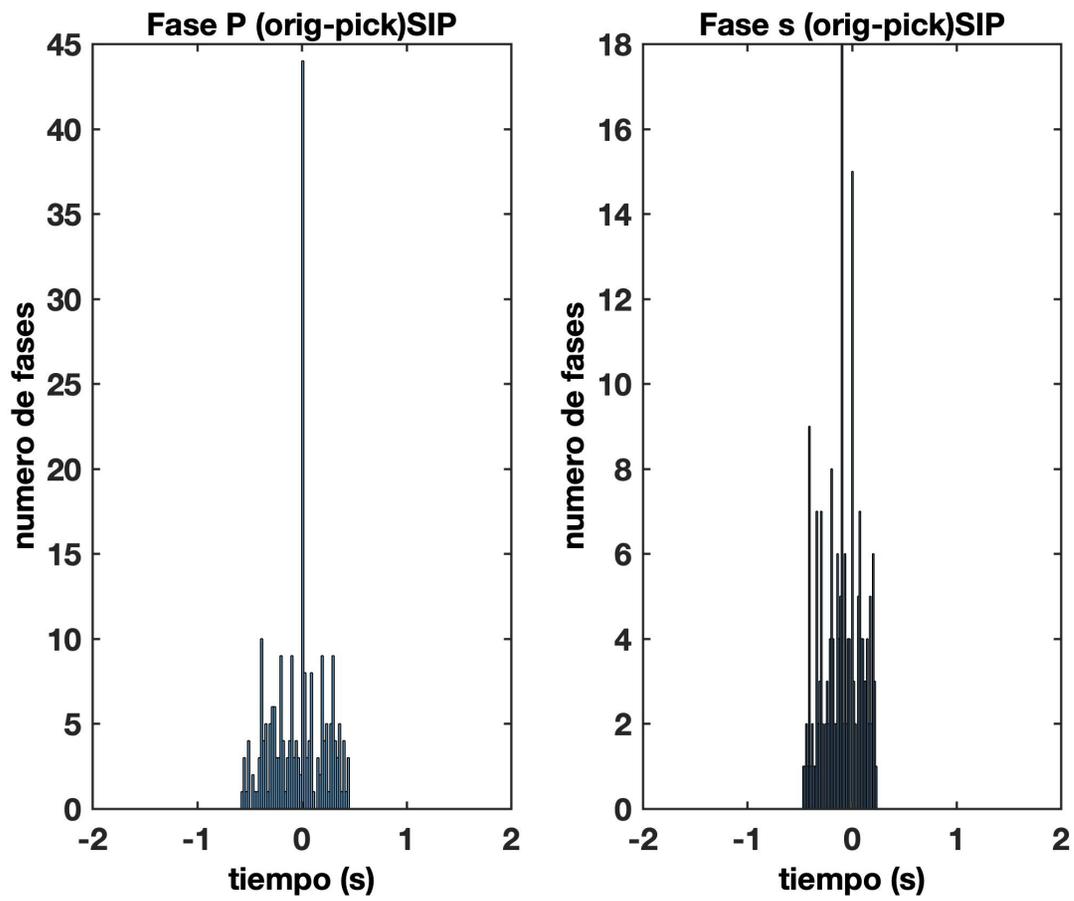


Figura A.3: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación SIP.

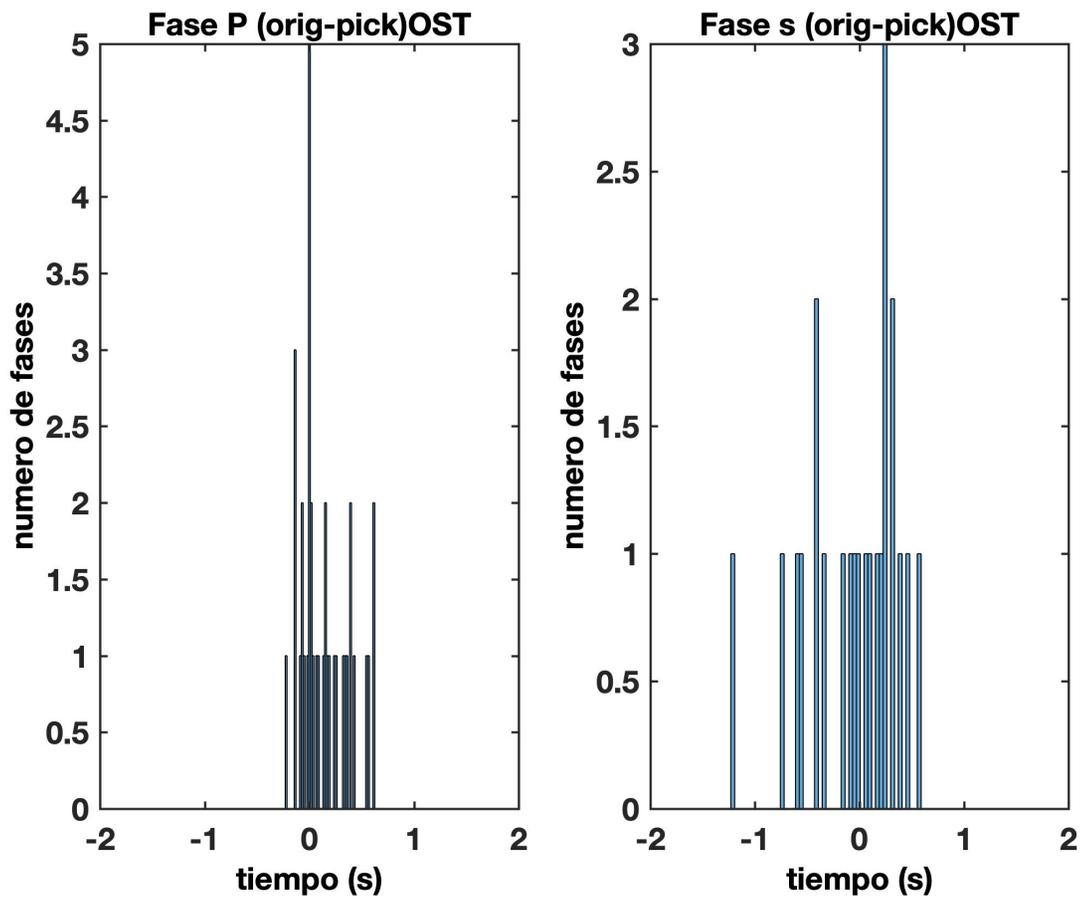


Figura A.4: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación OST.

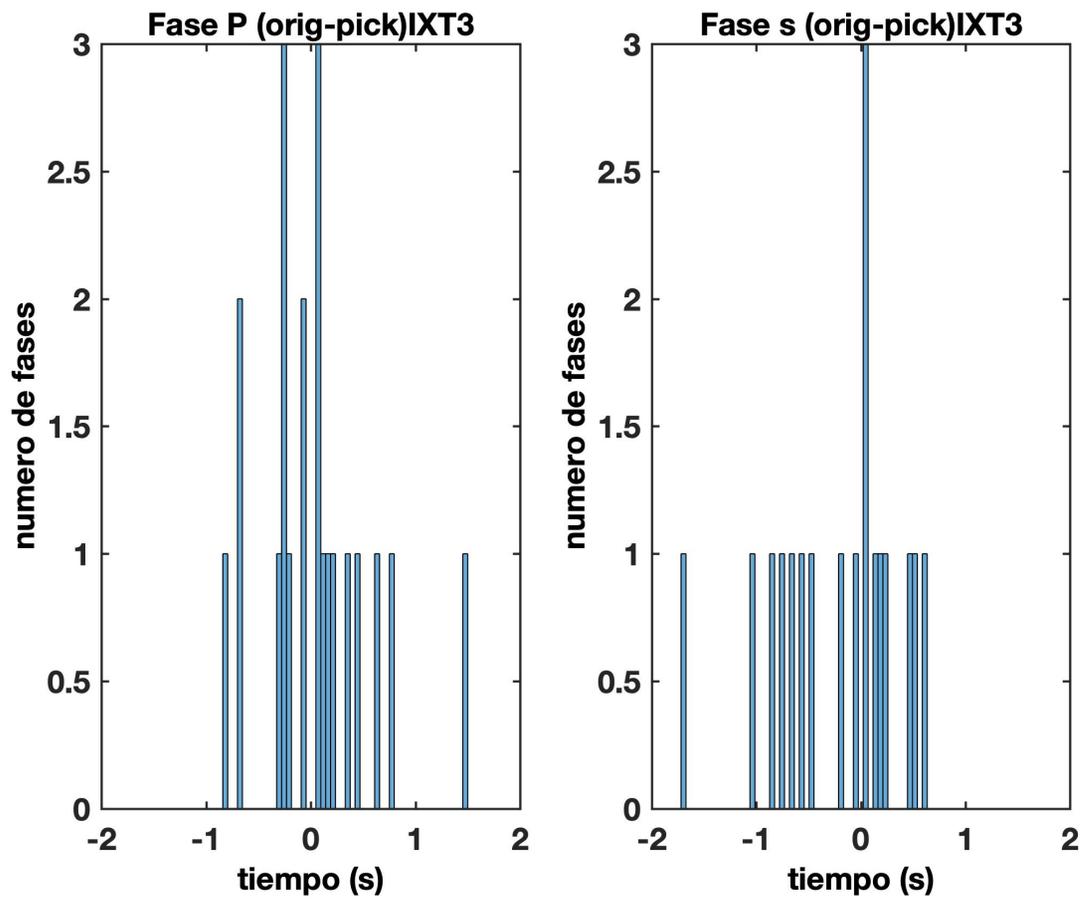


Figura A.5: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación IXT3.

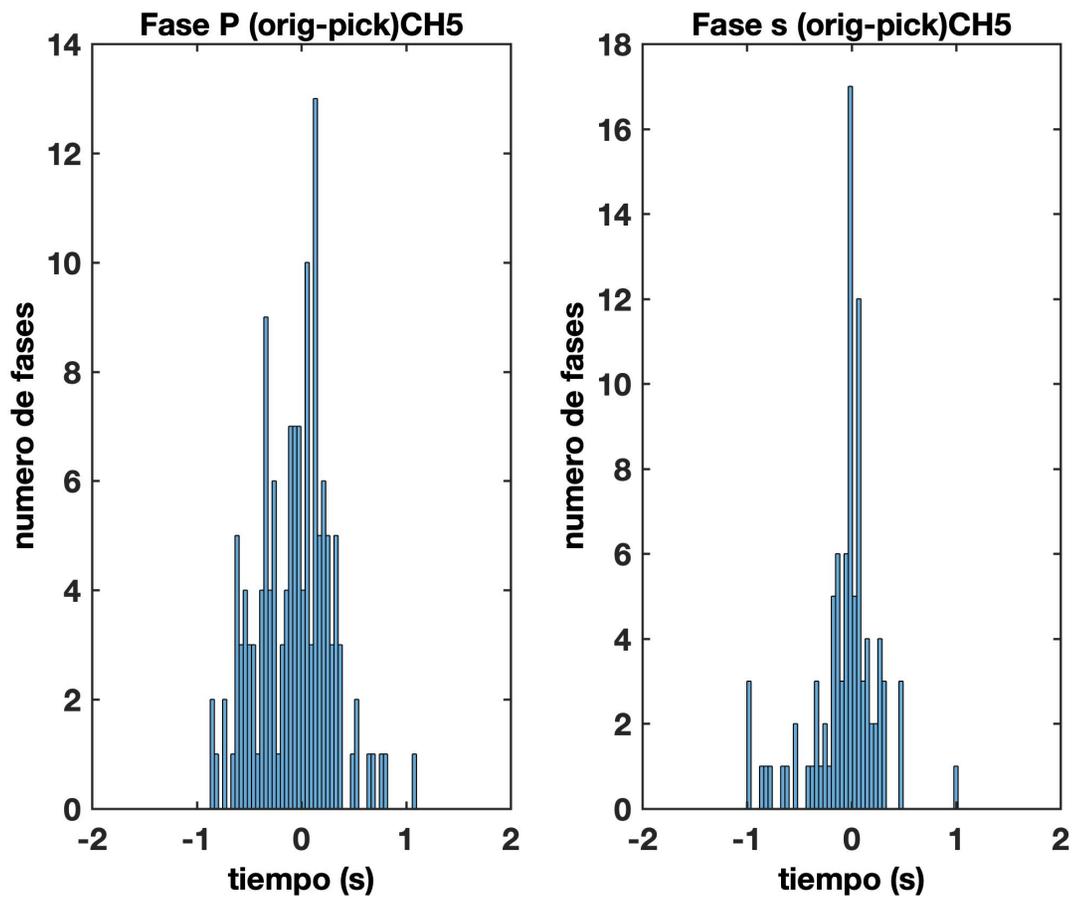


Figura A.6: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación CH5.

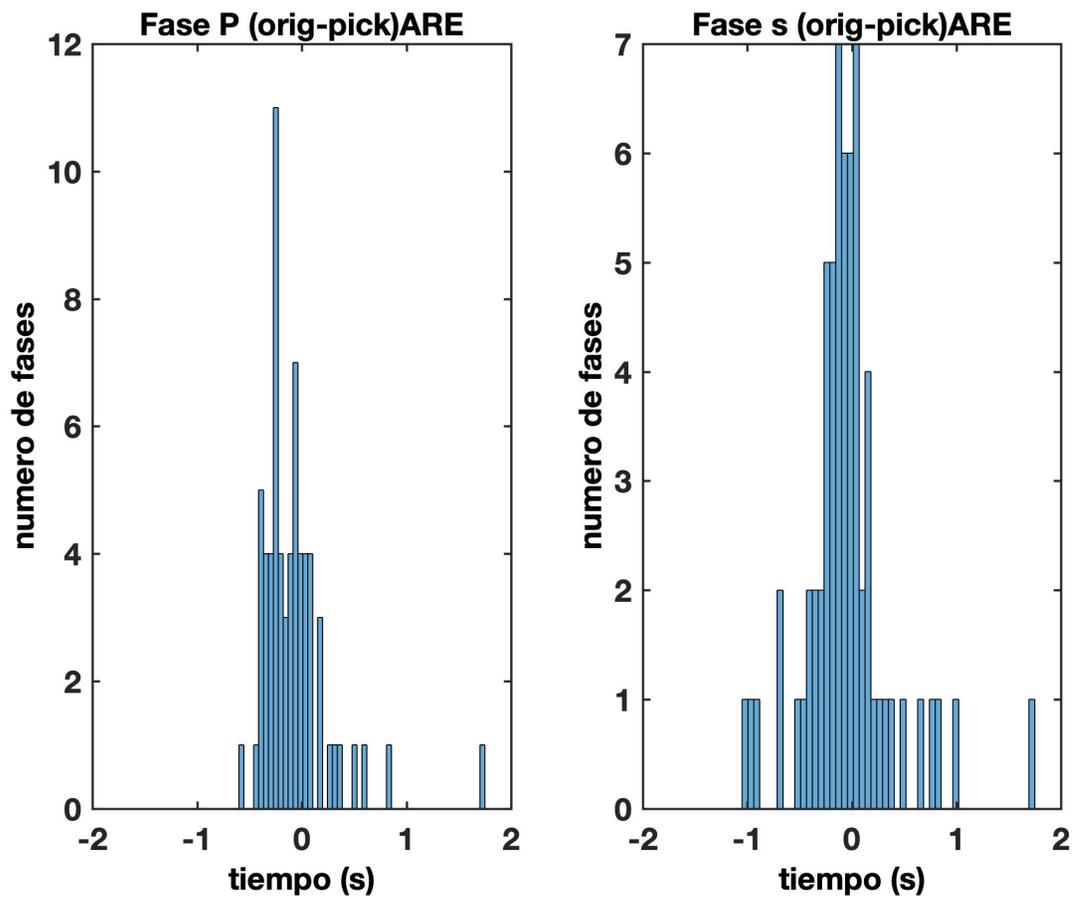


Figura A.7: Histogramas obtenidos para la onda P y S en la estación ARE.