



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de la estación magnetotelúrica
instalada durante el enjambre de
sismos en Michoacán**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

David Alejandro Flores Ramírez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Gerardo Cifuentes Nava



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 ANALISIS DE LA ESTACION MAGNETOTELURICA INSTALADA DURANTE EL ENJAMBRE DE SISMOS EN MICHOACAN 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.

DAVID ALEJANDRO FLORES RAMIREZ
Número de cuenta: 419049032

"Duda de los datos hasta que los datos no dejen lugar a dudas"

- Henri Poincaré



Dedicatoria

A Chucho^τ, la persona por la que entré a la UNAM, quien tanta falta me hace y quien le hubiera encantado leer este trabajo aunque no entendiera demasiado.

A Sarita^τ, por toda la motivación y apoyo que brindó para continuar con mis estudios.

A mi mamá y a mi papá, por regalarme la enorme y hermosa oportunidad de estudiar en la UNAM. A mis hermanos, quienes me motivan (sin saberlo) para seguir creciendo.

A mis amigos geofísicos, por quienes logré terminar la licenciatura:
Cristóbal Cifuentes, Erick Villanueva, Jorge Vázquez, Nagibe Maroun y Rodrigo Barranco.
No solo fueron los mejores estudiantes que pude haber encontrado, son los mejores amigos que la vida me ha dado. Sin querer, encontré otra familia en ustedes.

Agradecimientos

Primera y especialmente, agradezco al Dr. Gerardo Cifuentes Nava por haberme aceptado como su alumno en el servicio social, por permitirme ser su ayudante en análisis espectral y por darme la oportunidad de realizar este trabajo. Por todo el conocimiento, consejos y ayuda que me ha brindado, los cuales trascenderán en mí, tanto académicamente como personalmente.

Mi más sincero agradecimiento al MC. David Escobedo Zenil por la confianza que me tuvo, por sus conocimientos y la ayuda que me brinda, y brindó, en este periodo. Estoy muy agradecido con la Dra. Ana Caccavari por recibirme con calidez en el cubículo del Servicio Magnético y por transmitirme confianza en campo. Es necesario el agradecimiento al instituto de Geofísica de la UNAM por otorgarme la beca de estancia académica durante el tiempo en el que realicé esta tesis.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de estudiar en la máxima casa de estudios. Del mismo modo, agradezco a la Facultad de Ingeniería, y a todos y cada uno de los profesores con los que tomé clase. Especialmente agradezco a M.C. Pablo Aguirre, Dr. Miguel Enríquez, M.C. Orestes de la Rosa, Ing. Javier Acosta[†], M.C. Esteban Quintero[†], Dr. Gerardo Cifuentes, Dr. Martín Cárdenas, M.C. David Escobedo, profesores que me inspiraron a lo largo de la carrera, cuyas ideas y conocimientos contribuyeron en la realización de este trabajo.

Especial reconocimiento a mis sinodales, Dra. Ana Caccavari, Dr. Geovanni Sosa, Dr. Martín Cárdenas y M.C. David Escobedo por las correcciones y sugerencias en las distintas secciones de este trabajo. También quiero agradecer al Dr. Jorge Arzate por guiarme en la obtención y el entendimiento de las funciones de transferencia geoeléctricas y magnetovariaciones.

Por último, quiero agradecer a todas aquellas personas que encontré en mi camino. Particularmente a Elena, Yusuri, César, Leo, Luis. Y a cierta persona evanescente que resonó en los estratos más profundos de mi ser.

"Los tiempos se acoplan"

Resumen

El enjambre de sismos que ocurrió a inicios de 2020 en la zona del Volcán Tancítaro, en Michoacán, alertó sobre la posible formación de un nuevo volcán. Para estudiar este fenómeno, se instaló un equipo magnetotelúrico de periodo largo (LEMI-417), con el objetivo de registrar variaciones en el campo magnetotelúrico asociadas a sismos durante y después del enjambre. La instalación de la estación magnetotelúrica requirió un levantamiento de datos magnéticos y de orientación solar para colocar los sensores eléctricos y magnéticos. Durante nueve meses, se registraron tres componentes magnéticas (B_x, B_y, B_z) y dos eléctricas (E_x, E_y).

Las señales registradas mostraron rasgos notables en ambos campos. Para discernir el origen de estas perturbaciones, se utilizaron datos del Servicio Magnético de la UNAM y del Servicio Meteorológico Nacional. A través de un análisis cualitativo, se descartó el 30 % de los datos afectados por ruido ambiental e instrumental, además de detectar 4 rasgos tipo rizada en el campo eléctrico y 2 rasgos anómalos en el campo magnético. Un análisis espectral y de índice K mostró un limitado diseño metodológico y baja resolución temporal, que llevó a una relación inconclusa de efectos magnetotelúricos con la ocurrencia de eventos sísmicos.

Durante el período de estudio, se generaron sondeos magnetotelúricos y magnetovariacionales semanalmente. Se determinó un medio geoeléctrico 3D a partir de las características del tensor de impedancia geoeléctrica, el cual genera grandes distorsiones a resultados. Se identificó una capa geoeléctrica conductiva asociada a periodos de investigación cortos e intermedios, y una zona anómala de baja conductividad hacia el oeste de la zona de estudio, vinculada a periodos intermedios.

Este trabajo pretende ser una guía para futuros trabajos de investigación acerca de señales magnetotelúricas volcánicas, en los cuales se obtengan datos de otras fuentes para descartar señales con orígenes externos y generar un mejor diseño de adquisición (mayor frecuencia de muestreo y mejor control ambiental) para obtener mejores características espectrales y menor incertidumbre en el método magnetotelúrico.

Abstract

The seismic swarm that occurred in early 2020 in the area of the Tancítaro Volcano in Michoacán raised concerns about the possible formation of a new volcano. To investigate this phenomenon, a long-period magnetotelluric system (LEMI-417) was installed to record variations on the magnetotelluric field associated with the earthquakes during and after the swarm. The installation of the magnetotelluric station required a magnetic survey and solar orientation to position the electric and magnetic sensors. Over nine months, three magnetic components (B_x , B_y , B_z) and two electric components (E_x , E_y).

The recorded signals showed notable features in both fields. To discern the origin of these perturbations, data from the UNAM Magnetic Service and National Meteorologic Service were used. Through qualitative analysis, 30 % of the data affected by environmental and instrumental noise was discarded, and 4 ripple-type features in the electric field and 2 anomalous features in the magnetic field were identified. Spectral analysis and K index assessment revealed limitations in the design and low temporal resolution, led to inconclusive evidence linking magnetotelluric effects due to seismic events.

Throughout the monitoring period, magnetotelluric and magnetovariational soundings were generated weekly. A 3D geoelectric medium was determined based on the characteristics of the geoelectric impedance tensor, which generates distorted results. A conductive layer associated with short and intermediate investigation periods, and an anomalous low-conductivity zone west of the study were found.

This work aims to serve as a guideline for future research on volcano magnetotelluric signal, in which data from other sources will be obtained in order to discard signals with external origin and generate a better acquisition design (higher sampling rate and better environmental control) to obtain better spectral characteristics and less uncertainty on the magnetotelluric method.

Índice general

1. Antecedentes	1
1.1. Enjambres Sísmicos	1
1.2. Volcán Paricutín y enjambres sísmicos recientes en la región volcánica Paricutín-Tancítaro.	2
1.3. Enjambre de sismos en Michoacán de 2020	3
1.4. Estudios previos	4
1.5. Planteamiento del problema y objetivo	10
2. Marco Geológico	12
2.1. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	12
2.2. Región Volcánica Paricutín-Tancítaro	13
3. Magnetoteluría	16
3.1. Ecuaciones de Maxwell	16
3.2. Campos Electromagnéticos Naturales	18
3.3. Condiciones del Método Magnetotelúrico	24
3.4. Onda Electromagnética	25
3.5. Impedancia Geoelectrica	27
3.6. Función de Transferencia Geomagnética	28
3.7. Dimensionalidad Geoelectrica	28
3.8. Distorsiones del Campo Magnetotelúrico	29
4. Metodología	31
4.1. Instalación de la Estación Magnetotelúrica	31
4.2. Operación de la Estación Magnetotelúrica	35
4.3. Análisis de la Estación Magnetotelúrica	38
4.4. Sismos ocurridos en el Periodo de Estudio	41
4.5. Observatorio Magnético de Teoloyucan	41
4.6. Método Magnetotelúrico y Magnetovariacional 1D	43

5. Resultados	46
5.1. Campos Magnético y Eléctrico Registrados	46
5.2. Eventos Sísmicos	53
5.3. Contenido de Energía e Índice K	55
5.4. Sondeos Magnetotelúrico y Magnetovariacional	64
5.5. Análisis y Discusión de Resultados	72
6. Comentarios y Conclusiones	77

Índice de figuras

1.1. Localización de los enjambres sísmicos de 1997, 1999, 2006 y 2020.	3
1.2. Evolución temporal del enjambre de sismos de Michoacán, 2020.	4
1.3. Ubicación espacial del enjambre de sismos de Michoacán 2020 y 2021.	5
1.4. Secciones 2D de velocidad de onda S (V_S , V_{SV} , V_{SH}) de los volcanes Colima y Tancítaro. Tomado de Perton, 2024.	6
1.5. Evolución espacio-temporal del enjambre de sismos de 2020	8
1.6. Estructura interna del volcán Tancítaro propuesta por Perton, 2024	9
1.7. Mapa de densidad invertida de datos de gravimetría satelital	10
2.1. Mapa geológico de la parte central de México.	13
2.2. Corte geológico debajo del Parícutín.	14
2.3. Mapa morfoestructural de la región volcánica Parícutín Tancítaro	15
3.1. Esquemas de campos magnéticos de la Tierra	20
3.2. Densidad espectral de potencia del campo geomagnético	21
3.3. Esquema de campos eléctricos de la Tierra	23
4.1. Mapa de levantamiento magnetométrico.	32
4.2. Levantamientos realizados para ubicar la estación magnetotelúrica.	34
4.3. Estudio magnético realizado para determinar la ubicación de la estación magnetotelúrica.	36
4.4. Instalación del sensor magnético y 1 sensor eléctrico.	37
4.5. Topografía de la ubicación de la estación magnetotelúrica.	37
4.6. Sismos ocurridos en el periodo de medición.	42
5.1. Parámetros registrados por TAN.	47
5.2. Rasgos de las señales registradas.	48
5.3. Mapas de precipitación mensual acumulada.	49
5.4. Comparación de las componentes del campo magnético entre TAN y TEO.	51
5.5. Parámetros registrados por TAN sin el rasgo RM	53
5.6. Estadística de sismos del periodo de estudio.	54

5.7. Sismos registrados por profundidad y fecha.	55
5.8. Eventos sísmicos del periodo de estudio, contenido de energía e índice K de las señales registradas.	56
5.9. Tormentas geomagnéticas dentro del periodo de estudio. Semana 13.	57
5.10. Tormentas geomagnéticas dentro del periodo de estudio. Semanas 27 y 35 . .	58
5.11. Perturbaciones geomagnéticas menores del periodo de estudio. Semanas 7 y 15	59
5.12. Perturbaciones geomagnéticas menores del periodo de estudio. Semanas 1 y 24.	60
5.13. PSD de los rasgos RR1 y RA1.	62
5.14. PSD de los rasgos RR2, RR3, y RA2.	63
5.15. Tensores de resistividad aparente y fase generados por semana.	65
5.16. Ejemplo de los tensores de impedancia geoelectrica obtenidos	67
5.17. Tipper generados por semana	69
5.18. Evolución temporal del tensor de impedancia geoelectrica Z.	70
5.19. Evolución temporal de la función de transferencia geomagnética T.	71

Índice de tablas

1.1. Modelos de velocidades de onda P	7
3.1. Variaciones del Campo Magnetoteléurico.	24
4.1. Especificaciones técnicas del LEMI-417M	35
4.2. Índice K de los observatorios magnéticos de Niemegk y Teoloyucan.	43
4.3. Parámetros usados en la obtención de las funciones de transferencia Z y T	45
5.1. Profundidad de investigación mínima y máxima para las semanas 12 y 28.	68
5.2. Resumen de los resultados.	76

Capítulo 1

Antecedentes

El surgimiento de un volcán no es un fenómeno ajeno a la humanidad. Múltiples eventos volcánicos han afectado a diferentes civilizaciones a lo largo de la historia, por lo tanto, el estudio de la génesis y evolución de los volcanes es una tarea importante a fin de evitar y prevenir desastres que conlleven pérdidas económicas, sociales y culturales.

1.1. Enjambres Sísmicos

Una erupción volcánica, generalmente, está precedida por un enjambre sísmico [Aji *et al.*, 2024], del cual se pueden obtener diversos parámetros geofísicos. Con ellos se puede generar un modelo de la estructura interna del volcán y del subsuelo, y utilizarlo como una herramienta preventiva sobre la ubicación de una erupción volcánica.

Un enjambre sísmico es una concentración espacial y temporal de sismos que puede extenderse desde semanas hasta meses. En este periodo de tiempo no existe un evento sísmico predominante, en cambio, hay una acumulación gradual de sismos que eventualmente disminuye de la misma forma [Mogi, 1963].

Los enjambres sísmicos pueden presentarse en vulcanismo monogenético o poligenético. En ambos casos pueden ser precursores de un evento eruptivo. Sin embargo, en volcanes monogenéticos solo existe una erupción principal, y después queda extinto el rasgo geológico, i.e. no vuelve a hacer erupción. A diferencia, en volcanes poligenéticos son precursores de erupciones que pueden estar separadas por un largo intervalo de tiempo [Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001], como lo es el caso del volcán Popocatepetl, el cual volvió a estado de erupción en 1994, después de 67 años de estar inactivo [Boulesteix *et al.*, 2022, Martin-Del-Pozzo, 2012, Guevara-Ortíz *et al.*, 2003].

La ocurrencia de enjambres sísmicos no representa necesariamente el nacimiento o reactivación de un volcán, aunque sí son un indicador de actividad de fluidos hidrotermales [Foulger *et al.*, 2003] o de movimientos magmáticos [Karpin y Thurner, 1987]. Dependiendo del tipo de vulcanismo, el movimiento de los fluidos puede ocurrir de diversas maneras. En vulcanismo poligenético, el magma asciende por caminos previamente abiertos hacia la superficie. En cambio, el ascenso magmático en vulcanismo monogenético ocurre mediante nuevos diques o fracturas preexistentes desde el manto superior hacia la superficie [Le Corvec *et al.*, 2013]. En la corteza superior, el flujo magmático es controlado por el campo de esfuerzos local y regional [Tibaldi y Pasquarè, 2008]

1.2. Volcán Paricutín y enjambres sísmicos recientes en la región volcánica Paricutín-Tancítaro.

En México se tiene el registro del nacimiento, vida y muerte del volcán más joven del mundo creado en un continente, el volcán Paricutín. Ubicado a aproximadamente 11 km al NE del volcán Tancítaro, el volcán Paricutín empezó a hacer erupción en 1943. La señal del surgimiento se dio 45 días antes de que el magma saliera a superficie, un enjambre de sismos. De toda la secuencia sísmica, solo 21 sismos fueron registrados desde la Ciudad de México debido a la carencia de estaciones sismológicas de la época. Se tuvieron magnitudes entre 3.2 y 4.5 Ms, con características tectónicas [Yokoyama y Cruz-Reyna, 1990]. La erupción del volcán Paricutín tuvo una duración de 9 años, lo que afectó a más de 2,500 personas, sepultó a las localidades San Juan Parangaricutiro y Parícutin y, además, afectó a los poblados de Zirosto, Zacán y Angahuan, en Michoacán [Nolan, 1972].

Cincuenta y cuatro años después, en 1997, otro enjambre sísmico ocurrió en la región volcánica Paricutín Tancítaro (RVPT). Con una cifra de 230 eventos registrados y magnitudes de entre 1.5 a 4.1 Ms, localizados entre 10 a 18 km de profundidad, asociados a movimiento tectónico de la falla San Juanico - Buenavista [Pacheco *et al.*, 1999], en la figura 1.1 están marcados con puntos azules. En 1999, otro enjambre sísmico inició y marcó un nuevo régimen sísmico asociado a intrusiones magmáticas [Pinzón *et al.*, 2017]. Consistió de 111 sismos con magnitudes de entre 1.5 a 3.0 Ms, localizados en hipocentros similares al enjambre de 1997. Un año después, en 2000, un nuevo enjambre empezó a mediados de abril con magnitudes menores a 3.0 Ms e hipocentros similares a los enjambres anteriores. En 2006, más de 730 sismos con magnitudes de entre 2.4 a 3.7 Mc fueron reportados en la zona del Tancítaro (puntos amarillos en figura 1.1).

Entre enero de 2020 y septiembre de 2021 se reportaron 4,956 sismos en la zona Tancítaro [Servicio Sismológico Nacional, 2020]. El 96 % de los eventos se registraron en dos enjambres, el primero fue entre enero y marzo de 2020, y el segundo entre mayo y junio de 2021 [Servicio Sismológico Nacional, 2021].

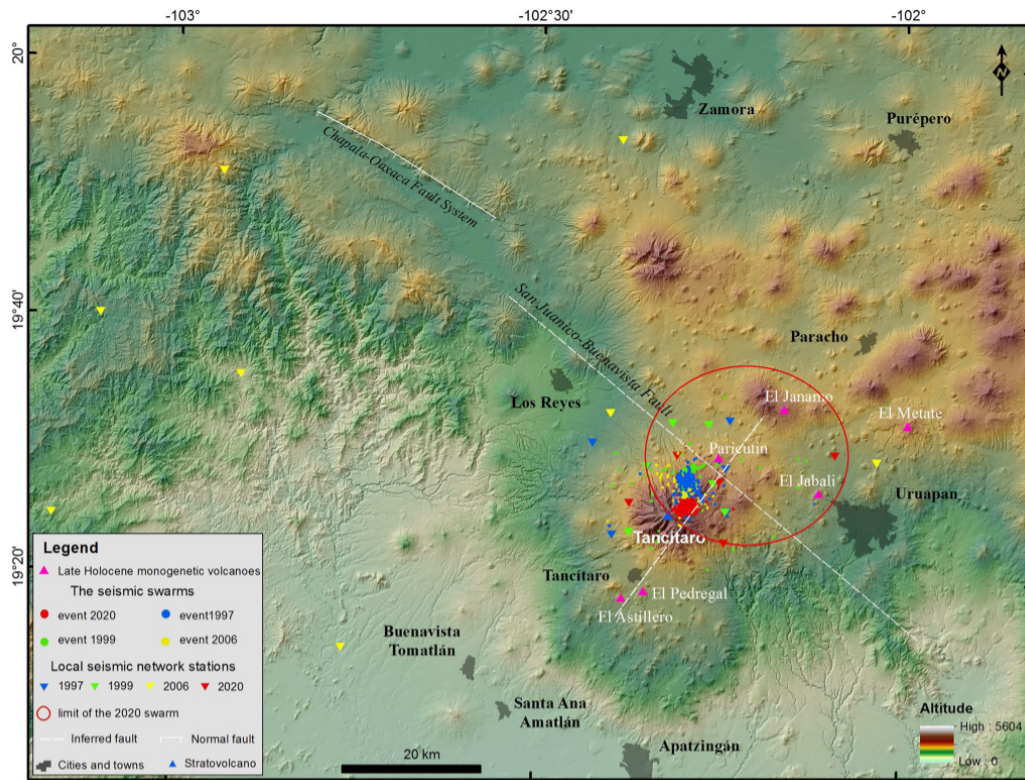


Figura 1.1: Localización de los enjambres sísmicos de 1997, 1999, 2006 y 2020. El enjambre de sismos de 2020 está delimitado por el círculo rojo. Todas las estaciones, marcadas con triángulos invertidos, fueron temporales. Tomado de Legrand et al. (2023).

1.3. Enjambre de sismos en Michoacán de 2020

Durante los primeros meses de 2020 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) detectó un enjambre sísmico en la zona del Volcán Tancítaro, en Michoacán. De acuerdo al SSN, la secuencia sísmica inició el 5 de enero con sismos de magnitudes de hasta 3.6 Mc. En la figura 1.2 se muestra la evolución temporal de los eventos sísmicos que ocurrieron durante el periodo analizado por el SSN. La parte superior e inferior derecha señalan que los sismos fueron de magnitudes alrededor de 3.7 Mc con una distribución gaussiana centrada en los primeros días de febrero. En la parte inferior izquierda se observa que para finales de febrero la cantidad de sismos acumulados alcanza una meseta en 5,000 eventos totales y 3,000 eventos localizados, aproximadamente; lo que marca el final del enjambre de sismos. Para el 10 de

marzo, fecha en la que el SSN publicó el último reporte especial del enjambre 2020, hubo un acumulado de 3,666 sismos (figura izquierda en 1.3). [Servicio Sismológico Nacional, 2020]

El segundo enjambre consistió de 1,083 sismos que fueron registrados entre el 30 de mayo y 3 de septiembre de 2021. El sismo de mayor magnitud fue de 4.1 Mc y la figura derecha en 1.3 muestra la distribución espacial de este enjambre [Servicio Sismológico Nacional, 2021].

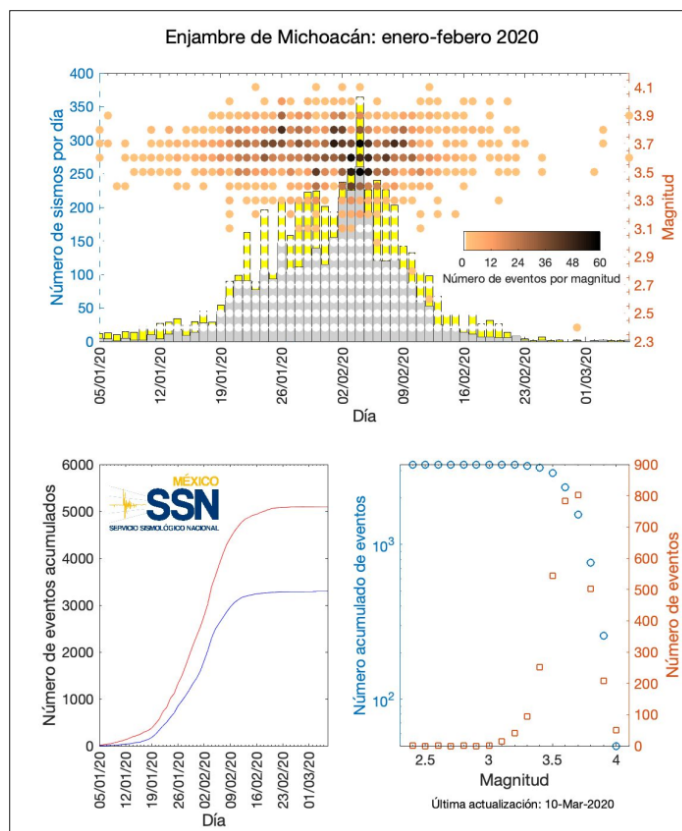


Figura 1.2: Superior: Histograma con el número de sismos por día, en color gris los localizados y en color amarillo los que no fue posible calcular. Los círculos de colores indican el número de sismos de cada magnitud. Inferior izquierda: Número de eventos acumulados contra tiempo. En rojo todos los eventos y en azul los eventos calculados.

Inferior derecha: magnitudes de los sismos contra el número de eventos totales y acumulados. Tomado de Servicio Sismológico Nacional (2020)

1.4. Estudios previos

Múltiples estudios se han realizado en la zona del Tancítaro, mayoritariamente al aplicar técnicas sísmicas, las cuales han sido utilizadas para encontrar patrones en los enjambres sísmicos y la estructura interna bajo la zona del Tancítaro y el Parícutín. Conforme se encuentran nuevos algoritmos de picado automático de arribo de ondas P y S, algoritmos

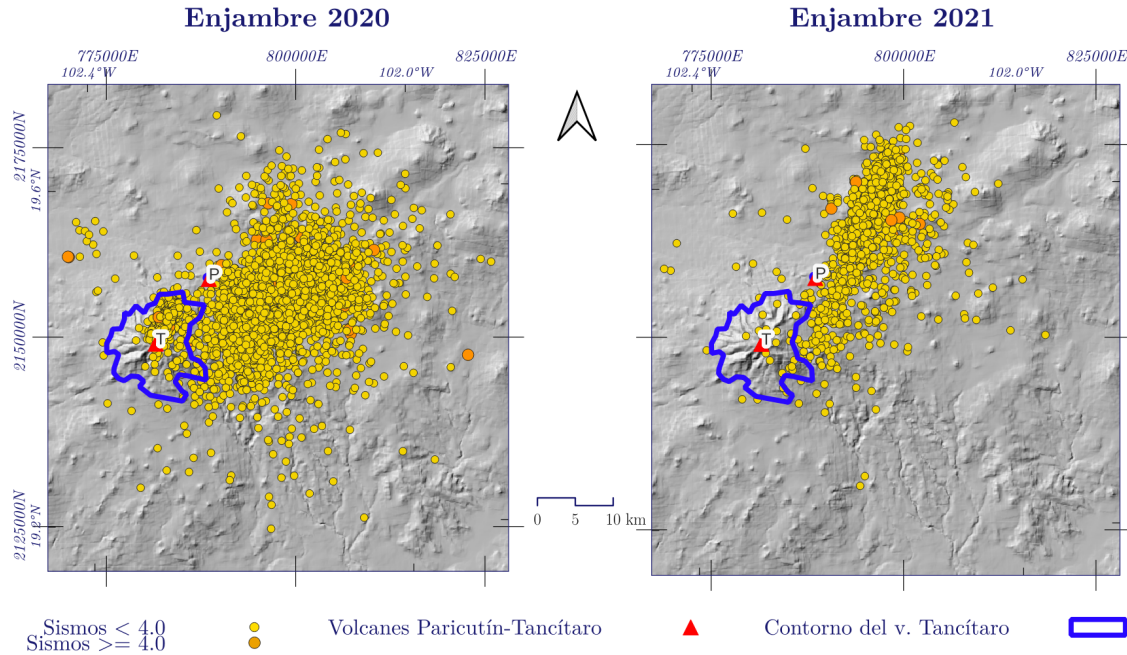


Figura 1.3: Izquierda: epicentros de los sismos que conforman el enjambre de 2020, ocurridos entre el 5 de enero al 10 de marzo de 2020. Derecha: epicentros de los sismos del enjambre de 2021, ocurridos del 30 de mayo al 3 de septiembre de 2021. Estos sismos fueron obtenidos al consultar el catálogo del SSN al utilizar una circunferencia de 30 km de radio centrada en las coordenadas 19.43° latitud N y 102.17° longitud W.

de inversión o perfiles de velocidad de ondas P y S, los modelos pasados pierden validez, y se tienen que volver a relocalizar los hipocentros de los sismos de los enjambres pasados con el objetivo de tener mejores resultados.

El modelo más reciente está descrito por Z. Spica *et al.* (2016) al realizar una tomografía sísmica 3D de velocidades de onda V_{SV} y V_{SH} del sistema magmático del volcán de Colima. Utilizaron datos de vibración ambiental de 70 estaciones sísmicas de banda ancha, en el periodo comprendido entre enero de 2006 y marzo-junio de 2008, ubicadas en la parte del centro occidente de México. Para cada par de estaciones se obtuvo la función de Green, función que describe una fuente sintética, mediante correlación cruzada entre pares sincrónicos de las componentes vertical, radial y transversal. Las funciones de Green estimadas se usaron para determinar curvas de dispersión de ondas de Rayleigh, al utilizar las componentes vertical y radial, y ondas de Love; e invertirlas con el fin de generar modelos locales 1D de velocidad de onda S (V_{SH} , V_{SV}) de la corteza y el manto superior.

El modelo pseudo-3D tiene una resolución de 14×16 [km]. En la figura 1.4 se muestran secciones 2D, extraídas del modelo 3D, las cuales cruzan al volcán de Colima y el volcán Tancítaro. Existen zonas de baja velocidad de onda V_{SV} y V_{SH} (b) asociadas a reservorios magmáticos de ambos volcanes (CMR y TMR, respectivamente), y reservorio magmático del manto (MMR) (c). (e) es una sección de velocidad de onda V_S desde la costa al Tancítaro en donde se observa con mejor claridad el MMR.

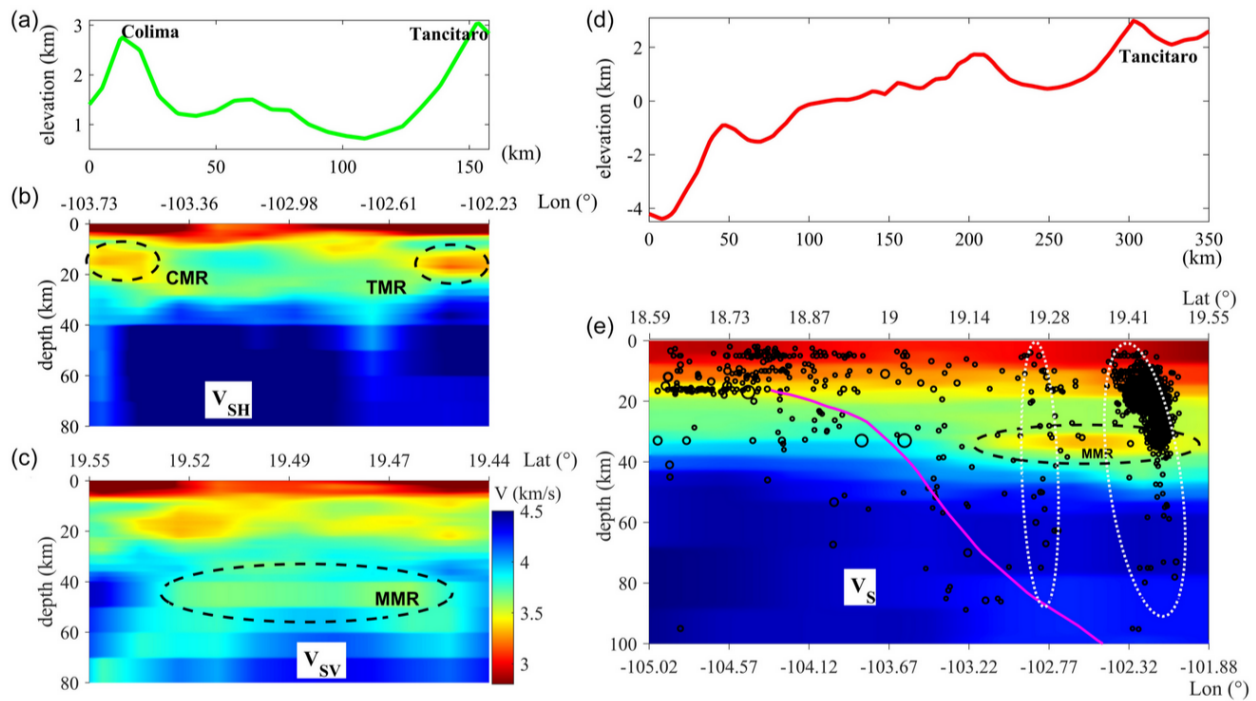


Figura 1.4: (a) Perfil que corta a los volcanes Colima y Tancítaro usado para generar secciones 2D de velocidad de onda V_{SV} (b), V_{SH} (c). En (b) se observan los reservorios de ambos volcanes (marcados con líneas discontinuas negras) y en (c) en reservorio magmático del manto. La sección 2D es un modelo de velocidad de onda V_S (e) que pertenece al perfil desde la costa hasta el volcán Tancítaro (d) donde se observa con mayor claridad el reservorio magmático del manto (MMR, la línea negra discontinua lo delimita). Los sismos están marcados con puntos negros con tamaño variable según su magnitud. La línea magenta representa el límite de la subducción de las placas de Cocos y Norte América. Tomado de Pertion et al. (2024)

Posterior a los enjambres de sismos de 2020 y 2021, Legrand *et al.* (2023) relocalizaron los sismos de los enjambres registrados por estaciones temporales (1997, 1999, 2006 y 2020) mostrados en la figura 1.1) al utilizar un modelo de velocidades de onda P (tabla 1.1 izquierda) extraído del modelo 3D de ondas S de Zack Spica *et al.* (2017) y la relación de Poisson V_P/V_S encontrada mediante el diagrama de Wadati de los sismos de los enjambres utilizados. Los autores concluyen, mediante la distribución espacial de los sismos, que los sismos con

hipocentros de entre 8 a 15 [km] al NE de las faldas del Tancítaro son de origen de una profunda intrusión magmática y sugieren que el movimiento no proviene de la reactivación del Tancítaro, sino del nacimiento de un nuevo volcán, cuya ubicación está indeterminada, pues aún existen 8 [km] de ascenso hasta la superficie y el magma puede tomar distintos caminos por fallas y conductos previos, o simplemente puede nunca salir.

Tabla 1.1: Modelos de velocidades de onda P. Izquierda: Modelo 1D modificado de Gardine, 2011. Tomado de Caballero-Jiménez et al. (2024). Derecha: modelo 1D extraído del modelo 3D de ondas S de Z. Spica et al. (2016). Tomado de Legrand et al. (2023)

Profundidad [km]	V_P [km/s]	Profundidad [km]	V_P [km/s]
0	4.23	0	3.26
1	4.41	3	5.56
3	4.56	6	5.87
4.7	4.88	9	6.07
5.254	5.4	12	6.41
6.8	5.77	15	6.71
11	5.96	18	7.01
20	6.09	30	7.41

Perton *et al.* (2024) utilizaron datos del enjambre de 2020 provenientes de una red sísmica instalada a finales de 2019. Dicha red consistió de 5 sismómetros de banda ancha instalados alrededor del Tancítaro. A través del método de picado automático STA/LTA, una corrección automática de tiempos de arribo de las ondas P y S, y un nuevo algoritmo no lineal de inversión, que considera sismicidad de un contexto volcánico y modelos de velocidad de ondas P deducidos de una relación polinomial con V_{SV} de la tomografía de Zack Spica *et al.* (2017); lograron localizar aproximadamente 100,000 sismos durante los dos meses que duró el enjambre de 2020. Su distribución espacio-temporal (figura 1.5) revela migración magmática. El movimiento inicia desde la parte central debajo del Tancítaro a 16 [km] de profundidad, dirigiéndose hacia el NE de forma horizontal, luego el movimiento se vuelve más vertical, debido al cambio de esfuerzos litostáticos, pero no escapa del reservorio magmático de la corteza a aproximadamente 8 [km] de profundidad. Sus resultados confirman la interpretación de Legrand *et al.* (2023). La sismicidad post-enjambre es más superficial y rodea la ubicación del enjambre, además tiene mayores magnitudes y los sismos están alineados a fallas someras. En la figura 1.6 se resumen sus resultados.

En un estudio similar al realizado por Legrand *et al.* (2023); Caballero-Jiménez *et al.* (2024) relocizaron los sismos de los enjambres de 2020 y 2021 con datos del SSN, pero con distintos modelos de velocidad de ondas P, y el método de dobles diferencias para la localización. A través de comparación de errores de los múltiples modelos de V_P usados,

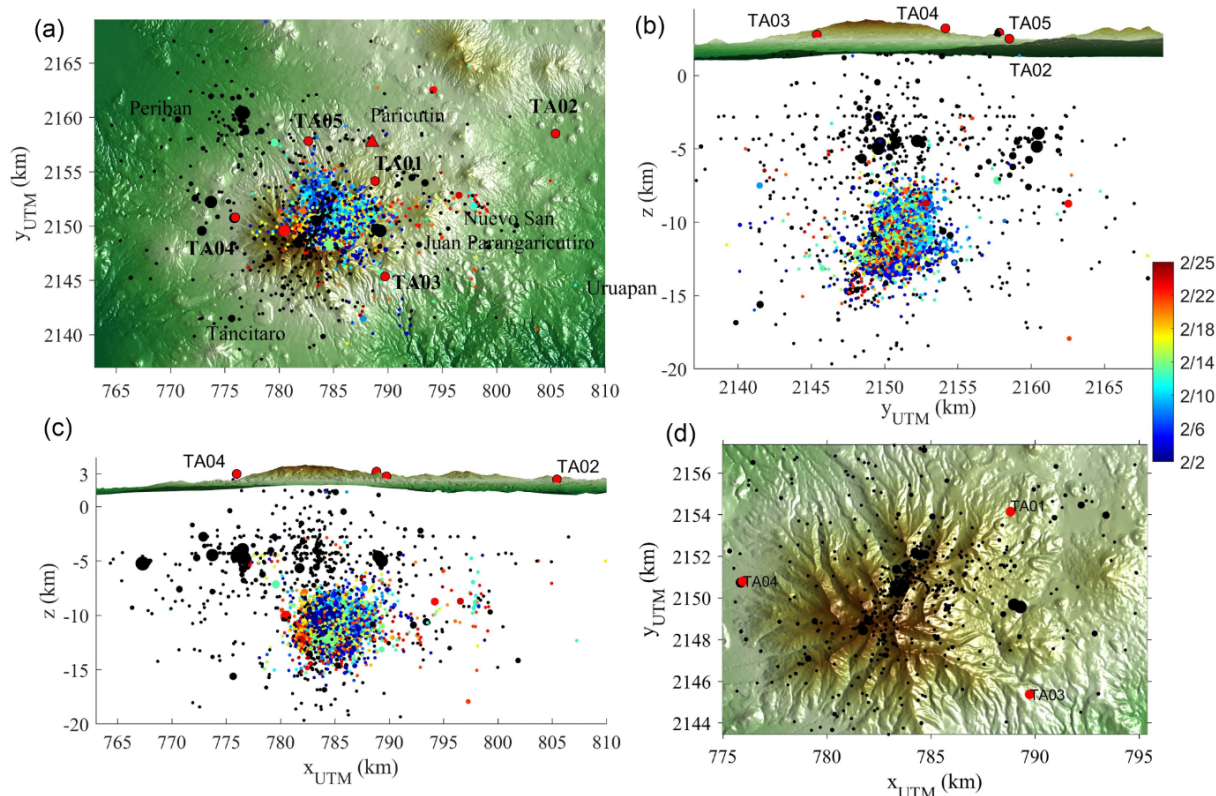


Figura 1.5: Evolución espacio-temporal del enjambre de sismos de 2020. Puntos en colores representan los sismos del enjambre, del 2 de febrero (azules) al 25 de febrero (rojos). Los puntos en negro son los sismos post-enjambre y los puntos superficiales corresponden a los sismómetros utilizados. (a) vista de planta de los sismos del enjambre y los sismos post-enjambre, (b) vista norte-sur en profundidad de (a), (c) vista este-oeste en profundidad de (a), vista de planta de los sismos post-enjambre solamente. Tomado de Pertón et al. (2024)

determinaron que el mejor modelo fue una modificación del modelo propuesto por Gardine en 2011 (tabla 1.1 derecha). Además, realizaron análisis de distribución temporal y espacial hallando que las inyecciones magmáticas no fueron lo suficientemente grandes para generar una nueva erupción, con un volumen de 96 y 45 millones [m^3], respectivamente, al reservorio magmático descrito por Pertón *et al.* (2024), a una profundidad de 9 [km]. Retoman la idea de los trabajos previos y proponen que el magma ascendió por un dique o sistema de diques hasta que encontró un cuerpo magmático horizontal enfriado, probablemente el sistema asociado a la erupción del Parícutín. También indican que esfuerzos inducidos por presión magmática controlaron la generación de eventos sísmicos en el enjambre de 2020 y esfuerzos tectónicos pre-existentes controlaron la cantidad de eventos sísmicos por día del enjambre de 2021.

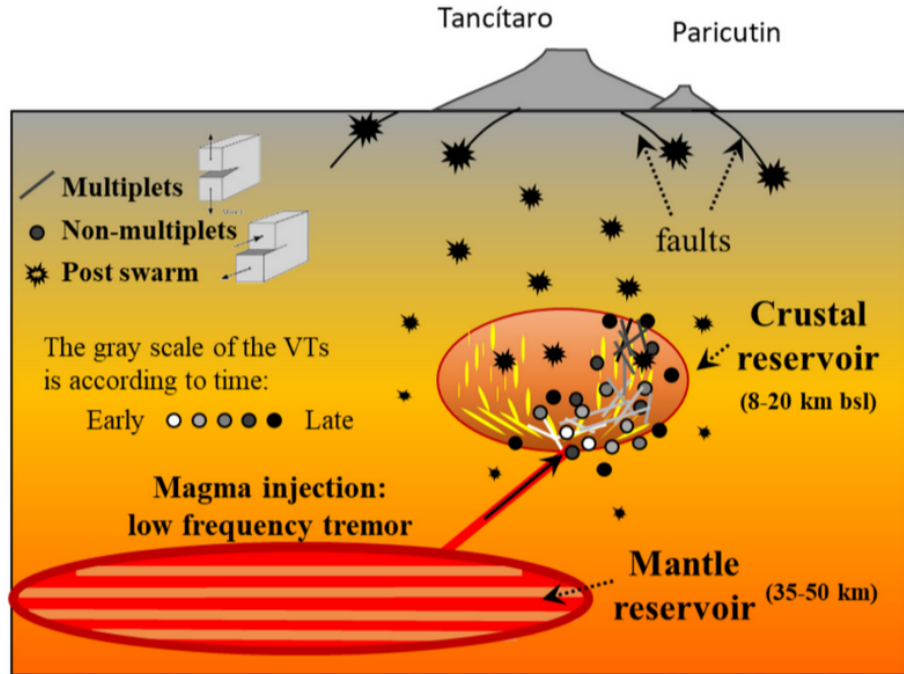


Figura 1.6: Esquema que resume los resultados de Pertón et al. (2024) en donde se observan los reservorios del manto (MMR) y del Tancítaro (TMR), la migración del magma mostrando la temporalidad con escala de grises, y el sistema de diques y sills (elipses amarillas) que dan forma al TMR.

Al análisis de la distribución espacial de sismos se le puede agregar otra propiedad geofísica para dar una interpretación adicional a las previamente mencionadas. Esto lo hicieron Alvarez *et al.* (2024) con un modelo 3D de densidad de las rocas al invertir datos de gravimetría satelital provenientes del modelo GGMplus (datos de gravedad observada con una resolución de 220 [m]) de las coordenadas -102 [°] a -103 [°] de longitud, 19 [°] a 20 [°] de latitud. Los datos de sismos los obtuvieron del SSN del periodo 2003 a 2023 localizados en la misma zona que los datos de gravimetría, a profundidades desde 1 a 40 [km], con magnitudes de entre 1 a 5 [Mc]. En este trabajo no fue necesario re-localizar los hipocentros debido a la coincidencia que tenían la anomalía de Bouguer y los sismos con profundidades de entre 5 a 25 [km]. Realizaron una inversión 3D al considerar las estructuras volcánicas de la zona. Mediante el análisis conjunto de ambos datos y las estructuras volcánicas presentes, proponen la zona con mayor probabilidad de aparición de una nueva estructura volcánica (figura 1.7). Con la distribución de hipocentros proponen que los emplazamientos de intrusiones magmáticas no solo generan la sismicidad observada, también dan lugar a regiones de bajo campo gravitacional.

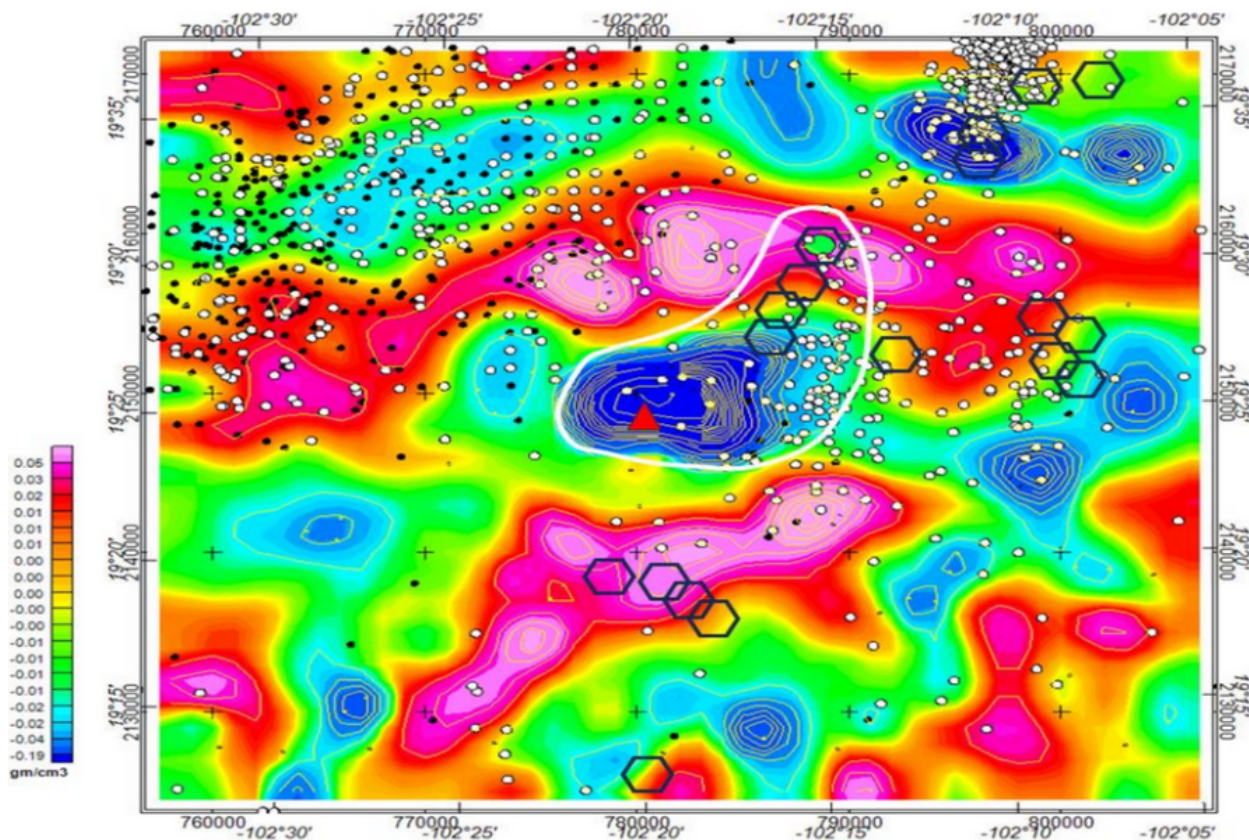


Figura 1.7: Mapa de densidad a 1 [km.s.n.m.] donde se marca el área predicha (línea blanca continua) del posible nacimiento de un nuevo volcán a partir de la correlación con la sismicidad (puntos negros son de profundidad de entre 1 a 5 [km] y puntos blancos de profundidad de entre 5 a 10 [km]) y estructuras volcánicas (hexágonos). El volcán Tancítaro está marcado con un triángulo rojo y el volcán Parícutín con un círculo verde. Para obtener los verdaderos valores de densidad se le agregan $2.67 \text{ [g/cm}^3\text{]}$ a la escala de colores. Tomado de Alvarez et al. (2024).

1.5. Planteamiento del problema y objetivo

Los estudios sismológicos y gravimétricos aportan información sobre la distribución espacio-temporal del magma y el origen de los sismos de los enjambres, además de definir la zona con mayor posibilidad de una nueva estructura volcánica, sustentada en el análisis de la sismicidad de enjambres anteriores.

En relación a esto, modificaciones en los campos geomagnético y geoelectrico ocurren por efectos piezomagnéticos, termomagnéticos y electrocinéticos [Johnston, 2007c] asociados al movimiento de fluidos y reacomodo de esfuerzos generados por enjambres sísmicos en entornos volcánicos. Mediante el análisis simultáneo de ambos campos se obtiene el método magnetotelúrico. La implementación de este método ha sido de utilidad en el monitoreo de

sistemas geotérmicos [Peacock *et al.*, 2013, Lemma-Didana *et al.*, 2017], hidráulicos [Haaf y Schill, 2019], volcánicos [Piña-Varas *et al.*, 2023], e incluso sísmicos [Araya-Vargas *et al.*, 2025], al observar cambios en la estructura conductiva eléctrica del subsuelo debidos a variaciones en el contenido, composición o distribución de fluidos. Es por ello que el estudio de estas señales puede ser de utilidad en la detección temprana de una erupción volcánica.

El objetivo general de este trabajo es procesar los datos de campo magnético y eléctrico medidos en la zona del volcán Tancítaro asociado al enjambre de sismos de 2020. A su vez, el análisis de la relación que existe entre los datos y la ocurrencia de los sismos que se presentaron en el enjambre.

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

La RVPT forma parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), con una extensión de 40,000 km² (línea negra continua en la figura 2.1), está compuesto por más de 1,000 volcanes monogénéticos, conos de escoria, volcanes poligenéticos extintos, de tipo escudo y domos, y dos estratovolcanes, el Pico de Tancítaro (o simplemente Tancítaro) es uno de ellos [Ownby *et al.*, 2007], con edades que van desde el Plioceno hasta el Holoceno [Hasenaka y Carmichael, 1985].

El CVMG se encuentra dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), que es un arco magmático continental surgido de la subducción de la placa de Cocos y Rivera debajo de la placa de Norteamérica [Pardo y Suárez, 1995]. Es la provincia ígnea más joven y activa de México, se extiende desde el Pacífico al Golfo de México, entre Nayarit y Jalisco hasta Veracruz, con una longitud de 1,000 km en dirección preferencial E-W, y una anchura variable de 80 a 230 km (línea blanca discontinua en la figura 2.1) [Demant, 1978].

La variedad composicional de las rocas del CVMG está formada por andesitas (40 %), basalto-andesitas (33 %), basaltos (15 %), dacito-riolitas (10 %) y traqui-basaltos a traqui-andesitas (2 %). Sosa-Ceballos *et al.* (2021) señalan que aunque la mayoría de las rocas del CVMG no han sido analizadas, el porcentaje conocido muestra una composición mayoritaria de rocas silíceas-intermedias. Indican, también, que lavas silíceas ocurren en la zona de los alrededores del Tancítaro. En el mismo estudio revelan una sección geológica bajo el Parícutín en donde se señala que bajo las lavas provenientes del periodo eruptivo del Parícutín existen andesitas de aproximadamente 3 [km] de profundidad sobre un basamento granítico y los respectivos diques de ascenso magmático (figura 2.2).

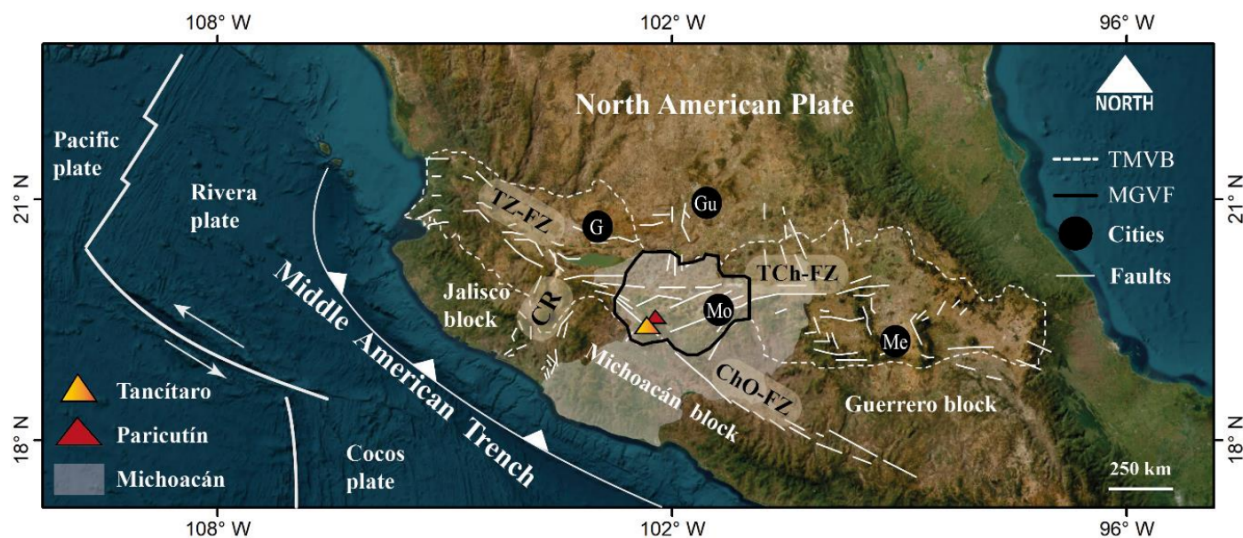


Figura 2.1: Mapa central de México en donde se muestran los rasgos geológicos que rodean a los volcanes Tancítaro y Parícutín (triángulos naranja y rojo, respectivamente) dentro del CVMG (línea negra continua) que a su vez está dentro del CVTM (línea blanca discontinua). Con círculos negros las ciudades Ciudad de México (Me), Guadalajara (G), Guanajuato (Gu), y Morelia (Mo). Fallas regionales Rift de Colima (CR), Zona de Fallas Tepic-Zacoalco (TZ-FZ), Zona de Fallas Tula-Chapala (TCh-FZ), y Zona de Fallas Chapala-Oaxaca (ChO-FZ). Tomado de Alvarez et al. (2024)

2.2. Región Volcánica Parícutín-Tancítaro

La RVPT, definida como una zona activa tectónica y magmáticamente por [Gómez-Calderón *et al.*, 2021], se encuentra en una zona geológica compleja debido a las diferentes interacciones de las estructuras tectónicas que lo rodean. Se ubica dentro del complejo tectónico el Triángulo de Michoacán, zona que está delimitada por los bloques tectono-estratigráficos Guerrero, Jalisco y Michoacán, y la placa de Norte América. Johnson y Harrison (1990) explican la interacción de los bloques y cómo estos tienen movimientos independientes, los cuales generaron varios sistemas de fallas, que facilitan el ascenso de magma en la región. En la figura 2.1 se muestran los siguientes sistemas de fallas: el sistema de fallas normales Tepic-Zacoalco, que separa el bloque Jalisco de la placa de Norte América al NW; el rift de Colima separa los bloques Jalisco y Michoacán al SW; el rift de Chapala separa el bloque Michoacán de la placa de Norte América al W; la zona de fallas Chapala-Oaxaca divide los bloques Michoacán y Guerrero al SE y, además, divide al Tancítaro y el Parícutín por el sistema de fallas Cotija-Nueva Italia; la zona de fallas lateral izquierda Tula-Chapala separa el bloque Michoacán de la placa de Norte América al E.

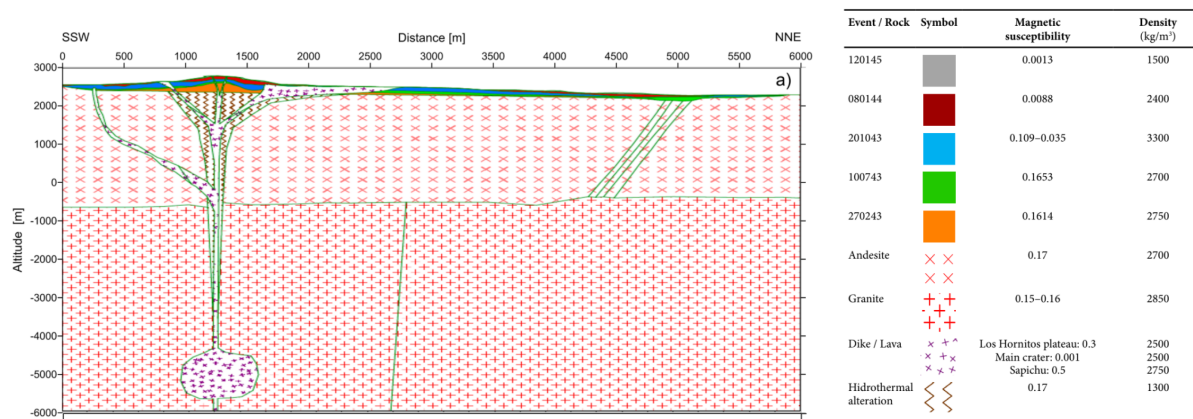


Figura 2.2: Derecha: corte geológico del Parícutín. Izquierda: Rocas del corte geológico con sus respectivas susceptibilidades magnéticas y densidades halladas a través de un estudio de magnetometría y gravimetría realizado por Sosa-Ceballos et al. (2021)

Localmente, la RVPT está dentro de la intersección de dos sistemas de fallas regionales: el sistema de fallas Cotija-Nueva Italia (SFCN) con dirección NW-SE y el sistema perpendicular Tepalcatepec-Tangancicuaro (SFTT) descritos por Gómez-Calderón, 2021. A continuación, se muestra un resumen de ambos sistemas de fallas:

El SFTT es un sistema de fallas normales y fracturas con orientación general al NE. Este sistema es otra zona compleja en donde convergen 3 dominios morfotectónicos: la Depresión del Bajo Balsas, el Graben Peribán-Los Reyes y la Meseta P'urhépecha (figura 2.3). La Depresión del Bajo Balsas es una fosa tectónica extensional al sur de la RVPT. El Graben Peribán-Los Reyes está al oeste de la RVPT con orientación NE-SW con una depresión mayor a 2 [km]. La Meseta P'urhépecha se encuentra al norte de la RVPT y es una región fisiográfica del altiplano caracterizada por poseer menor altitud y rasgos de baja pendiente. Estos sistemas de fallas crean fracturas someras corticales y han favorecido la creación de los recientes conos volcánicos, los cuales se alinean a dichas estructuras.

El SFCN es descrito como la Zona de Falla San Juanico-Buenavista en Johnson y Harrison (1990) y delimita el curso del Río Balsas en Guerrero, Michoacán y Oaxaca. Se renombró a este sistema de fallas debido al sobredimensionamiento propuesto por dichos autores; la ubicaron hasta Buenavista de Cuéllar, Guerrero, en donde existen estructuras de cinemática y actividad tectónica distinta. En la parte occidental de este sistema se encuentra el Graben de Cotija, de longitud aproximada de 68 [km] delimitados por fallas normales de dirección NW-SE y, además, muestra rasgos cinemáticos de fallamiento lateral izquierdo. En la parte central divide la meseta P'urhépecha de los dominios Graben Peribán-Los Reyes y la Depresión del Bajo Balsas con fallas normales de longitud de entre 7 a 12 [km]. En el sector oriental se encuentra en la región de Nueva Italia con fallamiento normal NE-SW [Gómez-Calderón et

al., 2021].

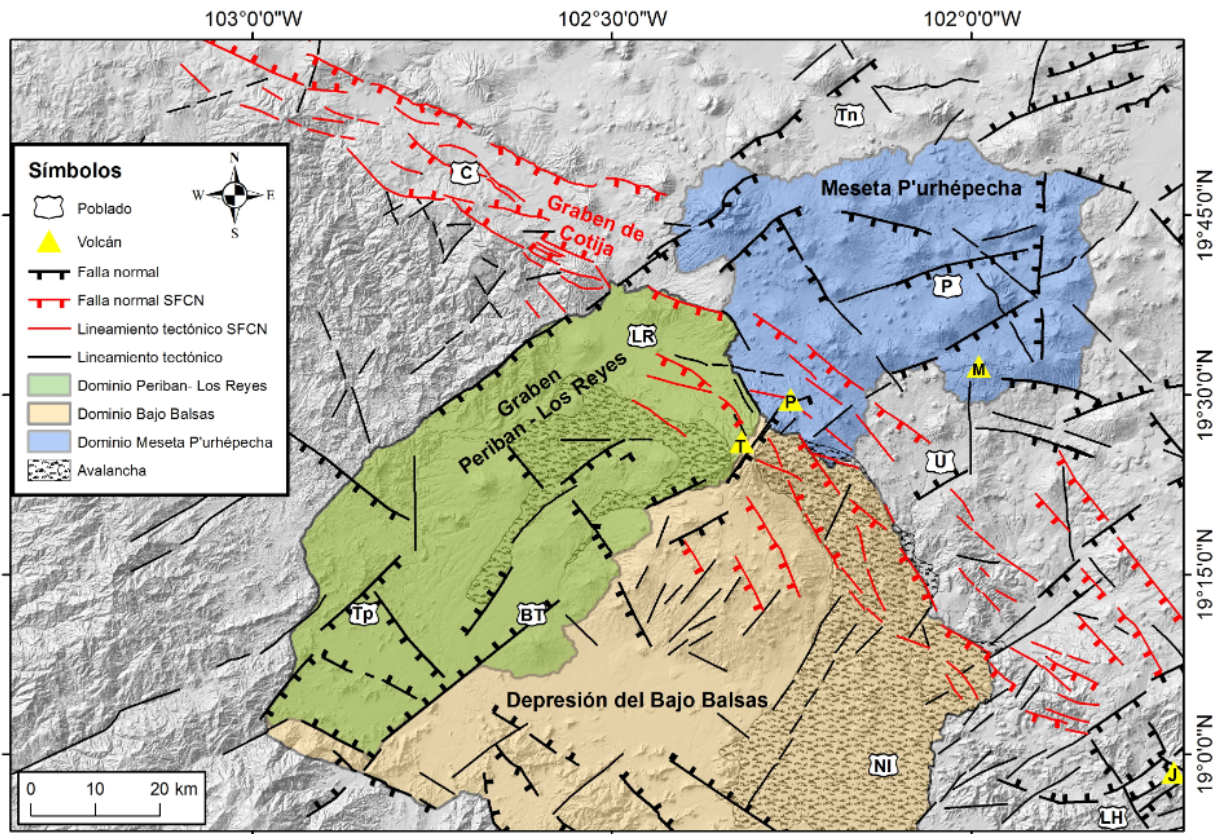


Figura 2.3: Mapa morfoestructural de la región volcánica Parícutin-Tancítaro. Tomado de Gómez-Calderón et al. (2021)

Capítulo 3

Magnetoteluría

La magnetoteluría (o método magnetotelúrico) es el estudio de la interacción de los campos eléctrico y magnético, generados ya sea natural o artificialmente, al propagarse en el interior de la Tierra, con el objetivo de generar modelos de conductividad eléctrica del subsuelo.

Los primeros estudios sobre dichas interacciones los realizaron Tikhonov y Cagniard al requerir un nuevo método de exploración que alcanzara mayores profundidades de investigación. Tikhonov demostró, sobre un modelo 1D, como la profundidad es dependiente del periodo de investigación a partir de la combinación ortogonal de las componentes horizontales de ambos campos. Cagniard encontró que a partir de la relación espectral de ambos campos se puede determinar una curva de resistividades aparentes. Con el tiempo se demostró que su modelo perdía validez debido a efectos causados por heterogeneidades geoelectricas laterales descritas por M. N. Berdichevsky y T. Cantwell. Se propuso un nuevo enfoque basado en una descripción tensorial de la relación del campo eléctrico y magnético. Bajo este nuevo modelo matemático se realizaron mejoras mediante el filtrado de ruido, estimación robusta y control determinista y estadístico de los datos [Berdichevsky y Dmitriev, [2002](#)].

3.1. Ecuaciones de Maxwell

La relación entre los campos eléctrico y magnético fue descrita al completo, matemática y macroscópicamente, por James C. Maxwell en su Teoría Dinámica del Campo Electromagnético. En su trabajo utilizó descripciones matemáticas con operadores y relaciones de los campos distintos a los actuales. Las formas matemáticas usadas en la actualidad fueron derivadas por Oliver Heaviside y William Gibbs, dotándolas de características vectoriales.

Son 4 las ecuaciones de Maxwell y cada una es nombrada por los científicos que describieron primero el fenómeno físico. En Griffiths (2013) se resumen de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot \overline{D}(\vec{r}, t) = \rho_f(\vec{r}, t). \quad (3.1) \quad \nabla \cdot \overline{B}(\vec{r}, t) = 0. \quad (3.2)$$

$$\nabla \times \overline{E}(\vec{r}, t) = -\frac{\partial \overline{B}(\vec{r}, t)}{\partial t}. \quad (3.3) \quad \nabla \times \overline{H}(\vec{r}, t) = \overline{J}_f(\vec{r}, t) + \frac{\partial \overline{D}(\vec{r}, t)}{\partial t}. \quad (3.4)$$

Donde:

$$\begin{aligned} \overline{E} &: \text{Campo eléctrico } \left[\frac{V}{m} \right], & \overline{B} &: \text{Campo Magnético Inducido } \left[\frac{Vs}{m^2} \right], \\ \rho_f &: \text{Densidad de carga libre } \left[\frac{C}{m^3} \right], & \overline{H} &: \text{Intensidad de campo magnético } \left[\frac{A}{m} \right], \\ \overline{J}_f &: \text{Densidad de corriente libre } \left[\frac{A}{m^2} \right], & \overline{D} &: \text{Desplazamiento eléctrico } \left[\frac{C}{m^2} \right]. \end{aligned}$$

Las ecuaciones 3.1 y 3.2 refieren a la creación de campos mediante cargas, y las ecuaciones 3.3 y 3.4 refieren a la creación de campos mediante corrientes (cargas en movimiento). A manera de resumen individual, las ecuaciones de Maxwell son:

Ley de Gauss (para el campo eléctrico) 3.1: indica la forma en que cargas eléctricas libres generan campos eléctricos.

Ley de Gauss (para el campo magnético) 3.2: muestra que no existen las cargas magnéticas.

Ley de Faraday-Lenz 3.3: señala que un campo eléctrico es generado por campos magnéticos variables en el tiempo. Dicho campo eléctrico producirá un campo magnético opuesto (Ley de Ampère-Maxwell), con el objetivo de mantener la conservación de la energía.

Ley de Ampère-Maxwell 3.4: relaciona la generación de campos magnéticos con corrientes eléctricas libres y campos eléctricos variables en el tiempo.

Entonces, un campo electromagnético es la presencia de un campo eléctrico y magnético de manera simultánea, relacionados mediante las ecuaciones de Maxwell, que *"nos dicen como las cargas producen campos electromagnéticos, y además, indican como los campos se autoinducen."*

3.2. Campos Electromagnéticos Naturales

Hasta ahora las ecuaciones de Maxwell nos indicaron como se crean los campos electromagnéticos, pero no mencionaron como es que sus generadores son originados. De manera natural, los campos electromagnéticos que existen en la Tierra provienen de la combinación del campo geoelectrico y geomagnético.

Campo Geomagnético

El campo magnético medido en la Tierra es la combinación lineal de 3 campos con orígenes diferentes:

- **Geodinamo:** El campo geomagnético se origina en el núcleo externo de la Tierra, el cual es un conductor compuesto por hierro y níquel, principalmente. Al ser fluido y estar sujeto a la rotación diaria terrestre y a cambios térmicos, entre el núcleo interno y el manto, se generan corrientes convectivas que propician el movimiento de cargas eléctricas, que se convierten en un campo magnético (figura 3.1.B), como está descrito por la ley de Faraday.

El modelo del dinamo ha sido utilizado para describir la forma dipolar del campo magnético terrestre, con el cual se obtienen dos polos, el polo norte magnético en el polo sur geográfico y el polo sur magnético en el polo norte geográfico. Está es solo una aproximación, pues el campo real está formado también por componentes no dipolares. La combinación de ambas partes forman el campo magnético principal. Su modelación matemática se realiza mediante el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés), toma en cuenta datos vectoriales del campo magnético registrados en observatorios magnéticos alrededor del planeta, y está descrito por el potencial escalar magnético, expandido mediante armónicos esféricos.

Esta parte del campo geomagnético sufre de cambios a larga escala conocidos como variaciones seculares. La parte no dipolar cambia en decenas de años, mientras que la parte dipolar tiene cambios del orden de cientos a miles de años. En un escala temporal aún más larga, del orden de 100 [kyr], la dirección e intensidad del campo magnético fluctúa alrededor del eje terrestre, y en orden de 100 [kyr] a 1 [Myr], sufre el proceso de reversión de polaridad.

- **Campo Magnético Externo** El campo magnético principal se extiende más allá de la atmósfera terrestre, e interactúa con la radiación y viento solar. Esta interacción genera la magnetosfera, la cual modifica la forma dipolar y se crea una región en forma de cometa (figura 3.1.A). La radiación solar, en conjunto con las mareas creadas en la ionosfera, generan variaciones diurnas regulares (S_q) debido a la rotación terrestre y

movimientos orbitales de la Tierra, el Sol y la Luna (figura 3.2) [Jankowski y Sucksdorff, 1996].

El viento solar, compuesto de protones, electrones y núcleos de Helio a altas velocidades, no es uniforme, puede cambiar de velocidad y trae consigo una pequeña parte del campo magnético solar, conocido como campo magnético interplanetario (CMI). Este campo magnético varía en función de la etapa solar y las fluctuaciones provenientes del sol. Estas variaciones son transitorias y se les conoce como variaciones irregulares (S_D), pueden generar tormentas magnéticas que perturban el campo magnético terrestre.

- **Campo Magnético Cortical:** En la corteza existen materiales a bajas temperaturas, menores a la temperatura de Curie, que tienen campos magnéticos remanentes, como resultado del enfriamiento de magmas en un tiempo determinado en el cual el campo magnético terrestre tuvo alguna orientación y magnitud distinta a la actual. También existen materiales ferromagnéticos, los cuales sufren magnetización inducida debido al campo magnético principal (figura 3.1.C). Estos campos afectan a las mediciones del campo magnético, pero al no tener variaciones a corta escala temporal no afectan en las variaciones del campo magnético terrestre. [Lanza y Meloni, 2006; Zossi, 2016]

Estas 3 fuentes son las responsables del campo magnético presente en la Tierra, y cada una es objeto de múltiples disciplinas de la geofísica.

Índice K

El grado de perturbación generado por las variaciones transitorias depende de la actividad solar irregular. Estas perturbaciones son cuantizadas mediante escalas, representadas mediante índices, que consideran el origen y la escala temporal de las variaciones. Dos índices calculan dichas variaciones, los que consideran variaciones generadas por efectos localizados, y los índices que estiman la energía global inyectada en la magnetosfera.

El índice K es un índice del segundo tipo, considera las características morfológicas de las variaciones transitorias irregulares observadas en la componente horizontal magnética. Los valores de la escala se reportan cada 3 horas, para que sean lo suficientemente grandes como para que las perturbaciones de una o dos horas sean contabilizadas en un intervalo, y son lo suficientemente cortas para que perturbaciones que ocurran entre dos intervalos consecutivos no sean contabilizadas, y no se subestime el índice diario. Se calcula mediante la variación en amplitud de la componente horizontal medida cuando se le ha removido la variación solar regular, mediante una escala cuasi-logarítmica de 10 rangos, que cambian en cada latitud magnética.

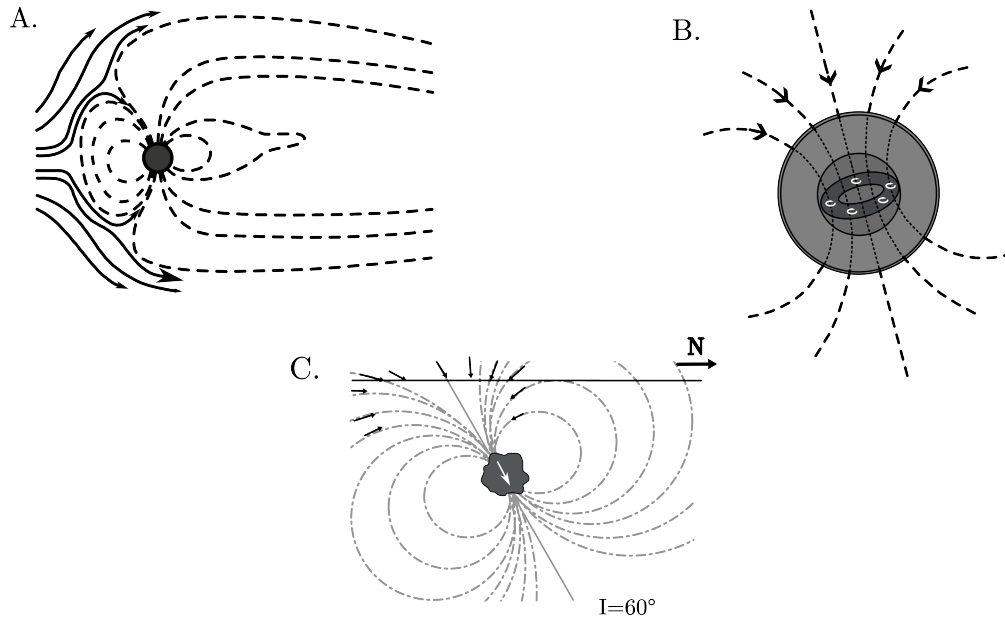


Figura 3.1: Esquemas de los campos magnéticos de la Tierra. A: Magnetosféra generada por la interacción entre el campo magnético terrestre (líneas discontinúas) y el viento solar (líneas continuúas), B: Campo magnético terrestre (líneas discontinúas) producidas por el geodinamo del núcleo terrestre, C: Ejemplo de campo magnético producido por una roca con magnetización inducida en el hemisferio norte. Figura A adaptada de Zossi (2016), Figuras B y C adaptadas de Reynolds (2011).

Campo Geoelectrico

4 procesos forman el campo eléctrico de la Tierra. Con orígenes diferentes, asociados a mecanismos inductivos y de colisión de partículas, los cuales ocurren a distinta altura y latitud [Kelley y Holzworth, 2014].

- **Electricidad Atmosférica:** De 0 a 90 [km] la atmósfera es un débil, a nulo en la superficie, conductor isótropo. La generación de cargas ocurre en las nubes mediante colisiones de moléculas de agua e hielo. Las cargas positivas ascienden en la parte alta de las nubes y las cargas negativas se mantienen en la parte baja de las nubes, lo que induce cargas positivas en la superficie terrestre (figura 3.3.A).
- **Generador Hidro-Magnético:** Por encima de los 90 [km] campos eléctricos son inducidos por un generador hidro-magnético, el cual surge de la interacción de las partículas contenidas dentro del viento de la ionosfera y el campo magnético terrestre. Las líneas de campo magnético actúan como líneas conductoras que promueven el campo eléctrico en toda la Tierra (figura 3.3.A), especialmente debajo de los 60[°] de latitud.
- **Interacción del Viento Solar con la Magnetosfera:** El viento solar, al interactuar con la magnetosfera genera campos eléctricos como resultado de la colisión entre las

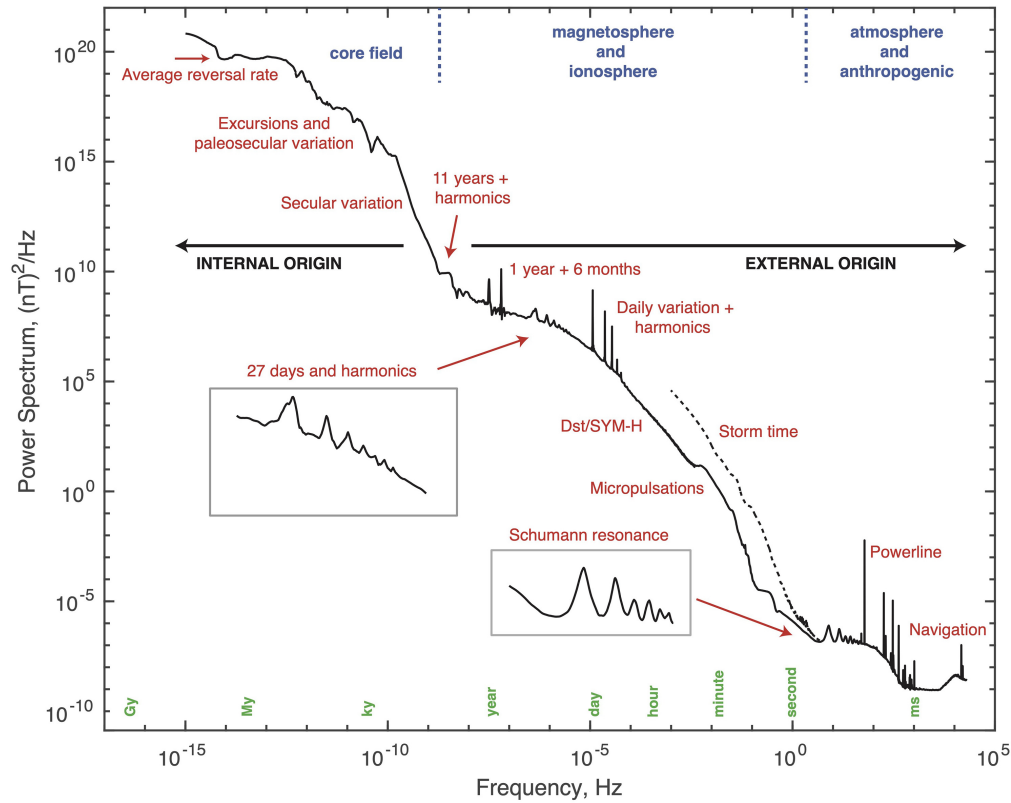


Figura 3.2: Densidad espectral de potencia del campo geomagnético . Tomado de C. Constable y S. Constable (2023).

partículas cargadas a alta velocidad y el campo magnético terrestre (figura 3.3.B). Este campo eléctrico tiene efectos en regiones superiores a 75 [°] de latitud.

- **La Magnetosfera Terrestre:** El último generador de campos eléctricos ocurre por la rotación de la Tierra y la atmósfera. El campo eléctrico generado por el viento ionosférico propicia el movimiento del plasma que existe en la magnetosfera, lo que le induce un efecto de rotación. Este movimiento de rotación genera campos eléctricos solo perceptibles en las regiones cercanas a los polos, entre las latitudes 60 y 75 [°], debido a una mayor concentración de líneas de campo magnético (figura 3.3.B). [Stankov *et al.*, 2010]

Estos 4 generadores forman casi por completo el campo geoelectrico. Este campo se propaga desde la atmósfera hasta la superficie terrestre y modifica tanto las mediciones del campo magnético (variaciones diurnas) como las cargas que existan dentro de las rocas del subsuelo. Sus periodos de variación son una combinación de la rotación diaria de la Tierra, el tiempo atmosférico y el clima espacial irregular del viento solar.

Campo Telúrico

La parte inferior de la atmósfera no es un aislante perfecto, existe fuga capacitiva entre la ionosfera y la corteza, pero solo una millonésima de la corriente ionosférica es introducida a la Tierra. A pesar de que la diferencia de potencial del campo eléctrico vertical en la superficie es de 10 a 100 [V/m] su influencia en las componentes horizontales no excede las décimas o centésimas de porcentaje. Por esta razón, solo existen campos eléctricos inducidos en la corteza superior y se puede considerar nula a la conductividad de la atmósfera. [Berdichevsky y Dmitriev, 2002]

Aún cuando la mayor parte del campo eléctrico terrestre se genera y existe en la atmósfera, en regiones de la corteza superior existe un campo eléctrico de baja magnitud conocido como el campo telúrico. Este campo tiene su origen en las corrientes ionosféricas a los 30[°] de latitud, al inducir corrientes en materiales conductivos como lo son metales o iones disueltos en agua contenida en las rocas. A dichas corrientes se les conoce como corrientes telúricas. La morfología del campo geoelectrico varía en función de la conductividad del subsuelo que se mida. [Çaglar y Eryldz, 2000].

Las corrientes telúricas se mueven de Este a Oeste, en la misma dirección que las corrientes ionosféricas, pero en sentido contrario. En consecuencia, el campo magnético es modificado con variaciones regulares diurnas y variaciones estacionales, que afectan su intensidad a lo largo del año, y alcanzan su máximo en verano. [Rosales y Vidal, 2016]

Campos Electromagnéticos Volcánicos

En el contexto volcánico, los campos magnéticos y eléctricos sufren modificaciones debido a cambios en diversas propiedades físicas generados por el movimiento de fluidos o el reacomodo de esfuerzos. Estos procesos pueden ocurrir de manera simultánea y en diferentes escalas temporales [Johnston, 2007c].

- **Efectos piezomagnéticos:** El reacomodo de esfuerzos generado, ya sea, por el movimiento de fluidos, o esfuerzos tectónicos preexistentes, puede originar un cambio en la susceptibilidad magnética debido a la aplicación y remoción de un esfuerzo sobre un material. Dicho efecto puede reflejarse en un cambio en el campo geomagnético local [Nagata y Kinoshita, 1965] y ser precedido por un sismo [Rikitake, 1968].
- **Efectos electrocinéticos:** Fluidos en movimiento, originados por cambios gravitacionales y térmicos, transportan carga inducida debida a iones dentro de la materia sólida que contiene a los fluidos. Este flujo genera campos eléctricos de varios cientos de milivolts por kilómetro y campos magnéticos de unos pocos nanoteslas [Ishido, 2004].

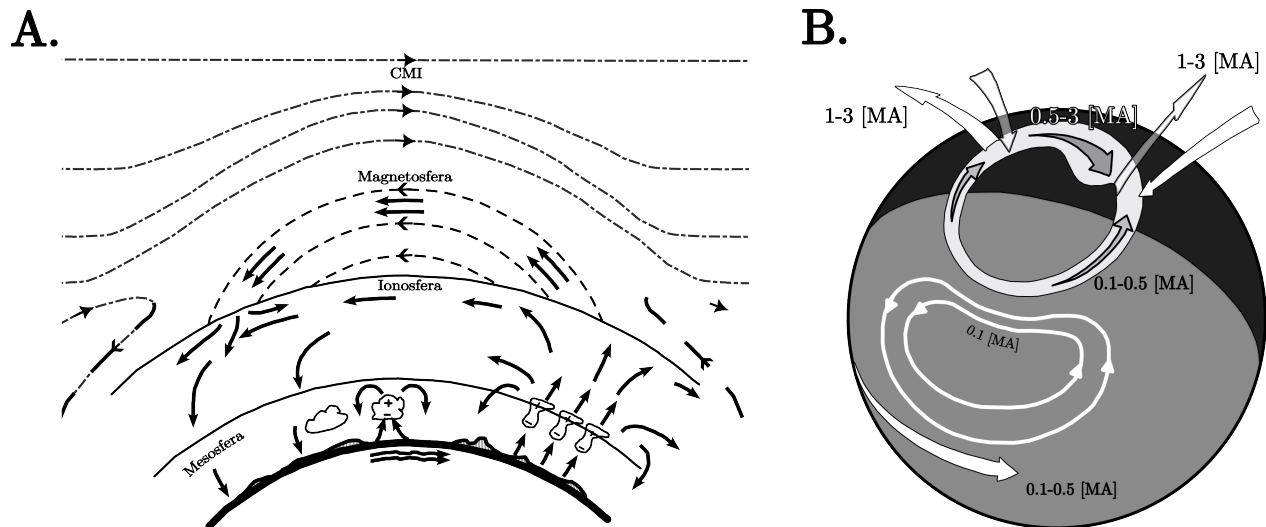


Figura 3.3: A: Circuito eléctrico global compuesto por electricidad atmosférica y el generador hidromagnético (flechas continuas en negro). En la parte superior se muestra un campo magnético interplanetario (CMI, líneas discontinuas punteadas en gris) proveniente del sol que modifica el campo magnético terrestre (líneas discontinúas en negro). Debajo la superficie terrestre se muestran corrientes telúricas inducidas. B: Sistemas de corrientes en la ionosfera. Los valores corresponden a un rango de valores normales a valores de tormenta magnética. Figura A adaptada de Kelley y Holzworth (2014), figura B adaptada de Jankowski y Sucksdorff (1996).

- **Efecto termomagnéticos:** Movimientos de gas y fluidos transportan calor rápidamente, lo cual ocasiona que minerales ferromagnéticos pierdan sus propiedades magnéticas al exceder la temperatura de Curie. Después, al disminuir la temperatura, los minerales recuperan su magnetismo. En profundidades someras este efectos ocurre en periodos de tiempo moderado [Dzurisin *et al.*, 1990], mientras que en profundidades mayores el efecto sucede en una escala temporal muy grande [Johnston, 2007c].
- **Cambios en resistividad eléctrica:** Ambientes volcánicos modifican la estructura eléctrica regional producto de cambios térmicos, químicos, de esfuerzos y en contenido de fluidos. [Zlotnicki *et al.*, 2003; Matsunaga *et al.*, 2020].

Campo Magnetotelúrico

A la parte regional del campo electromagnético natural de la Tierra se le llama campo magnetotelúrico (campo MT). Las variaciones de los campos telúrico y geomagnético son llamadas variaciones magnetotelúricas y existen 4 tipos de variaciones MT, con periodos que varían desde décimas de segundo hasta varios días (tabla 3.1). Su intensidad depende de la actividad solar y de tormentas eléctricas, la temporada del año, el horario de medición,

la estructura regional geoelectrica y la latitud geomagnética. Los campos electromagnéticos usados en la magnetoteluría son aquellos con periodos de entre 10^{-3} a 10^5 [s] (10^{-5} a 10^3 [Hz]). Periodos menores a 1 [s] corresponden a actividad meteorológica y periodos mayores a 1 [s] corresponden al campo magnético transitorio relacionado a la actividad del sol (Figura 3.2). Alrededor de 1 [s], entre 0,2 a 2 [s], existe la llamada "banda muerta", donde la calidad de la señal es baja atribuida a mecanismos inductivos. [Simpson y Bahr, 2005].

Tabla 3.1: Variaciones del Campo Magnetotelúrico. Las pulsaciones están divididas en micropulsaciones, pulsaciones regulares e irregulares. Modificado de Berdichevsky y Dmitriev (2002)

Variación	Periodo	Frecuencia [Hz]	Origen
Micropulsaciones	10^{-3} -0,2 [s]	5-1000	Atmosférico / Ionosfera
Pulsaciones regulares	0,2 - 600 [s]	0.0016-5	Ionosfera
Pulsaciones irregulares	10-120 [s]	0.0083-0.1	Ionosfera
Subtormentas polares	0.5 - 3 [h]	10^{-4} - 5×10^{-3}	Magnetosfera
Variaciones diurnas solares	8, 12 y 24 [h]	$<10^{-5}$	Rotación Terrestre
Tormentas magnetosféricas globales	Varia horas hasta varios días	$<10^{-5}$	Interacción del Viento Solar con los diferentes generadores

Aunado a estas variaciones, existen procesos que causan ruido a las mediciones de ambos campos. Ruido industrial, inducción de líneas eléctricas, dispositivos de radio comunicación, ruido cultural e instrumental son algunas fuentes que modifican las señales leídas por los instrumentos de medición. [Berdichevsky y Dmitriev, 2002]

3.3. Condiciones del Método Magnetotelúrico

Al tomar en cuenta las fuentes del campo magnetotelúrico y el marco físico-matemático que describen el campo electromagnético, se forman las bases matemáticas del método magnetotelúrico.

La inducción electromagnética en la Tierra se simplifica con las siguientes asunciones [Cagniard, 1953, Keller y Frischknecht, 1966]:

1. Se cumplen las ecuaciones de Maxwell.

2. La Tierra no genera energía electromagnética, solo la absorbe o disipa.
3. Los campos eléctrico y magnético son tratados como conservativos y analíticos alejados de sus fuentes.
4. El campo MT es tratado como una onda electromagnética uniforme y plana con incidencia vertical sobre la superficie terrestre.
5. No hay acumulación de cargas libres en una Tierra estratificada. En una Tierra multi-dimensional, las cargas se pueden acumular en discontinuidades, lo cual genera distorsión en las mediciones del campo eléctrico.
6. La carga se conserva (3.6) y la Tierra se comporta como un conductor que obedece la ley de Ohm (3.5).

$$\overline{J}(\vec{r}, t) = \overline{\sigma} \overline{E}(\vec{r}, t) \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \rho(\vec{r}, t)}{\partial t} = -\overline{\nabla} \cdot \overline{J}_f(\vec{r}, t). \quad (3.6)$$

7. El campo de desplazamiento eléctrico ($\overline{D}$) es cuasi-estático en sondeos MT. Por lo tanto, las corrientes de desplazamiento variables en el tiempo ($\partial \overline{D}(\vec{r}, t)/\partial t$) son despreciables comparadas con las corrientes de conducción ($\overline{J}_f(\vec{r}, t)$).

$$\frac{\partial \overline{D}(\vec{r}, t)}{\partial t} \ll \overline{J}_f(\vec{r}, t) \longrightarrow \frac{\partial \overline{D}(\vec{r}, t)}{\partial t} = 0.$$

8. Cualquier variación en la permitividad dieléctrica o permeabilidad magnética de las rocas se asumen despreciables comparadas con las variaciones de conductividad de las rocas.

$$\overline{\epsilon} = \epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \left[\frac{C^2}{Nm^2} \right]$$

$$\overline{\mu} = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{N}{A^2} \right]$$

3.4. Onda Electromagnética

Una vez establecidas las asunciones del método, las ecuaciones de Maxwell quedan formuladas de la siguiente manera:

$$\overline{\nabla} \cdot \overline{E}(\vec{r}, t) = 0. \quad (3.7) \quad \overline{\nabla} \cdot \overline{B}(\vec{r}, t) = 0. \quad (3.8)$$

$$\overline{\nabla} \times \overline{E}(\vec{r}, t) = -\frac{\partial \overline{B}(\vec{r}, t)}{\partial t}. \quad (3.9) \quad \overline{\nabla} \times \overline{B}(\vec{r}, t) = \mu_0 \overline{\sigma} \overline{E}(\vec{r}, t). \quad (3.10)$$

Las ondas electromagnéticas que han penetrado la superficie de la Tierra cumplen con el conjunto de ecuaciones anteriores. A partir de ellas se modela la respuesta de la interacción entre el campo MT y la estructura interna de la Tierra.

Estas ecuaciones tienen la ventaja de ser ecuaciones diferenciales parciales de primer orden, pero están acopladas. Para des-acoplarlas se manipulan mediante propiedades del calculo vectorial y se obtienen las siguientes ecuaciones:

$$\nabla^2 \bar{E}(\bar{r}, t) = \mu_0 \bar{\sigma} \frac{\partial \bar{E}(\bar{r}, t)}{\partial t}, \quad (3.11) \quad \nabla^2 \bar{B}(\bar{r}, t) = \mu_0 \bar{\sigma} \frac{\partial \bar{B}(\bar{r}, t)}{\partial t}. \quad (3.12)$$

Ahora ambos campos aparecen por separado, pero se tienen ecuaciones diferenciales parciales de segundo orden. Estos resultados tienen la forma de la ecuación de difusión, caracterizada por la pérdida de amplitud de aquellas ondas que penetran más. La solución de 3.11 y 3.12 ha sido encontrada por múltiples métodos. La solución que se obtiene al considerar ondas incidentes de manera vertical es:

$$\bar{E}(z, t) = \bar{E}_1(z, \omega) e^{i\omega t - kz} + \bar{E}_2(z, \omega) e^{i\omega t + kz}, \quad (3.13)$$

$$\bar{B}(z, t) = \bar{B}_1(z, \omega) e^{i\omega t - kz} + \bar{B}_2(z, \omega) e^{i\omega t + kz}. \quad (3.14)$$

Donde:

ω : Frecuencia Angular [rad Hz],

k : Número de Onda $\left[\frac{1}{m} \right]$.

La solución es una onda plana compuesta por una superposición lineal de las variaciones MT, descritas por el factor ω , generadas en la Tierra (E_1, B_1) y las reflexiones de las ondas en discontinuidades, más la respuesta de dichas variaciones sobre la materia conductora (E_2, B_2).

Profundidad de Penetración

Un parámetro útil surge de considerar la incidencia de una onda EM en un medio unidimensional, homogéneo e isótropo ($\bar{\sigma} = \sigma$). La segunda condición indica que conforme el campo MT penetra la Tierra, este tiene que disminuir su magnitud ($E_2 = 0$ en 3.13 y $B_2 = 0$ en 3.14):

$$\bar{E}(z, t) = \bar{E}_1(z, \omega) e^{i\omega t - kz}, \quad (3.15) \quad \bar{B}(z, t) = \bar{B}_1(z, \omega) e^{i\omega t - kz}. \quad (3.16)$$

Al derivar 3.15 y 3.16 y sustituir en 3.11 y 3.12, respectivamente, se obtiene el valor del número de onda:

$$k = \sqrt{j\omega\mu_0\sigma} = \frac{1+j}{\sqrt{2}}\sqrt{\omega\mu_0\sigma}. \quad (3.17)$$

La parte real invertida del número de onda se le conoce como profundidad de penetración o *skin depth*.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}}. \quad (3.18)$$

Esta cantidad caracteriza la distancia δ en la que la onda electromagnética sufre una atenuación de $1/e$.

Cuando se sustituye ω por $2\pi/T$ y σ por $1/\rho$; donde T es el periodo en segundos $[s]$ y ρ es la resistividad, en $[\Omega m]$, del medio, se obtiene una aproximación de 3.18:

$$\delta(T) \approx \frac{1}{2}\sqrt{T\rho_a} [km], \quad (3.19)$$

donde ρ_a es la resistividad aparente del medio sondeado. La profundidad de penetración depende de la frecuencia de la onda electromagnética y es usada para determinar el periodo de investigación del levantamiento magnetotelúrico a partir de la profundidad de investigación que se desee alcanzar [Telford *et al.*, 1990]. También se utiliza para determinar la profundidad mínima y máxima de investigación al usar la resistividad aparente promedio y la frecuencia mínima y máxima, respectivamente [Vozoff, 1972].

3.5. Impedancia Geoeléctrica

Las ecuaciones 3.9 y 3.10 señalan que existe una relación de entrada y salida entre los campos eléctrico y magnético de manera perpendicular. Al sustituir la forma de la onda electromagnética y el número de onda k en ambas ecuaciones, de manera independiente y al considerar el modelo 1D anterior, Cagniard (1953) demostró que se obtiene la resistividad real mediante mediciones ortogonales de las componentes horizontales de los campos eléctrico ($\overline{E}$) y magnético ($\overline{H}$) en un punto de la superficie:

$$\rho(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \frac{1}{\mu_0\omega} \left| \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \right|^2. \quad (3.20)$$

donde:

$$[E]_u = \frac{mV}{km}, \quad [H]_u = nT.$$

Para una Tierra estratificada se obtiene la resistividad aparente al aplicar la fórmula 3.20. Para modelos de la Tierra superiores a 1D o en donde se presente anisotropía se tiene que reformular la ecuación 3.20. En dichos casos, los campos eléctrico y magnético inducen, a su

vez, campos magnéticos y eléctricos paralelos a ellos [Madden y Nelson, 1964].

Cantwell (1960) y Bostick y H. Smith (1962) propusieron un tensor que relaciona las 4 componentes horizontales del campo electromagnético mediante la *impedancia geoelectrica* Z . Este nuevo tensor es una función de transferencia que relaciona los campos eléctrico y magnético en el dominio de las frecuencias y es una representación compleja de la resistencia eléctrica de la Tierra [Berdichevsky y Dmitriev, 2002].

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (3.21)$$

De esta manera se consideran los campos perpendiculares y paralelos generados por el campo MT. Al ser un ente complejo, la impedancia puede separarse en módulo y fase, para calcular la resistividad aparente (3.22) y la fase de la impedancia (3.23).

$$\bar{\bar{\rho}}_a(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \bar{\bar{Z}}(\omega) \right|^2, \quad (3.22)$$

$$\bar{\bar{\phi}}_a(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(\bar{\bar{Z}}(\omega))}{\text{Re}(\bar{\bar{Z}}(\omega))} \right). \quad (3.23)$$

3.6. Función de Transferencia Geomagnética

En las asunciones del método se mencionó que el campo magnético es una onda plana, lo que implica que su componente vertical sea cero. En la realidad existen campos magnéticos verticales, los cuales son generados por gradientes laterales de conductividad [Simpson y Bahr, 2005, Johnston, 2007b]. El sondeo magnetovariacional (MVS), también conocido como sondeo geomagnético profundo (GDS, por sus siglas en inglés), aprovecha este fenómeno para inferir la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad a profundidad. La relación entre las componentes horizontales y vertical del campo magnético, en el dominio de las frecuencias, se conoce como función de transferencia geomagnética o *Tipper T*:

$$H_z(\omega) = \begin{bmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (3.24)$$

3.7. Dimensionalidad Geoeléctrica

Caso 1D

En una Tierra estratificada, la conductividad varía solo con la profundidad, por lo que las componentes diagonales, correspondientes a la inducción paralela, son cero, y las componentes

asociadas a la inducción perpendiculares son de igual magnitud, pero de signo opuesto.

$$\begin{cases} Z_{xx}(\omega) = Z_{yy}(\omega) = 0 \\ Z_{xy}(\omega) = -Z_{yx}(\omega) \end{cases} \longrightarrow Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (3.25)$$

Caso 2D

En un subsuelo en el que la conductividad varíe a lo largo de la profundidad y una dirección horizontal, se tiene que las componentes diagonales son de misma magnitud y de signo contrario, mientras que las componentes anti-diagonales son de magnitud diferente.

$$Z_{xx}(\omega) = -Z_{yy}(\omega),$$

$$Z_{xy}(\omega) \neq -Z_{yx}(\omega).$$

A este caso se le atribuye un rumbo electromagnético asociado a una estructura regional. Se puede rotar a Z, para simular la medición de los campos paralelos al rumbo, y sus componentes diagonales sean cero. Un modelo 1D anisótropo es equivalente a un modelo 2D.

$$Z_{2D}(\omega) = \overline{\overline{R}} \overline{\overline{Z}}(\omega) \overline{\overline{R}}^T$$

$$\begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & -Z_{xx}(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix}. \quad (3.26)$$

donde θ es el rumbo electromagnético.

Caso 3D

El caso más general es el medio donde la conductividad varía en las 3 dimensiones espaciales. Esto se ve reflejado en un tensor de impedancia en el cual todas sus componentes son diferentes entre sí.

$$Z_{3D}(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (3.27)$$

3.8. Distorsiones del Campo Magnetotelúrico

Las curvas de resistividad aparente sufren de distorsiones debidas a dos efectos, galvánicos e inductivos. Los efectos galvánicos ocurren debido a acumulación de cargas en exceso en discontinuidades geológicas [Zhdanov, 2009], en cuerpos conductivos cercanos a la superficie [Simpson y Bahr, 2005] o debido a efectos topográficos [Käuffl *et al.*, 2018]. Esta acumulación de cargas no fue considerada en la obtención de la ecuación de difusión (3.11) debido a que en

la asunción del método se asumen nulas. Este efecto genera un corrimiento vertical constante, lo que separa, en altas y bajas frecuencias, a las curvas de resistividad aparente $\rho_{a_{xy}}$ y $\rho_{a_{yx}}$; y se le conoce como corrimiento estático. Debido a que es un proceso independiente del tiempo, no afecta la fase de los campos medidos, excepto en medios geoelectricos 3D donde se mezclan las fases y el cambio de amplitud no es un factor de escala [A. G. Jones, 2011]. A frecuencias bajas, los efectos de estructuras cercanas a la superficie disminuyen y las señales de las estructuras profundas se observan mejor [Berdichevsky y Dmitriev, 2002].

El corrimiento estático tiene múltiples formas de ser corregido. Uno de ellos puede realizarse mediante un levantamiento de datos de sondeos eléctricos verticales o el método electromagnético transitorio, los cuales son usados para determinar el valor real de la resistividad en periodos cortos. Otra forma de eliminarlo es a través de un análisis del tensor de fase y eliminar la distorsión mediante el tensor de distorsión. Este método fue propuesto por Bibby *et al.* (2005) y elimina distorsiones de medios 1D y 2D mediante la introducción de parámetros que muestran la dimensión geoelectrica.

Procesos inductivos son generados por la propia naturaleza de las ondas electromagnéticas. La Ley de Faraday-Lenz explica estas inducciones, las cuales fueron asumidas como nulas al establecer que la Tierra no genera energía electromagnética. Esta distorsión afecta a las altas frecuencias, pues la inducción aumenta conforme aumenta la frecuencia y se suman al campo primario. [Zhdanov, 2009]. La distorsión inductiva no puede ser corregida pues es un proceso dependiente del campo MT.

Capítulo 4

Metodología

La instalación de una estación magnetotelúrica durante el enjambre de sismos del 2020 en Michoacán tuvo como objetivo analizar la relación entre las variaciones de los campos magnético y eléctrico asociadas a la actividad sísmica. Las posibles señales electromagnéticas volcánicas se analizaron en el dominio del tiempo y la frecuencia (contenido espectral de potencia). Adicionalmente, se generaron sondeos magnetotelúricos y magnetovariacionales a lo largo del período de estudio, para obtener curvas de resistividad aparente y el tipper, con el fin de investigar cambios en la estructura geoelectrica asociada a la ocurrencia del enjambre sísmico.

4.1. Instalación de la Estación Magnetotelúrica

Para que las mediciones de ambos campos fueran lo mejor posible, se realizó un levantamiento de gradiente vertical del campo geomagnético y una orientación solar y geomagnética para colocar los sensores eléctrico y magnético de manera paralela al norte magnético.

Ubicación

En un predio privado cerca de La Escondida, Michoacán, con coordenadas 19.46110920 [°]N, 102.24876314 [°]W, fue prestado un lugar en donde colocar la estación magnetotelúrica (nombrada TAN), durante el enjambre de sismos. La instalación de TAN se realizó el día 19 de febrero de 2020 por los investigadores del Instituto de Geofísica (Dra. Ana Caccavari Garza, MC. Juan Esteban Hernández Quintero, Dr. Armando Carrillo Vargas, Dr. Gerardo Cifuentes Nava), y los estudiantes de la licenciatura en Geociencias de la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Michoacán (Osiris Sandoval Quintana y Felipe Yañez Sandoval), en colaboración con el Instituto de Geociencias (Dr. Jorge Arzate Flores).

Levantamiento Geomagnético Local

De acuerdo a Jankowski y Sucksdorff (1996), un observatorio magnético debe instalarse en un lugar donde el campo magnético local no sufra distorsiones generadas por cuerpos magnéticos locales ni regionales. En el caso de TAN no se tuvo la intención de registrar las variaciones seculares, pues solo es una estación temporal, pero el procedimiento de la instalación de un observatorio se realizó para un mejor control de calidad de los datos. La variación del campo magnético tiene que ser menor a 1[nT/m] , de ser posible, con la finalidad de asegurar que no exista una fuente local que modifique las lecturas del campo durante el periodo de medición.

La ubicación del sensor magnético se obtuvo mediante un levantamiento magnetométrico, tanto de valores de campo total como de gradiente vertical. Los datos se tomaron en un mallado de 291 datos, en un rectángulo de aproximadamente $50\times 50\text{ [m]}$ (figura 4.1). El equipo con el que se hizo el levantamiento fue un magnetómetro GSM-19 de GEM Systems, en modo gradiómetro, con 2 sensores de efecto Overhauser y un GPS incorporado [GEM Systems, 2008] (figura 4.2(a)).

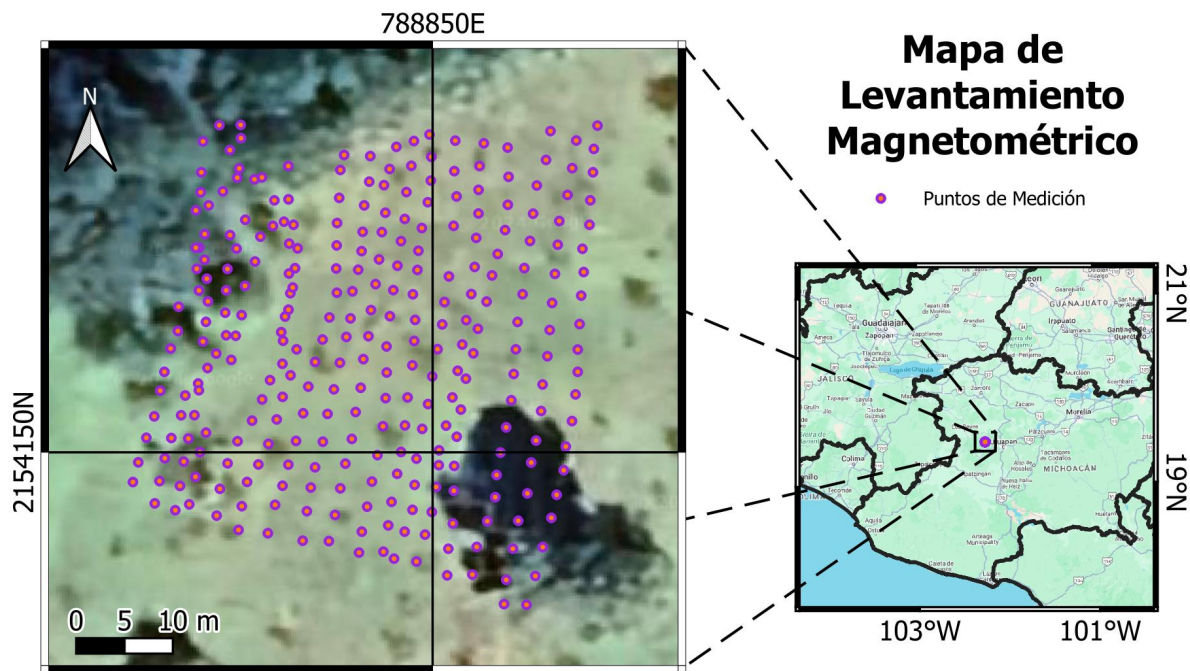


Figura 4.1: Mapa de levantamiento magnetométrico.

Anomalía de Campo Total

Los datos de campo total fueron reducidos a la anomalía de campo total (ΔF) después de remover la variación diurna (δF) y el IGRF del lugar (F_{IGRF}). La variación diurna fue obtenida de datos provenientes del observatorio de Teoloyucan, y el IGRF fue calculado mediante el modelo generado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml?useFullSite=true#igrfgrid>). Al eliminar las variaciones temporales y espaciales del campo magnético observado (F_{obs}), se obtiene el campo magnético generado por los materiales del lugar.

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F.$$

Gradiente Magnético Vertical

Los datos del gradiente vertical magnético fueron obtenidos por la diferencia de valores de dos sensores de efecto Overhauser a una separación vertical de 1 [m]. Tanto las variaciones diurnas como el IGRF presentan cambios lo suficientemente pequeños a 1 metro de separación vertical, de modo que al realizar la diferencia de valores, el efecto de ambas variaciones sea removido y solo quede el gradiente magnético generado por los materiales magnéticos presentes.

Orientación Solar y Geomagnética

Con la finalidad de colocar los sensores eléctricos $Ex+$ y $Ex-$ paralelos al norte magnético, se realizó una orientación solar y geomagnética (figura 4.2(b)) con un teodolito DI-Flux, el cual es un equipo que mide las componentes de declinación e inclinación del campo magnético, compuesto por un teodolito no magnético y un magnetómetro Fluxgate. La observación magnética absoluta está referida a valores relativos de declinación, lo que se corrige con observaciones solares. La observación solar permite determinar la declinación verdadera del campo magnético, al observar el paso del sol en el cielo en un corto periodo de tiempo, al comparar valores de declinación e inclinación leídos con valores de anuarios astronómicos [Rasson, 2004].

Los valores de la declinación e inclinación del lugar, para el 20 de febrero de 2020 fueron:

$$D = 5.6152[^\circ], \quad I = 46.5175[^\circ].$$



Figura 4.2: Levantamientos realizados para ubicar la estación magnetotelúrica. Derecha: Levantamiento de datos magnéticos. Izquierda: Medición de campo magnético absoluto.

LEMI-417M

El equipo encargado de medir los campos eléctrico y magnético fue un LEMI-417M con número de serie C54, el cual es un instrumento magnetotelúrico de período largo, diseñado para sondeos súper profundos. Desarrollado por el Centro Lviv del Instituto de Búsqueda Espacial, perteneciente a la Agencia Nacional Espacial de Ucrania: el LEMI-417 consta de 2 canales de temperatura, 3 canales magnéticos y 4 canales eléctricos registrados mediante una unidad electrónica cuya energía es suministrada por una batería externa. Los 2 canales de temperatura registran la temperatura externa (medida por la unidad electrónica) y la temperatura interna (medida con el magnetómetro), los canales magnéticos son ocupados por un magnetómetro Fluxgate; y los canales eléctricos son ocupados por 4 pares de dipolos eléctricos, con electrodos no polarizables $Cu - CuSO_4$, los cuales pueden ser usados al registrar el campo eléctrico hasta en dos sitios diferentes [Centro Lviv, [s.f.](#)]. Las especificaciones técnicas se muestran en la tabla [4.1](#)

Instalación

El magnetómetro se ubicó en la zona con el gradiente magnético vertical más cercano a cero e indica el centro del sondeo (figura [4.3](#)). Debido a las características del terreno, el lugar donde se colocó el sensor magnético tuvo un gradiente magnético de 5 [nT/m], y se orientó respecto al norte magnético, encontrado con la orientación solar y geomagnética. Para reducir los efectos producidos por el viento y la lluvia, el sensor se enterró 30 [cm], cubriéndolo con un recipiente no magnético (cubeta de plástico) para protegerlo de la tierra (figura [4.4\(a\)](#)).

Tabla 4.1: Especificaciones técnicas del LEMI-417M. Adaptado de Centro Lviv ([s.f.](#))

Características	Valores
Rango de medición del campo magnético total	± 68000 [nT]
Resolución de las componentes magnéticas	0.01 [nT]
Banda de frecuencias del magnetómetro (Filtro LP de primer orden)	DC - 0.3 [Hz]
Rango de medición de la señal eléctrica	± 600 [mV]
Resolución de las componentes eléctricas	0.075 [μ V]
Banda de frecuencias de los sensores eléctricos (Filtro LP de cuarto orden)	DC - 0.15 [Hz]
Frecuencia de muestreo	1 [Hz]
Volumen externo de memoria	2 GB
Rango de temperatura de operación	-20 a +60 [°C]
Resolución de los sensores de temperatura	0.05 [°C]
Suministro energético requerido	11.7 a 12.6 [V]
Consumo de energía	<1.2 [W]

Se colocaron 2 dipolos eléctricos, cada uno con electrodos no polarizables de cerámica. La ubicación de estos depende de las condiciones del terreno, pero el predio tuvo las condiciones necesarias para que el dipolo norte-sur fuera paralelo al norte magnético. La separación electródica fue de 40 [m], y cada electrodo estuvo a 20 [m] del sensor magnético (figura 4.3 izquierda). Al igual que el magnetómetro, los electrodos se entierran para evitar ruido generado por el viento y la lluvia. Se enterraron a 30 [cm] bajo la superficie (figura 4.4 derecha). Adicionalmente, se colocó un electrodo extra que funciona como salida a tierra, en caso de una posible descarga eléctrica. Como se observa en la figura 4.4 derecha, los electrodos tuvieron una instalación desfavorable para asegurar un adecuado control ambiental.

La figura 4.5 muestra la forma del terreno, el cual presenta una pendiente hacia el Sureste, con 4 [°] hacia el Sur, con una diferencia de altura de 2 metros, y de 16 [°] hacia el Este, con una separación vertical de 10 metros. Los cables de conexión entre los sensores eléctricos - magnético y la unidad electrónica se enterraron para evitar daños a los cables. Para suministrar energía de manera constante, se utilizó una celda fotovoltaica, regulada por un controlador de voltaje desarrollado por el Laboratorio de Instrumentación Geofísica del Servicio Magnético de la UNAM.

4.2. Operación de la Estación Magnetotelúrica

Una vez instalados los sensores eléctricos y magnéticos, se configuró la unidad electrónica del LEMI-417M:

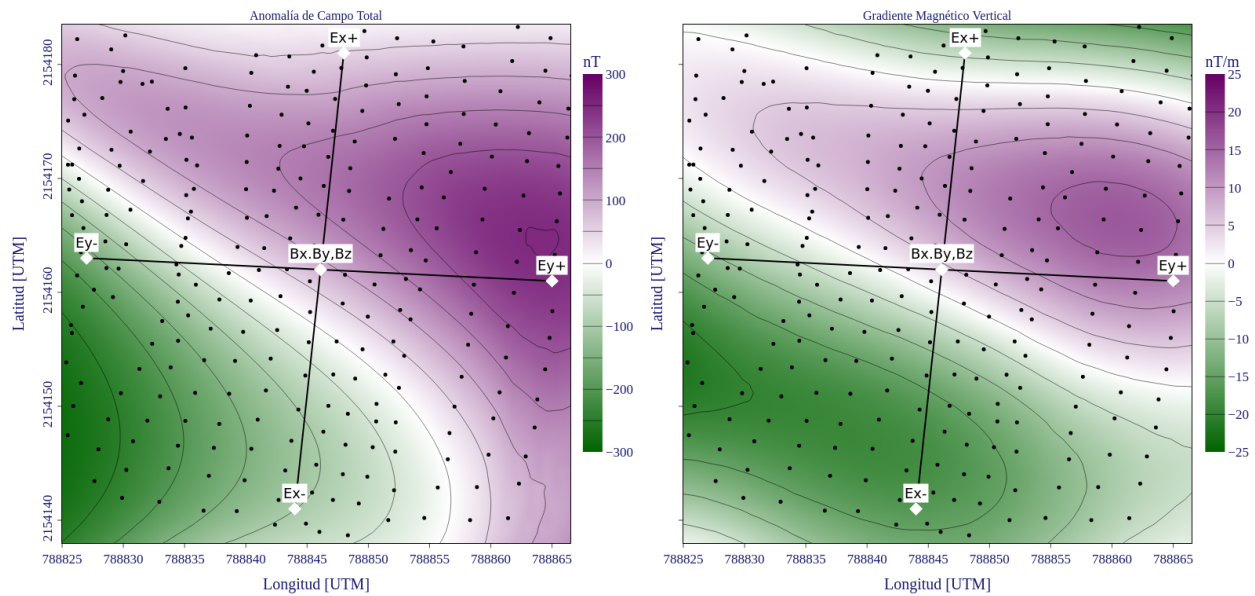


Figura 4.3: Levantamiento de datos magnéticos realizado para determinar la ubicación de la estación magnetotelúrica. Izquierda: mapa de Anomalía de Campo Total. Derecha: Mapa de Gradiente Magnético Vertical. Los puntos negros son los puntos de cada medición. Los puntos blancos fue donde se colocaron el sensor magnético y los dipolos eléctricos. Los dipolos eléctricos se dispusieron de tal forma que las componentes E_x fueran paralelas al norte magnético, y las componentes E_y perpendiculares al mismo.

- al ajustar el voltaje de la celda fotovoltaica a 12.5 [V],
- revisar que la fecha y hora del equipo fueran correctas,
- asegurándose que los 5 canales instalados sean leídos correctamente, y configurar la separación electródica a 40 [m],
- confirmar que la unidad de memoria fuera leída y estuviera registrando de manera adecuada,
- y que el GPS funcionara correctamente.

Periodo de Estudio

El mismo día de la instalación del LEMI-417M empezó a registrar de manera continua las 3 componentes del campo magnético, dos componentes del campo eléctrico y la temperatura externa del lugar, a una frecuencia de muestreo de 1 [Hz].



Figura 4.4: Colocación del sensor magnético (derecha) y un sensor eléctrico (izquierda).

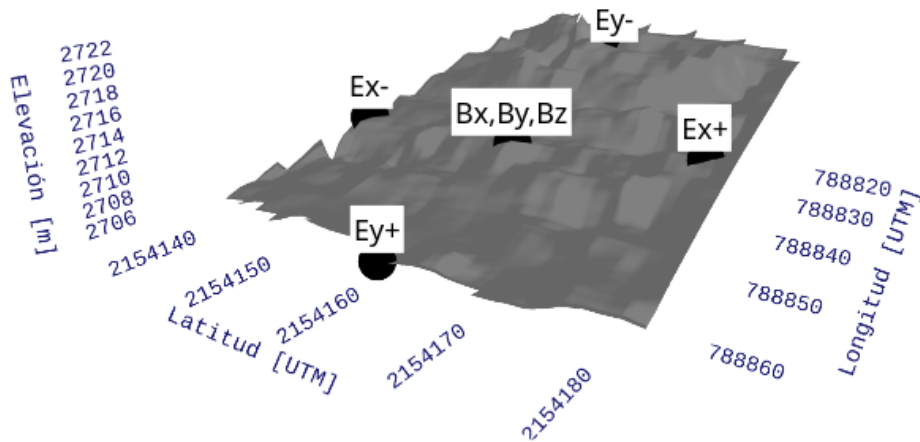


Figura 4.5: Topografía de la ubicación de la estación magnetotelúrica. La pendiente entre los electrodos $Ex+$ y $Ex-$ fue de aproximadamente $4[^\circ]$ y entre los electrodos $Ey+$ y $Ey-$ fue de $16[^\circ]$.

A partir de dicha fecha se realizaron revisiones periódicas para observar las condiciones del equipo, donde se realizaba el respaldo de los datos. El último respaldo de datos fue el 29 de noviembre de 2020. Posterior a esta fecha, el equipo fue vandalizado, al haber sido robados el sensor magnético, los electrodos, la celda fotovoltaica y la unidad electrónica LEMI-417M.

Revisión de los Sensores

Los electrodos no polarizables, por su constitución, requieren permanecer en un ambiente húmedo. Para solucionar esto, se aprovechó el hecho de que la zona de TAN era una zona de cultivo; de esta manera, los electrodos eran regados constantemente. Por otro lado, el sensor magnético fue revisado, en las visitas periódicas, para asegurar la horizontalidad del magnetómetro.

4.3. Análisis de la Estación Magnetotelúrica

Pre-procesado de los Datos

Antes de realizar cualquier manipulación a los datos, se les realiza un tratamiento previo debido a que los sensores detectan no solo las señales naturales; también las señales producidas por ruido humano y sufren de efectos electrónicos que modifican momentáneamente los registros, ya sea en uno o en todos los sensores. Datos fuera de la tendencia, modificación de la señal en forma de cajón o datos ruidosos son efectos que se presentaron en los datos registrados por el LEMI-417M en distintos intervalos durante el periodo de medición.

Los valores atípicos se removieron y sustituyeron por la media de los valores contiguos, los saltos se corrigieron al nivelar los datos con datos previos al salto, y las zonas ruidosas se sustituyeron por una interpolación lineal entre los datos inicial y final de la zona ruidosa; de esta forma, la transformada de Fourier no se ve afectada en gran medida por la presencia de dicho intervalo [Munteanu *et al.*, 2016].

Espectrogramas de los campos Eléctrico y Magnético

Los registros, al ser una superposición de señales de cualquier origen, presentan una dificultad para discernir el origen de señales volcánicas (si es que existen). Mediante el contenido de energía de las señales se realiza una búsqueda de componentes complicadas de visualizar a simple vista.

El contenido energético de una señal discreta y finita está definido mediante la Densidad de Energía Espectral (ESD, por sus siglas en inglés) [Proakis y Manolakis, 2014]:

$$S_x[k] = \left| X[k] \right|^2 = \left| T \sum_{n=0}^{N-1} x[n] e^{-j2\pi kn/N} \right|^2, \quad (4.1)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, N-1,$$

donde

T : Intervalo de Muestreo,	$x[n]$: Señal Discreta $x[n]$,
n : N-ésima Muestra de la Señal,	k : K-ésima Frecuencia Discreta,
N : Número de Muestras de la Señal,	$S[k]$: Densidad de Energía Espectral,
$X[k]$: Transformada de Fourier Discreta de $x[n]$.	

Debido a que la señal es discreta y finita, no se tiene certidumbre de que todo su contenido energético sea recuperado mediante la ecuación 4.1, por lo que solo es un estimador de la ESD. Este estimador recibe el nombre de *periodograma*.

Sin embargo, esta ecuación no considera que se suma sobre toda la longitud de la señal. Con la finalidad de arreglar este artefacto, se divide a $S[k]$ sobre la longitud de la función NT . Este nuevo resultado se le conoce como Densidad Espectral de Potencia (PSD, por sus siglas en ingles) $\hat{P}[k]$:

$$\hat{P}_x[k] = \frac{T}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} x[n] e^{-j2\pi kn/N} \right|^2, \quad (4.2)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, N-1.$$

Las unidades del periodograma son la unidad de la señal elevada al cuadrado. Para los campos eléctricos y magnéticos, las unidades de los periodogramas son:

$$[\hat{P}_E]_u = \frac{mV^2}{km^2}, \quad [\hat{P}_H]_u = nT^2$$

Es común que la representación de las unidades de los periodogramas sea mediante la unidad adimensional "decibell [dB]". Esta es una escala logarítmica (L_P) la cual compara el contenido de potencia con un cierto nivel de referencia (P_0). La expresión matemática es la siguiente:

$$L_P = 10 \log_{10} \left(\frac{P^W}{P_0} \right).$$

Para este trabajo se usaron los siguientes niveles de referencia:

$$P_{0E} = 1 \left[\frac{mV^2}{km^2} \right], \quad P_{0H} = 1 \left[nT^2 \right].$$

Ventaneo

Las señales finitas tienen la desventaja de presentar el fenómeno de Gibbs. Este efecto aparece debido a que en el inicio y final de la señal se tienen discontinuidades, que se ven reflejadas como rizaduras o lóbulos en las altas frecuencias. Con la intención de que este efecto disminuya, la señal, en el dominio del tiempo, se multiplica por una función matemática que disminuya a cero en ambos extremos. A estas funciones se les conoce como ventanas o *taper*, las cuales tienen diferentes propiedades en el dominio de las frecuencias según sea el caso en el que se requiera resaltar distintas características de la señal, y además, disminuyen la varianza de la estimación de la transformada de Fourier [Maple Jr., 2019].

Una de las ventanas más utilizadas es la ventana de Hann (ecuación 4.3), la cual disminuye el lóbulo principal hasta -31 [dB], pero es del doble de ancho que la función rectangular, i.e. sin aplicar ninguna ventana; y los lóbulos laterales disminuyen su magnitud en 13 [dB] por octavo. [J. O. Smith, 2024]

$$h[n] = \frac{1}{2} \left(1 - \cos\left(\frac{2\pi n}{N-1}\right) \right), \quad (4.3)$$

$$n = 0, 1, 2, \dots, N-1.$$

Periodograma de Welch

Eventos aleatorios no son de interés, especialmente si no se vuelven a repetir y no modifican de manera significativa la señal. Una forma de que no afecten el contenido de energía es mediante los periodogramas. El periodograma de Welch (ecuación 4.4) divide a la señal en P segmentos de la misma longitud D, y permite el traslape de los segmentos, los que se transforman al dominio de Fourier mediante la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) y luego se promedian todos los resultados. De esta forma, no solo se disminuye el efecto de ruido aleatorio, también se disminuye la varianza de la estimación, acercándose a la verdadera transformada de Fourier [Maple Jr., 2019].

$$\hat{P}_x^W[k] = \frac{1}{P} \sum_{p=0}^{P-1} P_x^{(p)}[k] = \frac{1}{P} \frac{1}{D} U \sum_{p=0}^{P-1} \left| X^{(p)}[k] \right|^2, \quad (4.4)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, D-1,$$

donde el factor U se agrega para prevenir la desviación de la estimación del espectro y preservar la potencia de la señal en cada segmento.

$$U = \frac{1}{D} \sum_{n=0}^{D-1} \left| h[n] \right|^2,$$

$$n = 0, 1, 2, \dots, D-1.$$

Una desventaja de este método es la pérdida de resolución de la densidad espectral de potencia, pues se ha dividido la señal en segmentos más pequeños. Esto afecta directamente la frecuencia más baja que puede ser investigada, ya que se usa la duración de la ventana (T_w) utilizada [Maple Jr., 2019]. En cambio, la frecuencia más alta no se ve afectada, obteniéndose mediante la frecuencia de Nyquist f_N [Angiano-Rojas, 1996].

$$f_{min} = \frac{1}{T_w}, \quad f_{max} = f_N = \frac{1}{2T}.$$

Espectrograma

El espectrograma es una representación visual del contenido energético de una señal conforme evoluciona en el tiempo. Es un mapa de intensidad contra tiempo y frecuencia, que surge de calcular periodogramas sobre determinados periodos de tiempo constante, en una serie temporal de datos [Munteanu *et al.*, 2016].

Análisis Espectral - Parámetros

El análisis espectral se realizó al aplicar el periodograma de Welch sobre periodos diarios (24 [h]), al remover la media y aplicar una ventana de Hann de longitud equivalente a tres horas de registro ($P = 8$, $D = 180$) y traslapes del 50 %. De esta forma se tienen ventanas de tiempo iguales a las utilizadas por el índice K.

4.4. Sismos ocurridos en el Periodo de Estudio

Los datos de los sismos que ocurrieron dentro del periodo de estudio se consultaron del catálogo de sismos de Servicio Sismológico Nacional (2024) dentro de la misma área que de los reportes de Servicio Sismológico Nacional (2020) y Servicio Sismológico Nacional (2021). En la figura 4.6 se muestran los sismos ocurridos, en color amarillo aquellos con magnitud menor a 4 y en naranja aquellos con magnitud mayor o igual a 4.

4.5. Observatorio Magnético de Teoloyucan

El Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO), operado por el Servicio Magnético de la UNAM, se encarga de registrar, de forma continua, las variaciones del campo geomagnético incidente en México. Se ubica en Teoloyucan, Edo. de México, con coordenadas 19.745 [°] N, 99.193 [°] W a 2,280 [m.s.n.m.].

Al ser el único observatorio magnético en México, los datos provistos por TEO sirven como parámetro de referencia en estudios geofísicos relacionados con el campo geomagnético llevados a cabo dentro del país. Durante el periodo de estudio contó con los siguientes instrumentos de referencia: un variógrafo Fluxgate que mide el conjunto DHZ, un magnetómetro de efecto Overhauser GSM90 de GEM Systems que registra la intensidad total F y un DI-Flux ZEISS THEO020B usado para medir la inclinación y declinación.[Servicio Magnético, 2025]

Debido a la contingencia sanitaria de 2020, los datos registrados en TEO se encuentran incompletos. Datos DHZ comprenden del 20 de febrero al 25 de agosto, y datos de F se

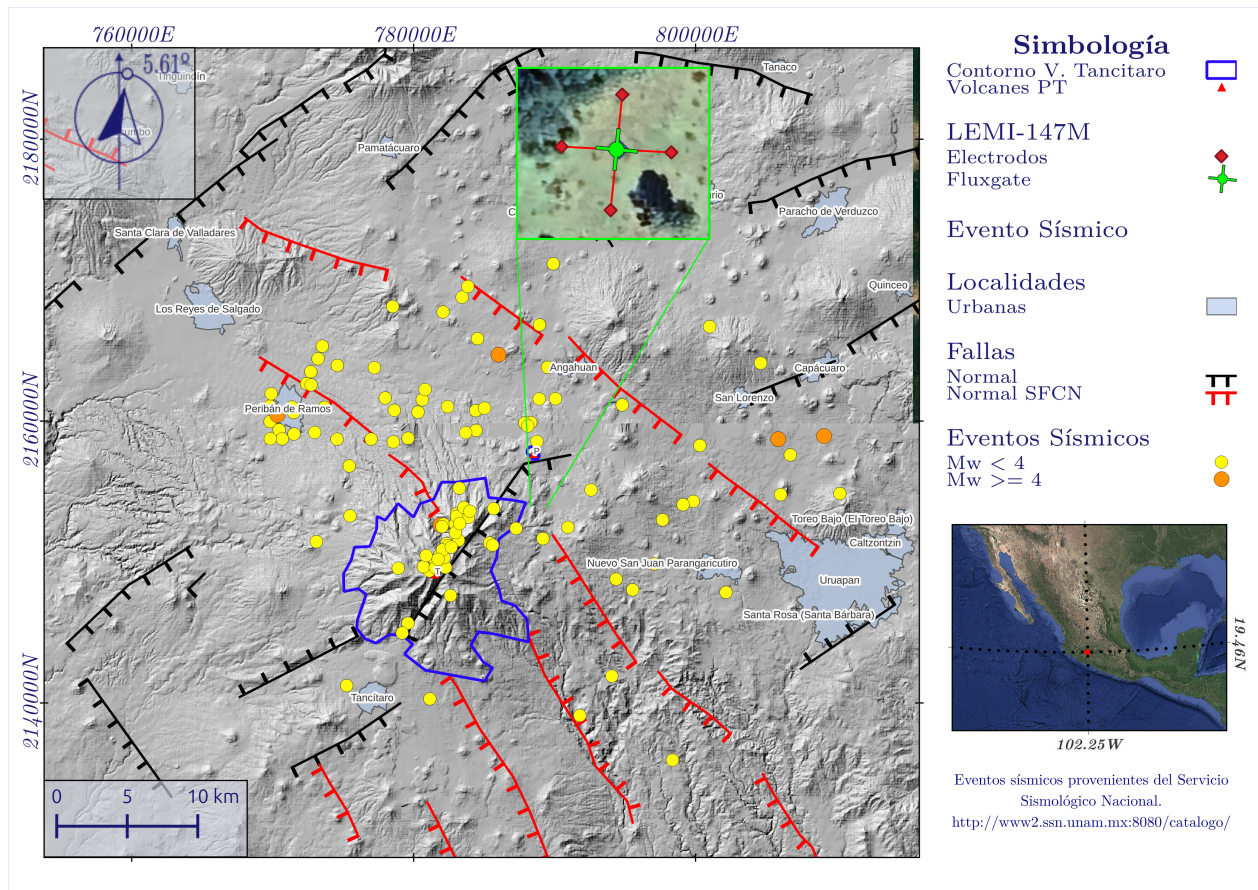


Figura 4.6: Mapa de los sismos ocurridos en el periodo de medición (puntos amarillo y naranja) dentro de la circunferencia de 30 km de radio centrada en las coordenadas 19.43°N y 102.17°W . Se muestra la estación magnetotelúrica instalada (rombo verde) con un acercamiento a las ubicaciones de los sensores eléctricos y magnético del LEMI-417M (dentro del cuadro verde).

presentan en dos periodos: del 20 de febrero al 19 de junio, y 26 de agosto al 29 de noviembre. A partir de las relaciones geométricas del campo geomagnético, se obtuvieron las componentes XYZ y el periodo faltante de la intensidad total.

Índice K

La obtención del índice K se realizó mediante el programa *Magpy* o *Geomagpy*, desarrollado en Python. Este programa de código abierto provee análisis de datos geomagnéticos, enfocado especialmente en aquellas rutinas llevadas a cabo en observatorios geomagnéticos. El programa cuenta con una interfaz gráfica llamada *Xmagpy* [Magpy, 2024], la cual cuenta con las mismas rutinas que la biblioteca de Python. Los rangos de clase de TEO (tabla 4.2) se modifican en el código fuente debido a que los rangos de clase del observatorio de Niemegk vienen preestablecidos.

La presencia de tormentas magnéticas es cuantificable mediante el índice K. Valores superiores a 4 indican que existe una tormenta magnética, K5 (G1) indica una tormenta menor y K9 (G5) una tormenta extrema [NOAA, 2025]. Este índice se utilizó con el objetivo de discernir el aumento de energía generado por actividad solar irregular detectada por TEO, y así descartar periodos de tiempo en los que las señales contienen perturbaciones ajenas a las generadas por eventos sísmicos detectados por TAN. Sin embargo, los valores del índice K se ven afectados por la falta de información, por lo que, a partir de julio, se obtuvo el índice K con los datos de TAN.

Tabla 4.2: Límites de los rangos de las clases utilizadas para generar el índice K del observatorio magnético de Niemegk (NGK) , Alemania (52.1° N, 12.7° E) y el observatorio magnético de Teoloyucan (TEO), México (19.74° N, 99.19° W). Los datos de NGK se encuentran en Stankov et al. (2010), y los datos de TEO se obtuvieron del Servicio Magnético de la UNAM.

Valor de Índice K	Rangos de Clase [nT] (Niemegk)	Rangos de Clase [nT] (Teoloyucan)
0	0 - 5	0 - 3.01
1	5 - 10	3.01 - 6.02
2	10 - 20	6.02 - 12.04
3	20 - 40	12.04 - 24.08
4	40 - 70	24.08 - 42.14
5	70 - 120	42.14 - 72.24
6	120 - 200	72.24 - 120.4
7	200 - 330	120.4 - 180.6
8	300 - 500	180.6 - 301
9	+ 500	+ 301

4.6. Método Magnetotelúrico y Magnetovariacional 1D

Al tener datos de un solo punto de medición, se generan curvas 1D de varios intervalos de tiempo para comparar cambios en la estructura del subsuelo a lo largo del período de estudio. Curvas de impedancia geoelectrica y funciones de transferencia geomagnética fueron obtenidas cada 7 días, con una nomenclatura basada en las semanas del año.

Funciones de Transferencia

Funciones de transferencia geoelectrica y geomagnética se obtuvieron con el software LEMIGRAPH, el cual es un software de procesamiento de datos magnetotelúricos para

estimar la impedancia eléctrica y el tipper. El software tiene la opción de corregir la respuesta de los sensores magnéticos y eléctricos, realizar un pre-ordenamiento de los datos a partir de cierto nivel de coherencia, utilizar un algoritmo robusto para calcular las funciones de transferencia y un pre-blanqueamiento espectral mediante un filtro de primeras diferencias o filtros auto-regresivos adaptativos [Centro Lviv, 2015]. Las señales se transforman al dominio de la frecuencia mediante una estimación de la transformada de Fourier con el método robusto "M".

El pre-ordenamiento de los datos causa una disminución en el tamaño de las secciones, lo que genera una menor cantidad de frecuencias a investigar. El algoritmo robusto 4.5 es usado para disminuir la influencia de valores atípicos presentes en la señal y obtener una mejor función de transferencia 4.6. Por último, el pre-blanqueamiento espectral es un filtro para mejorar la estimación de la transformada de Fourier.

$$E = ZB + r \implies \min \left\{ \sum_i w_{ii} r_i \right\}. \quad (4.5)$$

$$Z = \left(B^H w B \right)^{-1} \left(B^H w E \right). \quad (4.6)$$

donde el superíndice H denota el conjugado y transpuesto de la matriz, y:

$$w = w_{ii} = \begin{cases} 1 & , \quad |r_i/\sigma| < 1.5 \\ \frac{1}{|r_i/\sigma|} & , \quad |r_i/\sigma| \geq 1.5 \end{cases} ,$$

w : Matriz diagonal de peso,

r_i : Vector de residuales,

σ : Desviación mediana absoluta de los residuales.

La corrección de los sensores usados por LEMI-417 es mínima debido a que la respuesta de sus sensores es cercana a una respuesta ideal, a pesar de ello, la corrección se realizó. No se usó un pre-ordenamiento debido a que las curvas obtenidas tenían demasiada incertidumbre. El uso del algoritmo robusto y un filtro de primeras diferencias como pre-blanqueamiento mejoran la estimación de las funciones de transferencia. En la tabla 4.3 se resumen los parámetros usados.

Tabla 4.3: Parámetros usados en la obtención de las funciones de transferencia Z y T

Opciones	Uso
Corrección por respuesta del sensor	Respuesta instrumental de los sensores del LEMI-417
Pre-ordenamiento por coherencia	No aplicado
Tipo de estimación lineal	Algoritmo robusto
Pre-blanqueamiento espectral	Filtro de primeras diferencias

La función de transferencia geomagnética T (4.7) se obtiene mediante un esquema similar a 4.6, y considera solo las componentes magnéticas:

$$T = \left(B^H w B_z \right)^{-1} \left(B^H w B_z \right). \quad (4.7)$$

La función T se representa gráficamente mediante las *flechas de inducción*. Las partes real e imaginaria de T_x y T_y se combinan para formar dos vectores:

$$T_r = -\left(T_{xr}, T_{yr} \right) = \left(\sqrt{T_{xr}^2 + T_{yr}^2}, \arctan \left(\frac{-T_{yr}}{-T_{xr}} \right) \right),$$

$$T_i = \left(T_{xi}, T_{yi} \right) = \left(\sqrt{T_{xi}^2 + T_{yi}^2}, \arctan \left(\frac{T_{yi}}{T_{xi}} \right) \right).$$

El vector real T_r apunta hacia el cuerpo conductivo con concentraciones de corrientes de conducción anómalas, según la convención de Parkinson. Sin embargo, a frecuencias suficientemente bajas, el vector real apunta a la zona de menor conductividad. Johnston (2007a) señala que estos vectores no contienen información de la estructura conductiva bajo el sondeo, pero proporcionan información valiosa en la detección lateral y el rumbo de anomalías conductivas. El vector imaginario T_i apunta hacia cuerpos con corrientes reactivas en exceso [Berdichevsky y Dmitriev, 2002]. Según el medio geoelectrico, ambos vectores tendrán comportamientos distintos. En medios 1D, donde no existe variación lateral de conductividad, el tipper vale cero. En medios 2D, los vectores son paralelos, o anti-paralelos entre sí, y son perpendiculares al strike geoelectrico. En medios 3D, los vectores son oblicuos entre sí [Johnston, 2007a; Berdichevsky y Dmitriev, 2002].

Capítulo 5

Resultados

5.1. Campos Magnético y Eléctrico Registrados

La cantidad de datos registrados por TAN fue de 284 días continuos en archivos binarios. Por día se generaron archivos de texto mediante el software *LEMI417*, de Centro Lviv (2015). Las 5 componentes del campo electromagnético y las temperaturas fueron decimadas a un intervalo de muestreo de 60 [s]. Se les realizó una limpieza a los datos al remover outliers, zonas de ruido anómalas y la corrección de saltos producidos por escalones de magnitud.

Las señales registradas mediante TAN se muestran en la figura 5.1. La temperatura interna y externa se mantiene sin variaciones importantes en la media diaria, manteniéndose a aproximadamente 15 [°C] y 20 [°C], respectivamente. Las variaciones diurnas son mayores de febrero a junio, con el máximo diario en inicios de julio, con una progresiva disminución en la variación diurna. Las componentes magnéticas y eléctricas muestran rasgos notables descritos a continuación, y en la figura 5.2 se encuentra un acercamiento a ellos:

- Variaciones diurnas de gran magnitud del campo eléctrico (RR): Variaciones en forma de rizaduras atribuibles a variaciones diurnas. Son intervalos de tiempo que ocurren después de un aumento de magnitud de la componente eléctrica E_y , que progresivamente regresan al valor del campo antes del aumento de magnitud. Se observan 4 intervalos de este tipo de variaciones: 10 de abril a 22 de abril (RR1), 1 de mayo al 23 de mayo (RR2), 7 de junio al 25 de junio (RR3), y 2 de octubre al 13 de octubre (RR4).
- Variaciones anómalas del campo magnético (RA): Variaciones que no siguen una tendencia a larga escala de las componentes del campo magnético. Se observan a mediados de marzo en la componente B_z (RA1) y a principios de junio en las componentes B_y y B_z (RA2), en forma de v. En ambos rasgos se observan cambios de temperatura (interna y externa) que sucede durante este intervalo de tiempo.

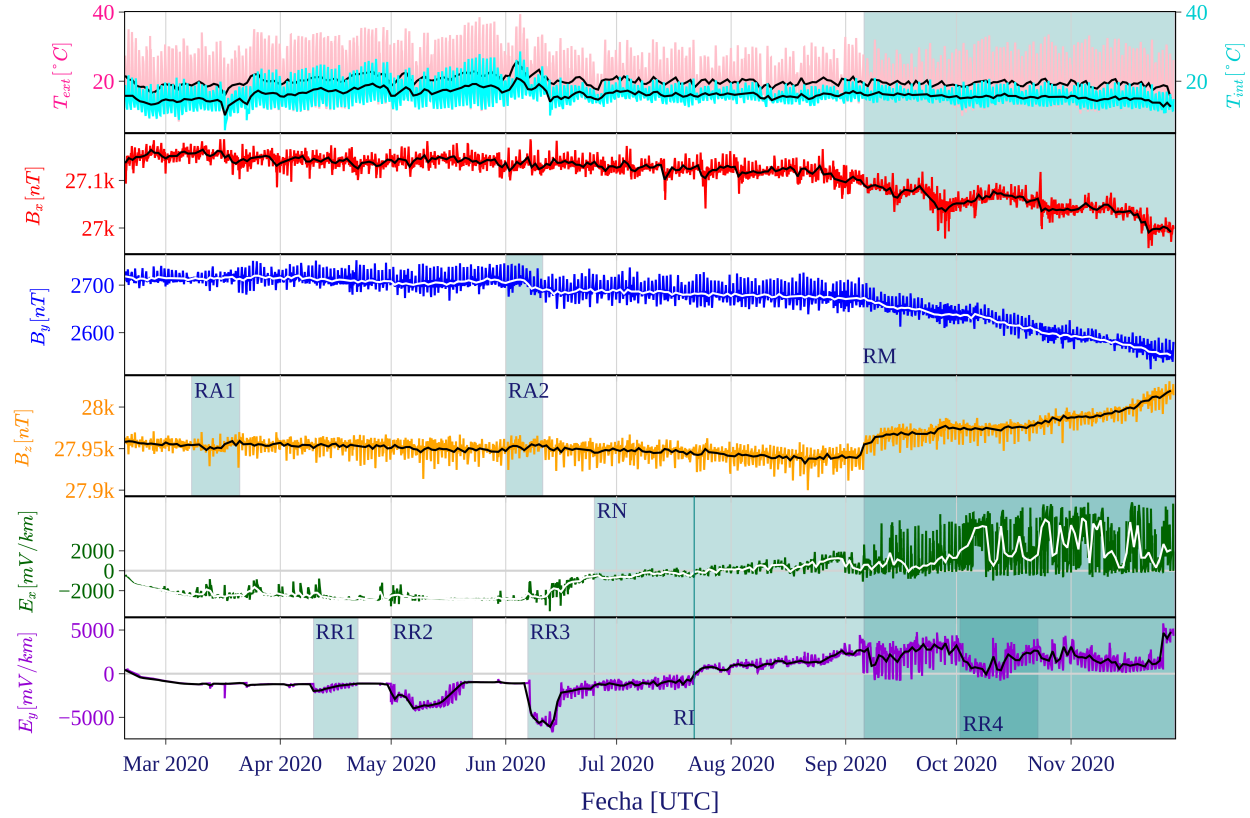


Figura 5.1: Parámetros registrados por TAN. De arriba a abajo: Temperatura interna y externa (mismo panel), componentes X, Y y Z del campo magnético y componentes NS y EW del campo eléctrico. A estas señales se les removieron outliers, saltos y zonas ruidosas. Las curvas en negro (en blanco para B_y y E_x) representan el valor promedio por día de cada componente.

- Incremento de ruido del campo eléctrico (RN): Las componentes eléctricas sufren de un aumento en los niveles de ruido, sin modificar la forma de la señal, a partir de la RR3.
- Inversión de la dirección del campo eléctrico (RI): La dirección de las corrientes telúricas modifican su dirección a partir de la semana 29, para ir de en dirección SW a ir dirección NE.
- Modificación de las señales magnéticas y eléctricas (RM): Ambos campos modifican su comportamiento de manera significativa en los primeros días de septiembre (semana 35). El campo magnético sufre de una deriva de más de 150 [nT] en las componentes horizontales y más de 70 en la componente vertical. Por su parte, el campo eléctrico presenta un mayor nivel de ruido. Se generan grandes diferencias de magnitud de forma abrupta, que de igual manera, regresan a un nivel base dentro de la tendencia.

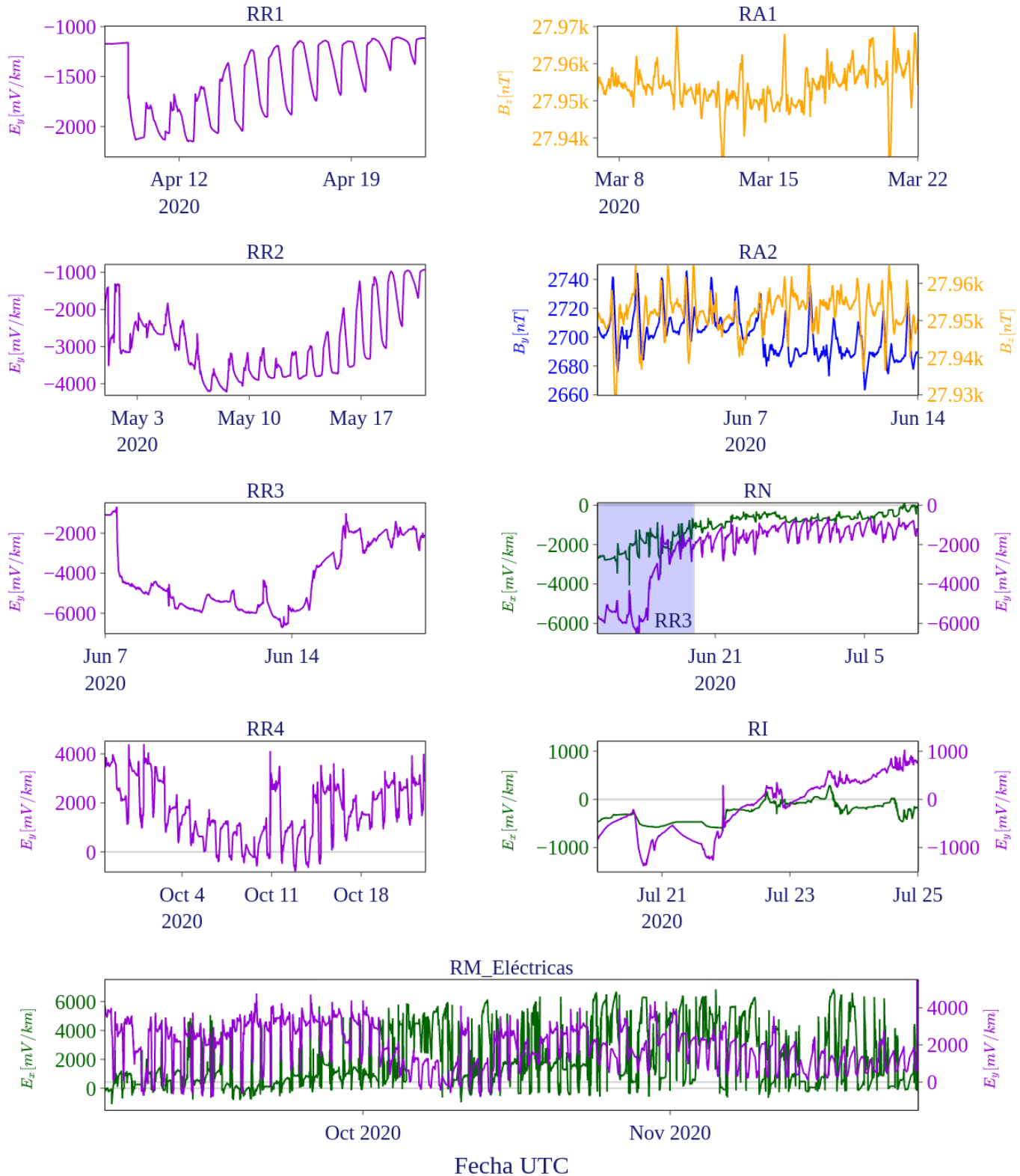


Figura 5.2: Rasgos de las señales registradas. Del lado izquierdo se muestran los rasgos asociados a las variaciones diurnas del campo eléctrico (RR1 - RR4) y del lado derecho las variaciones anómalas del campo magnético (RA1 y RA2), la zona donde empieza a aumentar el ruido en las componentes eléctricas (RN), la zona donde ocurre la inversión de la dirección del campo eléctrico (RI) y la modificación de las señales eléctricas (RM).

Rasgo RN y Registros de Precipitación

El campo geoelectrico presenta un comportamiento complejo debido a modificaciones generadas por la adición de agua pluvial en el subsuelo y a la influencia de tormentas eléctricas. Las mediciones pueden verse alteradas debido a cargas eléctricas inducidas, vibraciones por lluvia y posibles fallos por contacto del equipo electrónico con el agua. Se obtuvieron registros de precipitación del Servicio Meteorológico Nacional [Servicio Meteorológico Nacional, 2024] para evaluar el posible aumento de ruido asociado al incremento de lluvias en la zona de estudio. En la figura 5.3 se muestra la precipitación mensual acumulada en la región de estudio de febrero a noviembre de 2020.

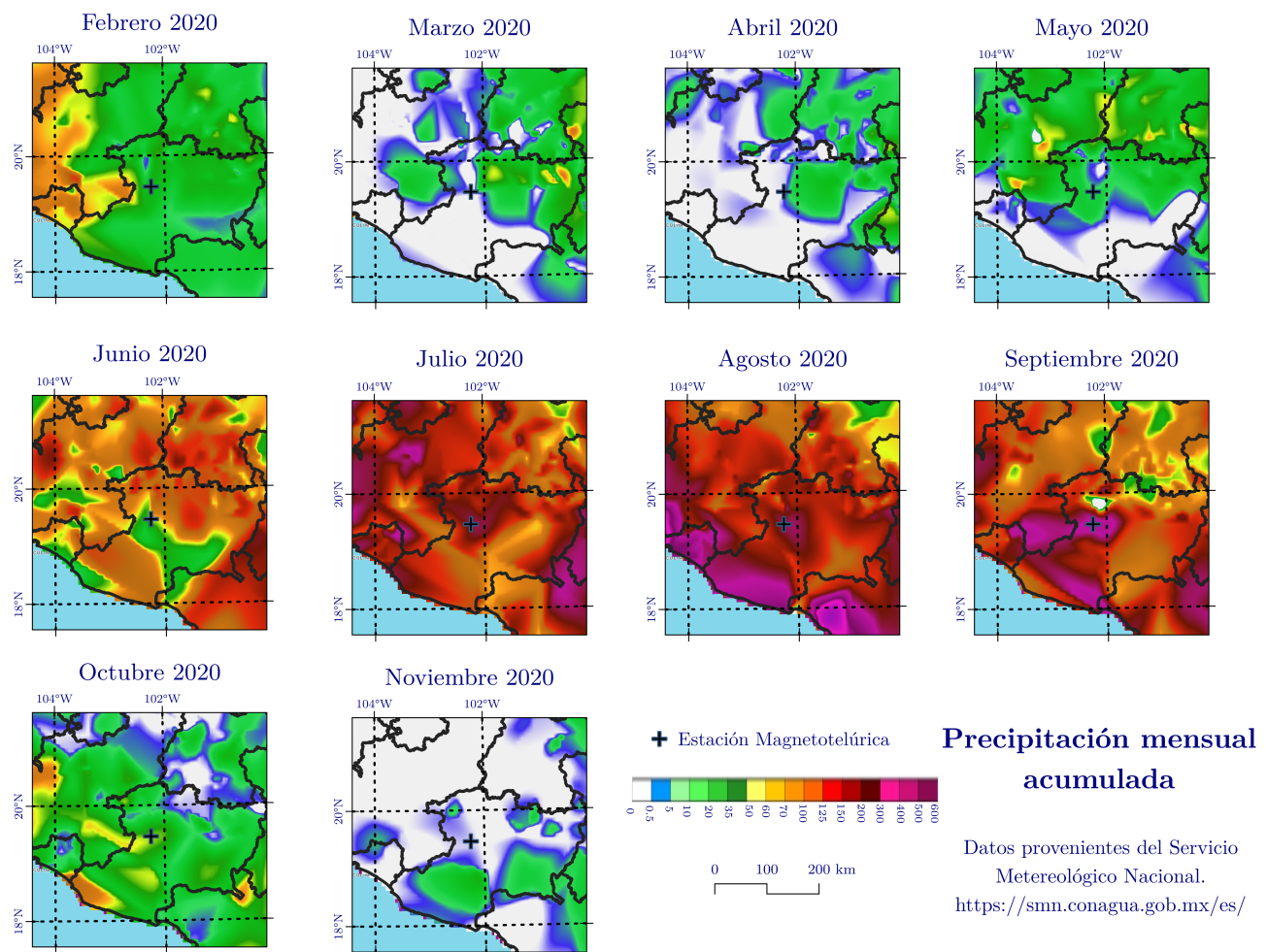


Figura 5.3: Mapas de precipitación mensual acumulada desde febrero a noviembre de 2020. La escala de colores representa milímetros de precipitación. Datos provenientes del Servicio Meteorológico Nacional.

De febrero a mayo, la precipitación fue baja cerca de TAN. Las componentes eléctricas en este periodo presentan pocos rasgos asociables a electricidad atmosférica, a excepción de los rasgos RR1 y RR2. En este período es cuando las componentes muestran muy poca variación diurna.

En los meses posteriores, los niveles de precipitación aumentaron progresivamente hasta septiembre, con 300 [mm] de precipitación registrada, lo que coincide con la temporada de lluvias de 2020 en México [CONAGUA, 2021]. El inicio del rasgo RN coincide aproximadamente con el inicio de la temporada de lluvias; por lo tanto, puede asociarse este aumento de conductividad superficial con el exceso de agua infiltrada y el aumento de magnitud del campo eléctrico.

En octubre y noviembre los niveles de precipitación acumulada disminuyeron rápidamente hasta 0.5 [mm]. A pesar de que la temporada de lluvias terminó y la inducción de cargas en el subsuelo tuvo que haberse reducido, las componentes eléctricas sufren de aumentos mayores en los niveles de ruido. Este comportamiento es característico del rasgo RM. Por lo cual, la electricidad inducida no es una razón que pueda ser atribuida a la causa del rasgo RM.

Rasgo RM y Datos del Observatorio Magnético de Teoloyucan

Para explicar el rasgo RM (señal magnética), se comparó el campo magnético de TAN con el campo magnético registrado en el Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO) mediante las componentes cartesianas y el campo total F . En la figura 5.4 se muestran ambos registros de las 3 componentes cartesianas de campo magnético.

Hasta finales de agosto, fecha en la que los registros de las componentes cartesianas de TEO son confiables, las componentes B_x e B_y (fig. 5.4 panel 1 y 2) son similares en forma, a excepción de RA1 y RA2, y son distintas en amplitud, debido a que TEO se encuentra a aproximadamente 320 [km] de TAN, en una latitud geomagnética similar. Respecto a la componente B_z (fig. 5.4 panel 3), la señal registrada por TEO (curva morada) muestra una clara tendencia negativa que no se refleja en TAN (curva amarilla). Esta última variación puede ser atribuida a la diferencia en la geología y ubicación de TEO, ya que la componente vertical del campo magnético es la más sensible a cambios geográficos.

En cuanto a la intensidad total del campo magnético (fig. 5.4 panel 4), ambas series temporales guardan una gran similitud en la morfología del campo magnético, con diferencia en amplitud de aproximadamente 1,150 [nT].

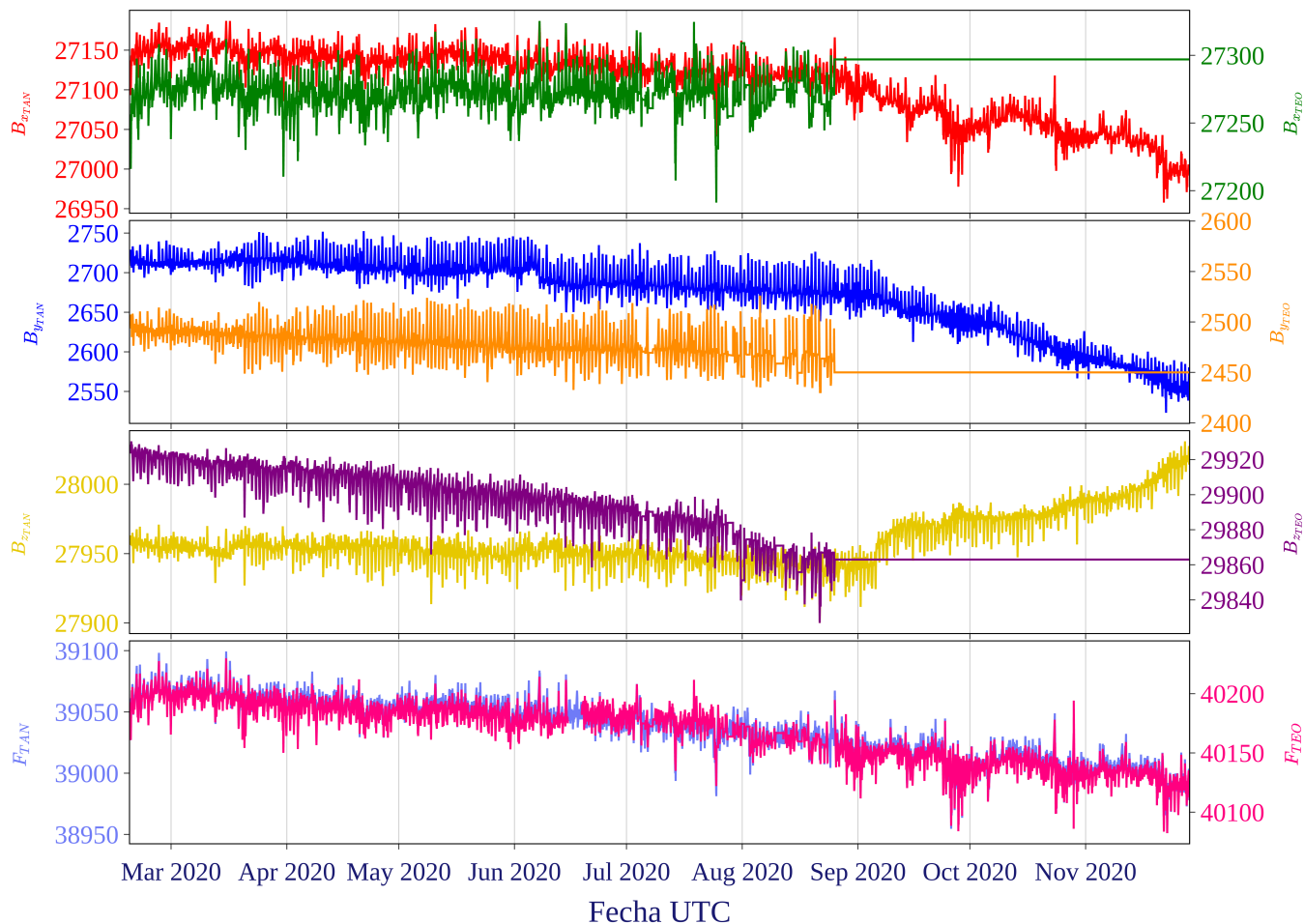


Figura 5.4: Comparación de las componentes cartesianas y la intensidad total del campo magnético registradas en la estación magnetotélúrica (TAN) (colores del lado izquierdo de cada panel) y el Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO) (colores del lado derecho de cada panel). Datos TEO proporcionados por el Servicio Magnético de la UNAM.

El periodo de interés RM no puede ser analizado con las componentes cartesianas. El cambio de tendencia de los datos de TAN no se ve reflejado en la intensidad total, pues presenta la misma tendencia que los datos TEO. Una posible explicación para este cambio en las componentes cartesianas está basada en el álgebra lineal. La forma de medir alguna propiedad depende del sistema de referencia que se use. Ahora bien, existen propiedades que mantienen su valor sin importar el sistema usado. La intensidad del campo total F es uno de estos valores, conocido como invariante a la rotación, ya que no importa en qué dirección se tenga el sistema cartesiano, el valor de F es el mismo. Bajo esta premisa, para que la intensidad total registrada por TAN (curva azul claro) sea la misma que TEO, y las componentes cartesianas de TAN presenten un comportamiento distinto al mostrado previo

a la RM, se tuvo que haber presentado una modificación física del fluxgate del LEMI-417. Este cambio puede arreglarse con el uso de una matriz de rotación, para ello se requieren los cambios de ángulos entre la posición original y la posición modificada. Datos que no se tomaron, debido a que dicha modificación no fue realizada por el equipo de trabajo ni se detectó en campo.

En lo que respecta a las modificaciones del campo eléctrico, su origen es más complejo de explicar. La precipitación mensual acumulada de los meses afectados por la RM, los niveles de ruido en las componentes eléctricas tendrían que haber disminuido, como los registrados antes de la temporada de lluvia. Sin embargo, en este período es cuando los niveles de variación en la amplitud de E son mayores (fig.5.2 inferior).

Rasgo RI y Variación Anual

El rasgo RI señala un comportamiento anómalo de las corrientes telúricas. Las componentes magnéticas no presentan cambios observables posteriores al RI y la temperatura tampoco cambia su tendencia previa. Los primeros días de registro sugieren que el campo eléctrico tenía una tendencia NE a inicios de año, la cual cambió hacia el SW, y finalmente regresó al NE. Según la figura 3.2, el campo geomagnético contiene una componente anual proveniente de variaciones en amplitud de las corrientes telúricas [Çaglar y Eryldz (2000)]. A pesar de esto, la literatura del campo telúrico no reporta esta posible inversión de la dirección, lo que sugiere un origen más significativo. Este fenómeno puede haberse generado por efectos naturales o artificiales, por ejemplo, flujos producidos por movimiento gravitacional y acumulación de cargas debido a la topografía del lugar [Käufli *et al.*, 2018; Chave y D. Jones, 2012].

Los efectos artificiales pueden deberse a un mal acoplamiento entre los electrodos y el terreno circundante, o a cambios de temperatura debido a la profundidad de entierro de los electrodos. Simpson y Bahr (2005) explica que la parte superior de los electrodos debe colocarse, al menos 50 [cm] bajo la superficie, en investigaciones de periodo largo para mantener el equilibrio térmico. Las fluctuaciones diarias de temperatura (mayores a 10 [°C]) pudieron dañar progresivamente los sensores eléctricos y generar un daño mayor. Además, el rasgo RN ocultó su inicio y modificó la diferencia de potencial eléctrico. Este cambio es más notorio en el rasgo RM eléctricas, donde las variaciones diarias exceden los niveles previos al RI.

Al no tener una explicación clara sobre el rasgo RM-eléctricas, y que el rasgo RM-magnéticas fue generado por una modificación física, se opta por eliminar este rasgo y no utilizarlo para el análisis posterior. La reducción de datos es del 30[%], lo que resultó en

la exclusión de 85 días de información, y una disminución del periodo de estudio, que finalmente abarcó hasta el 6 de septiembre de 2020. La figura 5.5 muestra la parte útil de las señales registradas.

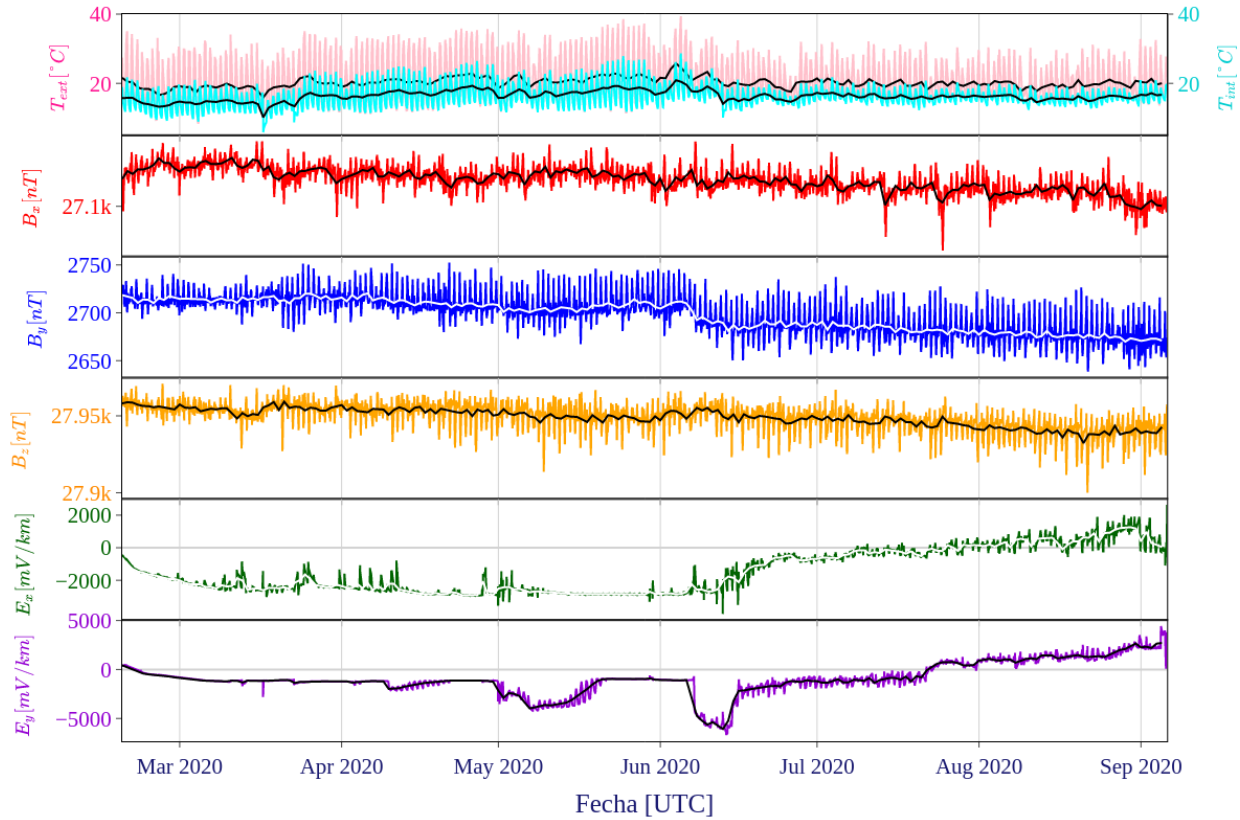


Figura 5.5: Parámetros registrados por TAN sin el rasgo RM. Las gráficas son las mismas curvas que la figura 5.1

5.2. Eventos Sísmicos

Del 19 de febrero (semana 7 del año) al 6 de septiembre (semana 34 del año) de 2020, fechas en las que el SSN registró 85 eventos sísmicos dentro de la zona de estudio mostrados en la figura 5.7. En la figura 5.6 se muestra la estadística de los eventos sísmicos ocurridos. Los eventos tuvieron magnitudes de entre 3.2 y 4.1 [Mc], con una distribución normal sesga a la izquierda de 3.7 [Mc].

La primera semana de operación de TAN se registró el fin del enjambre de 2020, según Servicio Sismológico Nacional, 2020. Esto se observa en la figura 5.6 superior, donde la primera barra muestra la semana con mayor cantidad de datos por semana, equivalentes al 35 % del total de eventos totales. Después del enjambre, los eventos sísmicos ocurrieron de manera

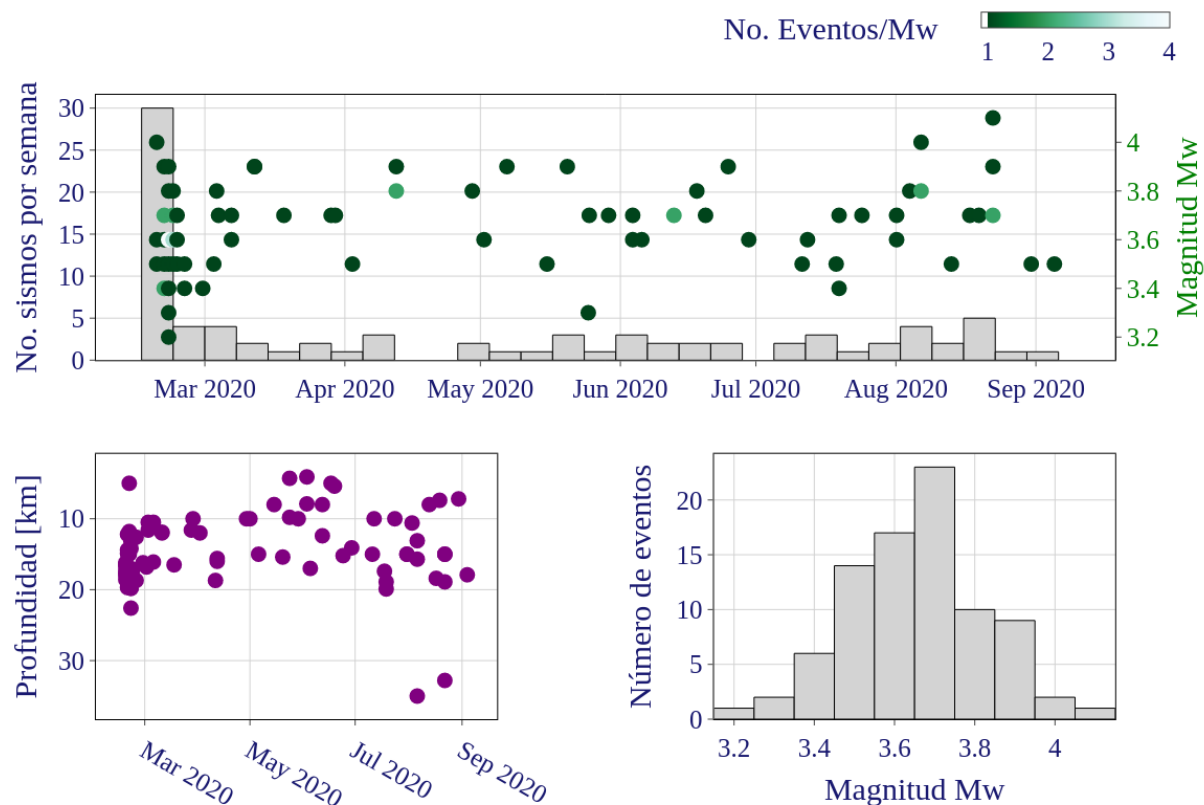


Figura 5.6: Superior: Histograma de los sismos por semana ocurridos dentro del periodo de estudio, se muestran los sismos acumulados por día respecto a la magnitud. Inferior Izquierda: Eventos sísmicos graficados fecha contra profundidad. Inferior derecha: Histograma de la magnitud de los eventos sísmicos.

uniforme a lo largo del período de estudio con un máximo de 5 eventos por semana (figura 5.6 superior).

La figura 5.6 inferior izquierda muestra la evolución temporal de la profundidad de los eventos. Los últimos días del enjambre se observan 2 zonas de ascenso que progresivamente llegan a 10 y 16 [km], aproximadamente, de profundidad. Eventos sísmicos posteriores al enjambre tuvieron la tendencia a ocurrir en estas profundidades. En la figura 5.7 se muestran los epicentros en función de su profundidad (círculos pequeños) y la fecha en la que ocurrieron (círculos grandes). Las dos zonas de ascenso ocurren debajo del volcán Tancitaro, las cuales evolucionan hacia el NE, como lo mencionan los estudios realizados mediante métodos sísmicos. El resto de sismos ocurren al norte del VT, distribuidos uniformemente alineados respecto al SFCN. Estos estarían asociados a un régimen tectónico según Pertón *et al.* (2024) y Caballero-Jiménez *et al.* (2024).

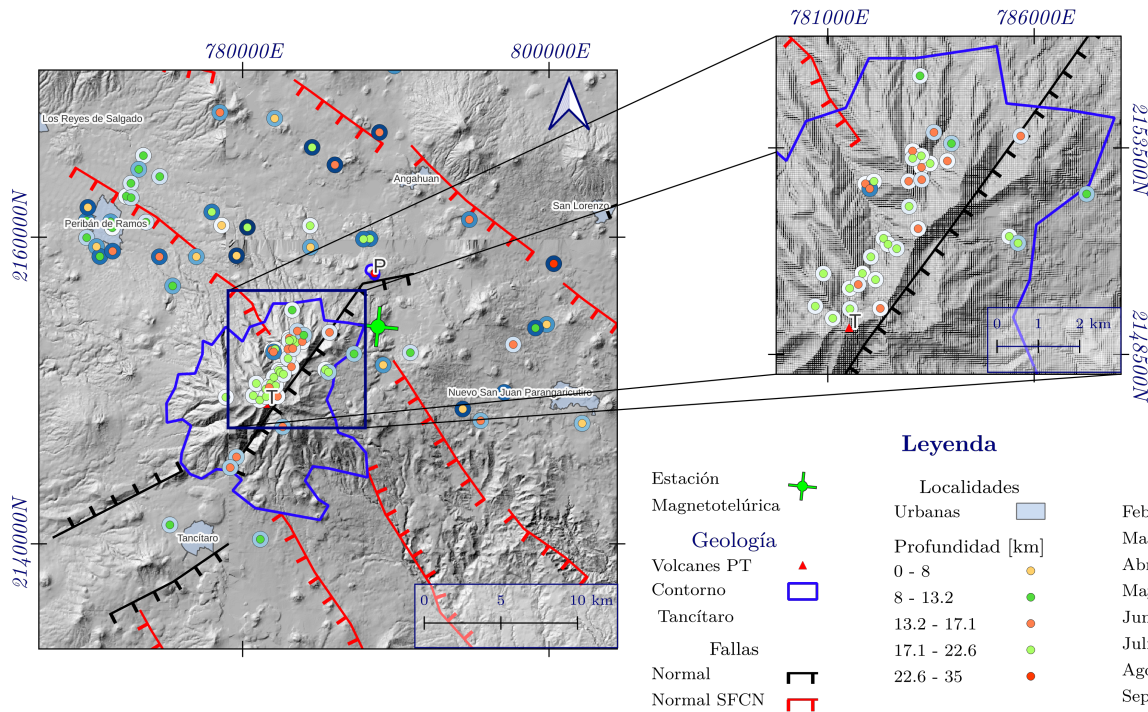


Figura 5.7: Sismos registrados mostrados por profundidad (círculos pequeños con colores) y fecha (círculos grandes con degradado azul) entre el 19 de febrero y 6 de septiembre de 2020 en la zona de estudio.

5.3. Contenido de Energía e Índice K

En la figura 5.8 (paneles 4 a 8) se muestran los espectrogramas de las componentes magnéticas y eléctricas. Como referencia visual se agregaron las componentes horizontales del campo magnético y eléctrico (paneles 2 y 4). En esta sección se hará referencia a las bajas frecuencias a la banda de 0.0001 a 0.00027 [Hz] (3 - 1 [h]) y a las altas frecuencias a la banda de 0.001 a 0.008 [Hz] (16.6 a 2 [min]). En las figuras 5.9 a 5.14 los espectrogramas se encuentran interpolados, con la finalidad de generar una visualización suavizada de los PSD.

Las señales relacionadas con la actividad solar irregular son señales estocásticas que enmascaran los registros al contaminarlos con ruido en todas las frecuencias. La presencia de este fenómeno se ve reflejada en un aumento de energía en las señales magnéticas, mientras que en las señales eléctricas muestran un comportamiento complejo. Previo a la RN, la componente E_x aumenta el nivel energético, y la componente E_y disminuye. Posterior a la RN, la superposición del ruido asociado a la precipitación y la actividad produce una respuesta ambigua en el contenido de energía.

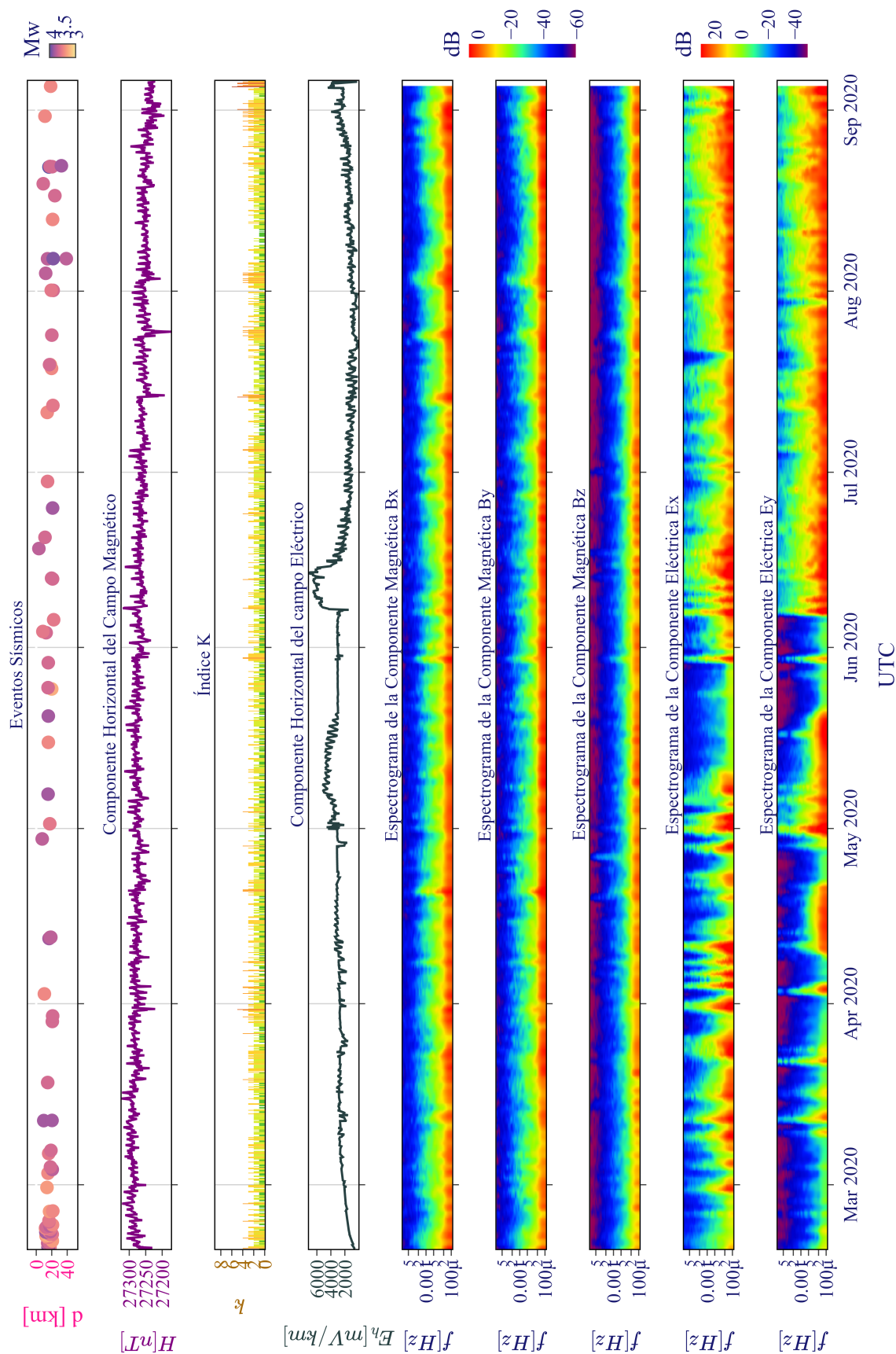


Figura 5.8: Panel 1 (en orden descendiente): Eventos sísmicos ocurridos en el periodo estudio, graficados fecha contra distancia de los hipocentros a TAN. La escala de colores que representa la magnitud del evento. Panel 2 y 3: Gráfica de la componente horizontal del campo magnético y eléctrico, respectivamente. Panel 4 a 8: Espectrogramas de las componentes magnéticas (B_x , B_y y B_z) y eléctricas (E_x , E_y), respectivamente. Panel 9: Índice K del campo magnético.

Cuatro tormentas geomagnéticas se presentaron en el periodo de estudio (figuras 5.9 y 5.10), la primera fue una G1 en la semana 13, seguida de dos periodos de K4 hasta la segunda semana de abril. La segunda fue otra G1 al final de la semana 27, seguida por dos periodos de K4 separados entre sí por una semana. Las dos últimas tormentas se desarrollan al final del periodo de estudio, en la semana 35, siendo una G1 y una G2; la primera fue precedida por múltiples K4 en la tercera semana de septiembre, la segunda apenas es detectable en el último día de los registros.

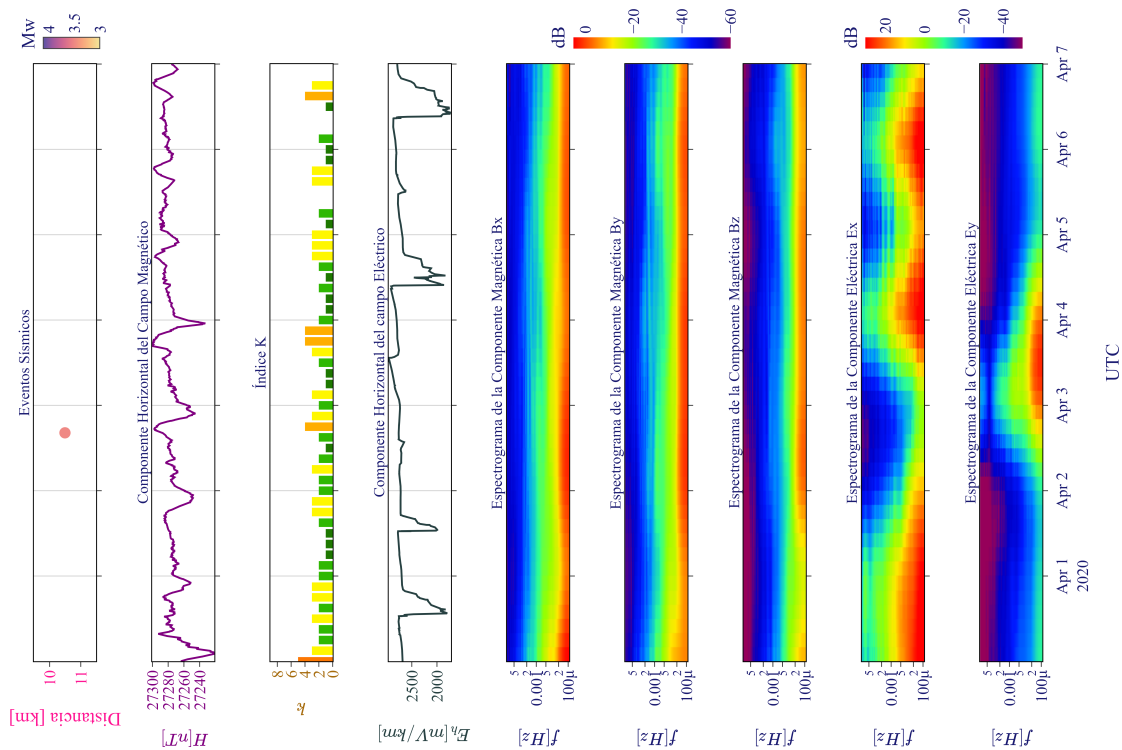


Figura 5.9: Tormentas geomagnéticas del periodo de estudio, según el índice K. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a la semana 13.

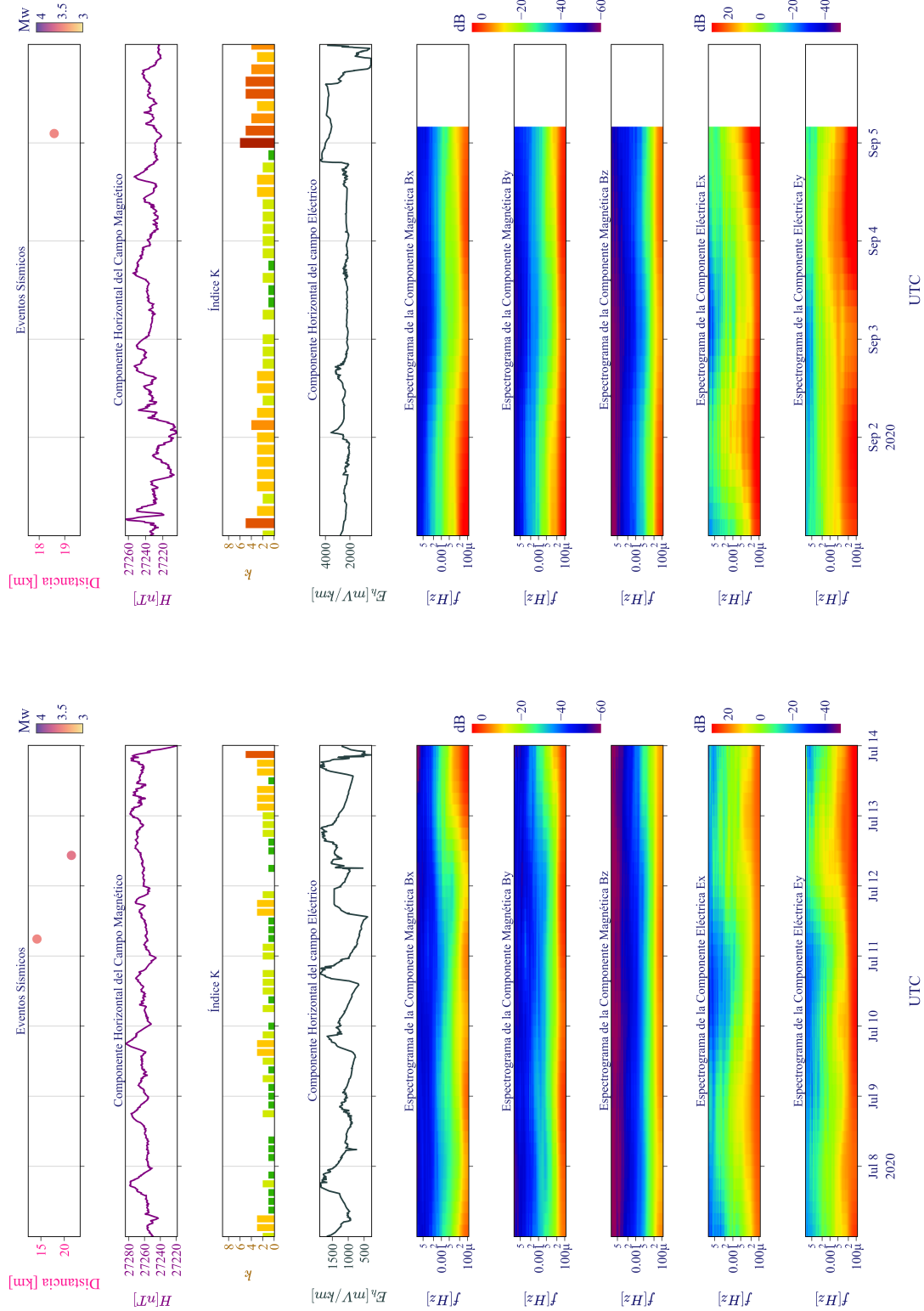


Figura 5.10: Tormentas geomagnéticas del periodo de estudio, según el índice K. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a las semanas 27 (derecha) y 35 (izquierda).

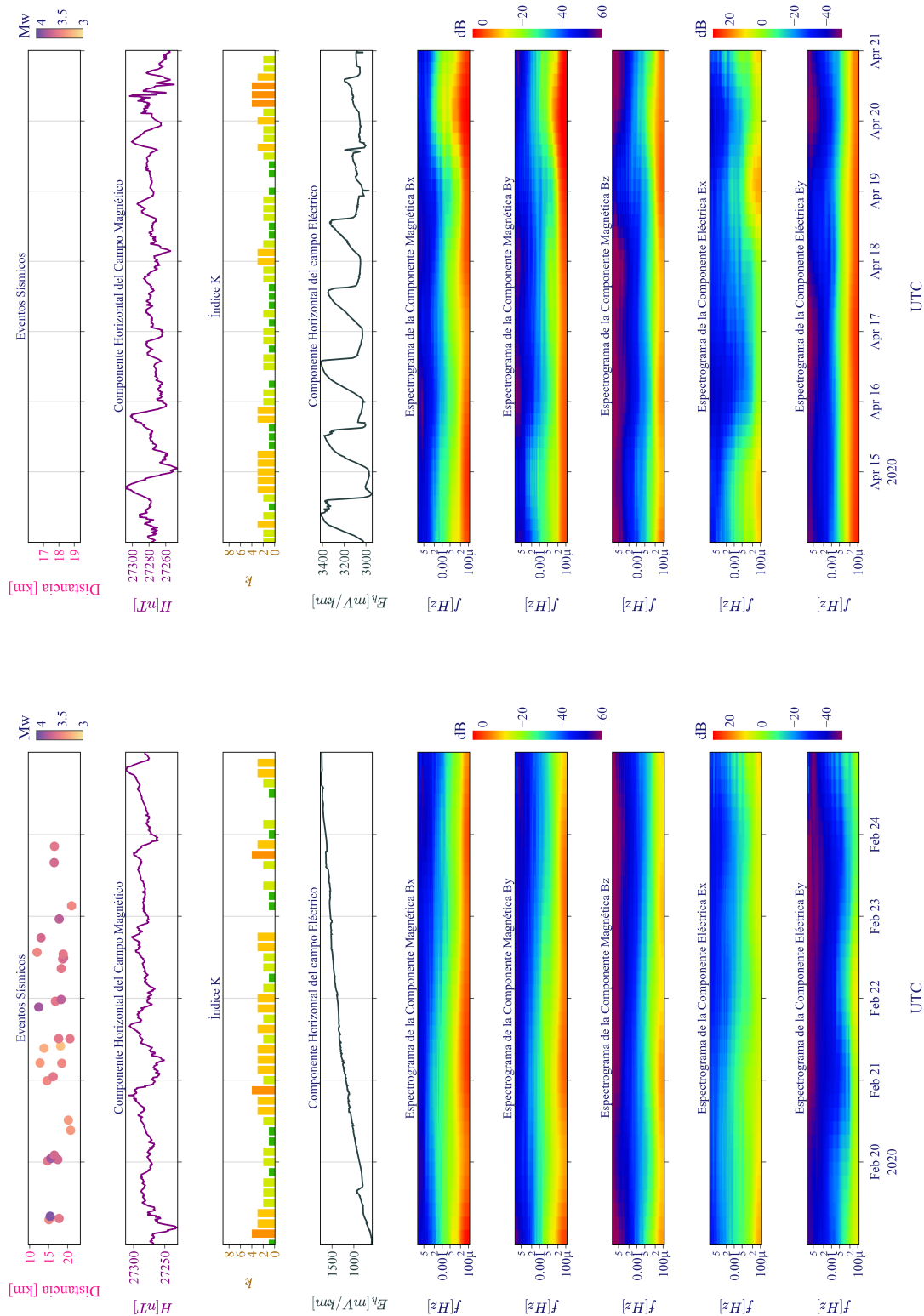


Figura 5.11: Perturbaciones geomagnéticas menores del periodo de estudio. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a las semanas 7 (derecha) y 15 (izquierda).

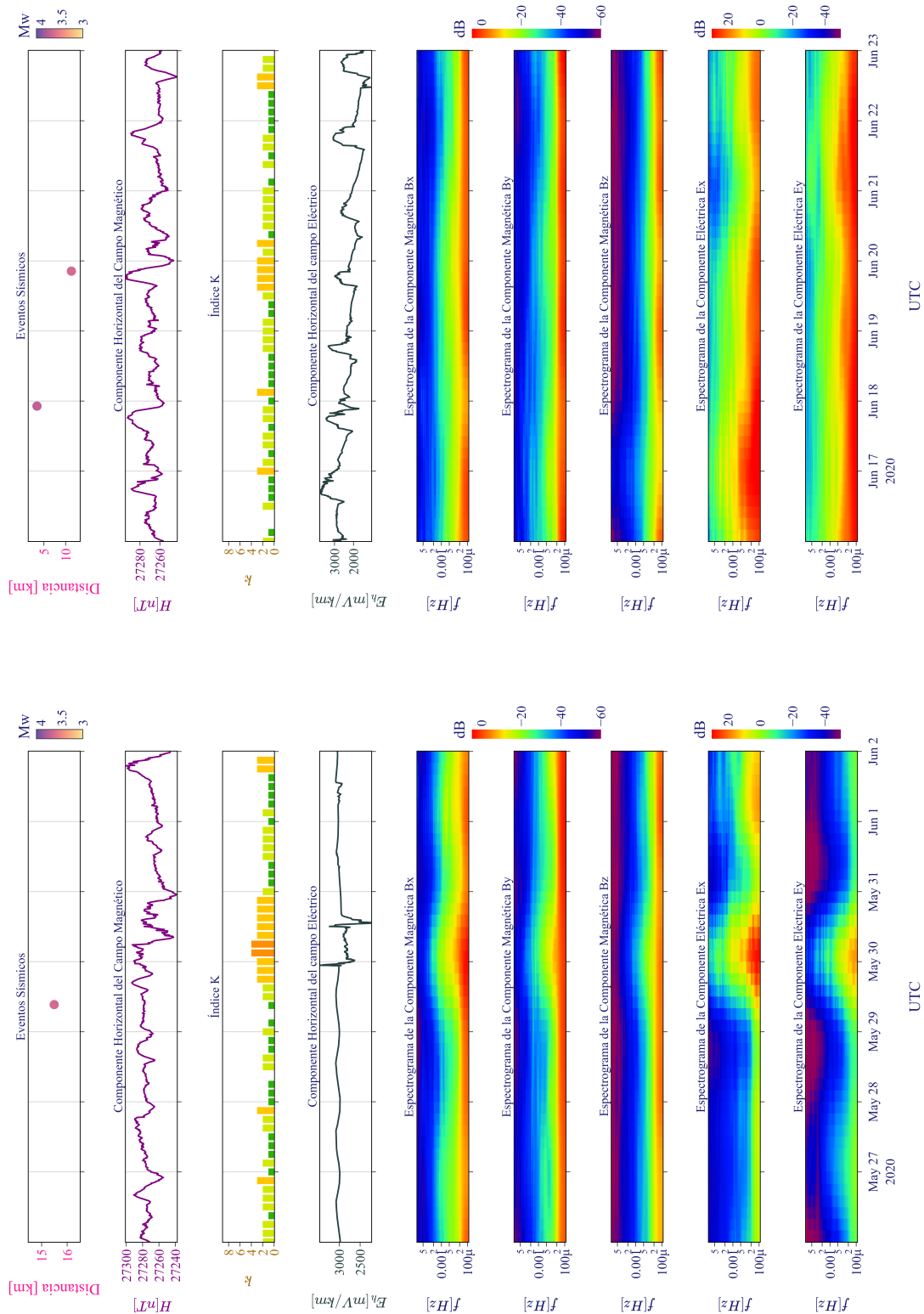


Figura 5.12: Perturbaciones geomagnéticas menores del periodo de estudio. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a las semanas 21 (derecha) y 24 (izquierda).

Perturbaciones menores ocurren (figuras 5.11 y 5.12) y modifican el contenido de energía de una forma similar a como lo hace una tormenta geomagnética, posiblemente asociadas a subtormentas polares. La primera tormenta, registrada en los primeros días de registro (semana 7), enmascara señales generadas por el movimiento magnético del fin del enjambre de 2020. La siguiente ocurre en la semana 15, con tres valores K4. Luego, a finales de mayo (semana 21), sucede una perturbación con la suficiente energía para modificar de forma abrupta las componentes eléctricas. En la semana 24 se generó una serie de valores K los cuales parecen no verse reflejados de manera significativa en el contenido de energía en ambos campos.

Los rasgos RR1 y RR2 (figs. 5.13 y 5.14) muestran incrementos en el nivel del contenido de potencia en las bajas frecuencias. Incremento que se mantuvo constante en el desarrollo del rasgo. Mientras que en las altas frecuencias el aumento de nivel se refleja en forma de rizaduras con período de aproximadamente dos días. El aumento de nivel de ambos rasgos empieza y termina de forma rápida. El RR3 exhibe un comportamiento variable en las bajas frecuencias; el aumento de nivel es comparable con los dos rasgos anteriores, pero este se ve contaminado por el ruido generado por la precipitación. En este mismo período, la componente E_x muestra un aumento de nivel en PSD en todas las frecuencias, con la característica de que hasta las altas frecuencias se tiene el nivel de las bajas frecuencias. Este aumento empieza y disminuye de forma gradual, cuyo fin no se observa claramente.

En cuanto a los rasgos RA1 y RA2, las componentes verticales reducen el nivel de PSD en las bajas frecuencias, mientras que en las altas frecuencias no se observa un cambio significativo. El rasgo RA2 se manifiesta como una perturbación geomagnética menor.

El rasgo RI inició con disminución del contenido de potencia en todas las frecuencias de la componente E_x , y en frecuencias medias y altas de la componente E_y . Este cambio de tendencia ocurrió primero en la componente E_y y se dio de manera abrupta. Posterior a esto, el nivel del PSD aumentó en todas las frecuencias de ambas componentes, especialmente en la componente E_x . A finales de agosto, la componente E_y mostró una disminución similar a la del inicio, lo que sugiere otro cambio de dirección, potencialmente asociado al origen de este mismo rasgo.

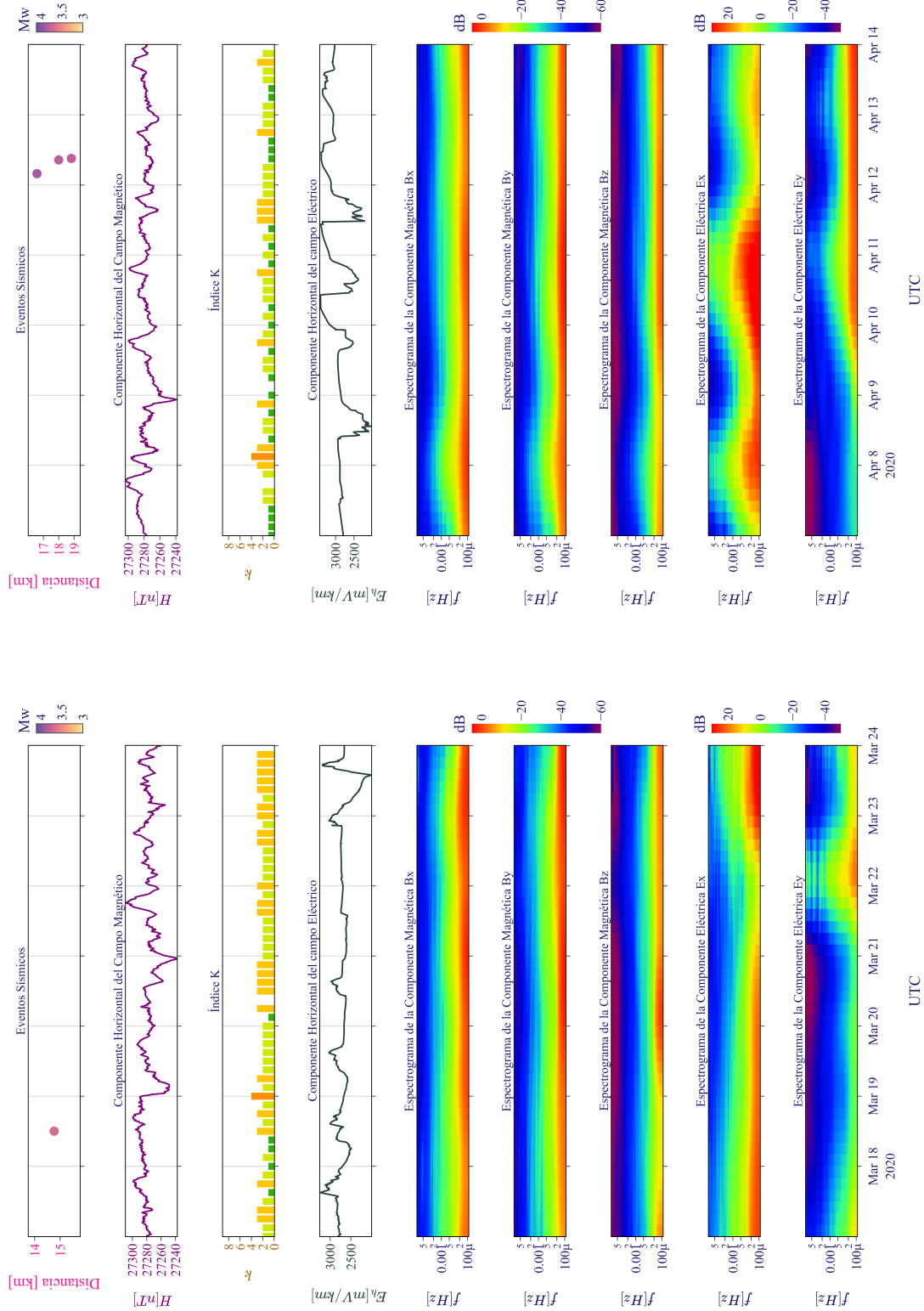


Figura 5.13: Contenido de potencia de los rasgos RR y RA. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a los rasgos RA1 (semana 11 izquierda) y rasgo RR1 (semana 14 derecha)

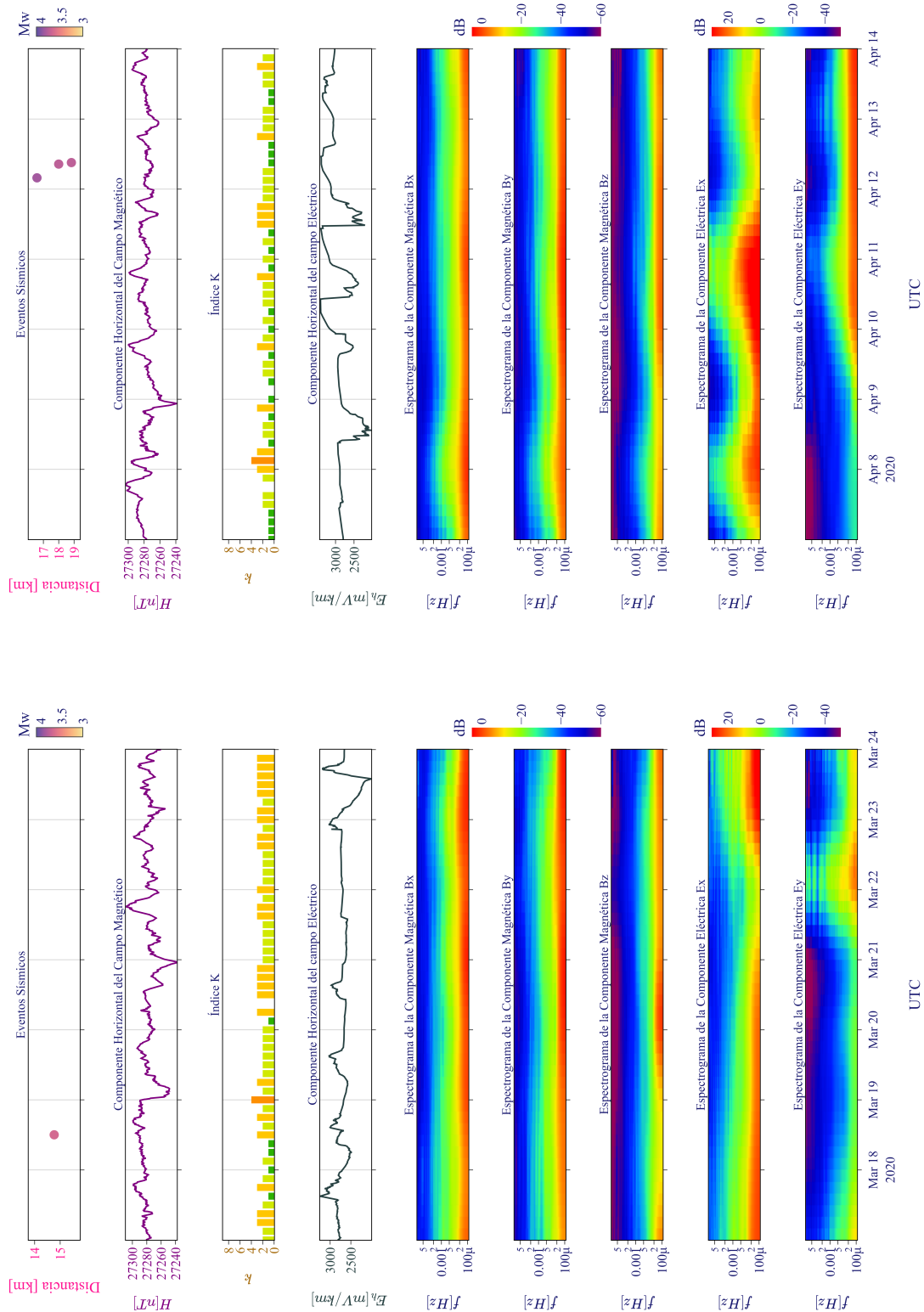


Figura 5.14: Contenido de potencia de los rasgos RR y RA. Mismos gráficos de la figura 5.8, con acercamientos a los rasgos rasgo RR2 (semana 18 izquierda) y rasgos RR3 y RA2 (semana 22 derecha).

5.4. Sondeos Magnetotelúrico y Magnetovariacional

28 sondeos magnetotelúricos y 28 sondeos magnetovariacionales se realizaron a partir de los datos de TAN. Cuatro componentes del tensor de impedancia geoelectrica y dos componentes del tipper se obtuvieron con el software LEMIGRAPH para cada semana del periodo de estudio.

Impedancia Geoelectrica

Cada componente del tensor Z está dada por resistividad $[[\rho_{a_{xx}}, \rho_{a_{xy}}], [\rho_{a_{yx}}, \rho_{a_{yy}}]]$ y fase aparente $[[\phi_{xx}, \phi_{xy}], [\phi_{yx}, \phi_{yy}]]$. En la figura 5.15 se muestran las 4 componentes del tensor de impedancia generadas por semana.

Las primeras semanas muestran un comportamiento similar entre componentes del tensor de impedancia. Las resistividades aparentes, tanto diagonales como anti-diagonales, muestran un corrimiento estático. En periodos cortos, las resistividades aparentes se mantienen constantes, luego aumentan de magnitud. Las fases de las componentes anti-diagonales muestran una separación de 180° (signo contrario) desde 252 [s] hasta los 1,000 [s]; después, el comportamiento de ϕ_{xy} y ϕ_{yx} es variable entre cada semana. Las fases de la diagonal principal son diferentes entre sí en todos los periodos debido a que ϕ_{yy} no muestra una tendencia visible y los cambios semanales son distintos.

A primera vista, todas las componentes sufren de un cambio que aumenta el valor de resistividad y distorsiona la forma de las fases. Esto se da en la segunda mitad del periodo de estudio, al tratarse del cambio más notorio observado en $\rho_{a_{yy}}$, donde la resistividad aumenta en 4 órdenes de magnitud, en promedio, para todos los periodos. El resto de componentes cambia en 2 órdenes de magnitud y aparentemente el corrimiento estático es disminuido. En la figura 5.16 se muestran los tensores que muestran el comportamiento previo (semana 12) y posterior (semana 28) al efecto descrito. La semana 12 no considera alguno de los rasgos que modifican las señales magnéticas y eléctricas.

En la semana 12 (24 al 31 de marzo) las curvas de resistividad aparente muestran incertidumbres bajas (barras verticales), con resistividades bajas ($[[10, 50-100], [6, 0.1]]$) en periodos cortos que se mantienen constantes hasta 5,000 [s], donde la resistividad aumenta rápidamente. La fase de la impedancia presenta una alta incertidumbre para las componentes diagonales y una forma más definida en las componentes anti-diagonales. En cambio, la semana 28 (14 al 21 de julio) se muestra con mayores incertidumbres, la resistividad aumenta rápidamente conforme aumenta el período y la fase exhibe un comportamiento menos definido.

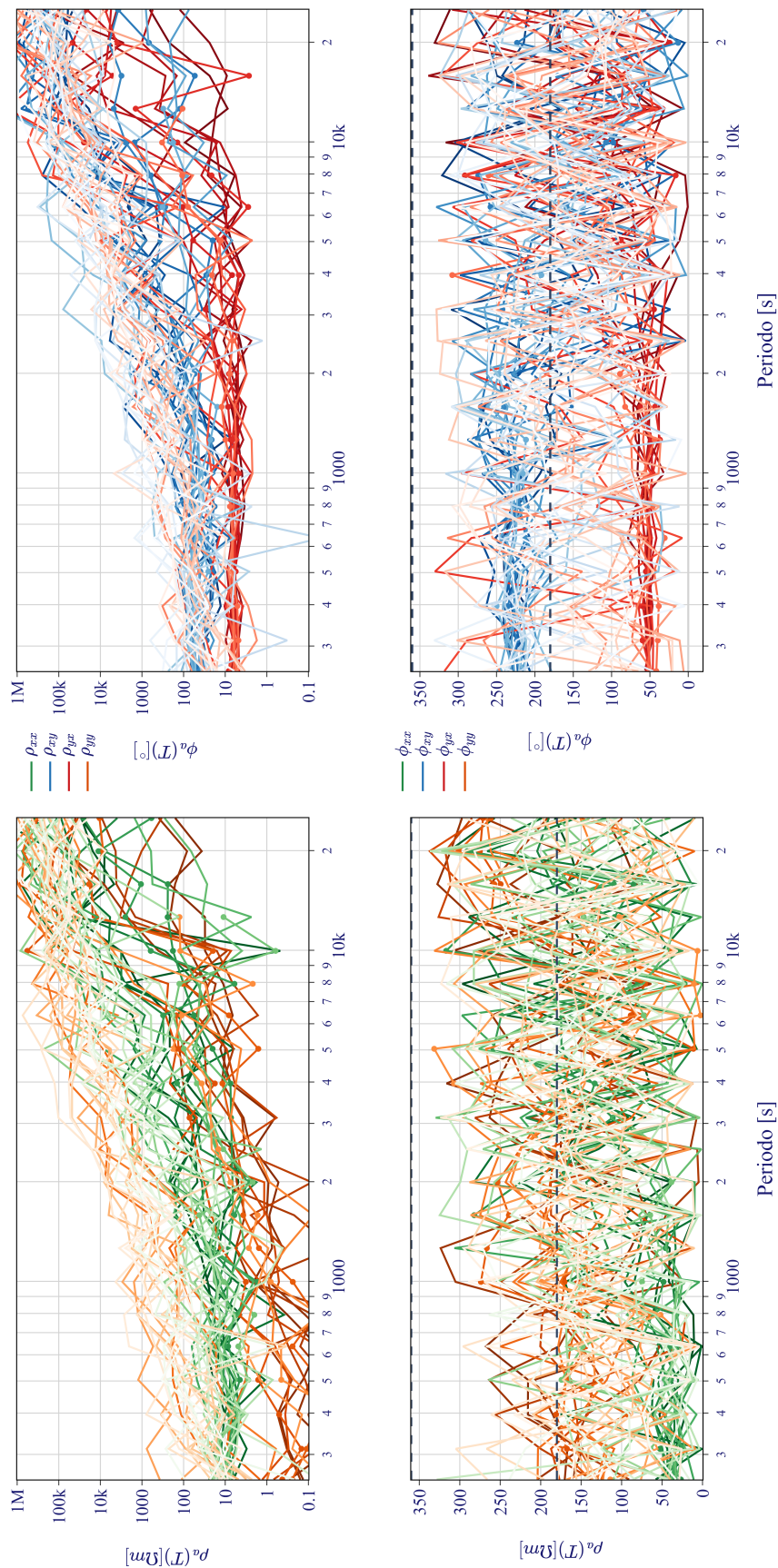


Figura 5.15: Tensores de resistividad aparente (superior) y fase (inferior) generados por semana. Se muestran las componentes diagonales a la izquierda y las anti-diagonales a la derecha. El gradiente de color de las curvas va de colores fuertes, para las primeras semanas, a colores claros, para las últimas semanas. Se omitieron las incertidumbres para una mejor visualización.

Este cambio en la forma e incertidumbre de las curvas empieza en la semana 23 (9 al 16 de junio) y se mantiene hasta el final del periodo de estudio, sugiere que el rasgo RN influyó sobre este periodo de estudio. Como se muestra en ambas figuras, a los datos se les realizó un suavizamiento mediante un polinomio de quinto grado para disminuir la variación de valores entre cada período (curvas con línea punteada).

En la figura 5.18 se muestra la evolución temporal de las 4 componentes suavizadas del tensor de impedancia. Las cuatro resistividades aparentes muestran cambios similares a lo largo del tiempo, y se observa, de manera general, un aumento en ρ_a conforme aumenta el período de investigación. Un rasgo sobresale notablemente, ocurre en el mismo período que el rasgo RR2 y genera una disminución de ρ_a en los cuatro componentes, de modo que da resistividades bajas hasta los casi 7,000 [s]. El rasgo RR1 se refleja, también, como una disminución en ρ_a , en los periodos largos. El rasgo RR3, por el contrario, genera un aumento de ρ_a que afecta periodos intermedios y largos. Antes y después de cada rasgo sucede un aumento de magnitud de ρ_a en periodos cortos. La fase no se muestra influenciada por los rasgos RR de manera significativa, sin embargo, su comportamiento es más complejo y la similitud entre cada semana es muy variable. Un rasgo con características similares ocurre a finales del período de estudio, en las 3 primeras semanas de agosto, así que genera un aumento de la magnitud de ρ_a en periodos cortos para las 4 componentes, y a su vez, en periodos largos en $\rho_{a_{xx}}$ $\rho_{a_{yx}}$. Este último rasgo ocurre después del rasgo RI, y causa una asociación directa al origen de este rasgo.

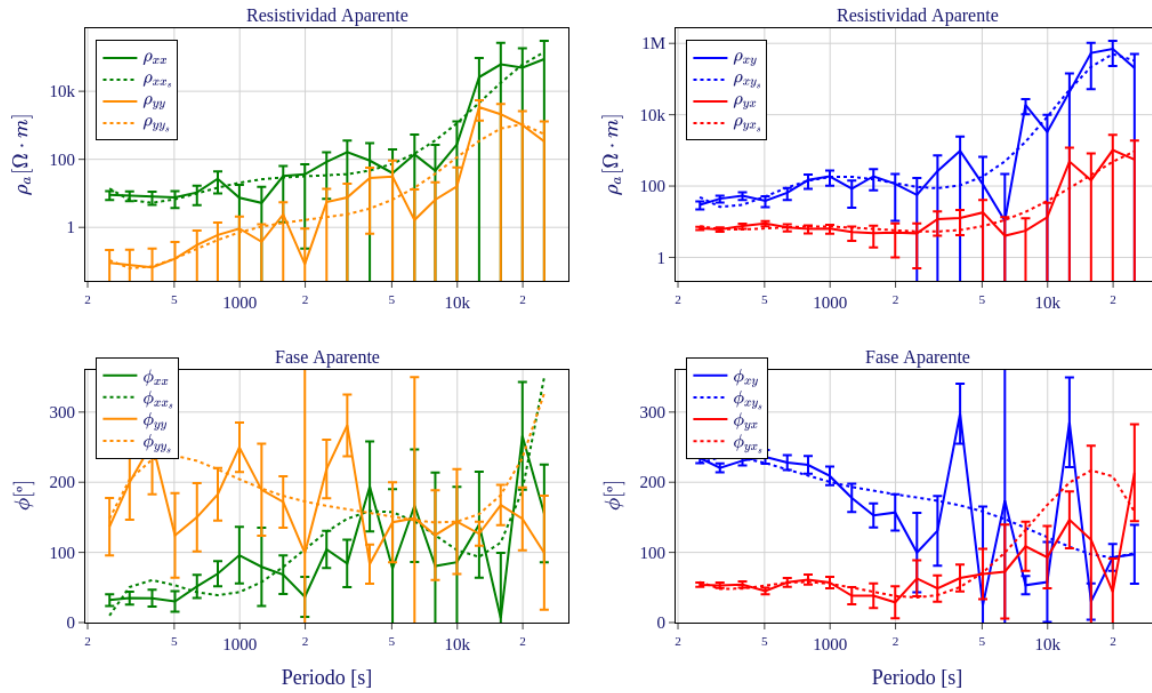
Las componentes de la diagonal principal ($\rho_{a_{xx}}$ y $\rho_{a_{yy}}$) son de amplitud distinta de cero y magnitud diferente. Por otro lado, las componentes anti-diagonales ($\rho_{a_{xy}}$ y $\rho_{a_{yx}}$) son de signo contrario, pero difieren por dos órdenes de magnitud en periodos cortos.

Debido a que todas las componentes son de magnitud distinta y la fase altamente variable, nos encontramos en un medio geoelectrico 3D muy complejo. La variación de magnitud entre las componentes cruzadas ($\rho_{a_{xy}}$ y $\rho_{a_{yx}}$) señala un corrimiento estático, generado por una distorsión galvánica, que afecta de la misma manera a las componentes de la diagonal principal en la primera mitad del periodo de estudio. Posterior al RR3 y el inicio del RN, tanto las componentes de la diagonal principal como los componentes anti-diagonales pierden el corrimiento estático y la fase se vuelve aún más variable.

Profundidad de Investigación

Con la finalidad de hacer más notorio el cambio de tendencia de la impedancia, se calculó la profundidad de investigación mínima (z_{min}) y máxima (z_{max}). Este cálculo se realiza mediante la ecuación 3.19 y la resistividad aparente promedio. La ρ_a promedio se

Semana 12



Semana 28

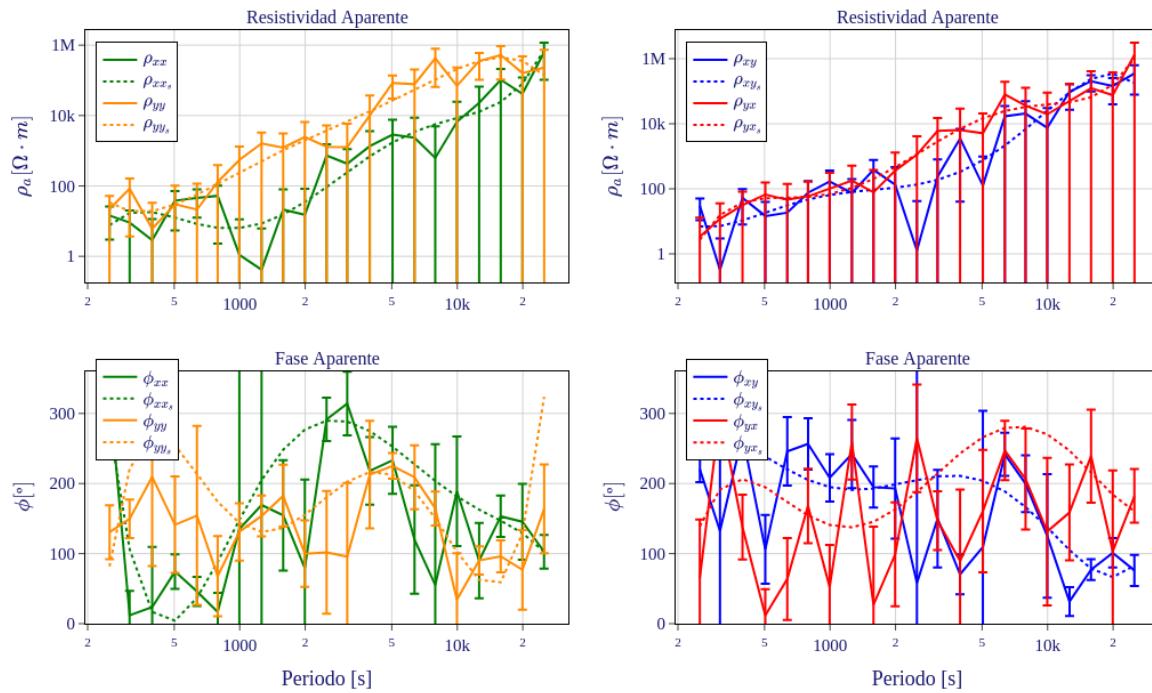


Figura 5.16: Ejemplo de los tensores de impedancia geoelectrica obtenidos. Se muestran las cuatro componentes de Z para las semanas 12 (cuatro paneles superiores) y 28 (cuatro paneles inferiores).

obtuvo con la componente de la anti-diagonal que mostrara el promedio más bajo (con el objetivo de simular un medio geoelectrico 1D sin distorsión), y se promediaron los valores obtenidos hasta 9959 [s], debido a las altas incertidumbres generadas. Como ejemplo de las profundidades de investigación se usan las curvas suavizadas de las semanas 12 y 28. Los resultados se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 5.1: Profundidad de investigación mínima y máxima para las semanas 12 y 28.

Semana	$\min(\rho_{a_{ij}})$	$\overline{\rho_a}[\Omega m]$	$\min(T)[s]$	$z_{min}[km]$	$\max(T)[s]$	$z_{max}[km]$
12	YX	7.5	252	21.7	9959	136
28	XY	8090	252	713	9959	5345

La diferencia de dos órdenes de magnitud de ρ_a se ve reflejada, del mismo modo, en la profundidad de investigación. La semana 12 señala la investigación desde 21.7 [km], aproximadamente el reservorio magmático de la corteza, hasta los 136 [km], manto superior. En contraste, los resultados de la semana 28 exhiben un comportamiento no físico dada la resolución limitada del método: el modelo predice una profundidad de investigación desde el límite entre el manto interno y externo (660 km) hasta el límite del núcleo interno y externo (5150 km). Este modelo surge de artefactos provenientes de la baja calidad de los datos.

Función de Transferencia Geomagnética

El tipper obtenido es dado en forma polar, en la gráfica 5.17 se muestran las componentes del tipper en magnitud y azimuth. A diferencia de Z, este tensor muestra variaciones mucho menores, de manera que las incertidumbres asociadas a cada período son bajas. Las magnitudes son similares entre T_x y T_y , con aumentos de valor de periodos cortos a largos, y las fases difieren en aproximadamente 100 [°], en periodos cortos. En el rango de 2,000 a 10,000 [s], se observa una variación significativa, con una disminución en la magnitud de T_y y la eliminación de la diferencia de azimuth entre T_x y T_y en periodos largos.

En la figura 5.19 se muestra la evolución temporal de las flechas de inducción generadas a partir del tipper. Los cuatro paneles superiores son la magnitud y ángulo de las flechas real (paneles izquierdos) e imaginaria (paneles derechos). En comparación con la impedancia geoelectrica, los cambios temporales son más sutiles y los valores se mantienen similares durante todo el período de estudio. El panel inferior muestra la representación gráfica de las flechas de inducción. La magnitud de la flecha real varía de 0.1 en periodos cortos e intermedios a 0.2-0.3 en periodos largos, y cambia de dirección del NE al W, en periodos intermedios, y luego al SW en periodos largos. La flecha imaginaria presenta magnitudes

mayores: 0.2 en periodos cortos, 0.4 en intermedios y hasta 0.8 en periodos largos, con un cambio progresivo de dirección SE a dirección NE.

Ambas flechas alcanzan su máxima magnitud alrededor de 10,000 [s]. A partir de este período, su comportamiento se vuelve errático, pero mantienen la dirección de máximo valor. Los rasgos RR no se reflejan en T, ya que estos rasgos afectan principalmente la señal eléctrica.

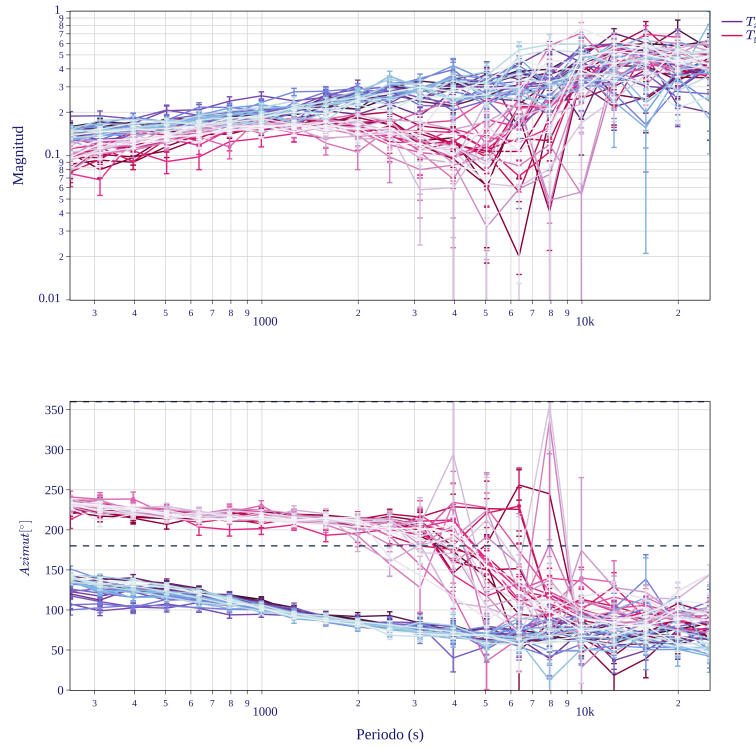


Figura 5.17: Tipper generados por semana. Se muestran la magnitud (superior) y azimut (inferior) de T_x y T_y . El gradiente de color de las curvas va de colores fuertes, para las primeras semanas, a colores claros, para las últimas semanas

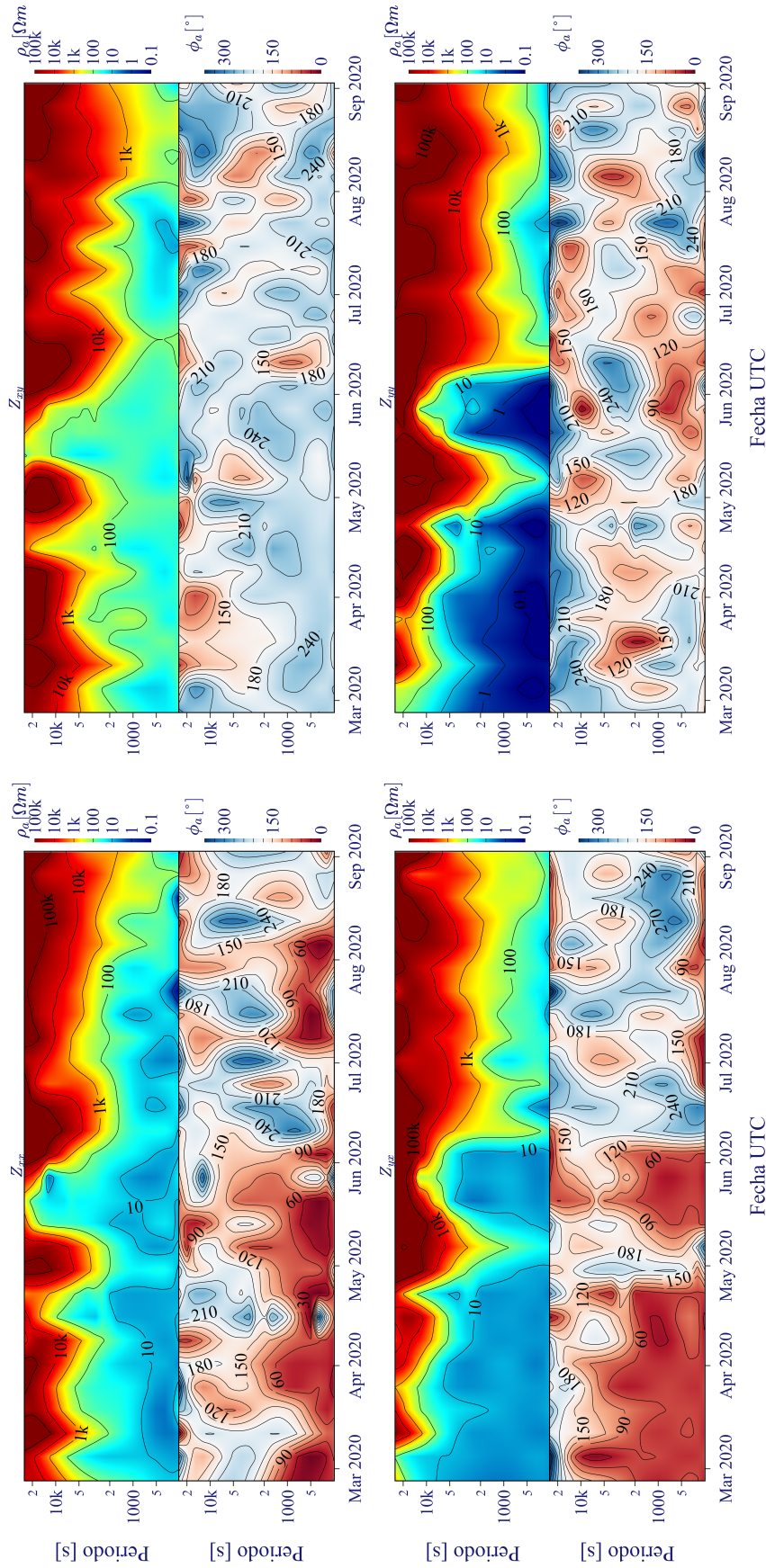


Figura 5.18: Evolución temporal del tensor de impedancia geoelectrica Z . Por cada componente del tensor se muestran la resistividad y fase aparentes.

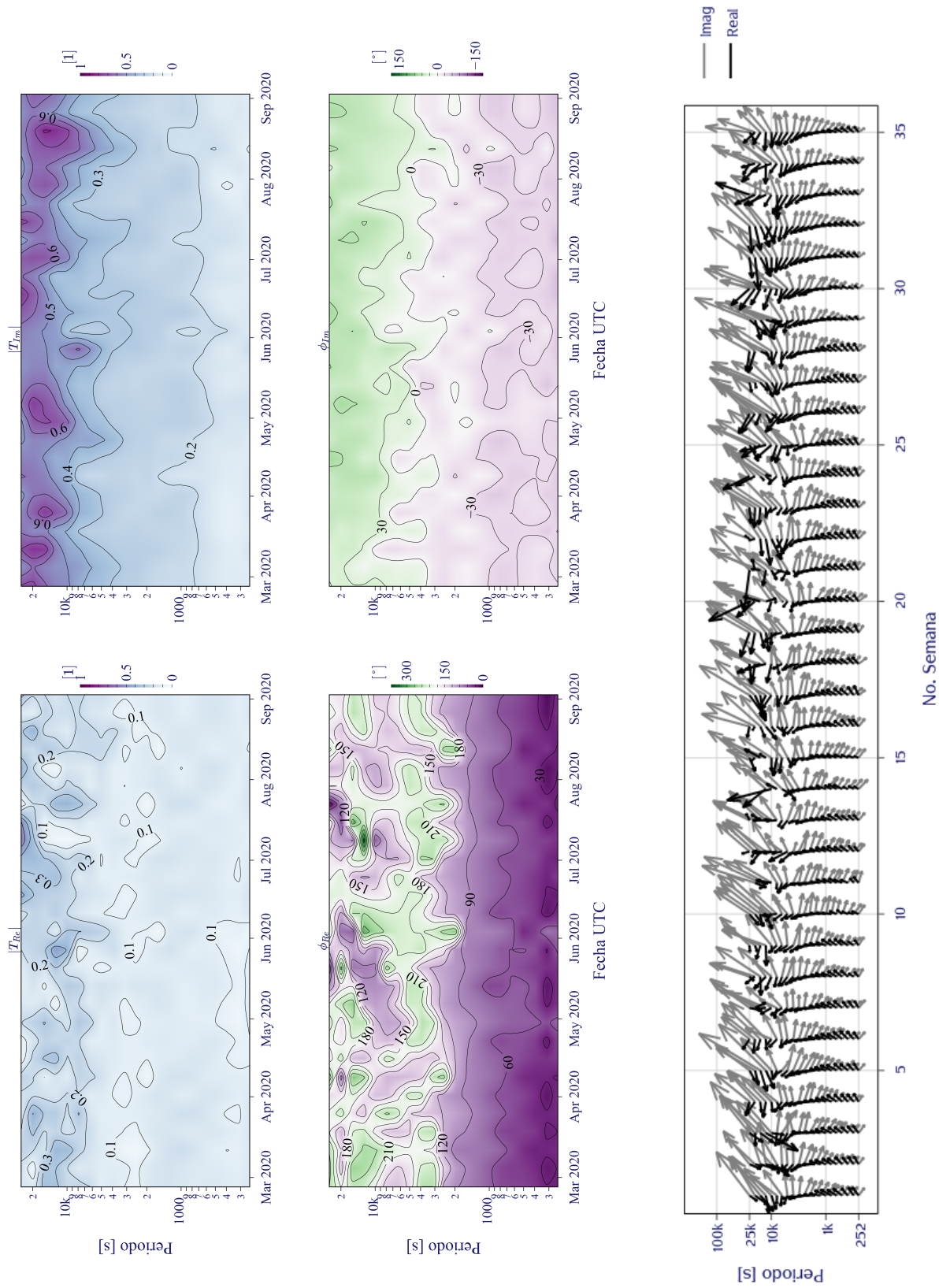


Figura 5.19: Evolución temporal de la función de transferencia geomagnética T . Los cuatro paneles superiores muestran su representación mediante las componentes real e imaginario en forma polar. El azimut de la flecha real se muestra entre $[-180, 180]^\circ$ para una mejor visualización. El panel inferior muestra la representación mediante flechas de inducción. Las flechas en negro son las flechas reales y las flechas en gris son las flechas imaginarias.

5.5. Análisis y Discusión de Resultados

Mediante los análisis realizados, se explorarán las posibles asociaciones entre los rasgos observados en las señales eléctricas/magnéticas y efectos de origen volcánico.

La primera semana, en la cual ocurre el fin del enjambre de 2020, 30 eventos sísmicos (de origen magmático [Legrand *et al.*, 2023]) se muestran en la figura 5.11 (superior izquierda) con distancias menores a 25 [km] respecto a TAN y distribuidos debajo del VT. Estos eventos no muestran cambios significativos en las series de tiempo ni en los espectrogramas. La componente horizontal del campo magnético H se muestra con perturbaciones solares ($k \geq 3$), la cual enmascara señales procedentes de los sismos. El resto de los eventos sísmicos (de origen tectónico [Perton *et al.*, 2024; Caballero-Jiménez *et al.*, 2024]) distribuidos al norte del VT no presentan características temporales ni componentes espectrales que muestren la presencia de efectos magnéticos producidos por la ocurrencia de sismos.

El periodograma de Welch mostró limitaciones en la detección de componentes espectrales atribuibles a efectos sísmicos en las componentes eléctricas y magnéticas. Debido al número de muestras y a la cantidad de segmentos utilizados para la generación de los periodogramas, las posibles señales relacionadas a sismos se vieron mermadas al realizar el promedio de los segmentos, y no ser significativas en los espectrogramas. Esta elección metodológica señala la necesidad de series de tiempo a mayor tasa de muestreo y ventanas de tiempo menores para la obtención de periodogramas. De esta forma, mayor cantidad de muestras presentan menos incertidumbre, y menores ventanas temporales disminuyen el efecto de enmascaramiento por el promediado de segmentos [Maple Jr., 2019].

El rasgo RI desconcierta, pues el cambio de dirección en las corrientes telúricas es un fenómeno no registrado y con poco sentido físico. M. J. Comeau *et al.* (2024) advierte que la estabilidad de los electrodos (sin solución electrolítica con arcilla) con el paso del tiempo se degrada y ocasiona una deriva de 1-2 [mV/mes], la cual se mantiene hasta 1.5 años. En este estudio se evidencian inestabilidades en forma de picos, cajones y saltos espontáneos en el potencial debidos a procesos electroquímicos, además de derivas y desfases relacionados a cambios en la composición del medio al modificar la humedad y salinidad, como lo puede ser la filtración de agua después de un periodo de lluvia. Además, las fluctuaciones de temperatura diurnas producto del poco enterramiento de los electrodos son un factor importante en las lecturas. Petiau y Dupis (1980) señala que electrodos similares a los utilizados tienen un gradiente térmico de -450 a -400 [$\mu V/$] en condiciones de enterramiento óptimas y de 700 a 900 [$\mu V/$] en condiciones desfavorables [Petiau, 2000]. Considerando los 40 [m] de separación de los dipolos, se tendría un gradiente equivalente de 17.5 a 22.5 [mV/km/].

Así, el rasgo RI, RN y finalmente el rasgo RM, tienen como origen la instalación desfavorable de los electrodos. El rasgo RN refleja los cambios de potencial por la filtración de agua superficial. El rasgo RI delata la deriva del potencial de ambos dipolos, posiblemente como consecuencia de la inestabilidad de la sal del electrodo y el no usar arcilla como estabilizador. Por último, el rasgo RM termina por acrecentar estas inestabilidades, lo que se muestra como las grandes diferencias de magnitud y saltos registrados. Teniendo esto en cuenta y retomando la figura 5.5, se puede entender que el rasgo RR3 sea posiblemente el inicio de la deriva del dipolo E_x , y semanas posteriores, el dipolo E_y también presente una deriva, la cual está bien marcada con el rasgo RI.

Como se observa en la figura 5.8, las componentes magnéticas horizontales muestran una disminución en el contenido espectral de potencia (PSD) en periodos intermedios durante los rasgos RR1 y RR2. La primera disminución ocurre antes del inicio de RR1 y no hay actividad solar ($k < 2$). El tipper se ve afectado ligeramente durante estos rasgos en periodos cortos, con una disminución en la magnitud y fase, especialmente el rasgo RR2 a inicios de mayo. El rasgo RR3, en el cual se presenta la mayor variación del campo eléctrico, no induce campo magnético, lo que se refleja en los tipper; sus componentes no se modifican por la existencia de este rasgo.

Dado que los rasgos RR persisten durante varios días o incluso semanas, su asociación con efectos electrocinéticos resulta improbable, ya que estos últimos suelen manifestarse en escalas temporales más cortas. Variaciones diurnas del orden de miles de milivoltios por kilómetro no han sido reportadas, por lo que el origen de estas señales es incierto. Su origen puede ser un efecto eléctrico natural, el cual modifica la conductividad del subsuelo o genera corrientes diurnas que surgen de manera abrupta, lo que ocasiona variaciones de gran amplitud, las cuales disminuyen gradualmente, sin modificar propiedades magnéticas de manera significativa.

Respecto a los rasgos que modifican las señales magnéticas, sus efectos en el contenido de potencia, la resistividad aparente y el tipper son menores. El rasgo RA1 no fue registrado por TEO, pues la componente $B_{Z_{TEO}}$ no muestra la alteración en forma de 'v'. Este rasgo no tiene efecto notorio en la impedancia geoelectrica, debido a que modifica únicamente a la componente vertical del campo magnético. El rasgo RA2 induce un cambio de tendencia en $B_{Y_{TAN}}$, acompañado de una disminución en el PSD en bajas frecuencias en $B_{Z_{TAN}}$, mientras que $B_{X_{TAN}}$ permanece inalterado. En el inicio de RA2 ocurre una perturbación geomagnética que se superpone a este efecto. Al comparar con los datos de TEO (figura 5.4), las componentes X y Z del campo magnético muestran las características morfológicas de la perturbación registrada. Sin embargo, la componente Y en TAN no solo muestra la perturbación geomagnética, también el cambio de tendencia mencionado. Así,

ambos efectos tienen origen en el subsuelo bajo TAN. La resistividad aparente aumenta en periodos menores a 1,000 [s] durante la semana del rasgo RA2 en $\rho_{a_{yx}}$ y $\rho_{a_{yy}}$.

Estos rasgos no modifican la señal eléctrica y la forma en que suceden podría sugerir la existencia de efectos piezomagnéticos. Sin embargo, la ausencia de sismos en los instantes posteriores a la ocurrencia de los rasgos indica lo contrario. Al no tener el registro de los sismos menores a 3.0 [Mc] que confirmen o descarten el origen sísmico de los rasgos, su origen permanece incierto. Efectos termomagnéticos no se ajustan con los rasgos observados, su amplitud es mayor y su período es menor a los registrados por otros autores [Dzurisin *et al.*, 1990; Johnston, 2007c].

Los cambios observados en la impedancia geoelectrica señalan un medio geoelectrico 3D con distorsiones causadas por la topografía y geología de la región de estudio. Considerando esto, los resultados de la tabla 5.1 carecen de fundamento físico, por lo que solo serán mencionados los periodos de investigación. Previo a RN, la resistividad aparente exhibe una tendencia constante en periodos cortos e intermedios ($T < 2,000$ [s]), lo que sugiere una capa geoelectrica conductiva homogénea y de gran espesor sin variaciones significativas. De acuerdo a los resultados encontrados por Kurtz *et al.* (1986) (MT-2D), M. Meqbel *et al.* (2014) y M. Comeau (2015) (MT-3D), por mencionar algunos, es posible la existencia de capas geoelectricas homogéneas de grandes espesores. En periodos largos, la resistividad aparente aumenta en varios órdenes de magnitud. Este aumento hallado en la resistividad aparente es un resultado incorrecto, pues el manto, al ser un material conductor [Mackie *et al.*, 1988, Chave y D. Jones, 2012], generaría la disminución de resistividad en periodos largos, contrario al resultado hallado.

De acuerdo a los resultados de la semana 12, la investigación llega al manto superior con un aumento de resistividad aparente y una incertidumbre demasiado alta, correspondiente a periodos largos ($T > 5,000$ [s]). En la semana 28 se obtuvieron profundidades de investigación con resistividades elevadas con grandes incertidumbres (en ocasiones mayores a 100 %) como consecuencia de las modificaciones de las señales eléctricas. El aumento en las incertidumbres conforme aumenta el periodo es una característica del método. Sin embargo, los resultados de las semanas posteriores a la RN sugieren que estos rasgos juegan un papel importante en el nivel de incertidumbre. En conjunto con el análisis del PSD, se evidencia que el rasgo RN es causa del aumento de resistividad aparente, dado que modifica todos los periodos de investigación, lo que crea una baja relación señal-ruido que limita la confiabilidad de los resultados.

Estas altas incertidumbres, además de atribuirse a los rasgos RN y RI, son un resultado inherente en el procesamiento de los datos magnetotelúricos. Específicamente, al utilizar el algoritmo robusto en conjunto con el pre-blanqueamiento espectral, para obtener la impedancia geoelectrica, se amplifican los errores típicos de una baja relación señal-ruido [Chave y D. Jones, 2012]. Dado que las señales del rasgo RN contienen un nivel de ruido significativo, procesarlas con otras herramientas matemáticas resulta inefectivo, pues el ruido no puede ser separado sin pérdida de información. Las incertidumbres en periodos cortos pueden disminuirse al aumentar la tasa de muestreo, dado que el estimador robusto M, que utiliza el software LEMIGRAPH [Centro Lviv, 2015], utiliza ventanas de investigación para producir valores en cada frecuencia de investigación, de una forma análoga al periodograma de Welch.

El magnetómetro fue robusto ante cambios térmicos diurnos, las incertidumbres del tipper fueron bajas en periodos largos ($T > 5,000$ [s], comparadas con las obtenidas en la impedancia geoelectrica), lo que se reflejó en una mejor confiabilidad para interpretar las flechas de inducción obtenidas. Las flechas imaginarias pasan de ser oblicuas a ser de direcciones contrarias de periodos cortos a periodos largos, reforzando la hipótesis del medio geoelectrico 3D bajo el reservorio magmático del volcán Tancítaro. Por su parte, las flechas reales indican una anomalía alrededor de los 10,000 [s], la cual genera incertidumbres elevadas apuntando al oeste, aparentemente hacia una zona del manto, la cual es más resistiva que la que se encuentra bajo el sondeo. La profundidad aparente, inferida a 136 [km], señala un contraste de conductividades con rumbo N-S .

Cabe enfatizar que las resistividades y profundidades reportadas son aparentes, y surgieron para evidenciar el efecto del rasgo RN sobre las impedancias geoelectricas obtenidas. Estos resultados no representan los valores verdaderos, pues para ello se requiere de inversiones que utilicen algoritmos de inversión que consideren la distorsión propia del medio geoelectrico 3D y la topografía de la zona. La inversión de las curvas de ρ_a 1D fue descartada debido a que los periodos de investigación fueron demasiado largos y los algoritmos de inversión son no resolutivos con estos datos [Chave y D. Jones, 2012, Berdichevsky y Dmitriev, 2002], pues se requiere de al menos 4 décadas de periodos de investigación [Simpson y Bahr, 2005], contrario a las 2 décadas que se obtuvieron. La limitación del alto intervalo de muestreo vuelve a surgir, y recalca la necesidad de señales con una frecuencia de muestreo de al menos 1 [s].

En tabla 5.2 se resumen los resultados discutidos con su posible origen y los efectos en resistividad aparente y en el tipper.

Tabla 5.2: Resumen de los resultados.

Rasgos	Componentes afectadas	Origen posible	Efecto en ρ_a	Efecto en T
RR	Eléctricas	Sin determinar	Disminución en periodos cortos y medios (RR1 y RR2). Aumento (RR3)	Sin efecto
RA	Magnéticas	Piezomagnético	Aumento en peridos cortos (RA2)	Ligera disminución de magnitud en periodos cortos
RN	Eléctricas	Instalación electródica desfavorable	Aumento en todos lo periodos	Sin efecto
RI	Eléctricas	Instalación electródica desfavorable	Aumento en todos lo periodos	Sin efecto
RM	Todas	Instalación electródica desfavorable (E) - modificación física (B)	No considerado	No considerado

Capítulo 6

Comentarios y Conclusiones

Este trabajo cumplió parcialmente su objetivo general al no poder correlacionar de manera concluyente la ocurrencia de eventos sísmicos con la generación de señales electromagnéticas, y sirve como una metodología para discernir el origen de estas señales al utilizar datos magnetotelúricos, sísmicos y meteorológicos. Alteraciones en el equipo, cambio de posición del magnetómetro e inestabilidades electroquímicas de los electrodos, afectaron la calidad de todos los datos al introducir rasgos que modificaron a las señales registradas, lo que se reflejó en una baja relación señal-ruido. Se logró mitigar el efecto de estas alteraciones mediante el uso de datos del Servicio Magnético de la UNAM y del Servicio Meteorológico Nacional, y se generó un primer procesado de este conjunto de datos, el cual puede ser útil en futuras investigaciones.

Datos del campo magnético registrado por el Observatorio Magnético de Teoloyucan y de precipitación mensual acumulada provenientes del SMN ayudaron a discernir el origen de las señales registradas por la estación magnetotelúrica. Con los datos de TEO se comprobó que los rasgos que modificaron el campo magnético tuvieron origen en el subsuelo bajo TAN. Por su parte, los datos del SMN sirvieron como indicador del periodo de lluvias y su relación con el incremento en el potencial eléctrico. En conjunto, se utilizaron para remover un tercio de los datos, los cuales modificaron de forma significativa el campo magnético y eléctrico, pues el magnetómetro tuvo una modificación física, y los electrodos sufrieron efectos acumulados relacionados a la falta de control ambiental de los electrodos. Este análisis cualitativo redujo a 200 días de datos útiles, de los cuales la mitad fueron afectados por ruido asociado al aumento de precipitación y a efectos de la instalación desfavorable de los electrodos .

El campo eléctrico exhibió, al menos, 4 periodos (RR1 - RR4) donde un evento impulsivo que generó grandes variaciones diurnas, las cuales progresivamente fueron disminuyendo. Estos efectos no guardan similitud con efectos electrocinéticos, ya que su duración es mucho mayor a la descrita. Mayor investigación es requerida para determinar el origen de estos

efectos en el campo eléctrico.

El campo magnético presentó al menos dos periodos de variación (RA1 y RA2) asociables a posibles efectos piezomagnéticos. Debido a que el SSN reportó sismos con magnitudes mayores a 3.0 [Mc], la asociación con todos los eventos sísmicos acontecidos fue limitada. La adición de eventos sísmicos menores a 3.0 [Mc] aportaría información complementaria para asociar los rasgos RA1 y RA2 con el efecto piezomagnético. Complementar el estudio con sismogramas para discernir cada evento sísmico, de acuerdo con el tipo de señal sísmica, generaría un esquema más completo de actividad volcánica y tectónica, y una mejor asociación a la modificación de los campos magnético y eléctrico.

La elección metodológica y el muestreo de los datos para llevar a cabo el análisis espectral fue deficiente, los parámetros utilizados condicionaron las frecuencias a investigar, lo que causó una disminución en el efecto de señales de alta frecuencia asociadas a señales sísmicas. Considerar el intervalo de muestreo original de las señales (1 [Hz]) y modificar los parámetros para obtener periodogramas de Welch cada 3 horas (un intervalo del índice K) con ventanas de media hora ($P = 6$, $N = 1800$) generaría un PSD con mayor resolución, mayores frecuencias de investigación y menor afectación a eventos de alta frecuencia.

Utilizando datos de la semana 12, la cual presenta poca influencia de los rasgos mencionados, se identificó una posible capa de gran espesor asociada a periodos cortos e intermedios ($252 < T [s] < 5,000$). Semanas posteriores muestran grandes incertidumbres asociadas a la instalación desfavorable de los electrodos, por lo que la impedancia geoelectrica obtenida en estas semanas no refleja las propiedades conductivas del subsuelo. Complementariamente, mediante el análisis del tipper se encontró una zona de menor conductividad (comparada con la zona bajo TAN) vinculada a 10,000 [s] de periodo de investigación, con dirección al oeste de la zona de estudio. La generación de un modelo geoelectrico a partir de los datos observados requiere de: sondeos extra alrededor de la zona de estudio y de algoritmos de inversión avanzados que realicen modelado e inversión 2D o 3D, al considerar un esquema de inversión con un tensor de distorsión.

Bibliografía

- [1] Andika Bayu Aji, Benoît Taisne y Lauriane Chardot. «Forecasting the onset of volcanic eruptions using the increase in seismicity during magma ascent». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 449 (2024), pág. 108053. ISSN: 0377-0273. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108053>.
- [2] R. Alvarez, M. Camacho y E. Rivera-Calderón. «Is Tancitaro Volcano the Location of The Next Eruption in The Tarascan Plateau?» En: *Journal of Earth & Environment Science* (2024). DOI: [10.47991/2835-7868/128](https://doi.org/10.47991/2835-7868/128).
- [3] R. A. Angiano-Rojas. *Introducción al Análisis de Fourier*. Facultad de Ingeniería, UNAM, 1996.
- [4] A. Araya-Vargas, O. Ritter y U. Weckmann. «Long-Period Magnetotelluric Monitoring of Deep Fluid Flow During Earthquakes and Slow Slip Events in the Subduction Megathrust of Northern Chile (19°–23°S)». En: *Geophysical Research: Solid Earth* (2025). DOI: <https://doi.org/10.1029/2025JB031383>.
- [5] M.N. Berdichevsky y V.I. Dmitriev. *Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems*. Series: Investigations in Geophysics, Volume 11, 2002.
- [6] H. M. Bibby, T. G. Caldwell y C. Brown. «Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics». En: *Geophysical Journal International* 163 (2005), págs. 915-930. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2005.02779.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02779.x).
- [7] F.X. Bostick y H.W. Smith. «Investigation of Large-Scale Inhomogeneities in the Earth by the Magnetotelluric Method». En: *Proceedings in the IRE* 50 (1962), págs. 2339-2346. DOI: [10.1109/JRPROC.1962.287961](https://doi.org/10.1109/JRPROC.1962.287961).
- [8] T. Boulesteix *et al.* «Modulation of Popocatepetl's activity by regional and worldwide earthquakes». En: *Bulletin of Volcanology* (2022). DOI: <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01584-2>.
- [9] G.V. Caballero-Jiménez *et al.* «The 2020 and 2021 Seismic Swarms in the Tancitaro-Parícutín Area (Uruapan-Michoacán, México) Evidence Magma Intrusion in an Area with High Density of Monogenetic Cones». En: *Geofísica Internacional* 63 (2024), págs. 913-927. DOI: [10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.2.1759](https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.2.1759).

- [10] Í Çaglar y C Eryldz. «Monitoring of the Telluric Currents Originated by Solar Related Atmospheric Events in Northwestern Turkey». En: *ASP Conference Serie* 205 (2000), págs. 208-215.
- [11] L Cagniard. «Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting». En: *Geophysics* 18 (1953), págs. 605-635.
- [12] T Cantwell. «Detection and Analysis of Low Frequency Magnetotelluric Signals». Tesis doct. Massachusetts Institute of Technology, 1960.
- [13] Instituto de Búsqueda Espacial Centro Lviv. *Instrumento Magnetotelúrico de Periodo Largo LEMI-417M*.
- [14] Instituto de Búsqueda Espacial Centro Lviv. *MT data processing program: LEMIGRAPH*. Ver. 2015. 2015.
- [15] D.A. Chave y D.G. Jones. «Earth's electromagnetic environment». En: *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge University Press, 2012, págs. 50-544.
- [16] M. Comeau. «Electrical Resistivity Structure of the Altiplano-Puna Magma Body and Volcan Uturuncu from Magnetotelluric Data». Tesis doct. University of Alberta, sep. de 2015. DOI: [10.13140/RG.2.2.10150.32329](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10150.32329).
- [17] Matthew J. Comeau, Stefan Ueding y Michael Becken. «Long-Term Stability, Noise, and Temperature Sensitivity of Modular Porous-Pot Electrodes Designed for Geophysical and Geotechnical Applications, and Details of Their Construction». En: *Earth and Space Science* 11.2 (2024). DOI: <https://doi.org/10.1029/2023EA003327>.
- [18] CONAGUA. «Reporte anual 2020». En: *Reporte del Clima en México* (2021).
- [19] Catherine Constable y Steven Constable. «A grand spectrum of the geomagnetic field». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 344 (2023), pág. 107090. ISSN: 0031-9201. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2023.107090>.
- [20] S. Cruz-Reyna y G. A. Reyes-Dávila. «A model to describe precursory material-failure phenomena: Applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico». En: *Bulletin of Volcanology* 63 (2001), págs. 297-308. ISSN: 02588900. DOI: [10.1007/s004450100152](https://doi.org/10.1007/s004450100152).
- [21] D Dzurisin, R.P. Denlinger y J.G. Rosenbaum. «Cooling rate and thermal structure determined from progressive magnetization of the dacite dome at Mount St. Helens, Washington». En: *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (1990), págs. 2763-2780.

- [22] G. R. Foulger *et al.* «Three-dimensional crustal structure of Long Valley caldera, California, and evidence for the migration of CO₂ under Mammoth Mountain». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.B3 (2003). DOI: <https://doi.org/10.1029/2000JB000041>.
- [23] Inc GEM Systems. *GEM GSM-19 v7.0 Instruction Manual*. 2008.
- [24] D.A Gómez-Calderón, D. C Soria-Caballero y P Corona-Chávez. «Tectónica y Simicidad en la Región Volcánica Parícutin-Tancítaro, Michoacán, México». En: *Ciencia Nicolaita* 82 (2021), págs. 25-37. DOI: <https://doi.org/10.35830/cn.vi82.556>.
- [25] D. J. Griffiths. *Introduction to Electrodynamics*. 4.^a ed. Pearson, 2013.
- [26] E Guevara-Ortíz *et al.* *Instrumentación y Monitoreo del volcán Popocatepetl*. Inf. téc. Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2003.
- [27] N. Haaf y E. Schill. «Processing of magnetotelluric data for monitoring changes in electric resistivity during drilling operation». En: *Geothermal Reservoir Engineering* (2019).
- [28] T. Hasenaka e I. S. E. Carmichael. «A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán - Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico». En: *Geofísica Internacional* 24.4 (1985), págs. 577-607. DOI: [10.22201/igeof.00167169p.1985.24.4.2179](https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1985.24.4.2179).
- [29] T. Ishido. «Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes». En: *Geophysical Research Letters* (2004). DOI: [10.1029/2004GL020964](https://doi.org/10.1029/2004GL020964).
- [30] J Jankowski y C Sucksdorff. *Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice*. International Association of Geomagnetism y Aeronomy, 1996.
- [31] C.A. Johnson y C.G.A Harrison. «Neotectonics in central Mexico». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64 (1990), págs. 187-210.
- [32] M. J. S. Johnston. «Induction Arrows». En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht, 2007. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_145.
- [33] M. J. S. Johnston. «Transfer Functions». En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht, 2007. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_306.
- [34] M. J. S. Johnston. «Volcano-Electromagnetic Effects». En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht, 2007. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_315.

- [35] Alan G. Jones. «Three-dimensional galvanic distortion of three-dimensional regional conductivity structures: Comment on “Three-dimensional joint inversion for magnetotelluric resistivity and static shift distributions in complex media” by Yutaka Sasaki and Max A. Meju». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116.B12 (2011). DOI: <https://doi.org/10.1029/2011JB008665>.
- [36] T.L Karpin y C.H Thurner. «The Relationship Between Earthquake Swarms and Magma Transport: Kilauea Volcano, Hawaii». En: *Pageoph* 125 (1987), págs. 971-991.
- [37] J.A. Käüfl, Grayver.A.V. y A.V. Kuvshinov. «Topographic distortions of magnetotelluric transfer functions: a high-resolution 3-D modelling study using real elevation». En: *Geophysical Journal International* 215 (2018), págs. 1943-1961.
- [38] G. Keller y F Frischknecht. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon, 1966.
- [39] M.C Kelley y R.H Holzworth. *The Earth's Electric Field*. Elviesier, 2014.
- [40] R. D. Kurtz, J. M. DeLaurier y J. C. Gupta. «A magnetotelluric sounding across Vancouver Island detects the sub- ducting Juan de Fuca plate.» En: *Nature* 321 (1986), págs. 596-599. DOI: <https://doi.org/10.1038/321596a0>.
- [41] R Lanza y A Meloni. *The Earth's Magnetism*. Springer, 2006.
- [42] N. Le Corvec *et al.* «Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields». En: *Earth Science Reviews* 124 (2013), págs. 96-144. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>.
- [43] D Legrand *et al.* «Repeated seismic swarms near Parícutin volcano: precursors to the birth of a new monogenetic volcano in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México?» En: *Bulletin of Volcanology* (2023). DOI: [10.1007/s00445-023-01645-0](https://doi.org/10.1007/s00445-023-01645-0).
- [44] Y. Lemma-Didana *et al.* «Magnetotelluric monitoring of permeability enhancement at enhanced geothermal system project». En: *Geothermics* 66 (2017), págs. 23-28. DOI: doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.005.
- [45] Naser M. Meqbel *et al.* «Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data». En: *Earth and Planetary Science Letters* 402 (2014), págs. 290-304. ISSN: 0012-821X. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.026>.
- [46] R. L. Mackie, B. R. Bennett y T. R. Madden. «Long-Period Magnetotelluric Measurements Near the Central California Coast: A Land-Locked View of the Conductivity Structure Under the Pacific Ocean». En: *Geophysical Journal International* 95.1 (1988), págs. 181-194. ISSN: 0956-540X. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1988.tb00459.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb00459.x).

- [47] T Madden y P Nelson. *A Defense of Cagniard's Magnetotelluric Method*. Inf. téc. Office of Naval Research, Geophysics Laboratory MIT, 1964.
- [48] Desarrolladores Magpy. *An Introduction to Magpy*. Ver. 1.1.3. 2024. URL: <https://github.com/geomagpy/magpy>.
- [49] L. S. Maple Jr. *Digital Spectral Analysis*. 2.^a ed. Dover Publications, 2019.
- [50] A. L. Martin-Del-Pozzo. «Precursors to eruptions of Popocatépetl Volcano, Mexico». En: *Geofísica internacional* (2012), págs. 87-107.
- [51] Yasuo Matsunaga *et al.* «Magmatic hydrothermal system inferred from the resistivity structure of Kusatsu-Shirane Volcano». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 390 (2020), pág. 106742. ISSN: 0377-0273. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106742>.
- [52] K. Mogi. «Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquake Swarms - the Fracture of a Semi-Infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (Third Paper)». En: *Bulletin of the Earthquake* 41 (1963), págs. 615-658.
- [53] C. Munteanu *et al.* «Effects of data gaps: comparison of different spectral analysis methods». En: *Annales Geophysicae* 34 (2016), págs. 437-449. DOI: <https://doi.org/10.5194/angeo-34-437-2016>.
- [54] T. Nagata y H. Kinoshita. «Studies on Piezo-Magnetización (I)». En: *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 17 (1965), págs. 121-135.
- [55] NOAA. *NOAA Space Weather Scales*. 2025. URL: <https://www.swpc.noaa.gov/noaa-scales-explanation>.
- [56] Mary Lee Nolan. *The towns of the volcano : a study of the human consequences of the eruption of Parícutin volcano*. 1972.
- [57] S. Ownby *et al.* «Volcán Tancitaro, Michoacán, Mexico, 40Ar/39Ar constraints on its history of sector collapse». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2007).
- [58] Javier F Pacheco *et al.* «Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico». En: *Journal of South American Earth Sciences* 12.6 (1999), págs. 567-577. ISSN: 0895-9811. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00040-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00040-1).
- [59] Mario Pardo y Gerardo Suárez. «Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.B7 (1995), págs. 12357-12373. DOI: <https://doi.org/10.1029/95JB00919>.
- [60] J. Peacock *et al.* «Time-lapse magnetotelluric monitoring of an enhanced geothermal system». En: *Geophysics* 78 (2013), B121-B130. DOI: [10.1190/GE02012-0275.1](https://doi.org/10.1190/GE02012-0275.1).

- [61] M. Pertou et al. «Magma migration below Tancitaro and Parícutin volcanoes revealed by seismology». En: *Geophysical Journal International* 236 (2024), págs. 1699-1715. DOI: [10.1093/gji/ggae015](https://doi.org/10.1093/gji/ggae015).
- [62] G. Petiau. «Second Generation of Lead-lead Chloride Electrodes for Geophysical Applications». En: *Pure and Applied Geophysics* 157 (2000), págs. 357-382. DOI: <https://doi.org/10.1007/s000240050004>.
- [63] G. Petiau y A. Dupis. «Noise, temperature coefficient, and long term stability of electrodes for telluric observations». En: *Geophysical Prospecting* 28.5 (1980), págs. 792-804. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1980.tb01261.x>.
- [64] J.I. Pinzón, F.J. Nuñez-Cornú y C.A. Rowe. «Magma intrusion near Volcan Tancitaro: Evidence from seismic analysis». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 262 (2017), págs. 66-79. DOI: [10.1016/j.pepi.2016.11.004](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.11.004).
- [65] P. Piña-Varas et al. «Volcanic monitoring of the 2021 La Palma eruption using long-period magnetotelluric data». En: *Scientific Reports* (2023). DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-023-43326-0>.
- [66] J. G. Proakis y D.K. Manolakis. *Digital Signal Processing*. Pearson, 2014.
- [67] J. L. Rason. *About Absolute Geomagnetic Measurements in the Observatory and in the Field*. 2004.
- [68] M. J. Reynolds. *An Introduction to Environmental and Applied Geophysics*. Wiley-Blackwell, 2011.
- [69] T. Rikitake. «Geomagnetism and Earthquake Prediction». En: *Tectonophysics* 6 (1968). DOI: [10.1016/0040-1951\(68\)90026-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(68)90026-7).
- [70] D. Rosales y E. Vidal. «Variación Diurna Estacional del Campo Geomagnético Registrado en el Observatorio de Huancayo». En: *Latinmag Letters* 6 (2016), A13, 1-6.
- [71] Servicio Magnético. *Observatorio Magnético de Teoloyucan*. 2025. URL: https://magnetico.geofisica.unam.mx/?page_id=123 (visitado 15-02-2025).
- [72] Servicio Meteorológico Nacional. *Resúmenes Mensuales de Lluvia y Temperatura*. 2024. URL: <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/temperaturas-y-lluvias/resumenes-mensuales-de-temperaturas-y-lluvias> (visitado 04-12-2024).
- [73] Servicio Sismológico Nacional. *Catálogo de Sismos*. 2024. DOI: [10.21766/SSNM/EC/MX](https://doi.org/10.21766/SSNM/EC/MX).
- [74] Servicio Sismológico Nacional. *Secuencia Sísmica del 30 de mayo al 3 de septiembre de 2021. Michoacán (M 4.1)*. Inf. téc. Servicio Sismológico Nacional, 2021.
- [75] Servicio Sismológico Nacional. *Secuencia Sísmica del 5 de enero al 10 de marzo de 2020. Michoacán (M 4.1)*. Inf. téc. Servicio Sismológico Nacional, 2020.

- [76] F Simpson y K Bahr. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 2005.
- [77] Julius O. Smith. *Spectral Audio Signal Processing*. online book, 2011 edition. <https://ccrma.stanford.edu/jos/sasp/>, 2024.
- [78] G Sosa-Ceballos *et al.* «Silicic magmas in the Michoacán-Guanajuato volcanic field: An overview of plumbing systems, crustal storage, and genetic processes». En: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (2021). DOI: [10.22201/cgeo.20072902e.2021.3.1668](https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.3.1668).
- [79] Z. Spica *et al.* «3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3)». En: *Geophysical Journal International* 206 (2016), págs. 1795-1813. DOI: [10.1093/gji/ggw240](https://doi.org/10.1093/gji/ggw240).
- [80] Zack Spica, Mathieu Pertion y Denis Legrand. «Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico». En: *Earth and Planetary Science Letters* 459 (2017), págs. 1-13. ISSN: 0012-821X. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.010>.
- [81] S Stankov, K Stegen y R Warnant. *Local operational geomagnetic index K calculation (K-LOGIC) from digital ground-based magnetic measurements*. Inf. téc. Royal Meteorological Institute, 2010.
- [82] WM Telford, LP Geldart y RE Sheriff. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, 1990, págs. 306-309.
- [83] Alessandro Tibaldi y Federico A. Pasquarè. «A new mode of inner volcano growth: The “flower intrusive structure”». En: *Earth and Planetary Science Letters* 271.1 (2008), págs. 202-208. ISSN: 0012-821X. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.009>.
- [84] K. Vozoff. «The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins». En: *Geophysics* 37 (1972), págs. 98-141.
- [85] I. Yokoyama y S. de la Cruz-Reyna. «Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch* 44 (1990), págs. 265-281.
- [86] M. S Zhdanov. *Geophysical Electromagnetic Theoty and Methods*. Elsevier, 2009.
- [87] J. Zlotnicki *et al.* «Resistivity and self-potential changes associated with volcanic activity: The July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan)». En: *Earth and Planetary Science Letters* 205.3 (2003), págs. 139-154. ISSN: 0012-821X. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01025-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01025-7).

- [88] B. S Zossi. *Consecuencias de las variaciones seculares del campo magnético de la Tierra. Extrapolación a una configuración cuadripolar durante una inversión de polaridad.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, 2016.