



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES  
UNIDAD MORELIA

ESTUDIO MAGNÉTICO Y DE TRE EN LAS ZONAS  
ARQUEOLÓGICAS DE MITLA Y TEOTITLÁN DEL VALLE,  
OAXACA, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

JOSÉ FELIPE VICCON HERNÁNDEZ

TUTOR:

ING. ALEJANDRO GARCÍA SERRANO

COTUTOR:

DR. GERARDO CIFUENTES NAVA

ESCUELA  
NACIONAL  
DE ESTUDIOS  
SUPERIORES



UNIDAD MORELIA

MORELIA, MICHOACÁN, MÉXICO

MARZO, 2025



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# Agradecimientos

## *Agradecimientos Académicos*

Agradezco a nuestra máxima casa de estudios, la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por permitirme cursar mi educación superior y a la **Escuela Nacional de Estudios Superiores unidad Morelia**, mi casa por cuatro años, por permitirme cursar mis estudios universitarios. A la licenciatura en **Geociencias** por darme las herramientas que me permitieron convertirme en profesionista y maravillarme por estudiar la Tierra.

Agradezco infinitamente a mi tutor, el **Dr. Juan Esteban Hernández Quintero**, por su invaluable apoyo, guía y dedicación como maestro. Le estoy eternamente agradecido por la confianza que depositó en mí al permitirme ser parte del proyecto en Lyobaa. A pesar de que ya no logro ver la conclusión del mismo, le agradezco por todo su tiempo, conocimientos y paciencia que tuvo conmigo. ¡Gracias!

Agradezco al **Ing. Alejandro García Serrano** y al **Dr. Gerardo Cifuentes Nava**, por ayudarme en la conclusión de este trabajo, por sus comentarios y apoyo en este momento apremiante.

Agradezco a los miembros de mi jurado **Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano**, **Dra. Denisse Lorenia Argote Espino**, **Dr. Rafael García Ruiz** y la **Dra. Ana Luz Caccavari Garza**, por la revisión y comentarios que enriquecieron este trabajo.

Agradezco, asimismo, a la **Asociación para la Investigación y Exploración Arqueológica, ARX Project, A.C.** por permitirme participar en la segunda campaña de exploración y estudios geofísicos del proyecto **Lyobaa**. Igualmente, a la comunidad de Teotitlán del Valle por permitirnos realizar estudios en su zona arqueológica.

Agradezco, además, al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, en especial al **Servicio Magnético**, por abrirme las puertas para elaborar este trabajo. Además, a la facultad de Ingeniería, división de Ciencias de la Tierra de la UNAM, especialmente a: **Dra. Aide Esmeralda López González**, **Dr. Andrés Tejero Andrade**, **Ing. Miguel Ángel Velasco Lindero** y al **M.C. e I. Manuel Ortiz Ocio** por ayudarme en la recolección de datos, siempre respondiendo a mis dudas y por permitirme trabajar con ustedes.

## *Agradecimientos Personales*

En primer lugar, agradezco a mis papás, **Sandra Hernández Muñoz y José Ascensión Viccon Pale**, por ser mi apoyo incondicional y por todo su amor. Gracias por permitirme siempre alentarme a seguir mis sueños y apoyarlos, se los agradezco de por vida. Además, a mi hermana, **Ximena**, por siempre ser un apoyo, permitirme compartir experiencias y reír conmigo. Les agradezco infinitamente por estar a mi lado.

A mí querida amiga, **Karla Pastrana Vargas**, por ser mi apoyo y amiga todos estos años. Gracias por tu amistad y lealtad, a pesar de todo y la distancia. En verdad agradezco que la vida nos haya juntado y que siga así muchos años más.

A mis amigos, quienes hicieron de mi estancia en Morelia una experiencia inolvidable. Gracias por las miles de risas, las fiestas inolvidables y los momentos que compartimos. En especial, quiero agradecer, pero seguro me faltarán muchos más, a **Minerva, Arturo, Caro y Erandi** por su amistad incondicional, consejos, apoyo y compañía. A todos ustedes, ¡gracias por tantos recuerdos que atesoraré siempre!

A todos ustedes

Y a todos mis profesores de carrera les digo

**¡GRACIAS!**

## Resumen

La prospección geofísica es un conjunto de técnicas que emplean métodos físicos para estudiar el subsuelo. En los últimos años, ha cobrado relevancia en la arqueología como herramienta no invasiva para la detección de estructuras enterradas, preservando el patrimonio cultural. La tradición zapoteca y el escrito de Francisco de Burgoa en *Geographica Descripción* (1674) mencionan cuartos y túneles bajo la zona arqueológica de Mitla. Se propone realizar levantamientos magnetométricos y de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) en el Grupo del Adobe de Mitla y en Teotitlán del Valle para caracterizar el subsuelo. Además, se obtendrán las componentes del campo magnético en Mitla mediante una estación de repetición, para obtener las curvas de variación secular regional, utilizando el catálogo de estaciones magnéticas de México.

## Abstrac

Geophysical survey is a set of techniques that employ physical methods to study the underground. In recent years, it has gained relevance in archaeology as a non-invasive tool for the detection of buried structures, preserving cultural heritage. The Zapotec tradition and the historical account of Francisco de Burgoa in *Geographica Descripción* (1674) suggest the presence of subterranean structures beneath the Mitla archaeological zone. This study proposes to employ magnetometry and Electrical Resistivity Tomography to characterize the subsurface of the Adobe Group in Mitla and Teotitlán del Valle. Additionally, a magnetic repeater station will be established in Mitla to measure the components of the magnetic field and derive regional secular variation curves, using existing magnetic station catalogs in Mexico.

# Índice

Agradecimientos . . . . .	I
Resumen . . . . .	III
Abstrac . . . . .	IV
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivo . . . . .	2
1.2. Justificación . . . . .	2
1.3. Planteamiento del problema . . . . .	3
1.4. Antecedentes . . . . .	3
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>4</b>
2.1. Geomagnetismo . . . . .	4
2.1.1. Campo magnético terrestre . . . . .	6
2.1.2. Fundamentos . . . . .	7
2.1.3. Variaciones del campo geomagnético . . . . .	9
2.1.4. Caracterización del campo geomagnético . . . . .	12
2.1.5. Observatorios magnéticos . . . . .	14
2.2. Magnetometría . . . . .	18
2.2.1. Posprocesado . . . . .	21
2.3. Método eléctrico . . . . .	23
2.4. Inversión de datos . . . . .	30
<b>3. Zona de estudio</b>	<b>32</b>
3.1. Marco Geológico . . . . .	32
3.2. Contexto histórico . . . . .	34
3.2.1. Mitla . . . . .	34
3.2.2. Teotitlán del Valle . . . . .	36
<b>4. Metodología</b>	<b>38</b>
4.1. Magnetometría . . . . .	38
4.1.1. Logística de campo . . . . .	38
4.1.2. Procesamiento de datos . . . . .	42
4.2. Tomografía de resistividad eléctrica . . . . .	44
4.2.1. Logística de campo . . . . .	44
4.2.2. Procesamiento de datos . . . . .	46
4.3. Estación de repetición . . . . .	46
4.3.1. Medición del campo magnético . . . . .	46
4.3.2. Procesamiento de datos . . . . .	50

<b>5. Resultados y discusión</b>	<b>51</b>
5.1. Mitla . . . . .	51
5.1.1. Magnetometría . . . . .	51
5.1.2. TRE . . . . .	56
5.2. Teotitlán del Valle . . . . .	59
5.2.1. magnetometría . . . . .	59
5.2.2. Eléctrica y magnetometría . . . . .	62
5.3. Estación de repetición . . . . .	63
<b>6. Conclusión y recomendaciones</b>	<b>66</b>
<b>Referencias</b>	<b>67</b>
<b>A. Apéndice</b>	<b>71</b>
<b>B. Apéndice</b>	<b>77</b>

## Índice de figuras

1.1. Resultados obtenidos en la primera campaña de exploración en el Grupo de la Iglesia y Grupo de las Columnas. . . . .	4
2.1. El CMT nos protege del viento solar. . . . .	7
2.2. Componentes del campo geomagnético $\vec{B}(B_x, B_y, B_z)$ . . . . .	8
2.3. Variación secular del campo geomagnético. . . . .	11
2.4. Ejemplo de un reporte $K_p$ generado por el Servicio magnético del Instituto de Geofísica de la UNAM. . . . .	12
2.5. Algunos ejemplos de susceptibilidad magnética en rocas . . . . .	14
2.6. Observatorios magnéticos alrededor del mundo . . . . .	15
2.7. Distribución de estaciones de repetición en el mundo desde 1990. . . . .	16
2.8. Distribución de estaciones de repetición en México. . . . .	17
2.9. Ejemplo de una anomalía generada por un dipolo. . . . .	19
2.10. Reducción al polo RTP . . . . .	21
2.11. Flujo de corriente equipotencial con un electrodo puntal . . . . .	26
2.12. Tabla de valores de Resistividad de algunos materiales geológicos. . . . .	27
2.13. Arreglo tipo Wenner. . . . .	28
2.14. Arreglo tipo Schlumberger. . . . .	28
2.15. Arreglo tipo polo-dipolo. . . . .	29
2.16. Arreglo tipo dipolo-dipolo. . . . .	29
2.17. Arreglo tipo Wenner-schlumberger. . . . .	30
2.18. Pasos a seguir para realizar la inversión de datos. . . . .	30
3.1. Mapa general de la zona de estudio. . . . .	32
3.2. Mapa litológico del Estado de Oaxaca. . . . .	33

3.3. Geología regional mostrando los terrenos tecnoestratigráficos, en círculos rojos se muestra Mitla y Teotitlán del Valle . . . . .	33
3.4. Deslizamiento de Mitla (izquierda) y columna estratigráfica (derecha) donde se muestra basamento de la zona Mitla. . . . .	34
3.5. Croquis del Grupo del Adobe. En la imagen ampliada podemos notar los restos del adoratorio central. . . . .	36
3.6. Perfil de la zona arqueológica. . . . .	37
3.7. Grecas que forman parte de las paredes del templo. . . . .	37
4.1. Croquis de la zona arqueológica de Mitla . . . . .	39
4.2. Imagen general de la zona de estudio El Calvario. . . . .	40
4.3. Mallado de la zona de estudio. . . . .	40
4.4. Levantamiento magnetométrico en el Grupo del Adobe. . . . .	40
4.5. Curvas de nivel del Grupo del Adobe. . . . .	41
4.6. Perfil de la zona de estudio. . . . .	41
4.7. Índice Kp para el día 26 de septiembre. . . . .	42
4.8. Índice Kp para el día 29 de septiembre. . . . .	42
4.9. Índice Kp para los días 25 y 29 de septiembre. . . . .	42
4.10. Mallado dos. . . . .	42
4.11. Levantamiento de puntos. . . . .	42
4.12. Levantamiento magnetométrico en Teotitlán del Valle. . . . .	42
4.13. Corrección realizada a la estación base para transferir los datos de Teoloyucan a Mitla. . . . .	43
4.14. Ubicación espacial del arreglo electrodo en Mitla . . . . .	45
4.15. Ubicación de puntos obtenidos en el Grupo del Adobe. . . . .	45
4.16. Ubicación de puntos del levantamiento TRE en Teotitlán del Valle. . . . .	46
4.17. Instalación de la Estación de repetición Mitla-1. . . . .	47
4.18. Partes del Teodolito A-20 DI-flux. . . . .	48
4.19. Software del procesamiento de datos. . . . .	50
4.20. Diagrama de flujo del gabinete de una estación de repetición. . . . .	50
5.1. Mapa de anomalía total de campo en el Grupo del Adobe, luego de procesado mediante IGRF y variación diurna. . . . .	52
5.2. Mapa de anomalía magnética residual de Mitla. . . . .	53
5.3. Mapa de reducción al polo. En el perfil A se muestra un dipolo. . . . .	54
5.4. Señal analítica del Grupo del Adobe. . . . .	55
5.5. Deconvolución de Euler en Mitla. . . . .	56
5.6. Resultado de TRE en el Grupo del Adobe. . . . .	57
5.7. Inversión 3d realizada en ReSIpy. . . . .	57
5.8. Perfiles 2D obtenidos mediante ReSIpy. . . . .	58
5.9. Mapa de anomalía total de campo de Teotitlán del Valle. . . . .	59
5.10. Mapa de anomalía magnética residual de Teotitlán del Valle. . . . .	60

5.11. Señal analítica al mapa de Teotitlán del valle. . . . .	61
5.12. Deconvolución de Euler aplicado en Teotitlán del Valle. Se muestra en línea punteada la posición del perfil TRE2D realizado. . . . .	62
5.13. Perfil TRE2D en Teotitlán del Valle. . . . .	62
5.14. Ubicación de las estaciones de repetición en el estado de Oaxaca. . . . .	64
5.15. Curvas de variación secular de inclinación magnética, declinación e intensidad relocalizadas en la Mitla Oaxaca. . . . .	65
A.1. Serie 1 – Mitla-1. . . . .	71
A.2. Serie 2 – Mitla-1. . . . .	72
A.3. Serie 3 – Mitla-1. . . . .	73
A.4. Serie 4 – Mitla-1. . . . .	74
A.5. Serie 5 – Mitla-1. . . . .	75
A.6. Serie 6 – Mitla-1. . . . .	76
B.1. Formato del Instituto de Geofísica estación de repetición. . . . .	77
B.2. Formato del Instituto de Geofísica para mediciones solares. . . . .	78

## Índice de tablas

2.1. Valor de índices estructurales. . . . .	22
4.1. Coordenadas del mallado 1. . . . .	39
4.2. Características Syscal Pro. . . . .	44
5.1. Componentes obtenidos de la estación de repetición . . . . .	63

# 1. Introducción

La prospección geofísica somera se ha vuelto fundamental en los últimos años para la detección de estructuras enterradas en la investigación de patrimonio cultural, al tratarse de técnicas no destructivas. Por lo tanto, tiene aplicación directa en la arqueología, no solo para resguardar la integridad de las estructuras a intervenir, también los métodos geofísicos nos permiten conocer la distribución y delimitar los objetos enterrados, por lo tanto, se preserva la integridad del sitio para futuras investigaciones ([Argote, 2008](#)).

Uno de los problemas principales de la geofísica es la no unicidad de esta. Al realizar un solo método de exploración no es posible determinar una única solución a un conjunto de datos, porque existen múltiples modelos que se ajustan a él. Para solucionar este problema, la aplicación de métodos geofísicos complementarios es fundamental. Esto permite reducir el número de modelos posibles. Para obtener una interpretación cuantitativa, es necesario realizar una inversión de datos. Este modelado matemático nos permite reconstruir la geometría y determinar la profundidad de cuerpos enterrados ([Argote et al., 2009](#)).

El geomagnetismo es una de las ramas de la geofísica encargada de estudiar el comportamiento y origen del campo magnético. La forma en la que monitoreamos el campo magnético terrestre es mediante una red de observatorios magnéticos permanentes que realizan observaciones diarias. Pero la red actual no cubre el planeta de manera homogénea; por lo tanto, muchas zonas quedan sin registro. Por lo tanto, el uso de estaciones de repetición son una manera eficaz y rápida de obtener las componentes principales de campo magnético ([Newitt et al., 1996](#); [Gogutchavili et al., 2022](#)).

Esta tesis tiene dos propósitos: realizar un levantamiento magnetométrico y de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) en el Grupo del Adobe de la zona arqueológica de Mitla y en la zona arqueológica de Teotitlán del Valle. Asimismo, conocer las componentes del campo magnético en Mitla mediante una estación de repetición por medio de observaciones absolutas y, con ello, realizar junto a un mapa de variación secular regional ocupando el Catálogo de Estaciones Magnéticas Mexicana.

El presente trabajo se divide de la siguiente manera: en el capítulo uno se aborda el objetivo, planteamiento del problema, justificación y antecedentes de uso, la geofísica en la exploración arqueológica. El capítulo dos corresponde al marco teórico en donde se explica el fundamento físico de la magnetometría y los métodos eléctricos, asimismo, se explica el problema de la inversión de datos, además, se explican los fundamentos del geomagnetismo y las formas de medir el campo magnético terrestre y representarlo. Después, en el capítulo tres, en la zona de estudio, se explica el marco geológico de Mitla y Teotitlán del Valle, además, un pequeño estado del arte donde se describe un contexto histórico de ambas zonas arqueológicas. Posteriormente, se explicará la metodología llevada a cabo y se mostrarán los resultados. Finalmente, se discutirán los resultados y se presentarán las conclusiones y recomendaciones.

## Hipótesis

Se propone que el Grupo del Adobe, mencionado en los escritos de Francisco de Burgoa en 1665, podría servir como una de las entradas a los cuartos subterráneos que se describen. Además, se plantea la existencia de una estructura subterránea ubicada debajo de la zona arqueológica de Teotitlán del Valle. Asimismo, los valores calculados de la estación de repetición podrían ser similares a los obtenidos mediante el Modelo Internacional del Campo Magnético Terrestre (IGRF, por sus siglas en inglés).

## 1.1. Objetivo

Realizar un levantamiento magnetométrico y TRE para caracterizar el subsuelo de las zonas arqueológicas del Grupo del Adobe de la Zona Arqueológica de Mitla y Teotitlán del Valle. Conocer las componentes del campo magnético mediante una estación de repetición para elaborar curvas de variación secular regional para el estado de Oaxaca.

### Objetivos específicos

1. Identificar y localizar posibles estructuras enterradas en el subsuelo del Grupo del Adobe y de Teotitlán del Valle.
2. Determinar las dimensiones, dirección y extensión de las cavidades que existan.
3. Modelar la variación secular para la región de Oaxaca utilizando el catálogo de estaciones de repetición de México.

## 1.2. Justificación

La tradición Zapoteca, así como escritos de Francisco de Burgoa en su libro *Geographica Descripción* (1674) narran la existencia de cuartos subterráneos conectados mediante túneles debajo de la zona arqueológica de Mitla. Sin embargo, Francisco de Burgoa no da la ubicación exacta de la entrada a estos cuartos subterráneos. Actualmente, solo quedan en pie cinco conjuntos. Hubo intentos de localizar estos cuartos en los siglos XIX y XX sin éxito. Por lo que los métodos geofísicos son una gran ventaja en este caso en vista de que no es necesario intervenir de manera destructiva la zona.

La zona arqueológica de Teotitlán del Valle es una zona de reciente restauración. Teotitlán del Valle fue uno de los centros más ceremoniales más importantes de los zapotecos. Actualmente, solo queda en pie el basamento decorado con grecas de lo que fue una plaza ceremonial. Gran parte de la plaza fue usado para la construcción del Convento Preciosa Sangre de Cristo. Por lo cual, implementar métodos geofísicos en esta zona nos permitirá conocer el subsuelo de la plaza para futuras restauraciones.

El uso de estaciones de repetición es de gran ayuda para conocer las componentes del campo en un punto geográfico a bajo costo. Las estaciones de repetición son un complemento importante a los observatorios magnéticos permanentes, especialmente para el estudio del campo

geomagnético en zonas remotas, por lo tanto, esta información contribuye al catálogo de estaciones magnéticas que a su vez nos permiten actualizar los mapas de variación secular regionales (Goguitchaichvili *et al.*, 2022).

### 1.3. Planteamiento del problema

El uso de la magnetometría en la exploración arqueológica ha sido ampliamente utilizado en la arqueología desde finales de los años 50 (Fassbinder, 2017). Al ser una técnica rápida, barata y eficiente de ocupar, nos permite delimitar cuerpos geométricos. Por lo tanto, estos resultados se pueden ocupar para realizar levantamientos de TRE de manera más eficiente. Además, el uso de las estaciones de repetición nos permite no solo actualizar curvas de variación secular, asimismo, ayuda a otras disciplinas, como la arqueometría, en sus métodos de fechamiento.

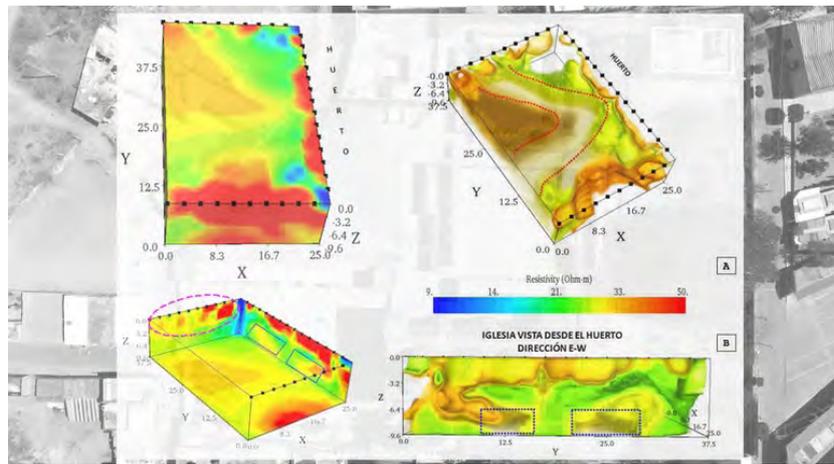
### 1.4. Antecedentes

En México el uso de exploración geofísica en arqueología ha sido ampliamente utilizado (Argote *et al.*, 2009; D. Argote-Espino *et al.*, 2013; D. L. Argote-Espino *et al.*, 2016; Juárez *et al.*, 2017; Chávez *et al.*, 2018) por mencionar algunos.

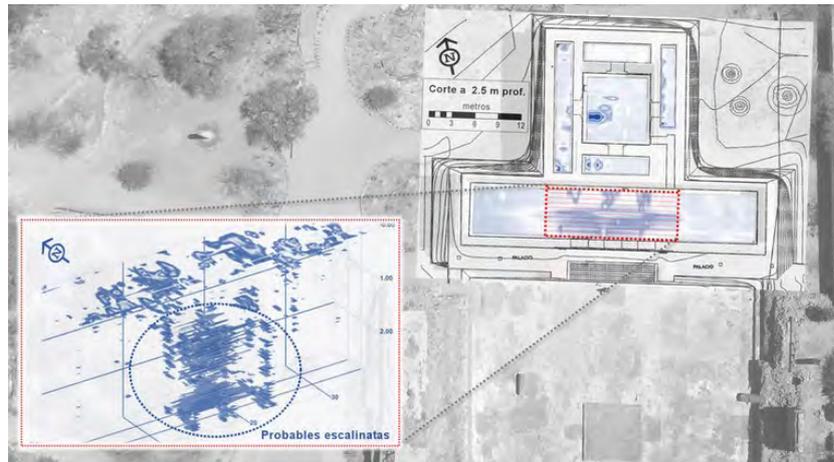
En el año 2022, la asociación para la Investigación y Exploración Arqueológica, *ARX Project* A.C. y el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), en colaboración con el Instituto de Geofísica y la facultad de Ingeniería de la UNAM, comienzan la primera exploración geofísica utilizando las técnicas de: tomografía de resistividad eléctrica (TRE), radar de penetración terrestre (GPR, por sus siglas en inglés) y tomografía sísmica en las zonas de los Grupos de la Iglesia y las Columnas de la zona arqueológica de Mitla.

Los resultados obtenidos en la primera campaña fueron favorecedores en el Grupo de la Iglesia, donde se logró localizar una estructura debajo de la iglesia San Pablo Mitla, confirmando la existencia de un posible pasaje debajo de la misma y sus posibles entradas a este pasadizo, como vemos en la figura 1.1a. Asimismo, los resultados del Grupo de las Columnas no revelaron anomalías de interés obtenidas por medio de TRE. Por medio del GPR se localizó una anomalía en las escalinatas del templo de las columnas. Existe una serie de anomalías lineales e intercalas que podrían ser unas escalinatas (fig.1.1b), esto se corrobora conforme se va bajando la profundidad. Estas escalinatas son posiblemente la entrada a una etapa constructiva más temprana del palacio. (Lyobaa, 2022).

En la segunda campaña realizada en 2023, en la que acontece este trabajo, se plantea seguir con los trabajos en Mitla, añadiendo una nueva técnica Magnetometría, pero ahora en el Grupo del adobe y explorar una nueva zona arqueológica en Teotitlán del Valle.



(a) Resultados TRE obtenido en el Grupo de la Iglesia.



(b) Resultados de GPR en Grupo de las Columnas.

Figura 1.1: Resultados obtenidos en la primera campaña de exploración en el Grupo de la Iglesia y Grupo de las Columnas. Obtenido de (Lyobaa, 2022).

## 2. Marco Teórico

En este capítulo se explica de manera breve los fundamentos teóricos de las diferentes técnicas utilizadas. Se explican, los fundamentos de los campos eléctricos y magnéticos. Se describe el modelado y la inversión de datos llevada a cabo.

Además, se explica ¿Qué es el geomagnetismo?, sus fundamentos e importancia dentro de la geofísica. También, se describe el catálogo de estaciones magnéticas de México, y la contribución de este trabajo.

### 2.1. Geomagnetismo

El geomagnetismo es una de las ramas de la geofísica más antiguas. Se encarga del estudio del origen, variaciones y propiedades del campo magnético terrestre.

El fenómeno del magnetismo, se conoce desde la antigua Grecia, y ha intrigado a la humanidad durante siglos. En el año 300 a.C., la civilización china documentó las propiedades orientadoras de la magnetita, un mineral magnético natural, empleándola en las primeras brújulas.

las de navegación ([McElhinny y McFadden, 2000](#)).

Durante el siguiente milenio, navegantes de todo el mundo observaron una desviación en la dirección que indicaban las brújulas con respecto al norte geográfico. Esta discrepancia, denominada declinación magnética, variaba en diferentes regiones del planeta, impulsando la investigación y el conocimiento sobre el magnetismo terrestre ([Nabighian et al., 2005](#)).

Fue en el siglo XVI, cuando Sir William Gilbert realiza las primeras investigaciones acerca de magnetismo terrestre, en su libro *De Magnete*, descubriendo que la Tierra cuenta con polos magnéticos que puede aproximarse a un imán norte-sur al eje de rotación terrestre y como este es paralelo al Ecuador.

El estudio del campo magnético continuó estableciéndose hacia el siglo XVI, con los estudios de Henry Gellibrand, William Borough y Edmund Gunter. Quienes estudiaron la variación de la declinación campo magnético con lo cual dedujeron la variación secular. Finalmente, Edmund Halley en 1702 realiza la primera carta de declinación global al realizar un estudio de la variación del campo magnético en el océano Atlántico ([Lowrie, 2007](#)).

A mediados del siglo XIX surgen aportaciones importantes con los estudios de Carl F. Gauss y Alexander von Humboldt. Con las observaciones realizadas por Humboldt del campo magnético alrededor del mundo. Humboldt deduce que la intensidad del campo magnético es más fuerte en los polos que en el ecuador. Gauss, partir de estas observaciones, desarrolla el análisis de armónicos esféricos. Este avance dio pie para que Gauss desarrollara la ecuación matemática para describir el campo magnético, la cual se sigue utilizando hoy en día para actualizar el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés). Gracias a Humboldt y Gauss se crea la unión magnética, quienes hicieron un esfuerzo para montar observatorios magnéticos alrededor del mundo y con ello se comienza el monitoreo constante del campo magnético, así como comienzo del geomagnetismo como ciencia ([Gauss, 1839](#); [Humboldt, 1867](#)).

El estudio del campo magnético en México comienza en los primeros años de la conquista de México, por Thomas Cavendish en el año 1587. Al realizar las primeras mediciones del campo magnético terrestre en La Paz y Manzanillo. Posteriormente, en el puerto de Veracruz en 1625 por R. Dudley y en la Ciudad de México por Velázquez de León en 1775 y Alexander von Humboldt en 1795. Aunque muchos de estos valores son obsoletos debido a los instrumentos rudimentarios de la época ([Guzmán Armenta, 2014](#)).

Fue hasta el último tercio del siglo XIX que comienzan las mediciones continuas del campo geomagnético en México. El primer observatorio magnético en México comenzó sus primeras observaciones en el año 1879, en una cabaña de madera, ubicada en la azotea del Palacio Nacional. Posteriormente, se trasladó al Castillo de Chapultepec, hasta llegar al observatorio astronómico de Tacubaya donde permaneció hasta el año 1914, cuando se funda en Teoloyucan, Estado de México, el observatorio magnético de Teoloyucan ( $19^{\circ} 44' 47.49''$  N,  $99^{\circ} 10' 53.4''$  W) ubicado a 2200 m.s.n.m, es el único del país y que sigue en funcionamiento en la actualidad ([Hernández Quintero, 2022](#)).

### 2.1.1. Campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre (CMT) tiene un papel crucial para la vida en la Tierra. Funciona como una gigantesca "burbuja" que nos protege del viento solar. El CMT es producto de tres fuentes principales: interna, externa y cortical (Mendoza Ortega *et al.*, 2013).

- **Campo cortical:** producido por los minerales magnéticos y su magnetización remanente en la corteza terrestre.
- **Campo externo:** Es el resultado de la interacción entre el viento solar y la ionosfera (fig. 2.1). El viento solar induce corrientes sobre la ionosfera, estas contribuciones tiene un periodo de 24 horas y depende de la posición geográfica.
- **Campo interno o principal:** Casi el 99% del campo se genera desde el interior de la Tierra, la hipótesis del dínamo auto-sostenido es la teoría más aceptada para la formación CMT, se genera en la frontera núcleo-manto.

Para obtener el total de la contribución del campo se suman dichas contribuciones mediante la siguiente expresión:

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \quad (1)$$

Donde:

B: Campo geomagnético.

$B_0$ : Es el campo producido por un dipolo magnético teórico, cuyo eje de inclinación es menor al eje de rotación terrestre de aproximadamente  $11^\circ$ .

$B_r$ : Es el campo residual de dipolos de la corteza terrestre, consiste en anomalías locales compuestas de rocas someras ( $< 40$  km) cuyos minerales todavía no son afectadas por la Temperatura de Curie ( $T_c$ ).

$B_c$ : Asociado a la magnetización remanente de la corteza, también se le conoce como campo cortical y está localizado en regiones pequeñas de la corteza terrestre.

$B_t$ : Es el campo interplanetario, tiene una variación temporal más sensible que las otras contribuciones.

La hipótesis del dínamo-autosostenido reemplaza a las teorías del gran imán y es más acertada a la teoría del modelo geocéntrico axial. Esta teoría explica como el núcleo interno de la Tierra, que es sólido y está a una profundidad de 6300 km, está compuesto de una mezcla de níquel y hierro, materiales ferromagnéticos y buenos conductores. El CMT se genera debido a las corrientes convectivas del núcleo externo, el cual es líquido y crean corrientes conductivas alrededor del núcleo interno de hierro-níquel, por ley de inducción electromagnética sabemos que una corriente genera un campo magnético  $[\vec{B}]$  este campo a su vez generará una corriente

eléctrica generando otro campo magnético, así en un proceso autosostenible (Telford *et al.*, 1990).

El CMT no tiene puntos antípodas, por lo tanto, no está alineado al eje terrestre. El polo norte magnético está inclinado aproximadamente  $11^\circ$  respecto al eje terrestre. Mientras que el polo sur magnético se localiza a  $30^\circ$  del polo sur geográfico.

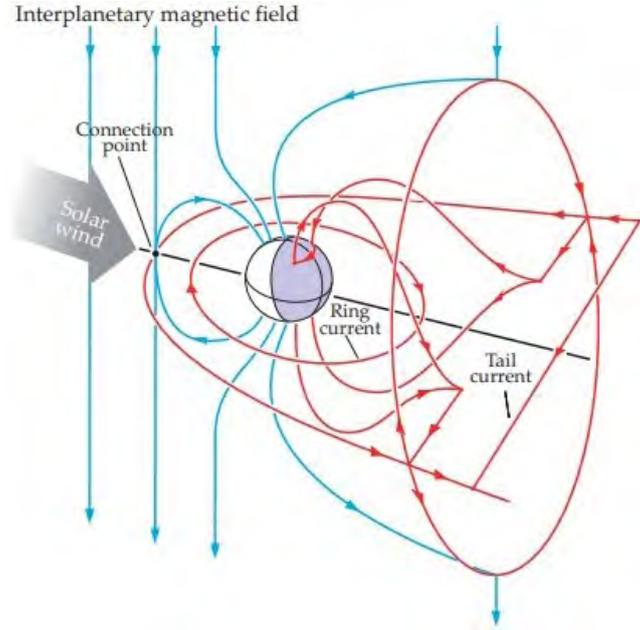


Figura 2.1: El CMT nos protege del viento solar. Obtenido de Love (2008).

El descubrimiento de la temperatura de Curie [ $T_c$ ] también favoreció la creación de la teoría del dínamo-autosostenido. La temperatura de Curie es el punto donde un cuerpo pierde sus propiedades magnéticas como resultado a que los dipolos magnéticos pierden su orientación y quedan orientados de manera aleatoria (Mendoza Ortega *et al.*, 2013).

### 2.1.2. Fundamentos

Un campo magnético puede representarse como un vector de inducción magnético,  $[\vec{B}]$ . Al ser vector posee una dirección, sentido y magnitud. Se puede definir como una corriente eléctrica que induce una fuerza sobre una carga en movimiento, esta fuerza es el producto vectorial entre inducción magnética y la velocidad de la carga (Fuerza de Lorentz) (Blakely, 1996).

El campo magnético, además del vector de inducción  $\vec{B}$ , puede expresarse como el vector  $\vec{H}$ , definido como el vector de intensidad del campo magnético. La unidad de medida es el Tesla [T], en sistema internacional (S.I) y el Gauss en unidades de sistema de unidades electromagnéticas (EMU), donde 1 tesla =  $10^4$  Gauss, al igual que 1 nT =  $10^{-5}$  Gauss (Guzmán Armenta, 2014).

En geomagnetismo no es posible realizar la transformación entre S.I a EMU por causa de las unidades de intensidad de campo magnético  $\vec{H}$  son distintas, tanto numéricamente como dimensionalmente, por lo tanto, con base en la definición de  $\vec{H}$ .

$$\vec{B} = \vec{H} + 4\pi M \dots (EMU) \quad (2)$$

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + M) \dots (S.I) \quad (3)$$

Donde

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N} \cdot \text{A}^2$  (donde  $\mu_0$  es la permeabilidad magnética en el vacío.)

$$\vec{H} = A \cdot M$$

$$\vec{B} = T$$

M= Vector de magnetización

$\vec{B}$  se compone de siete elementos magnéticos, como podemos ver en la figura 2.2, pueden ser expresados en distintos sistemas de coordenadas: cartesiano, esférico o cilíndrico. Se componen de cinco modulares y dos angulares que actúan sobre cualquier punto en la Tierra.

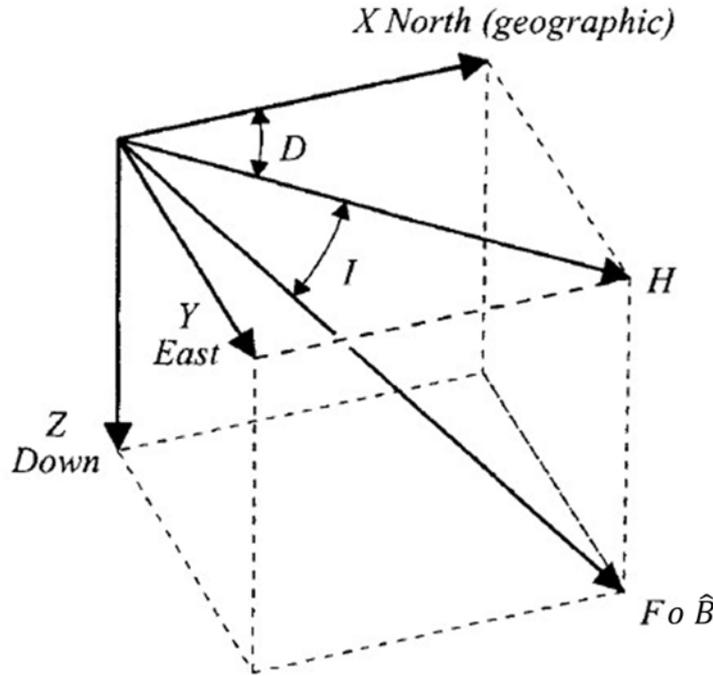


Figura 2.2: Componentes del campo geomagnético  $\vec{B}(B_x, B_y, B_z)$ .

La componente  $F$  es el módulo del vector  $\vec{B}$ , se obtiene de las componentes  $(X, Y, Z)$ .  $X$  tiene dirección S-N y es la proyección de  $\vec{B}$  sobre la horizontal al norte geográfico.  $Y$  tiene la dirección W-E y es la proyección de  $\vec{B}$  sobre la horizontal al este.  $Z$  es la proyección de  $\vec{B}$  sobre la vertical o cenit.  $|H|$  es la componente horizontal y como su nombre lo indica es la proyección horizontal de  $\vec{B}$  y es ortogonal a  $(X, Y)$ .

Los dos elementos angulares son:  $D$  la cual es la declinación magnética y es el ángulo que se forma entre el norte geográfico y el norte magnético. Finalmente,  $I$  la cual representa la inclinación magnética y es el ángulo formado entre la componente horizontal y el vector  $\vec{B}$  como vemos en la figura 2.2. En cada parte del mundo este valor de todo el vector será distinto.

Como  $\vec{B}$  es un vector, mediante las siguientes relaciones trigonométricas se obtienen las componentes magnéticas.

$$H = F \cos(I); Z = F \sin(I); Z = H \tan(I); X = H \cos(D); Y = H \sin(D) \quad (4)$$

Notamos que solo se requiere de tres de las componentes no coplanares para describir al campo  $\vec{B}$ . En el plano cartesiano requeriremos de  $\mathbf{X}$ ,  $\mathbf{Y}$ ,  $\mathbf{Z}$ . En coordenadas cilíndricas las componentes son  $\mathbf{H}$ ,  $\mathbf{D}$ ,  $\mathbf{Z}$ . Finalmente, en coordenadas esféricas se requieren de  $\mathbf{F}$ ,  $\mathbf{D}$ ,  $\mathbf{I}$ . Podemos transformar a cualquier sistema una vez descrito el campo  $\vec{B}$  mediante simples relaciones trigonométricas. Podemos obtener las componentes de intensidad (H), fuerza (F) total, declinación (D) e inclinación (I) mediante las expresiones:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (5)$$

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (6)$$

$$D = \arctan \frac{Y}{X} \quad (7)$$

$$I = \arctan \frac{Z}{\sqrt{(X^2 + Y^2)}} \quad (8)$$

La magnitud del campo magnético varía dependiendo de la latitud; tiene valores de 65000 nT en los polos y cerca de 20000 nT en el Ecuador. Para representar las componentes del campo geomagnético en un mapa de contornos se usan los mapas isomagnéticos; en donde podemos representar mapas de declinación (isogónicos), mapas de inclinación (isoclínicas) y de intensidad (isodinámicos) ([Lanza y Meloni, 2006](#)).

### 2.1.3. Variaciones del campo geomagnético

El campo geomagnético no es constante en el tiempo, este experimenta cambios que pueden ir desde 24 horas hasta cientos de miles de años. Al igual que su origen, las variaciones del campo provienen de fuentes externas e internas de la Tierra, estas estarán influenciadas por la actividad solar, las mareas y el ciclo lunar, entre otras ([Lanza y Meloni, 2006](#); [Mendoza Ortega et al., 2013](#)).

La variación diurna es la más constante del campo geomagnético y como su nombre lo indica, su efecto es principalmente durante el día. Está relacionado con la radiación solar o viento solar que ioniza la ionosfera induciendo corrientes en la superficie de la Tierra, creando un aumento del campo en un orden de 10-100 nT. Estas variaciones del campo pueden durar entre 12 a 24 horas. La variación diurna puede verse perturbada cuando hay un aumento en la actividad solar o una tormenta solar, donde se puede incrementar su amplitud hasta 1000 nT ([Mendoza Ortega et al., 2013](#)).

Las variaciones del campo, cuyos periodos son de años, se les conoce como variaciones seculares. Pueden deberse al cambio interno de las corrientes de la Tierra, deriva al oeste o inversión de campo.

La inversión del campo geomagnético es la variación más lenta de todas. Se le conoce así

a este fenómeno, debido a que los polos magnéticos se intercambian. estas variaciones pueden ocurrir en escalas de cien millones de años aproximadamente. Según las simulaciones realizadas por [Glatzmaiers y Roberts \(1995\)](#), la estructura del campo magnético normal, antes de la inversión, se encuentra controlado por una componente dipolar, al comenzar la transición en la inversión la intensidad puede reducirse a solo un cuarto de la intensidad típica, durante la transición se crean varios dipolos, hasta que ocurre la inversión y se vuelve el campo a estar controlado por un solo componente dipolar.

La deriva del oeste se conoce desde Halley (1692), en su mapa de declinación, donde describe él moviendo al oeste de la línea de declinación magnético cero. La deriva tiene un promedio de velocidad de  $0.2^\circ/\text{año}$ . Está relacionado con la variación no dipolar del campo, surge en zonas superficiales entre el límite entre núcleo y manto (CBM por sus siglas en inglés), producto de las corrientes eléctricas que fluyen en esa zona. Debajo del Atlántico cercano al Ecuador existe un flujo en el CBM con dirección oeste, este flujo se cree que es el responsable de la deriva del oeste. Actualmente, esta se localiza sobre la península de Yucatán, México ([Lanza y Meloni, 2006](#)).

El campo magnético es difícil de predecir y modelar, por eso la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés) creó el IGRF, el cual es un modelo matemático que nos permite describir el campo geomagnético mediante coeficientes armónicos esféricos. El IGRF surge de la ecuación de Laplace

$$\nabla^2 V = 0 \quad (9)$$

Que es conocida como una función potencial, la cual al ser desarrollada en coordenadas esféricas por Gauss; halla la solución utilizando el análisis de coeficientes armónicos o también denominados coeficientes de Gauss ( $g_n^m, h_n^m$ ). Los cuales nos permiten representar el campo geomagnético de origen interno mediante la siguiente expresión:

$$V = a \sum_{n=1}^N \left(\frac{a}{r}\right)^{(n+1)} \sum_{m=1}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m \Theta \quad (10)$$

Donde  $r, \phi, \Theta$  son coordenadas esféricas y  $a = 6371$  km el radio terrestre. Este modelo es actualizado con información de los observatorios magnéticos alrededor del mundo y nos permite hacer cálculos de la variación secular. Además, nos permite calcular la deriva al norte del polo geomagnético (fig. 2.3). Este modelo se actualiza cada cinco años y su propósito principal es proporcionar un modelo global del campo principal.

Existen varios tipos de fenómenos que afectan al campo geomagnético, todos de origen externo; las más importantes son las tormentas geomagnéticas, subtormentas, Bahías, *Solar flares* y pulsaciones geomagnéticas ([Mendoza Ortega et al., 2013](#)).

Las **tormentas magnéticas** son perturbaciones cuya duración suele ser de minutos o hasta días. Pueden tener amplitudes de hasta 1000 nT en latitudes medias (desde el Ecuador hasta el paralelo  $60^\circ$ ), en latitudes mayores a  $60^\circ$  suele ser mayor esta perturbación produciendo

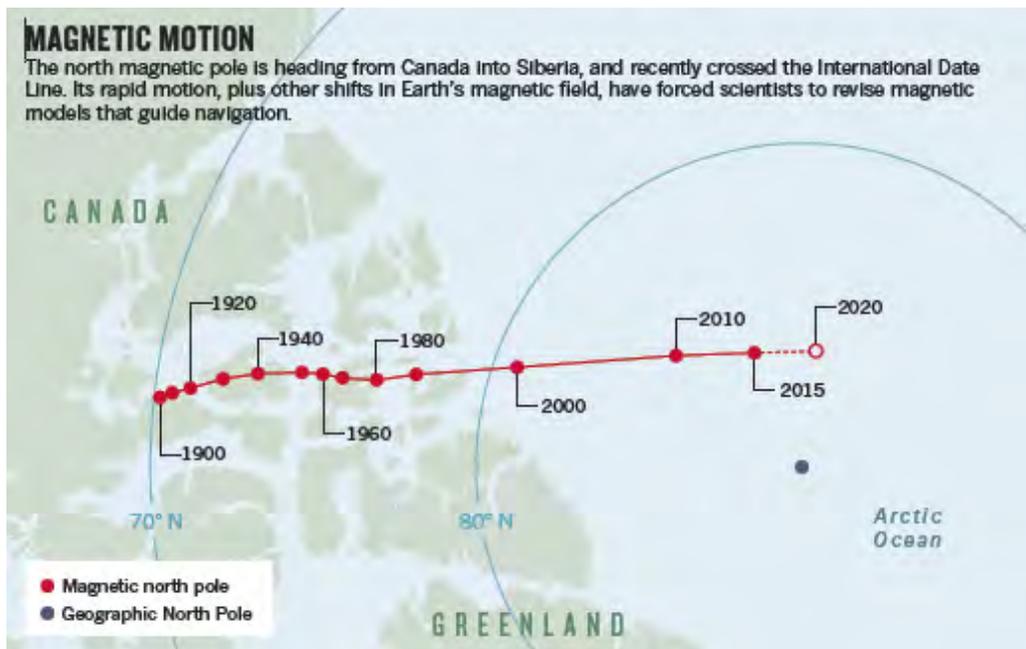


Figura 2.3: variación secular del campo geomagnético. Obtenido de (Witze, 2019).

auroras. Son severas cuando el campo magnético interplanetario tiene un componente sur, creando perturbaciones que pueden durar días.

**Solar flares o erupciones solares** son perturbaciones súbitas de energía con duración de unos cientos de segundos generados en la atmosfera solar. Suelen ser más frecuentes e intensas en los ciclos solares máximos (cada 11 años). La magnitud puede variar de decenas a cientos de nT. Estas erupciones deforman al campo magnético aumentando la energía. Estas se clasifican según su nivel de energía desprendido en fulguraciones y eyecciones de masa coronal (CME por sus siglas en inglés) (Mendoza Ortega *et al.*, 2013).

Los índices geomagnéticos nos permiten clasificar las perturbaciones que se producen en la magnetosfera, y nos muestra los niveles de actividad magnética (Mendoza Ortega *et al.*, 2013).

## Índices K

Los índices K son usados para caracterizar la magnitud de la actividad geomagnética. Nos permiten tener un registro de la componente H con respecto al tiempo. Estos índices tiene un intervalo cada tres horas y tiene una escala cuasi-logarítmica que se expresa del 0-9 como vemos en la figura 2.4.

$K_p$  Es el más utilizado, también se le conoce como índice planetario, sirve para evaluar la magnitud de los efectos magnéticos que provocan los eventos solares, se reporta cada tres horas en una escala cuasilogarítmica; los valores de 0-4 nos indican que el campo tiene una actividad nula o calma, de 5-7 se considera moderado y a partir de 8 se considera que hay una actividad severa.

**Dst** *Disturbance Storm Time* por sus siglas en inglés, nos permite clasificar la intensidad de las

tormentas solares. Este se obtiene de un promedio en observaciones hechas en latitudes bajas y se reporta cada hora.

$A_p$  Nos indica el nivel medio diario de la actividad geomagnética y se asocia a eventos de tormentas geomagnéticas, su rango va del 0 al 400. Se obtiene calculando un promedio móvil de 8 valores tomados cada tres horas cada día.

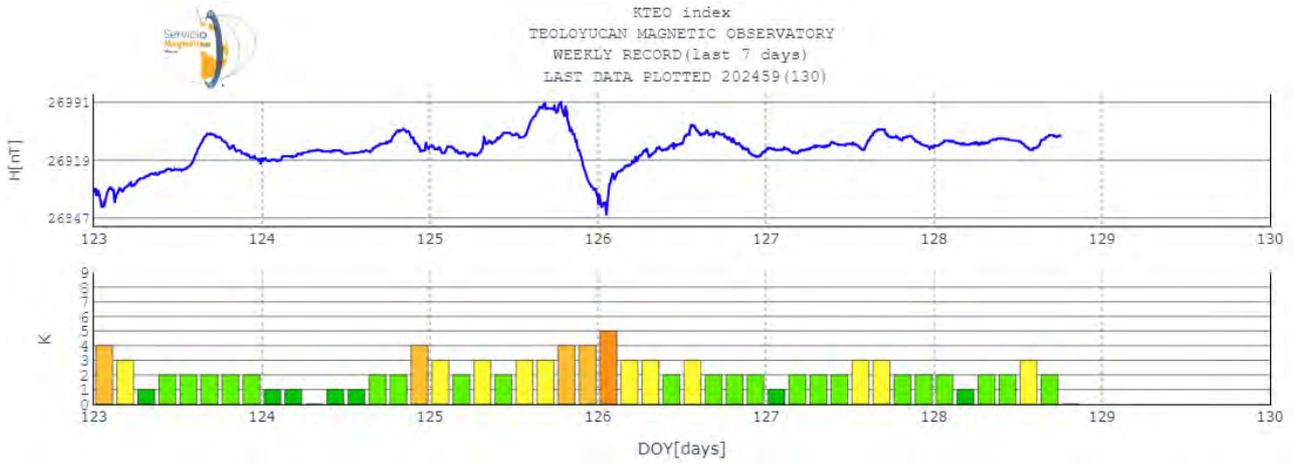


Figura 2.4: Ejemplo de un reporte  $K_p$  por el Servicio magnético del Instituto de Geofísica de la UNAM. (<https://magnetico.geofisica.unam.mx/>).

#### 2.1.4. Caracterización del campo geomagnético

El campo magnético  $\vec{B}$  se origina cuando una carga  $q$  se mueve a cierta velocidad. Como se explicó anteriormente, puede medirse en cualquier punto de la superficie terrestre, al igual que el campo gravitacional. Del mismo modo, que el campo electrostático posee cargas negativas y positivas, el campo magnético posee polos sur y norte.

Se pueden describir los campos magnéticos y eléctricos a través de las cuatro leyes de la teoría electromagnética. A diferencia de los campos electrostáticos, no existen monopolos magnéticos en la naturaleza y se expresa a través de la ley de Gauss para campos magnéticos (Roy, 2007).

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \quad (11)$$

Los campos magnéticos, así como los electrostáticos, deben satisfacer la ley de Coulomb, la cual, describe la fuerza de atracción o repulsión de dos polos por medio de la **fuerza magnética** donde se encuentran  $q_1, q_2$ , separados por una distancia  $r$ . En S.I al ser una fuerza se mide en Newton y en CGS en Dinias. Esta fuerza de repulsión o atracción se producirá a lo largo de la línea de campo y se representa mediante la siguiente expresión.

$$\vec{F} = K \left( \frac{q_1 q_2}{r^2} \right) \quad (12)$$

Donde  $K$  es una constante de proporcionalidad dado por  $\frac{1}{4\pi\mu}$ ,  $\mu$  es la permeabilidad magnética en el vacío. la cual es la capacidad de un material de atraer o hacer pasar líneas de campo a través de él.

La unidad básica del campo magnético es el dipolo, la cual podemos definir como la representación más sencilla de un campo magnético generado por una corriente circular. Como se explicó anteriormente, no hay monopolos en la naturaleza, por lo tanto, no importa que tan separados estén dos polos (-q, +q) una distancia  $l$ , podemos medir su **momento dipolar** definido por el vector  $\vec{p}$  (Kearey *et al.*, 2002; Roy, 2007).

$$\vec{p} = ml\vec{r} \quad (13)$$

Donde  $\vec{r}$  es un vector unitario a lo largo de la dirección de la línea que une ambos polos.

Al someter un material a un campo magnético externo, este se puede **magnetizar**. Este fenómeno se debe a la inducción magnética o polarización magnética; la magnetización será proporcional al campo externo expuesto. La polarización es el resultado de la alineación de los dipolos con la dirección del campo externo. La intensidad de la inducción magnética  $J_i$ , está definida por el momento dipolar  $M$  (conocido como magnetización) por unidad de área. (Kearey *et al.*, 2002).

$$J_i = \frac{M}{LA} \quad (14)$$

Donde  $L$  es la longitud de una muestra  $M$  y una sección transversal  $A$ . Sus unidades en S.I en Amper sobre metro  $Am^{-1}$ . La intensidad de la magnetización es proporcional a la intensidad de magnetización  $H$  (Kearey *et al.*, 2002).

$$J_i = \chi H \quad (15)$$

Donde  $\chi$  es la susceptibilidad magnética del material. Dado que  $H$  y  $J_i$  se miden en  $Am^{-1}$ , la susceptibilidad es adimensional. La Susceptibilidad magnética, podemos decir, es la capacidad de cada material a ser magnetizado, y dependerá del contenido de minerales magnéticos (hematita, ferrita, magnetita) en cada material. Como podemos ver en la figura 2.5, cada material tendrá un rango de valores de susceptibilidad (Roy, 2007).

No todos los materiales se van a magnetizar de la misma manera y de acuerdo a su comportamiento magnético los podemos dividir en: ferromagneticos, paramagneticos, diamagneticos.

- **Diamagnetismo:** Tienen una susceptibilidad negativa ( $\chi_m \leq 0$ ). Por lo tanto, al estar expuesto a un campo externo, los dipolos se alían en dirección contraria al campo externo. Por lo tanto, el momento magnético es cero. Algunos materiales que presentan este comportamiento son: el yeso, grafito y mármol.
- **Paramagnético:** Tiene una susceptibilidad positiva  $0 < \chi \ll 1$  pero débil. Al aplicar un campo magnético externo, los dipolos se alinean parcialmente al campo inducido, produciendo un campo magnético en el mismo sentido. Sin embargo, este campo es débil

y al momento de quitar la presencia del campo aplicado, el material pierde su campo. Ejemplo de ello son: piritita, galena, olivino y mica biotita.

- **Ferromagnetismo:** Tienen una susceptibilidad positiva y fuerte ( $\chi_m \gg 0$ ), debido a que sus dipolos son paralelos, por lo tanto, presentan un fuerte efecto magnético. Producen su propio campo magnético, pero desaparece este efecto al ser sometido a altas temperaturas (temperatura de Curie). Las sustancias ferromagnéticas se encuentran en el hierro, cobalto y níquel. Los materiales ferromagnéticos se dividen en tres subgrupos. Son (i) ferromagnéticas, (ii) antiferromagnéticas y (iii) ferrimagnéticas.

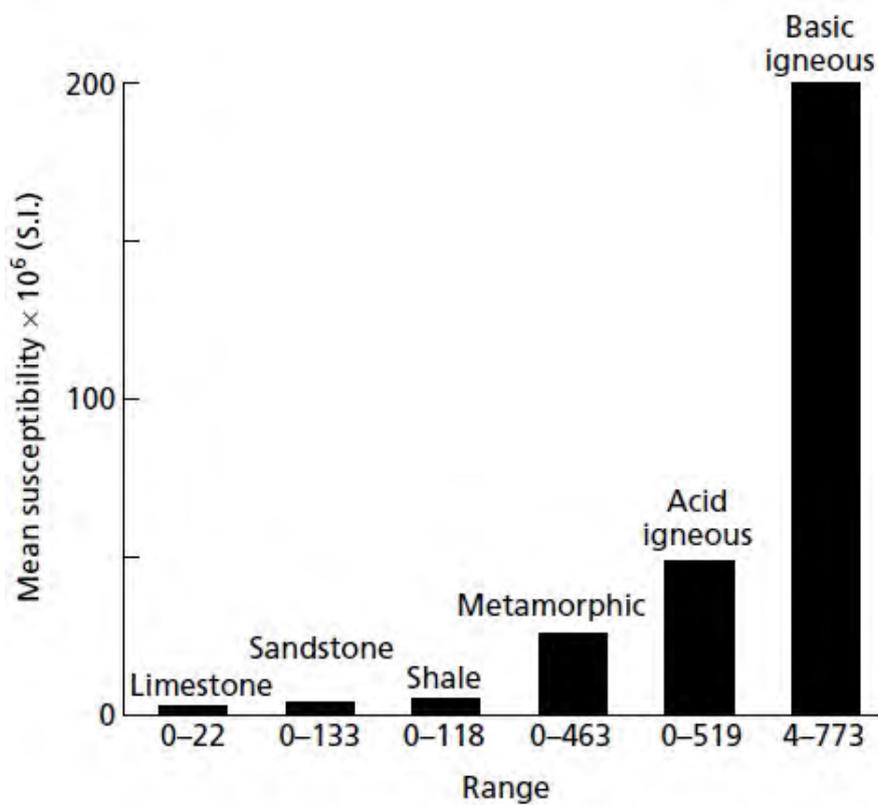


Figura 2.5: Algunos ejemplos de susceptibilidad magnética en rocas. obtenido de Fassbinder (2017).

### 2.1.5. Observatorios magnéticos

Gran parte del conocimiento que existe del CMT es por medio de la información recopilada de los observatorios magnéticos distribuidos alrededor del mundo. Actualmente, existen 155 observatorios magnéticos en el mundo (fig. 2.6), según datos del International Real-time Magnetic Observatory Network (INTERMAGNET) para 2024, y la tendencia indica que van incrementando cada año. Esta organización se estableció como una red global de observatorios magnéticos que cooperan entre sí para la obtención de datos casi en tiempo real.

La función de los observatorios magnéticos es registrar continuamente el campo geomagnético para obtener registros tanto de corta como de larga duración de las variaciones del campo

en un radio de 300 km (Guzmán Armenta, 2014). Además, los datos se utilizan para realizar estimaciones del campo geomagnético global (IGRF).

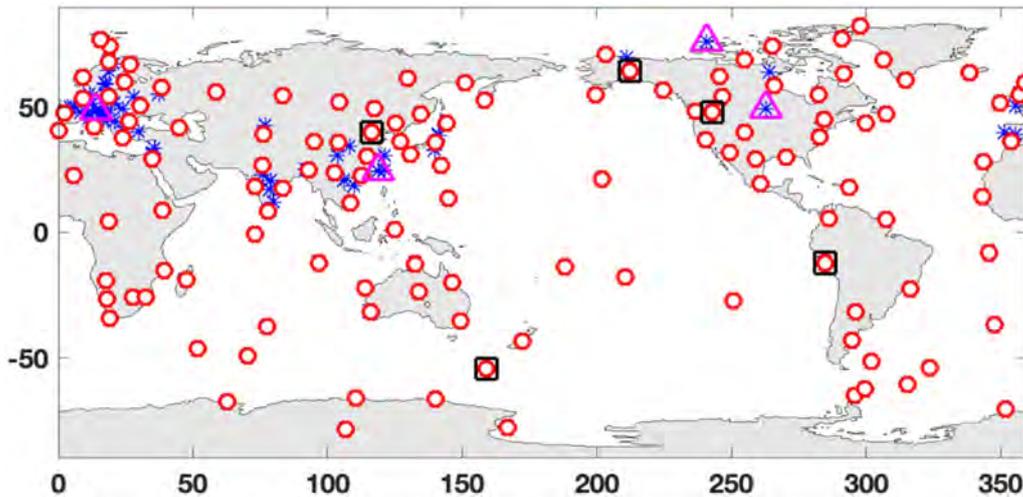


Figura 2.6: Observatorios magnéticos alrededor del mundo (círculos rojos) datos abiertos en INTERMAGNET. Obtenido de Egbert *et al.* (2021).

Para la instalación de un observatorio magnético, se requieren ciertos requisitos específicos en el lugar de instalación (Guzmán Armenta, 2014).

- (a) Los elementos magnéticos deben ser normales. Se debe tener un gradiente menor a 5 nT por metro en el sitio de medición. La zona no debe estar influenciada por algún cuerpo magnetizado que cause una anomalía en la zona.
- (b) La conductividad eléctrica en la zona sea homogénea, asimismo, la estratigrafía del lugar sea casi horizontal sin presentar anomalías.

Los observatorios magnéticos emplean dos tipos de instrumentación: variómetros y magnetómetros absolutos. Los variómetros son instrumentos de alta sensibilidad que requieren condiciones ambientales controladas, como temperatura y estabilidad de una plataforma, para medir de forma continua y automatizada las variaciones del campo magnético terrestre. Por otro lado, los magnetómetros absolutos son utilizados por observadores para realizar mediciones periódicas con el fin de calibrar los variómetros y determinar el valor absoluto de los elementos magnéticos en un punto específico. Estas mediciones absolutas son fundamentales para establecer una referencia precisa y actualizar los modelos del campo magnético terrestre. (Guzmán Armenta, 2014).

En México cuenta con un observatorio magnético, el observatorio magnético de Teoloyucan, ubicado en el Estado de México, el cual está en funcionamiento desde 1914 y forma parte del servicio magnético de la UNAM. Cuenta con un variografo LEMI 025 el cual es un magnetómetro tipo fluxgate, asimismo con un magnetómetro *overhauser* GMS90 para medir el módulo de  $|B|$  y un teodolito DI-flux ZEISS THEO20B. Desde sus inicios es el encargado de publicar las cartas de las componentes magnéticas D, I y F para México.

Como podemos ver el mapa 2.6 el mundo no está completamente homogeneizado por la red de observatorios magnéticos. Existe una discrepancia entre el hemisferio norte y sur respecto a la cantidad de observatorios y el área que cubren es muy dispersa en muchas regiones. Por lo tanto, surgen las estaciones de repetición (Goguitchaichvili *et al.*, 2022).

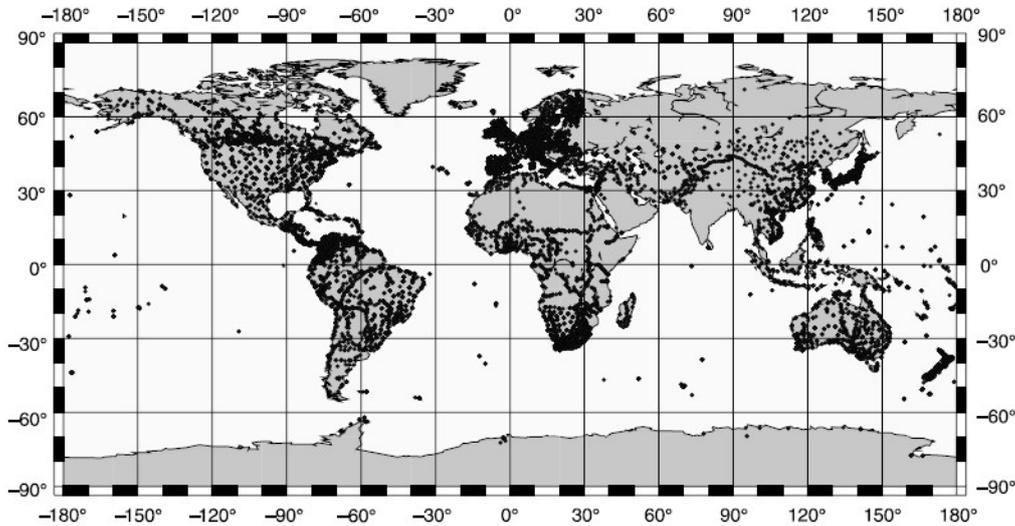


Figura 2.7: Distribución de estaciones de repetición en el mundo. Obtenido de Matzka *et al.* (2010).

Las estaciones de repetición nos permiten obtener información del campo geomagnético de manera rápida, barata y eficaz. Una estación de repetición es un punto geográfico donde se realizan mediciones precisas del campo magnético terrestre a intervalos regulares, normalmente cada cinco años. Estas mediciones (mediciones absolutas) nos permiten determinar la variación secular, la cual es un cambio lento y gradual del CMT a lo largo del tiempo (Newitt *et al.*, 1996; Goguitchaichvili *et al.*, 2022).

Las estaciones de repetición nos permiten medir tres componentes geomagnéticas: declinación [D], inclinación [I] e intensidad total [F]. Por lo cual, son una gran ayuda para complementar los datos de los observatorios magnéticos a un bajo costo. Asimismo, estos datos nos permiten crear modelos y mapas regionales, complementando la información del IGRF. En el mundo se creó la red mundial de estaciones de repetición, como vemos en la figura 2.7, que tiene un mayor alcance que los observatorios magnéticos. México cuenta con 50 estaciones de repetición (fig. 2.8), los cuales se localizan distribuidos de manera homogénea por todo el territorio (Matzka *et al.*, 2010; Guzmán Armenta, 2014; Goguitchaichvili *et al.*, 2022).

Las estaciones de repetición se clasifican en dos categorías: las de primer y segundo orden. Las de primer orden son calibradas mediante instrumentación externa, observatorios magnéticos y variómetros cercanos, para realizar una corrección por variación diurna; estas mediciones se realizan durante al menos dos días. Las de segundo orden no tienen apoyo de instrumentación externa para realizar la corrección por variación diurna, se tienen que realizar suficientes mediciones para compensar esta variación. En ambos casos se considera un error menor o igual a 5 nT. (Goguitchaichvili *et al.*, 2022).

Los criterios para establecer una estación de repetición son:

- Debe localizarse en un lugar fuera de cualquier influencia magnética no-natural, por lo general lugares lejanos de ciudades o contaminación antrópica.
- Al igual que los observatorios magnéticos, se debe tratar que el gradiente magnético debe ser bajo en un área mínima de 10x10 metros. Se debe considerar que exista una mira o punto fijo que pueda permanecer estable por un largo periodo, como una antena de telefonía o montaña.
- Se debe considerar que la estación se localice en lugares estratégicos que a largo plazo la mancha urbana no contamine el lugar, como geoparques, zonas arqueológicas, etc.

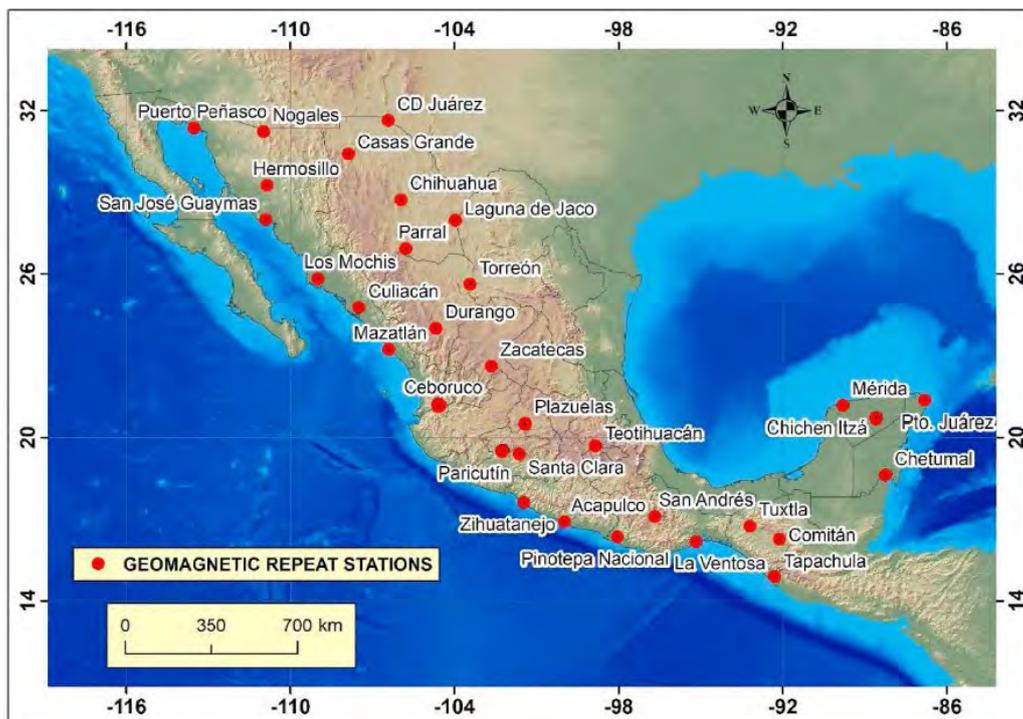


Figura 2.8: Distribución de estaciones de repetición en México. Obtenido de [Goguitchaichvili et al. \(2022\)](#).

El equipo utilizado en las estaciones de repetición es casi el mismo que el utilizado en los observatorios magnéticos. Se utiliza un teodolito tipo DI-flux que, además de realizar mediciones de campo, nos permiten realizar observaciones solares, lo cual será necesario para determinar el norte geográfico ([Matzka et al., 2010](#)).

## 2.2. Magnetometría

La magnetometría es uno de los métodos de exploración geofísica más antiguos que existe. Su primer uso con fines de exploración data de la década de 1950, desde entonces ha sido uno de los métodos más populares debido a su eficacia para identificar y delimitar cuerpos enterrados, asimismo su facilidad de adquisición de datos y su naturaleza no invasiva a relativo bajo costo (Nabighian *et al.*, 2005; Fassbinder, 2017).

Junto con la gravimetría y los métodos eléctricos, la magnetometría forma parte de los métodos potenciales. A partir de mediciones superficiales se puede localizar la distribución de las anomalías generadas a partir de la respuesta de la susceptibilidad magnética (Blakely, 1996).

El hierro constituye cerca de 6% de la corteza terrestre. Este está disperso en las rocas, suelos y arcillas. El método magnético busca caracterizar el óxido de hierro ( $Fe_3O_2$ ) del subsuelo, recordando que todos los materiales naturales, aunque sea en pequeñas proporciones, contienen este compuesto generando una débil "marca" magnética. Por ende, si se conocen bien las propiedades magnéticas de cada material, es posible realizar un modelo del subsuelo a partir de estos datos (Fassbinder, 2017).

Las anomalías magnéticas pueden generarse de dos maneras: por inducción magnética o magnetismo remanente. La inducción magnética se debe a la magnetización de un objeto al estar expuesto al CMT y dependerá de la susceptibilidad de cada material  $[\chi]$ ; mientras, la magnetización remanente es el magnetismo que retiene el objeto aún en ausencia de un campo externo  $\vec{B}$ . La variación de la susceptibilidad magnética de suelos, rocas, materiales enterrados se superpone al CMT generando una anomalía. Estas anomalías pueden ser negativas o positivas. Las anomalías positivas se asocian a objetos que fueron sedimentados con el paso del tiempo o rellenados con algún otro material y negativa cuando existe algún cuerpo menos magnético que fue introducido en las capas superiores del suelo (Kearey *et al.*, 2002; Smekalova *et al.*, 2008).

La intensidad de esta anomalía, además de la susceptibilidad magnética, dependerá de la masa, profundidad, forma, inclinación en el espacio y tipo de material. Lo que se busca en la magnetometría son dipolos (fig.2.9), al encontrar una anomalía, esta genera un polo positivo y negativo (Argote, 2008).

En arqueología, la profundidad máxima de estudio rara vez supera los 10 metros. Debido al volumen reducido de estas zonas de estudio, surge un gran problema con la relación señal/ruido. Las estructuras arqueológicas suelen ser muy pequeñas y están a menudo superpuestas, lo que dificulta la identificación de las marcas magnéticas (Argote, 2008; Smekalova *et al.*, 2008).

La instrumentación actual permite realizar mediciones tan precisas de  $\pm 0,1$  nT. Los magnetómetros pueden ser vectoriales y escalares. El vectorial mide la intensidad en alguna dirección de las componentes magnéticas ( $\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z}$ ) del CMT, mientras los escalares, los cuales son los utilizados en exploración geofísica, miden la fuerza total  $[F]$  generada por las anomalías de los cuerpos magnetizados (Fassbinder, 2017).

En exploración magnetométrica los tres principales tipos de magnetómetros son: Fluxgate, precesión protónica y de bombeo óptico. El equipo utilizado para este trabajo fue un mag-

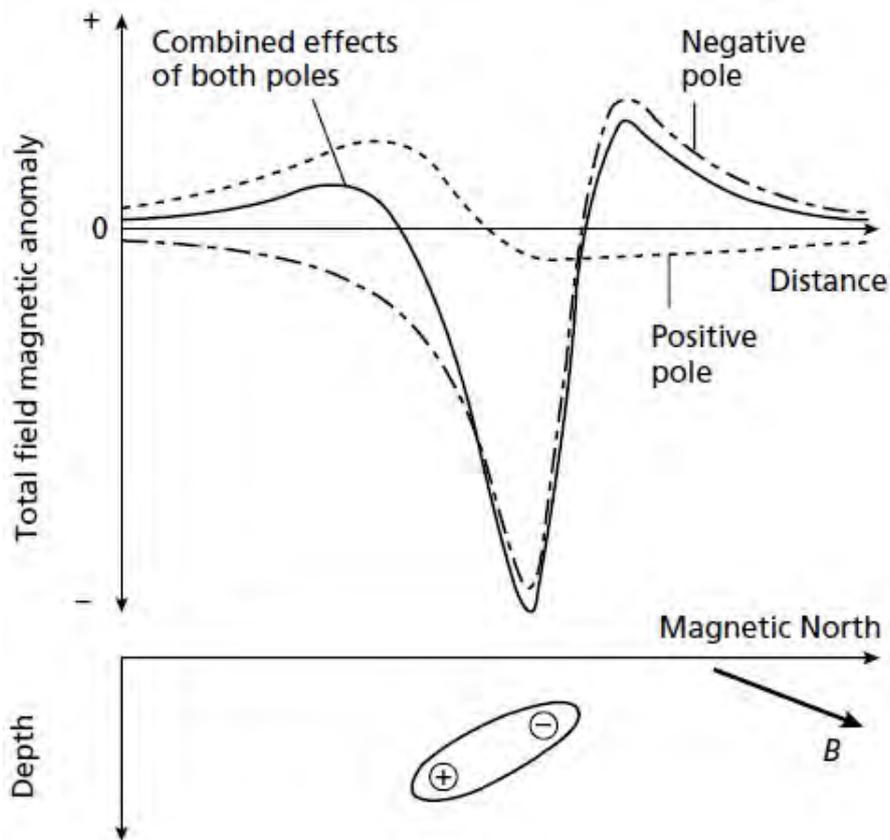


Figura 2.9: Ejemplo de una anomalía generada por un dipolo. Obtenido de (Kearey *et al.*, 2002).

netómetro GEM GSM-19 *Overhauser* el cual es un magnetómetro de precesión protónica. Se le conoce así, debido a que en su interior contiene un fluido rico en hidrocarburos, por lo general queroseno, en donde se utiliza la precesión de protones del hidrógeno para medir la fuerza total  $[F]$ . Los protones se comportan como dipolos que se polarizan al aplicar una corriente mediante una bobina generando un campo; al retirar la corriente los dipolos se alinearán al campo terrestre de ese momento. Este cambio genera una señal, la frecuencia de esta señal será proporcional a la fuerza del campo  $[F]$  (Smekalova *et al.*, 2008).

Una vez tomando los datos en crudo, es necesario realizar correcciones a estos, para eliminar todas las variaciones que sean distintas a los efectos magnéticos del subsuelo (Kearey *et al.*, 2002).

**Corrección por variación diurna:** el CMT es perturbado por el viento solar ionizando, creando corrientes eléctricas que a su vez generan campos magnéticos que interaccionan con el CMT. Principalmente, entre las 11 y las 14 horas la actividad del campo incrementa en unas decenas de nT, pero durante la noche el campo decrece la actividad y permanece casi constante. Su efecto se elimina estableciendo una estación base o fija durante el día que se realice el levantamiento; las lecturas observadas de la estación base se restan al campo total, las cuales son las mediciones hechas en campo (Kearey *et al.*, 2002; Milsom, 2003).

Por medio de la expresión lineal podemos remover el gradiente regional.

$$y = mt + b \quad (16)$$

Donde  $m$  es pendiente,  $b$  la ordenada al origen,  $t$  el tiempo,  $y$  será el valor del campo geomagnético. Mediante el método de mínimos cuadrados se puede obtener el valor del campo en cada momento que se levantó un punto. Con el fin de dejar las anomalías locales como residuos positivos y negativos, suele ser útil en áreas de estudio pequeñas (Kearey *et al.*, 2002).

Para este trabajo se ocupó como estación base el observatorio magnético de Teoloyucan. Una estación base no puede localizarse a más de 100 km del lugar del levantamiento porque las variaciones diurnas difieren bastante de un lugar a otro (Kearey *et al.*, 2002). Mitla y Teotitlán del Valle se localizan a más de 400 km de distancia del observatorio. Debido a esto, para realizar la corrección por variación diurna se requiere de una función de transferencia. Partimos de que la fuerza total depende de su posición en espacio, pero también del tiempo  $F(x, y, z, t)$ , por lo tanto, se busca:

$$F_1(t) \propto F_2(t) \quad (17)$$

$$F_1(t) = h(t)F_2(t) \quad (18)$$

Donde la función  $F_1$  corresponde a los datos de Teoloyucan y mediante una función  $h(t)$  se busca transferir los datos de Teoloyucan, los cuales tienen 1000 nT de diferencia respecto a los datos en Mitla y Teotitlán del Valle, para que ambos varíen proporcionalmente.

**IGRF:** Internacional Geomagnetic Reference Field (IGRF), no solo nos permite predecir los valores del CMT y sus variaciones temporales. Mediante el modelo de la ecuación 10 se pueden obtener valores del campo de cualquier parte del mundo. El IGRF puede tener discrepancias entre 100-250 nT respecto a los valores medidos en campo y zonas que estén lejanas a observatorios magnéticos (Milsom, 2003).

Por lo tanto, para obtener el campo total ( $\Delta F$ ) se tiene que restar los valores corregidos por variación diurna ( $\delta F$ ), IGRF y el campo observado o medido.

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F \quad (19)$$

### Campo Regional y Residual:

Como hemos visto, las anomalías magnéticas son el resultado de la superposición de varios efectos. Por ende, para realizar una correcta interpretación de una anomalía magnética es crucial separar el campo regional del residual. El campo regional se suele asociar a cuerpos profundos (frecuencias bajas) mientras que el mapa residual se asocia a cuerpos más someros (frecuencias altas). El objetivo general es separar ambos campos, principalmente para identificar las estructuras más someras, por lo tanto, es llegar a un mapa de residual. Estos se pueden separar mediante el filtrado de datos, la elección del filtro dependerá del tipo de estudio realizado y el objetivo del mismo (Nabighian *et al.*, 2005).

### 2.2.1. Posprocesado

Después de realizar las correcciones por variación diurna e IGRF, existen una infinidad de procesados para interpretar anomalías magnéticas. Pero, todas tienen como meta determinar el tipo y la ubicación de la fuente magnética. Para este trabajo se utilizaron filtros aplicados mediante el programa *Geosoft Oasis Montag* versión 8.4.

**Reducción al polo:** El primer posproceso que se lleva a cabo en magnetometría es la reducción al polo. Al realizar un levantamiento magnetométrico, las anomalías magnéticas no siguen un patrón claro; si el campo ambiental y la magnetización del cuerpo no están alineados verticalmente, puede sesgar la anomalía cambiando la forma e incluso el signo. La reducción al polo es un proceso matemático el cual nos permite superpongan las anomalías verticalmente sobre la fuente (Fig. 2.10), evitando que estén sesgadas. Se puede realizar el cálculo mediante la siguiente expresión (Blakely, 1996).

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2}][ip\alpha_M + iq\beta_M + \gamma_M\sqrt{p^2 + q^2}]} \quad (20)$$

Donde

$$\alpha = \cos(I)\cos(D)$$

$$\beta = \cos(I)\cos(D)$$

$$\gamma = \sin(I) \text{ asociado al campo}$$

Este proceso no es útil en zonas de estudio pequeñas, esta transformación se puede perder información, porque muchos de los objetos o materiales de interés están enterrados sobrepuestos o demasiado juntos (Juárez *et al.*, 2017).

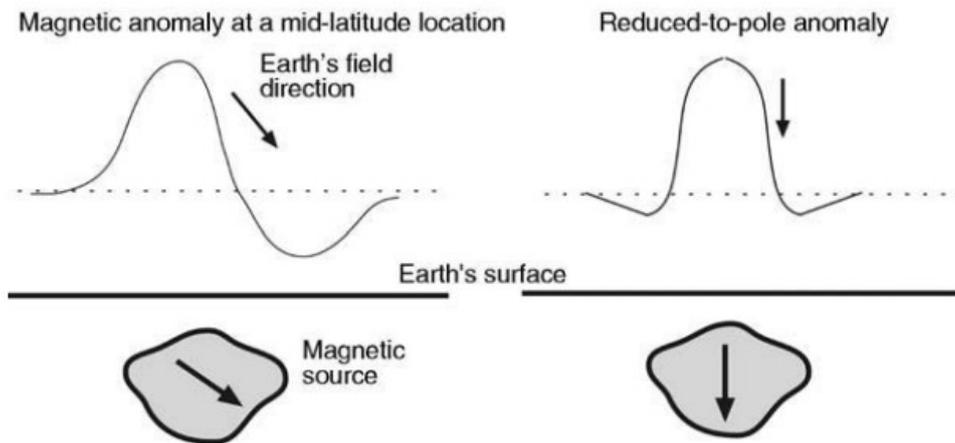


Figura 2.10: reducción al polo RTP. Obtenido de (Blakely, 1996).

**Filtro Butterworth:** este filtro es una buena opción para aplicar la transformada rápida de Fourier (FFT). Es muy utilizado como filtro pasa-banda, porque podemos dejar fijo el número de onda mientras controlamos el grado de atenuación del filtro.

$$l(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n} \quad (21)$$

donde  $K_c$  es el número de onda fijo

$n$  es el grado de la función.

En el programa *Geosoft Oasis Montag* se debe especificar si la anomalía es residual o regional, por defecto suele ser regional.

**Deconvolución de Euler:** Este método permite estimar calcular la profundidad de las fuentes magnéticas reducidas a un plano horizontal. Directamente, no supone una estructura geológica en concreto, sino que parte de una anomalía puntal como un dipolo simple. Esto se considera tres coordenadas cartesianas  $x,y,z$ ; donde  $M$  es la magnetización,  $r = \sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)}$  y  $n$  es un índice estructural (Durrheim y Cooper, 1998).

$$f(x, y, z) = \frac{M}{r^2} \quad (22)$$

Este índice estructural ( $n$ ), que toma valores entre uno y tres y se ingresa de manera arbitraria (tabla 2.1) y junto con las coordenadas determina que tipo anomalía se trata; por lo tanto, debemos ser cuidadosos de escoger los parámetros correctamente para que geológicamente tengan sentido. Este método tiene como ventaja que al estimar  $n$ , podemos resolver la ambigüedad entre anomalías similares, como por ejemplo las generadas por una línea vertical y una fuente puntual. Otra ventaja de este método es que trabaja mediante ventanas de datos, en cada ventana se resuelven la ecuación para localizar la profundidad y el tipo de fuente, por lo ende, en cualquier caso el tamaño de la ventana debe ser significativamente mayor que el espaciado real entre líneas (se recomienda el doble) si se desea obtener datos precisos. Este método suele ocuparse en lugares donde exista cambios bruscos en la magnetización como: diques, sills, fallas normales o cambios litológicos importantes entre dos estratos (Florio *et al.*, 2006; Reid *et al.*, 2014).

Índice estructural	Fuente
3	Punto o esfera
2	Línea, cilindro, falla en lecho fino
1	dique o sill
0	Contacto de profundidad cambio litología

Cuadro 2.1: Valor de índices estructurales. Tabla modificada de Florio *et al.* (2006)

**Señal analítica:** Este método, al igual que la deconvolución de Euler, se ocupa para determinar la profundidad de la fuente; su característica principal es que su señal alcanza un máximo directamente en los contrastes de magnetización, esta señal será proporcional a la profundidad del cuerpo enterrado. Teóricamente, es muy útil, ya que no depende del valor del CMT ni de la dirección de la magnetización de la fuente, por lo tanto, este método nos permite delimitar de mejor manera la profundidad y dimensiones de la fuente. La señal analítica se puede expresar de la siguiente manera para un campo potencial (Keating y Pilkington, 2004; Juárez *et al.*, 2017).

$$A(x, y, z) = \sqrt{\left(\frac{\delta\phi}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta\phi}{\delta y}\right)^2 + \left(\frac{\delta\phi}{\delta z}\right)^2} \quad (23)$$

Donde  $\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}$  son los vectores unitarios y  $\phi$  es el campo magnético observado. A diferencia de la deconvolución de Euler, la señal analítica no requiere de ventanas de datos ni del índice estructural  $n$ , dado que no depende de la magnetización del cuerpo, por lo que solo se enfoca en localizar la fuente  $(x, y, z)$  directamente. Además, este método nos permite eliminar el ruido de fondo (ruido) una vez determinada se puede calcular el buzamiento y el contraste de susceptibilidad a partir de las relaciones entre la señal analítica y los gradientes ortogonales del campo magnético. (Keating y Pilkington, 2004).

**continuación descendente:** el objetivo de este método es cambiar el punto de vista del observador, para reducir el ruido de los datos y aumentar la resolución horizontal de las anomalías y sus fuentes, funciona esencialmente como un filtro pasa alta. A diferencia del método de continuación ascendente que acentúa las fuentes más profundas, este método acentúa las fuentes más someras (Blakely, 1996).

$$e^{\Delta z |k|} \quad (24)$$

donde  $|k|$  es el número de onda ( $|k| = 2\pi\lambda$ ), cuando el signo es positivo indica que es continuación descendente y cuando es negativa es continuación ascendente. Este método en vez de "suavizar" las longitudes de ondas largas, como en continuación ascendente, amplifica y sé cierta manera agudiza las longitudes de onda más corta. En ambos casos, este método puede no funcionar correctamente si desde el levantamiento de datos ocurren errores en mediciones, en el caso de continuación descendente si existen errores en los datos de las longitudes de onda corta.

### 2.3. Método eléctrico

El método eléctrico tiene una gran importancia en la geofísica para la investigación somera. Fue una de las primeras técnicas de exploración geofísica en desarrollarse, tiene su origen en el año 1912, y desde entonces ha cobrado relevancia en estudios hidrogeológicos, prospección de minera, así como en aplicaciones medioambientales y arqueológicos (Aizebeokhai, 2010).

A grandes rasgos, el método eléctrico se debe entender como un flujo de corriente continua o alterna de baja frecuencia, a través de un medio constituido de distintos medios (estratos) y con ello distintas resistividades. Por lo que, se puede estudiar las propiedades eléctricas del subsuelo. Para hablar del método eléctrico primero debemos entender que es la resistividad  $[\rho]$ , la cual es una propiedad intrínseca de la materia, la podemos definir como la oposición al paso de la corriente eléctrica de un material (Kearey *et al.*, 2002).

En sistema internacional (S.I) sus unidades son el ohmio por metro (ohm-m) donde su inverso es la conductividad, la cual se mide en siemens por metro  $[Sm^{-1}]$ . En ciencias de la

Tierra, la resistividad de un material geológico dependerá permeabilidad, porosidad, contenido mineral y fluidos almacenados en entre los poros. El método de tomografía de resistividad eléctrica (TRE), el cual fue ocupado en este trabajo, ocupa una fuente artificial para la corriente eléctrica que se induce al subsuelo por medio de electrodos puntuales. Este método se puede describir a partir de la ley de ohm y mediante las ecuaciones de Maxwell, en especial la ley de Faraday (Kearey *et al.*, 2002; D. K. Butler, 2005).

Al hablar del método del eléctrico debemos partir de la resistividad  $[\rho]$ , inverso de la conductividad  $[\sigma = 1/\rho]$ , que contrasta con los materiales del subsuelo. La conductividad eléctrica de un material indica qué tan bien conduce la electricidad. En zonas de baja resistividad la corriente fluirá con mayor velocidad, mientras que en zonas de alta resistividad la corriente será nula o cero (D. K. Butler, 2005).

Para poder entender la resistividad primero debemos partir del fundamento de la ley de ohm en su forma vectorial.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (25)$$

Donde  $\vec{J}$  es la densidad de corriente y se mide en Amperes sobre metro ( $A/m^2$ ) y E es la intensidad del campo eléctrico que se puede medir en Volts por metro ( $V/m$ ). Debemos entender a que  $\vec{J}$  es un vector y que tiene una dirección y sentido al campo eléctrico  $\vec{E}$  (Aizebeokhai, 2010).

Para definir a  $\vec{J}$ , primero debemos entender que la resistencia de un material, concepto diferente a la resistividad, es una propiedad extrínseca de la materia; por lo tanto, depende proporción de la longitud y el área del material.

$$R \propto L/A \quad (26)$$

Esa relación  $L/A$ , se le debe colocar una constante de proporcionalidad, la cual será  $\rho$ , por lo que nos queda como  $\rho(L/A)$ . A esto lo conoceremos como densidad de corriente, el cual podemos definir como el flujo de corriente eléctrica a través de un área (D. K. Butler, 2005).

Para conocer el campo eléctrico se parte de las ecuaciones de Maxwell; partiendo de la ley de Faraday en su forma puntual.

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\delta \vec{B}}{\delta t} \quad (27)$$

Donde  $\vec{E}$  es el campo eléctrico,  $\vec{B}$  la densidad de flujo magnético y t tiempo. Esta ley nos indica la circulación del campo  $\vec{E}$  a partir de la variación temporal del campo  $\vec{B}$ . Anulando la derivada temporal, debido a que el campo eléctrico es estacionario, nos queda como

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (28)$$

Esta ecuación se aplica a la corriente continua. No obstante, también pueden ser utilizadas

para modelar el comportamiento de las corrientes alternas a bajas frecuencias, siempre que las corrientes de desplazamiento y los efectos de inducción sean considerados como insignificantes (Aizebeokhai, 2010).

Dado que el campo eléctrico es estacionario o irrotacional, podemos tratar al campo eléctrico  $\vec{E}$  como un gradiente, por lo que surge el potencial escalar  $U$ .

$$\vec{E} = -\nabla U \quad (29)$$

Donde  $U$  es el potencial eléctrico en volts; el signo menos indica, que el gradiente apunta hacia al mayor incremento del campo escalar, siguiendo la convicción de que las partículas de igual signo se repelen entre sí. En el método eléctrico supone que se parte de un medio homogéneo e isótropo con resistividad uniforme.

### Fuente puntal

Todos los métodos de resistividad emplean una fuente artificial que inyecta corriente a través de electrodos puntuales que miden la diferencia de potencial. Sí, hacemos pasar corriente a través de un electrodo muy lejano, al infinito, encontraremos un caso especial si lo consideramos en condiciones ideales.

Bajo condiciones ideales se considera que existen dos semi-espacios ideales, el primero es la atmósfera, debido a se opone al paso de la corriente, por lo que la podemos considerar que tiene resistencia infinita ( $\rho \rightarrow \infty$ ) y el segundo semi-espacio es el subsuelo el cual posee una resistencia uniforme  $\rho$  (D. K. Butler, 2005; Aizebeokhai, 2010).

Bajo estas condiciones la corriente eléctrica tenderá a fluir de manera radial y equipotencial (fig. 2.11), partiendo del electrodo puntal a una distancia  $r$ , en forma de semiesfera de resistencia  $\rho$ . El área de una semiesfera la podemos denotar como  $2\pi r^2$ . Por lo que, el potencial  $U$  está dado por:

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (30)$$

En la práctica se ocupan dos electrodos con corriente (+I,-I), si trazaremos un semi-espacio debajo de alguno de estos electrodos, la densidad de corriente  $j$  tiene el mismo valor y dirigida radialmente. Si medimos en potencial en cualquier punto entre ambos electrodos se puede expresar como:

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (31)$$

### Resistividad aparente

En la práctica, no podemos asumir que la Tierra tiene una resistividad  $\rho$  uniforme, homogénea y anisotrópica. En realidad, es heterogénea, por lo que la influencia de las resistencias entre el subsuelo y los electrodos de corriente no se conoce con precisión. Es decir, la resistividad será aparente, ya que estará determinada por la corriente inyectada  $I$  y el voltaje aplicado. (Aizebeokhai, 2010).

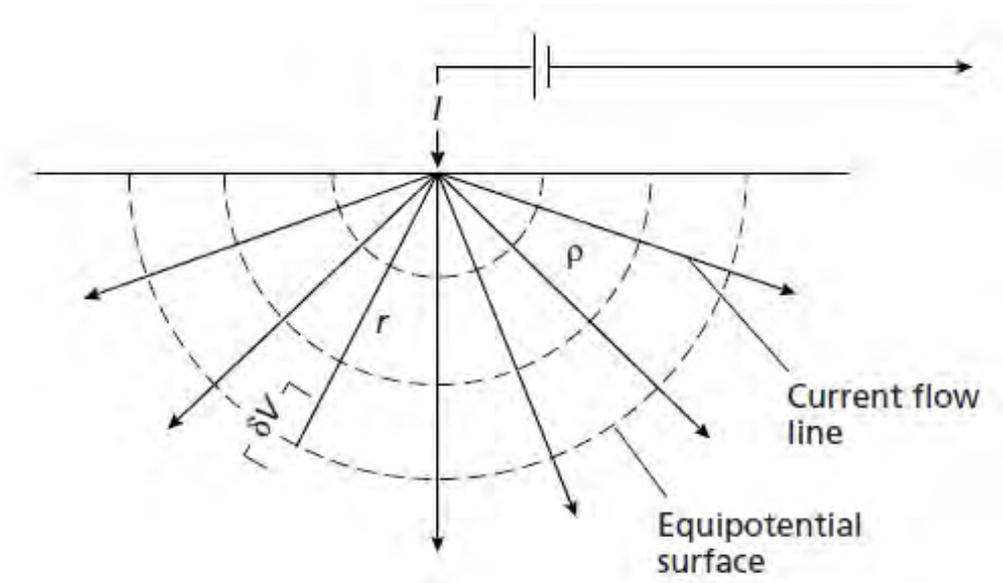


Figura 2.11: Flujo de corriente equipotencial con un electrodo puntal. Obtenido de [Kearey et al. \(2002\)](#).

Debido a que el subsuelo es heterogéneo, el método eléctrico puede estudiar los contrastes de resistividad de los distintos materiales (Fig. 2.12) y, con ello, identificar zonas de anomalías ([D. K. Butler, 2005](#)). Al igual que en la magnetometría, observamos que varios rangos de valores se solapan entre sí. Además, la porosidad, la saturación de agua y el contenido mineralógico pueden cambiar esos valores.

Para resolver la resistividad aparente  $\rho_a$ , tenemos dos electrodos (A,B) a una distancia finita. Como se mencionó anteriormente, dependerá del arreglo de electrodos, la resistividad, intensidad y el voltaje [V] inducido.

$$\rho_p = K \frac{\Delta V}{I} \quad (32)$$

Donde K es una constante conocida como el factor geométrico.

### Factor geométrico

Un arreglo electródico normal consta de cuatro electrodos; dos electrodos de corrientes A,B y dos los cuales miden la diferencia de potencial del subsuelo M,N. Estos van conectados a un generador eléctrico (comúnmente una batería de 12 volts) y un amperímetro para medir la diferencia de potencial. Partiendo de la ecuación 32 podemos definir a K como una variable que depende de la configuración electrodnica.

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (33)$$

En general es posible acomodar los electrodos en cualquier disposición geométrica, pero por generalidad existen cuatro tipos de arreglos comunes: Wenner, Schlumberger, polo-dipolo, dipolo-dipolo. La elección del tipo de arreglo estará en función de las estructuras geológicas que

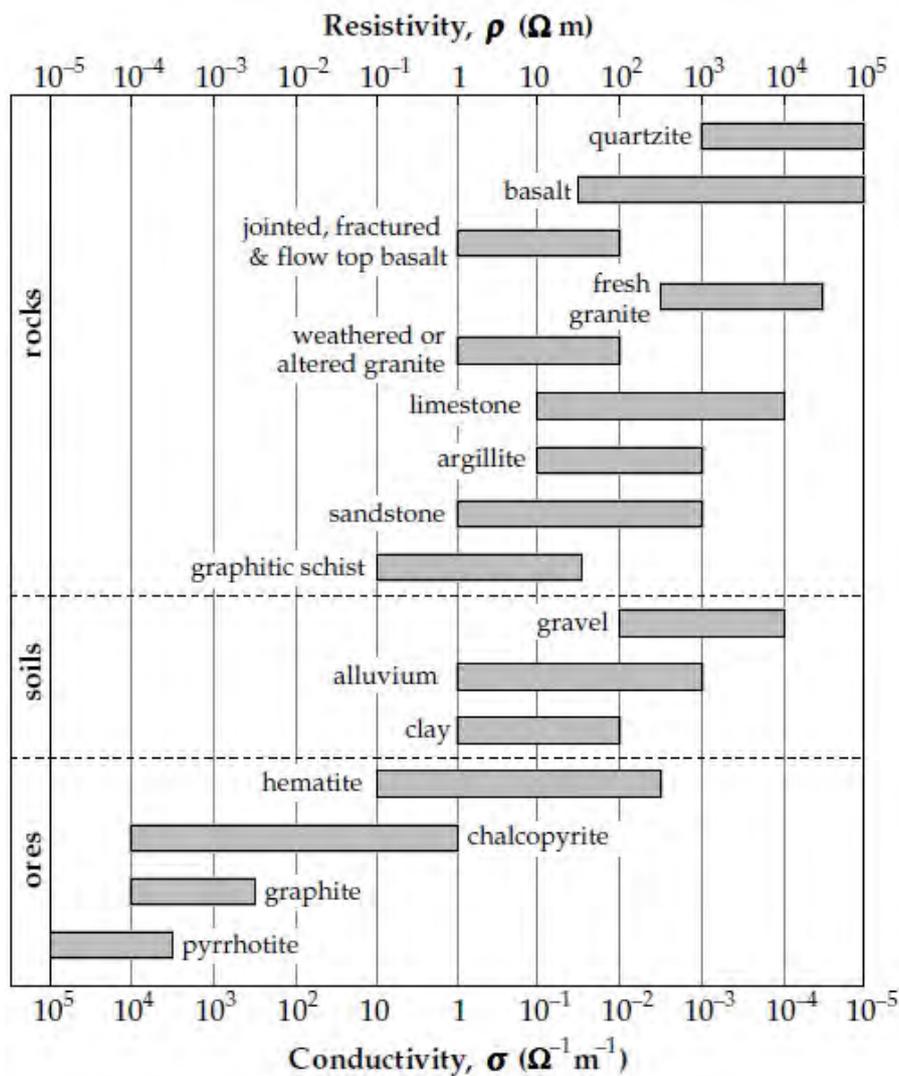


Figura 2.12: Tabla de valores de Resistividad de algunos materiales geológicos. Obtenido de Lowrie (2007).

se van a delinear, las heterogeneidades del subsuelo, la sensibilidad del resistímetro, el nivel de ruido de fondo. Asimismo, cada tipo de arreglo nos permitirá tener distintas variaciones laterales y verticales de resistividad del subsuelo, además, tendrá cada arreglo una profundidad de cobertura distinto (Aizebeokhai, 2010).

A continuación se describen estos arreglos:

#### Wenner:

En esta configuración los cuatro electrodos se localizan a la misma distancia (Fig. 2.13), los pares de electrodos de corriente y potencial tiene un punto medio en común. Se utiliza al realizar un levantamiento vertical, siendo menos sensible a los cambios horizontales. La profundidad de exploración de este arreglo depende del espacio  $a$  entre electrodos, a mayor espaciado mayor profundidad de investigación (Loke, 2004).

El factor geométrico estará determinado por  $k = \pi a$  y será inversamente proporcional a la intensidad de la señal.

#### Schlumberger:

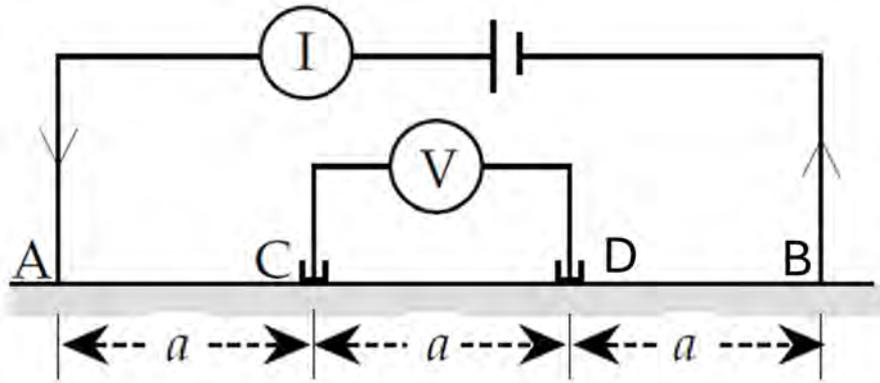


Figura 2.13: Arreglo tipo Wenner. Obtenido de [Milsom \(2003\)](#).

Al igual que el arreglo Wenner, existe un punto medio en común del cual las distancias entre los electrodos de corriente y voltaje se mueven. Los electrodos que se mueven son los de corriente A,B. Por lo general, la distancia máxima de separación no debe exceder  $6a$  o las mediciones de potencia serán demasiado débiles para ser medidas ([D. K. Butler, 2005](#)).

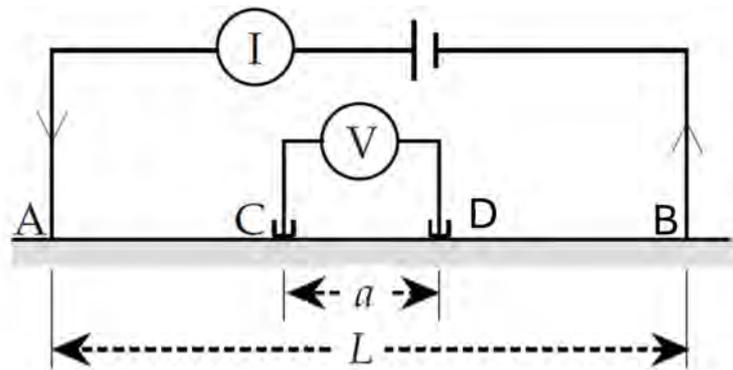


Figura 2.14: Arreglo tipo Schlumberger. Obtenido de [Milsom \(2003\)](#).

Está diseñado para sondeos verticales con una profundidad de investigación que dependerá de la separación electroica de A,B. Su factor geométrico está dado por

$$k = (n - 1)(n + 1) \frac{\pi a}{2} \quad (34)$$

### Polo-dipolo:

Es un arreglo asimétrico, tiene una cobertura horizontal relativamente buena y una mayor intensidad de señal en comparación al arreglo dipolo-dipolo. Tiene la particularidad de que uno de los electrodos de corriente se instala a una distancia infinita (por lo general a una distancia  $5a$ ) y dos electrodos de potencial. Tiene una buena profundidad de investigación y se suele ocupar en exploración minera. ([Aizebeokhai, 2010](#)).

Su factor geométrico está dado por:

$$K = 2\pi L(n + 1)a \quad (35)$$

### Dipolo-dipolo:



Figura 2.15: Arreglo tipo polo-dipolo. Obtenido de [Milsom \(2003\)](#).

Este arreglo tiene una buena cobertura horizontal, pero una pobre cobertura vertical, por lo tanto, suele ocuparse al explorar diques o cavidades. Es un arreglo que se compone de dipolos, la distancia entre electrodos de potencial y voltaje es  $a$ , mientras los separa un punto medio de distancia  $L$ . Cuanto mayor sea la distancia  $L$  la profundidad de investigación será mayor, pero su principal desventaja que al separar  $L$  disminuirá la intensidad de la señal. Suele ser un arreglo común en sondeos eléctricos verticales (SEV) ([Loke, 2004](#); [Aizebeokhai, 2010](#)).

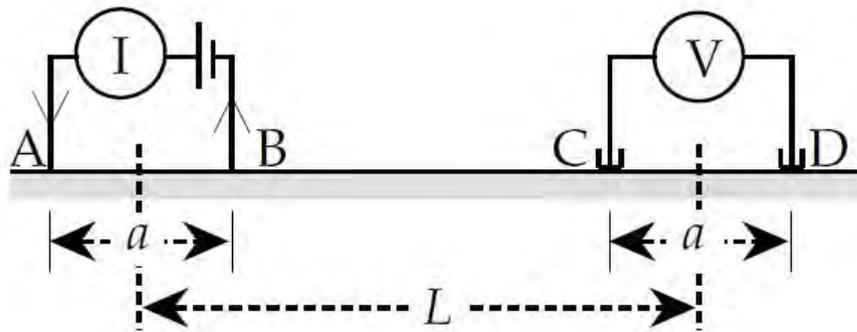


Figura 2.16: Arreglo tipo dipolo-dipolo. Obtenido de [Milsom \(2003\)](#).

Su factor geométrico está dado por:

$$k = 2\pi \frac{V}{I} \left( \frac{L(L^2 - a^2)}{a^2} \right) \quad (36)$$

### Wenner-Schlumberger:

Como su nombre lo indica, este arreglo combina los arreglos Wenner y Schlumberger. Este arreglo tiene un espaciamiento constante en los electrodos de potencial y se irán incrementando una distancia máxima de  $6n$ . Se ocupa, se arregló para alcanzar una mayor profundidad de investigación (alcanza 10 % mayor profundidad de investigación que los arreglos Wenner y schlumberger); es moderadamente sensible tanto a las estructuras horizontales como verticales, dependiendo de que tanto se separen los electrodos de corriente ([Loke, 2004](#)).

### Tomografía de resistividad eléctrica:

Este método nos permite investigar las variaciones horizontales y verticales de la resistividad eléctrica de los materiales del subsuelo. Este método nos permite realizar levantamientos 2d y 3d, los arreglos anteriormente descritos son comúnmente empleados en levantamientos 2d;

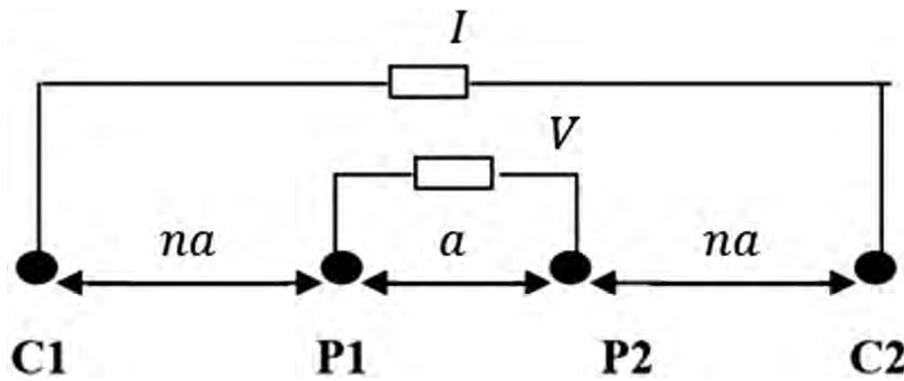


Figura 2.17: Arreglo tipo Wenner-schlumberger. Obtenido de [Supandi \(2021\)](#).

un levantamiento 3d consiste en realizar varios levantamientos 2d paralelos entre sí ([Tejero-Andrade et al., 2015](#)).

Un levantamiento consta de dos etapas: la adquisición de datos en campo y la segunda en la inversión de datos.

## 2.4. Inversión de datos

El siguiente paso en cualquier levantamiento, en este caso magnetométrico o de tomografía de resistividad eléctrica, consiste en recuperar la información obtenida en campo y modelarlos para obtener una imagen completa y útil de las observaciones realizadas ([Roy, 2007](#)).

La teoría de la inversión trabaja con el problema inverso, partiendo de la pregunta ¿Cómo podemos determinar los parámetros desconocidos a partir de los datos observados? Al realizar un levantamiento solo obtenemos un número finito de datos e interpretar de manera directa puede resultar ambiguo. Estos datos al realizar las respectivas correcciones, solo se obtiene datos menos ruidosos, pero seguiremos teniendo una incertidumbre.

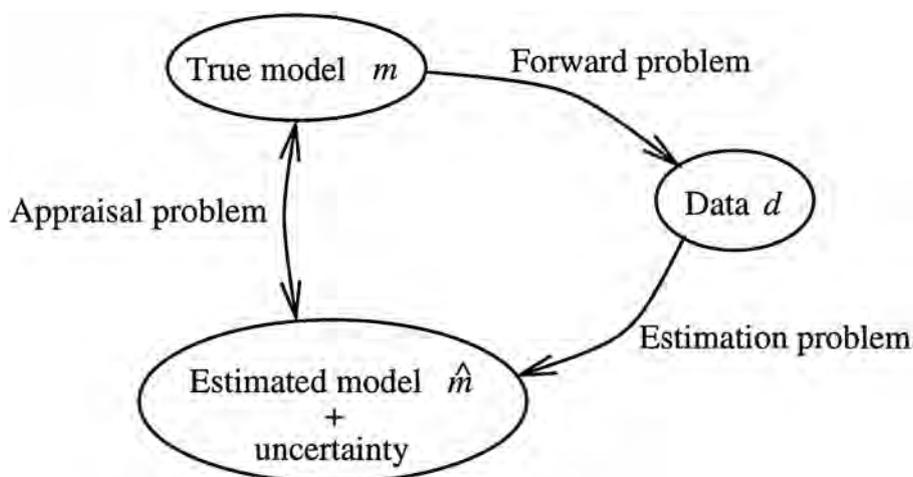


Figura 2.18: Pasos a seguir para realizar la inversión de datos. Obtenido de [Scales et al. \(2004\)](#).

Debido a que, existen una cantidad infinita de modelos que se pueden ajustar a nuestros datos, el trabajo del geofísico es estimar el modelo con el menor error posible para encontrar

el mejor ajuste a nuestros datos observados. Sé parte de encontrar el mejor ajuste de los datos  $d$  corresponden al modelo  $m$  como podemos ver en el esquema de la figura 2.18 (Scales *et al.*, 2004).

En el caso de levantamientos magnetométricos, como vemos en la figura 2.5, la susceptibilidad magnética de varios materiales se sobreponen entre sí. Por ende, el objetivo de la inversión magnética es crear un modelo del subsuelo con geometrías y propiedades magnéticas específicas del lugar al campo medido. El proceso consiste en aislar la anomalía y estimar el campo magnético regional, generalmente mediante un análisis de regresión. El ajuste se hace, con previo conocimiento de la geología del área, ajustando el error cuadrático medio, que por convención suele ser menor a 10 % (Oasis montag, 2021).

Para el caso de prospección eléctrica, al generar el mapa de distribución de resistividad aparente  $\rho_a$ , y para resolver el problema inverso, se realiza un modelo lineal  $m$  entre la corriente y las mediciones observadas y el ruido. El objetivo es que las diferencias entre las respuestas medidas y calculadas sean mínimas.

En ambos casos para poder proporcionar el mejor ajuste es minimizar el error, uno de estos estimadores es el error cuadrático medio (RMS por sus siglas en inglés) y por mínimos cuadrados.

Los procesos de inversión de datos para este trabajo fueron llevados a cabo, para el caso de magnetometría en el software *Geosoft Oasis Montag* versión 8.4, y para el caso de tomografía de resistividad eléctrica se utilizó el software desarrollado en Python *resipy* versión 3.5.4.

## RMS

Nos permite cuantificar la diferencia promedio entre los datos observados y el modelo calculado. Estadísticamente, es una desviación estándar que nos cuantifica que tan agrupados están los valores observados de los valores del modelo predicho.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{z_{cal} - z_{obs}}{N}} \quad (37)$$

En donde  $z_{cal}$  son los datos calculados a través del modelo y  $z_{obs}$  los datos medidos en observados.  $N$  representa es el número de muestras. Un valor bajo de RMS (por lo general se mide en porcentaje) indica que el modelo se ajusta bien a los datos, valores grandes indican un mal ajuste.

## Mínimos cuadrados

Este método consiste en minimizar el error cuadrático entre los datos observados y los calculados  $d_{obs} - d_{cal}$ . Este método nos la recta que mejor representa nuestros datos obtenidos.

Es un problema de tipo lineal que trabaja minimizando la suma de los cuadrados de las distancias entre los puntos de datos y la curva. Es una herramienta muy poderosa que nos permite ajustar nuestros datos observados.

### 3. Zona de estudio

#### 3.1. Marco Geológico

Mitla ( $16^{\circ}55'38.44''\text{N}$ ,  $96^{\circ}21'44.10''\text{W}$ ) y Teotitlán del Valle ( $17^{\circ} 1'47.01''\text{N}$ ,  $96^{\circ}31'6.98''\text{W}$ ) con alturas de 1705 msnm y 1678 msnm respectivamente, se ubican dentro de los valles centrales de Oaxaca. Ambos municipios se localizan en el límite de la región del valle de Tlacolula (fig. 3.1). Cuentan con un clima de tipo semiseco semicálido ( $BS_1hw$  según la clasificación de Köppen) caracterizado por tener una temperatura media de  $21^{\circ}\text{C}$  y poca precipitación anual, únicamente siendo los meses de mayo, junio, julio, agosto, y septiembre con precipitaciones, con una media de 89.5 mm. En Mitla el tipo de suelo es Leptosol mientras en Teotitlán del Valle es Vertisol (SEMAEDES, 2021).

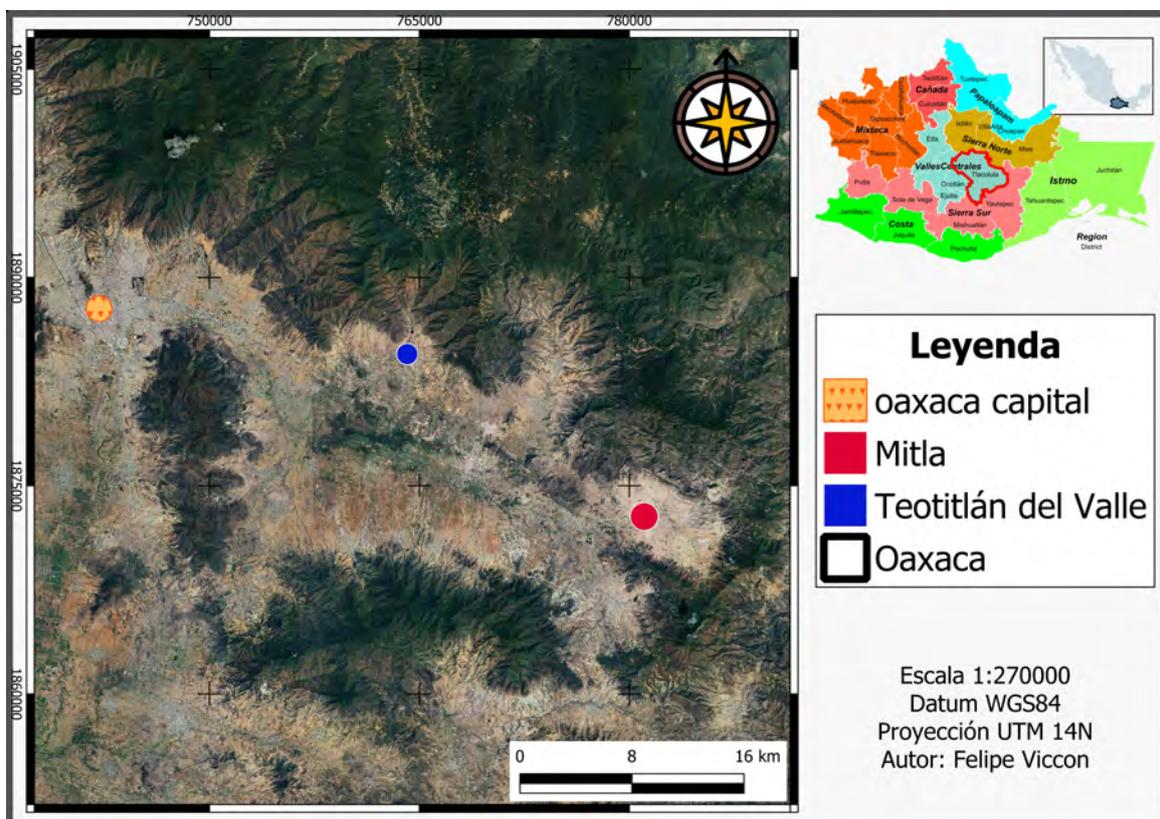


Figura 3.1: Mapa general de la zona de estudio (Elaboración propia).

Oaxaca es uno de los estados más complejos geológicamente, compuesto por cinco terrenos tecnoestratigráficos. Además, es uno de los estados más sísmicamente activos debido a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana, lo que forma la fosa Mesoamericana frente a las costas de Oaxaca (Cano *et al.*, 2022).

Mitla y Teotitlán del Valle se localizan dentro de los límites de los terrenos tecnoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco. El límite de estos dos terrenos lo marca la gran falla Oaxaca, una falla normal de 360 km de extensión parte desde el norte del estado hasta el Istmo de Tehuantepec. A su vez, el terreno Zapoteco está cubierto en parte por el complejo Oaxaqueño (SEMAEDES, 2021).

Regionalmente, Mitla y Teotitlán del Valle se ubican en los Valles Centrales, una zona formada por un gran número de fallas debido a su ubicación entre los límites de los terrenos Zapoteco y Cuicateco (Fig. 3.3). Ambos municipios se encuentran en la Sierra Juárez, que forma parte del terreno Juárez. Esta sierra es importante por tener el cinturón milonítico más grande de México (Fig. 3.2), compuesto por rocas metamórficas como mármol, gneis y anortosita. Este cinturón se superpone al complejo oaxaqueño, compuesto por discordancias de lutitas, areniscas y caliza. (Álvarez *et al.*, 1994; Arzate-Flores *et al.*, 2017).

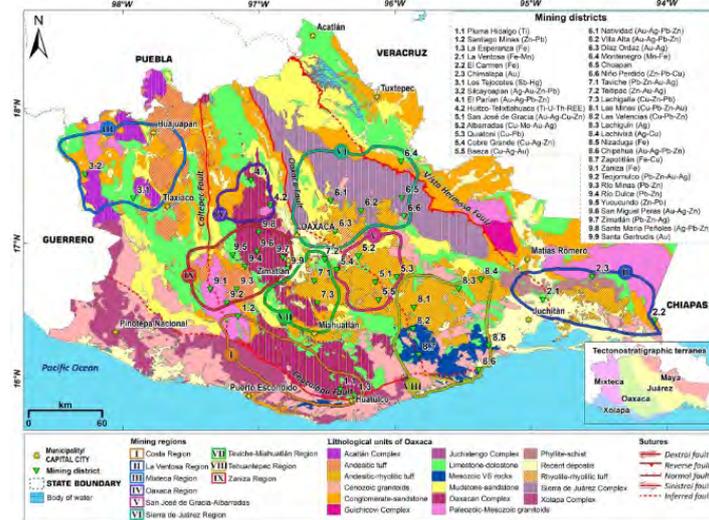


Figura 3.2: Mapa litológico del Estado de Oaxaca. Obteniendo de Cano *et al.* (2022).

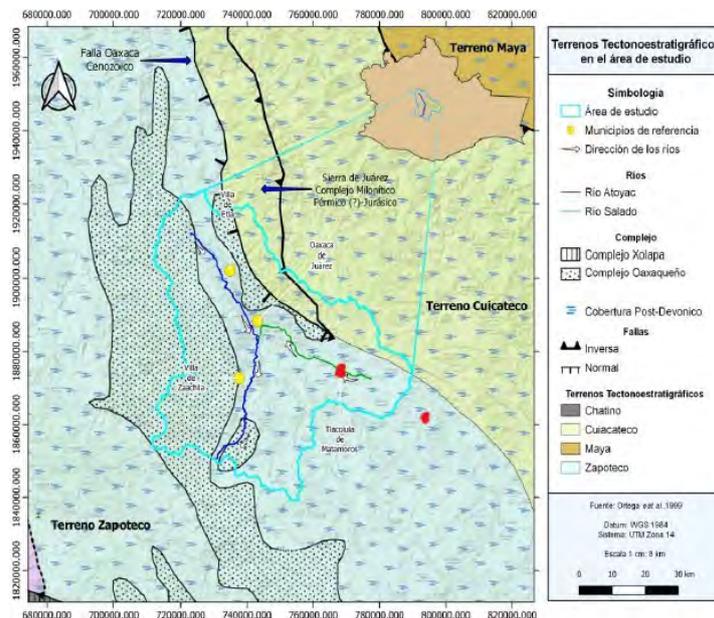


Figura 3.3: Geología regional mostrando los terrenos tectonoestratigráficos, en círculos rojos se muestra Mitla y Teotitlán del Valle

Mitla, aparte de la Sierra de Juárez, está conformada al norte por la Sierra La Calavera, cuyos picos más altos se localizan a 2300 msnm. Esta zona está conformada por un basamento de ignimbritas del mioceno de la Sierra La calavera, arriba de este basamento está conformado por depósitos de arena, capas de conglomerados, arcilla y depósitos lacustres.

Toda esta zona está atravesada por una gran falla lateral-izquierda con rumbo NW-SE conocida regionalmente como falla Calavera. Al norte de la zona arqueológica existe una gran corona de deslizamiento que, según el trabajo de [Garduño-Monroy \*et al.\* \(2020\)](#), sepultó gran parte del pueblo de actual de Mitla como vemos en la figura 3.4. Todavía se desconoce el motivo por el cual se generó este deslizamiento, aunque se cree fue un terremoto al menos magnitud 7.8 Mw. Este deslizamiento tiene una extensión de 2500 m y cubre 4.19  $km^2$  con un espesor medio de 60 metros.

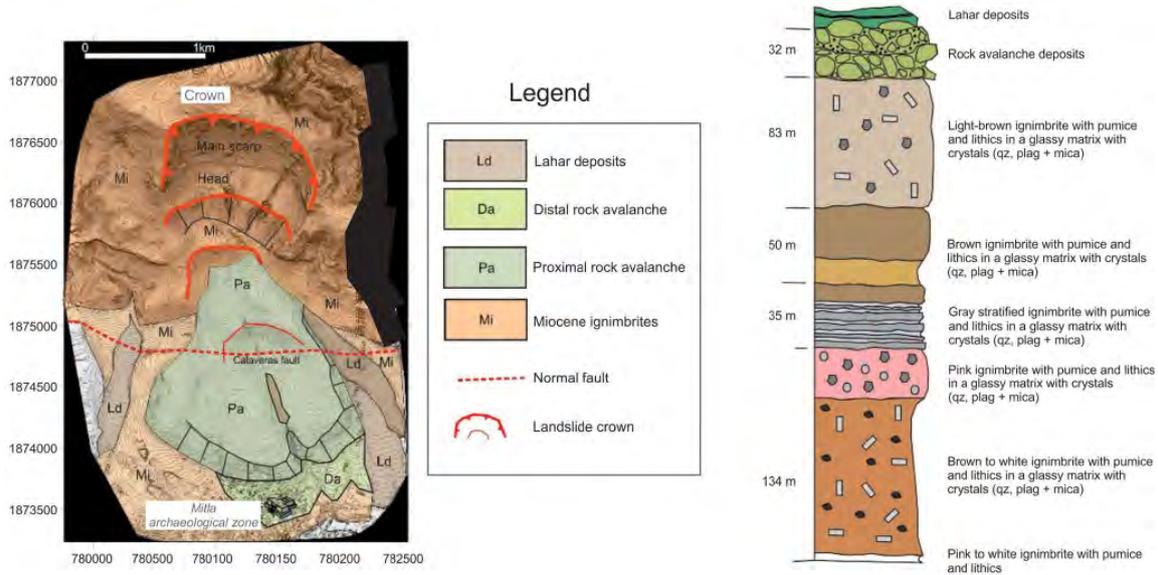


Figura 3.4: Deslizamiento de Mitla (izquierda) y columna estratigráfica (derecha) donde se muestra basamento de la zona Mitla. Obtenido de [Garduño-Monroy \*et al.\* \(2020\)](#).

## 3.2. Contexto histórico

### 3.2.1. Mitla

Mitla es considerada una de las ciudades zapotecas más importantes de los valles centrales. Al encontrarse justo en el límite del valle, fue un punto importante en el paso de mercancía de Monte Albán hacia el Istmo de Tehuantepec. Su nombre proviene del náhuatl *Mictlán* el cual es el inframundo de los mexicas, sin embargo, en zapoteco el nombre es Lyobaa cuya traducción es “lugar de descanso” o “lugar donde descansan las almas”. Mitla fue una ciudad cuyo apogeo ocurrió en el periodo posclásico tardío (1250-1521 d.C), casi medio siglo después del declive de Monte Albán (800 d.C). Tuvo una extensión de 7000  $km^2$  y se cree llegó albergar más de 23,000 habitantes ([Robles García, 2016](#); [Lyobaa, 2022](#)).

Actualmente, solo quedan en pie cinco conjuntos de la zona arqueológica, Grupo de la Iglesia, Grupo de las Columnas, Grupo del Adobe, Grupo del Arroyo y Grupo del Sur. El resto de la ciudad se cree fue destruido, por ello se conoce poco la ciudad original.

Los primeros exploradores de la zona fueron misioneros Dominicos (frailes Bernardino de Sahagún, Toribio de Benavente y Juan de Torquemada) a mediados del siglo XVI, quienes

además fueron los primeros en documentar la zona, descubriendo a Mitla ya estaba abandonada y en ruinas. Todavía se desconoce el motivo de su abandono, pero las principales causas apuntan a la conquista de los mexicas en 1492, o según [Garduño-Monroy et al. \(2020\)](#), por un gran deslizamiento ocasionado por un terremoto sepultando gran parte de la ciudad.

La primera descripción completa de Mitla es proporcionada por Francisco de Burgoa en su libro *Geográfica Descripción* (1674). En este libro se describe por primera vez la existencia de cuartos subterráneos y túneles por los que se conectaban, además, se describe las entradas a estos cuartos. Estos servían, según Francisco de Burgoa, para ceremonias complejas celebradas por los sumos sacerdotes. Asimismo, de los escritos se deduce que estos cuartos subterráneos contactaban con una gran cueva, la cual tenía dirección rumbo a la Sierra La Calavera; según la tradición Zapoteca, esta cueva era la entrada al inframundo. Las principales entradas a estos cuartos, según se escribe, fueron selladas en los primeros años de la conquista en el siglo XVI, pero Francisco de Burgoa tampoco nos dice con exactitud en donde se hallan estas entradas, aunque según sus descripciones el Grupo de la Iglesia y las Columnas coinciden con sus escritos ([Robles García, 2016](#); [Lyobaa, 2022](#)).

Según el desarrollo histórico de Mitla propuesto por [Lind \(2015\)](#), el primer grupo que se construyó fue el Grupo Sur, edificado alrededor del año 500-650 d.C. bajo los estándares arquitectónicos de Monte Albán y modificado aproximadamente para el año 850 d.C. para servir de entierro a nobles y personajes de alta jerarquía. Más tarde, alrededor del año 1200-1250 d.C., el asentamiento se expandió hacia el otro lado del río Mitla, construyendo los Grupos del Adobe y del Arroyo. Estudios previos ([Bernal, 1963](#); [Caso y Rubín de la Borbolla, 1936](#); [Lind, 2015](#)) han propuesto que los últimos grupos que se construyeron fueron los de las Columnas y de la Iglesia, probablemente alrededor de 1300-1400 d.C. A la llegada de los españoles, los primeros conjuntos en ser modificados con edificios católicos fueron los Grupos de la Iglesia y del Adobe. El grupo prehispánico del Adobe consta de cuatro montículos apostados alrededor de una plaza cuadrangular (fig. 3.5). El montículo principal se ubica al este de la plaza y tiene 15 metros de altura; este montículo era el basamento de un templo que fue arrasado por los españoles para colocar en su lugar la capilla católica conocida como “El Calvario”, actualmente aun en uso.

Este grupo fue explorado en la década de 1960 por John Paddock, quien determinó que este fue uno de los adoratorios más importantes de la región. Su adoratorio al centro de la plaza (actualmente destruido) se cree fue de grandes dimensiones y data de la misma época de la construcción de Monte Albán ([Arfman, 2008](#); [Robles García, 2016](#)). Aunque, el Grupo del Adobe fue poco explorado en los siglos XIX y XX y casi en abandono, en las descripciones de Francisco de Burgoa es posible que una de las entradas a estos cuartos se localice en el montículo más grande.

En la llamada época moderna, siglos XIX y XX, Mitla fue explorado principalmente por franceses (Guillermo Dupaix, Desiré Charnay) y estadounidenses (W. H. Holmes, Adolph Bandelier, Hubert H. Bancroft) intrigados por los descubrimientos de Pompeya a mediados del siglo XVIII. Mitla fue un lugar de interés por muchos extranjeros principalmente por sus muros decorados por grecas e historias y leyendas. Gracias a estos exploradores se trazaron los primeros



Figura 3.5: Croquis del Grupo del Adobe elaborado por Robles García (2016). En la imagen ampliada podemos notar los restos del adoratorio central.

mapas y planos de Mitla. Se documentaron en detalle cada conjunto, ilustrando y tomando las primeras imágenes de la zona por Desiré Charnay (Robles García, 2016).

A finales del Siglo XIX y Principios del XX, se comienza la restauración de Mitla a cargo de Leopoldo Batres y Alfonso Caso, donde, además, se comienza la búsqueda de tumbas. Las restauraciones se centraron en los Grupos de la Iglesia y las Columnas, aunque fue en la década de 1980 que se plantea una restauración completa de la zona (Robles García, 2016). Actualmente, no hay evidencia sobre la localización de el sistema de túneles mencionados por Burgoa. En la campaña de exploración geofísica del año 2022 llevada a cabo por el INAH y la asociación para la Investigación y Exploración Arqueológica, *ARX Project A.C.* en los conjuntos del Grupo de la Iglesia y Grupo de las Columnas, se detectó debajo del Grupo de la Iglesia una serie de túneles y una posible entrada en el centro de la Iglesia. Sin embargo, en el Grupo de las columnas no arrojó anomalías significativas (Lyobaa, 2022).

### 3.2.2. Teotitlán del Valle

Teotitlán del Valle es una localidad ubicada a 30 minutos de la capital del Estado. Fue una de las primeras poblaciones zapotecas en asentarse en los valles centrales, alrededor de los siglos XIV y XV. Al igual que Mitla, tiene un nombre náhuatl cuyo significado es “tierra de dioses” mientras su nombre en zapoteco es *Xaguxie* cuyo significado puede ser “bajo la montaña” o “al pie del monte”. Lamentablemente, sabe poco de los pobladores y de la ciudad original. Teotitlán del Valle perteneció al cacique de Zaachila, sus pobladores siempre se caracterizaron por la producción textil (Sánchez Mijangos y Mora Cantellano, 2018).

Fue unos de los primeros sitios destruidos por los españoles al llegar a la región de los valles centrales. Solo queda en pie una plataforma con una gran plaza a las espaldas del Templo de la Natividad de la Virgen María. Este templo está construido con los restos de las edificaciones prehispánicas, todavía es posible ver grecas y restos arqueológicos en la fachada, muros y pilares del templo como vemos en la figura 3.7. La construcción de este templo data de mediados del siglo XVI (Rodríguez García, 2019).



Figura 3.6: Perfil de la zona arqueológica.



Figura 3.7: Grecas que forman parte de las paredes del templo.

Esta zona fue uno de los centros ceremoniales más importantes de la cultura Zapoteca. La plaza (fig. 3.6) se cree tenía un templo ceremonial en forma de **T** con decoración de grecas. Al llegar los dominicanos a la zona hacia 1553, se ordenó la destrucción de Teotitlán del Valle a mando de uno de los primeros Arzobispos de Oaxaca, Bernardo de Albuquerque, y la construcción del templo en 1581 (Velazquez López, 2019).

Esta zona es de reciente restauración; durante mucho tiempo fue un huerto del templo. Los habitantes, según el informe técnico del INAH (Rios Allier *et al.*, 2012), indican que los pobladores cuentan que al regar el huerto el agua era absorbida hacia el centro sin distribuirse hacia el resto de la plaza. Por ende, en el año 2012 se realizan las primeras calas en el lugar, localizando escalinatas y muros datando del posclásico temprano (900-1250 d.C).

## 4. Metodología

El presente trabajo se llevó a cabo del 24 al 29 de septiembre del año 2023 en el Grupo del Adobe de la zona arqueológica de Mitla y en la zona arqueológica de Teotitlán del valle Oaxaca, México.

Los levantamientos de Tomografía de resistividad eléctrica fueron llevados a cabo con apoyo del departamento de Geofísica de la facultad de Ingeniería y el Instituto de Geofísica de la UNAM.

El objetivo del trabajo es realizar una continuación a la campaña de exploración y estudios geofísicos del año 2022 del proyecto Lyobaa, con apoyo de la asociación para la Investigación y Exploración Arqueológica, *ARX Project A.C.* y el Instituto Nacional de antropología e Historia (INAH). Durante la primera campaña se realizaron levantamientos de TRE, GPR y tomografía sísmica en los Grupos de la Iglesia y las Columnas. La segunda campaña solo se centra en el Grupo del Adobe, donde se implementó una nueva técnica de exploración, magnetometría, a los estudios.

### 4.1. Magnetometría

#### 4.1.1. Logística de campo

La adquisición de datos magnetométricos fue realizada el día 26 de septiembre en Mitla y el día 29 de septiembre en Teotitlán del Valle. El equipo utilizado en ambos casos fue un magnetómetro de precesión protónica GSM-19 Overhauser del fabricante *GEM system*, el cual consta del sensor y una antena GPS. Este magnetómetro (fig. ??) cuenta con las siguientes especificaciones ([GEM Systems, 2008](#)).

- Resolución de 0.01 nT
- Sensibilidad 0.02 nT
- Rango dinámico 20000 a 120000 nT
- Precisión absoluta  $\pm 0.1$  nT

Como estación base se ocupó el observatorio magnético de Teoloyucan. Para el posicionamiento de la malla de datos se georeferenciaron mediante un GPS GPSMAP 64s de la marca *Garmin*. Se resalta que durante los levantamientos magnetométricos no se pudo ocupar la función de GPS del equipo. Por lo tanto, en la sección 4.1.2 se explicará el proceso de georeferenciado llevado a cabo. El procesamiento de datos se llevó a cabo mediante el programa *Geosoft Oasis Montag* versión 8.4 y el software *MagLogLite™*.

#### Mitla

El área de estudio se ubica al norte de la zona arqueológica de Mitla como se muestra en el croquis 4.1. El levantamiento consistió en un mallado de 32x46 metros, como observamos en la

figura 4.3. Se realizaron 13 perfiles S-N con un espacamiento de 2 metros entre cada medición, con excepción de las dos últimas líneas que tuvieron una separación de 4 metros cada línea. Entre punto y punto se tomó como referencia los electrodos instalados para el levantamiento TRE2D a una separación de dos metros. Obteniendo en total 289 datos magnéticos.



Figura 4.1: Croquis de la zona arqueológica de Mitla (obtenido de INAH, s.f).

En la figura 4.4 se puede observar la distribución de las líneas en el área de estudio. Se empleó el magnetómetro en modo de operación gradiente utilizando solamente un sensor a una distancia del suelo de aproximadamente 1 metro. Como notamos en la figura 4.2, la zona de estudio se localiza muy cerca de zonas residenciales; por lo tanto, se eliminaron los datos cercanos a estas zonas en el postprocesado.

Con el GPS se tomaron únicamente los datos de las esquinas de mallado 1, las coordenadas se muestran en la tabla 4.1.

Punto	Coordenada
a	16°55'37.66" N, 96°21'43.95" W
b	16°55'39.08" N, 96°21'43.52" W
c	16°55'39.37" N, 96°21'44.59" W
d	16°55'37.93" N, 96°21'45.03" W

Cuadro 4.1: Coordenadas del mallado 1.

Antes de realizar el levantamiento se monitoreó el índice  $K_p$  los días previos al levantamiento; hubo un aumento del índice hasta alcanzar un nivel 4 y 5. Como notamos en la figura 4.7 hubo picos de actividad bien definidos el día 25 de septiembre, por lo que se concluyó que ocurrió un *solar flares*. El día 26 de septiembre el índice tiene un valor superior a cuatro; por ende se optó por realizar el levantamiento en la tarde-noche (posterior a las 15 horas) del día 26 de septiembre, cuando la actividad de índice  $K_p$  disminuyó.



Figura 4.2: Imagen general de la zona de estudio El Calvario.



Figura 4.3: Mallado de la zona de estudio.



Figura 4.4: Levantamiento magnetométrico en el Grupo del Adobe.

## Nivelación

Asimismo, se llevó a cabo un levantamiento topográfico, ocupando como referencia los electrodos instalados para el levantamiento de tomografía de resistividad eléctrica (Fig. 4.5). Se ocupó un nivel automático Leica NA728, el cual consta de un estadal de cuatro metros y un tripié. Se tomaron 168 datos, y como notamos en la figura 4.2, el terreno no presenta cambios bruscos en la topografía, por lo tanto, se tomaron curvas a medio metro y líneas maestras a cada metro.



Figura 4.5: Curvas de nivel del Grupo del Adobe.

## Teotitlán del Valle

El levantamiento se llevó a cabo en el huerto trasero de La iglesia “Preciosa Sangre de Cristo” en un área de 40 x 30 metros, como notamos en la figura 4.6. Se empleó el modo de operación gradiente utilizando solo un sensor a 1 metro de altura. Se realizaron en total 9 líneas con una longitud de 3 metros cada una, con una separación de 4 metros entre líneas y un muestreo cada 3 metros con dirección N-S.

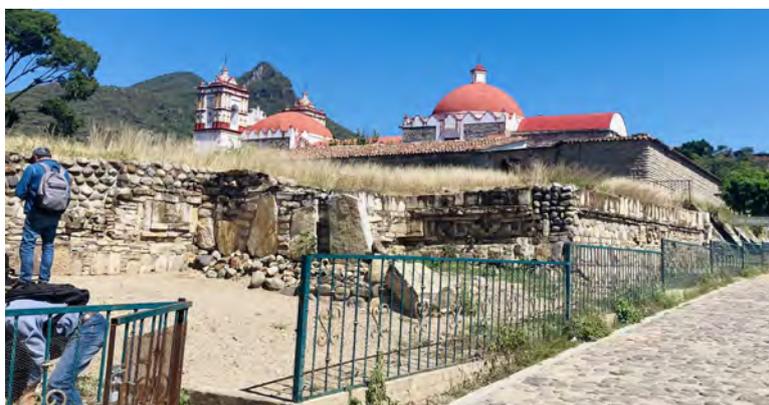


Figura 4.6: Perfil de la zona de estudio.

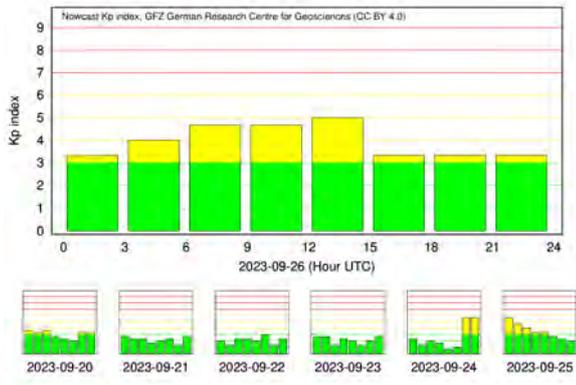


Figura 4.7: Índice Kp para el día 25 de septiembre (obtenido de [GFZ-Potsdam](#)).

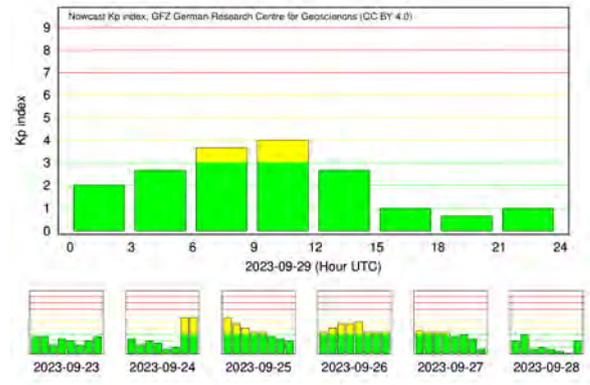


Figura 4.8: Índice Kp para el día 29 de septiembre.

Figura 4.9: Índice Kp para los días 25 y 29 de septiembre.



Figura 4.10: Mallado dos.



Figura 4.11: Levantamiento de puntos.

Figura 4.12: Levantamiento magnetométrico en Teotitlán del Valle.

El mallado dos (fig. 4.10 y 4.12) ponemos notar, al igual que en Mitla, se encuentra muy cerca de ruido magnético (casas, y una bodega color blanco al sur del levantamiento), por lo tanto, en el post-procesado estos datos se tuvieron que eliminar. Asimismo, se revisó el índice  $K_P$  para el día del levantamiento (29 de septiembre) para comprobar que no existieran perturbaciones del CTM, el esquema se muestra en la figura 4.11.

#### 4.1.2. Procesamiento de datos

##### Georeferencia

Esta se llevó a cabo con ayuda del software *MagLogLite™* de la marca *Geometrics*, el cual nos permite planificar levantamientos magnéticos, así como de procesar datos magnéticos. Al planificar una ruta de levantamiento se insertan las coordenadas de inicio y finales del mallado de datos (tabla 4.1). El Software interpola las líneas y posición punto de levantamiento con los datos previamente proporcionados. Posteriormente, mediante un software de sistemas de información geográfica (para este trabajo se utilizó QGIS 3.20 y ArcMap 10.8), se modifica el mallado y se convierten las coordenadas en sistema UTM. Tanto en Mitla como en Teotitlán

del Valle se realizó este procedimiento que se visualiza en las figuras 4.3 y 4.10.

### Post-procesado

Para obtener la distribución de las anomalías magnéticas, los datos fueron tratados en Excel y posteriormente se aplicaron los filtros en el software *Oasis Montag* de *Geosoft*. La edición de datos en Excel consistió en depurar los datos cuyos valores presentaban mala calidad ( $sq < 99$ ) y datos del mallado cercanos a las zonas de mayor ruido magnético, asimismo, se aplicó IGRF y corrección por variación diurna.

### Corrección diurna

Como estación base se ocupó el observatorio magnético de Teoloyucan, que al estar a más de 100 km del lugar del levantamiento, se realizó una corrección de valores de nT obtenidos para transferir la base de datos de Teoloyucan al rango de valores medidos en Teotitlán del Valle y Mitla, como vemos en la figura 4.13.

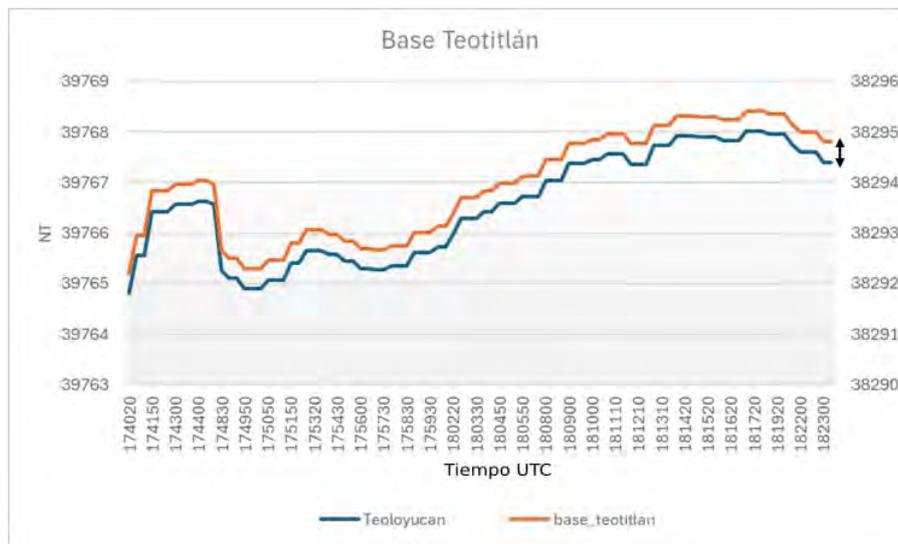


Figura 4.13: Corrección realizada a la estación base para transferir los datos de Teoloyucan a Mitla.

Se aplicó la siguiente expresión para realizar la corrección diurna:

$$F_{\Delta} = F_r(t_0) - (F_b(t_o) - y) - F_b \quad (38)$$

Donde:

$F_r$  es el móvil o datos del levantamiento

$F_r(t_0)$  es la estación base (corregida)

$y$  es la tendencia

$F_b$  es el promedio de la estación base

La tendencia de los datos se realiza para eliminar las influencias causadas por las variaciones locales del campo encontradas durante el levantamiento. Se calcula a partir de la ecuación  $y = mt + b$  donde  $t$  es el tiempo en U.T.C. El valor promedio de base para el día 26 de septiembre fue de 38294.03 nT y para el día 29 de septiembre es de 38294.04 nT.

Al graficar la anomalía de campo total en el software *Oasis Montaj* se interpoló mediante el método de *Kriging*. Al post-procesado de datos se aplicó reducción al polo únicamente en Mitla.

## 4.2. Tomografía de resistividad eléctrica

Se utilizó un resistivímetro Syscal Pro, de la marca *IRIS Instruments*. El cual tiene una capacidad de 48 canales, además, se le acopló una extensión denominada *Syscal Switch Pro* para acoplar 48 canales más con un total de 96 canales. Se utilizaron electrodos puntuales de cobre y acero inoxidable de aproximadamente 30 cm largo y un grosor de 0.5' (1.3 cm). Los electrodos se conectan a la consola mediante un cable *multicore*. A continuación se describen las características principales del Syscal Pro.

Características	
Voltaje del transmisor	0-2000 Vpp
Corriente del transmisor	0-2500 mA
Batería	Bateria interna y externa de 12 V
Duración del pulso del receptor	250 ms
Impedancia de entrada del receptor	100 ohm

Cuadro 4.2: Características Syscal Pro. (tabla modificada de [Syscal Pro](#)).

### 4.2.1. Logística de campo

#### Mitla

Se realizaron 7 líneas de TRE 2D con una extensión de 46 metros de extensión con 24 electrodos, con una separación electródica de 2 metros y una separación entre líneas de 4 metros, con origen (0,0) al sur de la zona de estudio, como vemos en la figura 4.14. Se aplicaron los arreglos Wenner-schlumberger y ecuatorial, debido a que, nos permiten observar favorablemente estructuras verticales y horizontales. En total se instalaron 168 electrodos divididos en cuatro bloques de dos líneas por bloque.



Figura 4.14: Ubicación espacial del arreglo electrodo en Mitla .

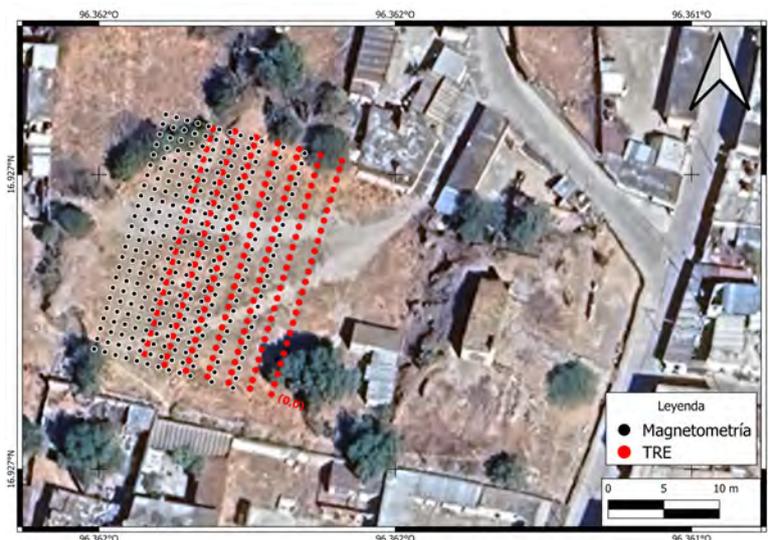


Figura 4.15: Ubicación de puntos obtenidos en el Grupo del Adobe.

Finalmente, se obtuvieron un mapa conjunto de ambos levantamiento como vemos en la figura 4.15.

Teotitlán del Valle

Se realizó una única línea de 90 metros de longitud con dirección E-O con un total de 46 electrodos con una distancia eléctrica de 2 metros, asimismo, se aplicó un arreglo Wenner-Schlumberger. De igual manera que en Mitla, se ocuparon electrodos puntuales de cobre y acero inoxidable. Los puntos levantados se muestran en la figura 4.12.

#### 4.2.2. Procesamiento de datos

La inversión de datos se llevó a cabo mediante el programa *ResIPy*. Este programa de software libre, desarrollado en Python, nos permite realizar inversiones eléctricas 2D y 3D.



Figura 4.16: Ubicación de puntos del levantamiento TRE en Teotitlán del Valle.

### 4.3. Estación de repetición

#### 4.3.1. Medición del campo magnético

Al igual que los levantamientos magnetométricos, para poder realizar el levantamiento de una estación de repetición, es necesario evitar días donde exista una alta actividad solar ( $K_p > 5$ ). El levantamiento se realizó el día 28 de septiembre y se ocupó un magnetómetro GSM-19 Overhauser como estación base y un teodolito DI-Flux A-10. Los resultados obtenidos se plasman en un formato preestablecido por el instituto de geofísica y se pueden visualizar en el Apéndice A.

#### Instalación de la estación base

El primer paso es realizar una lectura rápida de la zona para determinar que no existan anomalías magnéticas importantes que no afecten las mediciones de la estación de repetición, en un área mínima de 10 x 10 metros. Posteriormente, se instala la estación base y el Teodolito, con

una separación de 5 a 10 metros aproximadamente, como vemos en la figura 4.17. La posición geográfica del magnetómetro y el teodolito fueron registrados con un GPS.



Figura 4.17: Instalación de la Estación de repetición Mitla-1.

Posteriormente, se identifica una mira o marca Azimut. La cual debe ser algún lugar que resista al paso del tiempo (montaña, faros, edificios, antena de telecomunicaciones), para que se pueda dar continuidad al lugar. Para este trabajo, se escogió una antena de telefonía ubicada a aproximadamente 1 kilómetro al sur del levantamiento. Después, mediante el almanaque Multiyear Interactive Computer Almanac (MICA, por sus siglas en inglés) el cual fue creado por Servicio Naval de los Estados Unidos, y el software escrito en Fortran *soleil*, nos permite conocer la posición de diferentes cuerpos estelares en cualquier fecha del año. Esto nos sirve para determinar el norte verdadero, conjuntando nuestros datos de mediciones absolutas y del software. Los resultados finales de las mediciones se plasman en el formato del servicio magnético que se puede consultar en el apéndice B.

### Mediciones absolutas

Se les conoce así, debido a que son mediciones hechas con instrumentos de medición absolutos. Nos permite conocer la declinación e inclinación del lugar. Para este trabajo se realizaron seis observaciones absolutas cuyas mediciones se muestran en el anexo A. Para realizar las mediciones, no se debe tener cerca objetos metálicos que puedan alterar las mediciones. La escala con la que mide el teodolito A-10 es en gonios, donde  $1 \text{ gonio} = 0.9^\circ$ . El Teodolito consta de un sensor tipo Fluxgate acoplado en la parte superior del equipo, un cable no magnético conectado al sensor Fluxgate y un tripié.

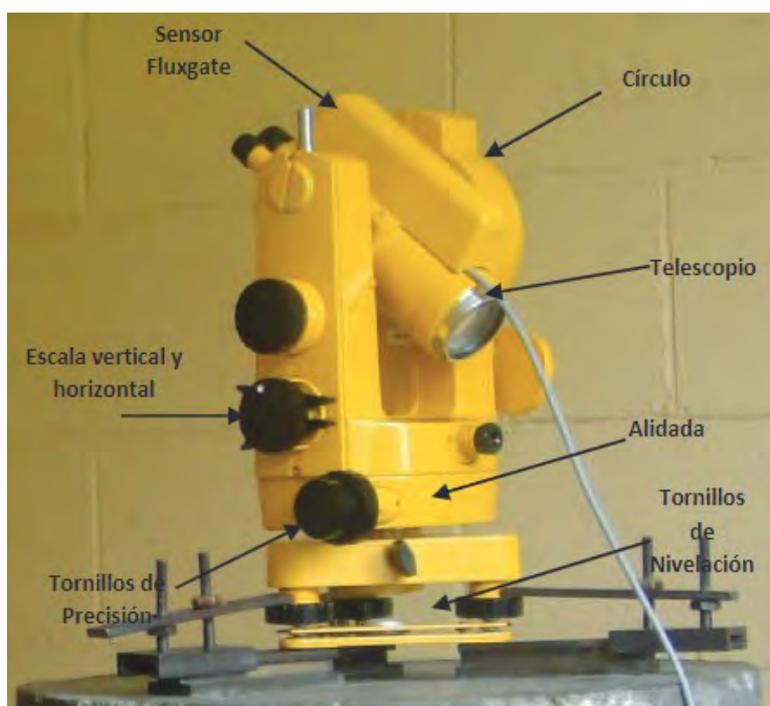


Figura 4.18: Partes del Teodolito A-20 DI-flux. Imagen tomada de [Guzmán Armenta \(2014\)](#).

**Los pasos para realizar una observación son los siguientes:**

1. Como cualquier equipo de medición, se requiere de nivelar el teodolito aproximándolo a la vertical, nos ayudamos de un ojo del buey para este paso.
2. Luego, se busca la marca azimuth tratando de que la marca sea clara y esté a una distancia de al menos 200 metros del lugar. Luego se realizan dos mediciones a la marca azimuth, una con el sensor hacia arriba (directo) y otra con el sensor hacia abajo (inverso), cuidado que la escala este en posición horizontal. Esta medición se tendrán que realizar una vez finalizando las mediciones de declinación, siguiendo otra vez los mismos pasos. Asimismo, otra persona tendrá la hora en tiempo U.T.C.

**Declinación  $\theta$**

a) Se realizan cuatro mediciones, con la escala horizontal. Primero se posiciona el teodolito con vista al este, para realizar esto, se mueve el teodolito hasta que el valor del fluxgate nos indique cero, se realiza este paso con los tornillos de precisión para mayor exactitud. Una vez llegado a ese punto, se registra el tiempo en U.T.C y se realiza la medición. Luego, se gira el telescopio  $180^\circ$  para quedar en posición Oeste, con el sensor abajo, y se repite los mismos pasos, una vez localizado el valor cero que indica el Fluxgate que registra el tiempo y se toma la medida. Se le da vuelta al teodolito entero, para volver a quedar en posición este, pero, con el sensor abajo y se repite las mediciones. Finalmente, se gira el telescopio  $180^\circ$ , para quedar en posición oeste, pero con el sensor arriba.

b) Una vez realizado estas mediciones, se vuela a mirar a la marca azimuth, tomando la marca directa e inverso. Asimismo, se toma el meridiano magnético, el cual es el promedio de los datos de declinación tomando anteriormente.

### **Inclinación $\phi$**

c) Se toman cuatro mediciones fijando la escala en vertical. Se ajusta la mira con vista al norte y sensor arriba; al igual que los pasos para declinación, mediante los tornillos de precisión, vamos buscando que el fluxgate llegue a cero. Una vez llegado a ese valor, se toma el tiempo en U.T.C. y se toma la medición. Para estas mediciones, el sensor no tiene que estar horizontal; tiene que tener cierta inclinación hacia arriba que el sensor fluxgate indicará marcando cero. Luego, gira el telescopio  $180^\circ$  para mirar al sur con el sensor abajo y se tiene que realizar la misma inclinación, pero mirando hacia abajo, igualmente hasta que el magnetómetro fluxgate marque cero donde se tomará el tiempo y el valor medido.

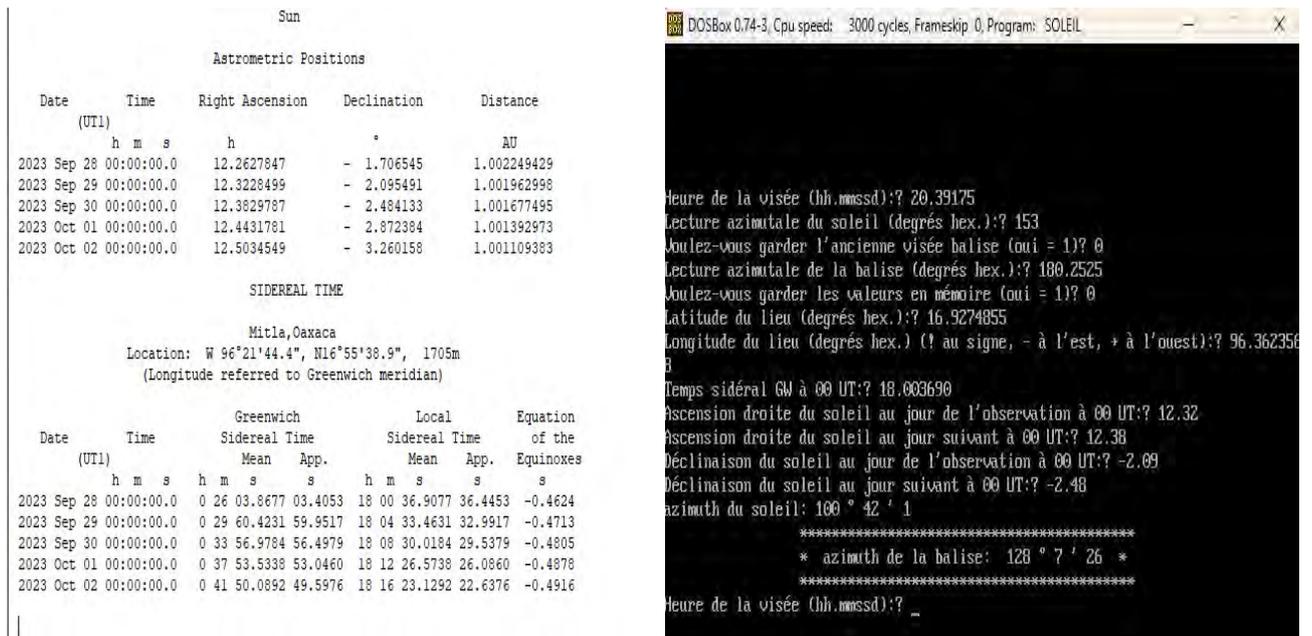
Luego, se le da la vuelta  $180^\circ$  al teodolito para mirar al norte, con el sensor abajo y con una inclinación hacia arriba del telescopio, se realiza la medición, se toma el tiempo U.T.C. Finalmente, se le da la vuelta  $180^\circ$  al telescopio para mirar al sur y el magnetómetro hacia arriba, la mira se fija con una inclinación hacia abajo hasta que el magnetómetro marque cero y finalmente se toma la hora y la medición del teodolito.

Para medir el campo magnético total (F), se utiliza el magnetómetro GMS-19 en modo base. Este se instala a una distancia recomendada de entre 5 y 10 metros del teodolito durante las mediciones simultáneas de declinación e inclinación. Esta configuración ayuda a minimizar los errores causados por las fluctuaciones del campo magnético durante la toma de medidas absolutas.

### **Mediciones solares**

Para determinar el norte verdadero, se realizan mediciones solares. Es recomendable realizar estas mediciones antes del mediodía (zenit solar) o después de las 2:00 p.m. (posterior al zenit), para evitar que la mira telescópica tenga demasiada inclinación y sea incómodo para el observador.

1. Primero se realiza una medición a la mira azimuth, en directo e inverso, en escala horizontal.
2. Posteriormente, se comienza la primera serie de ocho mediciones, con la escala vertical, mirando al sol; para realizar este paso nos ayudamos de un filtro solar instalado en la mira del telescopio, una vez localizado el sol ajustamos la mira para que quede centrada en la mira telescópica y en ese momento tomamos la hora en U.T.C y revisamos el valor medido. Las mediciones se intercalan entre medidas directas e inversas.
3. Una vez finalizada las primeras serie, se vuela observar a la mira azimuth, con escala horizontal, realizando una observación directa e inversa. Se deja pasar unos minutos antes de iniciar la segunda serie. Se repite los mismos pasos anteriores, comenzado otra vez a localizar la mira y realizando las mediciones.
4. Finalmente, se vuela a realizar otra serie de ocho mediciones, intercalando las mediciones entre directas e inversas. Se finaliza, volviendo a observar a la mira azimuth, realizando las últimas observaciones directa e inversa.



(a) MICA.

(b) Soleil.

Figura 4.19: Software del procesamiento de datos.

### 4.3.2. Procesamiento de datos

El tratamiento de los datos comienza con la obtención de datos astronómicos del sol, para poder calcular el azimut del Sol, para esto nos ayudaremos el software *MICA* (fig. 4.19a), el cual es un almanaque de datos astronómicos de cualquier cuerpo celestes.

Del software *MICA* requeriremos a) la posición astrometrica del Sol (ascensión recta y declinación) y b) el tiempo sidereal, hora de Greenwich. El software solicita las coordenadas del lugar de observación y una tabulación.

El software *Soleil* (fig. 4.19b), nos permite calcular el azimut astronómico. El software solicita lo siguiente: La hora de observación solar, lectura (en grados) obtenida, la lectura de la mira azimut, la longitud y longitud del lugar de observación, la ascensión recta del sol para el día del levantamiento y del día siguiente y la declinación solar del día del levantamiento y del día siguiente.

En el siguiente diagrama 4.20 se muestra el tratamiento de datos.

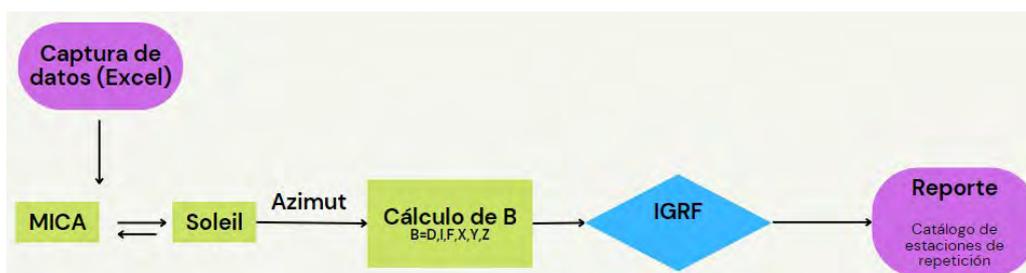


Figura 4.20: Diagrama de flujo del gabinete de una estación de repetición.

## Declinación

El cálculo se realiza a partir de la siguiente figura. Donde partimos de la mira azimut y obtenemos el ángulo Az, el cual se obtiene mediante los software MICA y *soleil*, por lo que, sabemos que la declinación es el ángulo entre el norte verdadero y el meridiano magnético.

Por lo tanto, a partir de la siguiente expresión

$$D = A - B + A_z \quad (39)$$

Donde B es el ángulo de la mira. Estas operaciones se llevan a cabo en una hoja de cálculo de Excel, cuyos resultados se muestran en dicha sección.

## Inclinación

Al igual que la declinación, las operaciones llevadas a cabo para la obtención de inclinación se llevaron a cabo en una hoja preestablecida de cálculo de Excel.

Conocemos que la inclinación es el ángulo entre el norte magnético y el vector  $\vec{B}$ .

A partir de las cuatro direcciones medidas, se queda definido como:

$$I_{Nup} = L_1, I_{Sdown} = L_2 - 180^\circ, I_{Ndown} = 360^\circ - L_3, I_{Sup} = 180^\circ - L_4 \quad (40)$$

Finalmente, para obtener la componente F, se realiza un promedio de la estación base, partiendo de las horas en U.T.C en las que se realizaron las mediciones de declinación e inclinación. Posteriormente, se realiza un cotejo en el IGRF respecto a los datos de I,D,F obtenidos; los resultados no deberían variar respecto a los datos medidos en campo.

## 5. Resultados y discusión

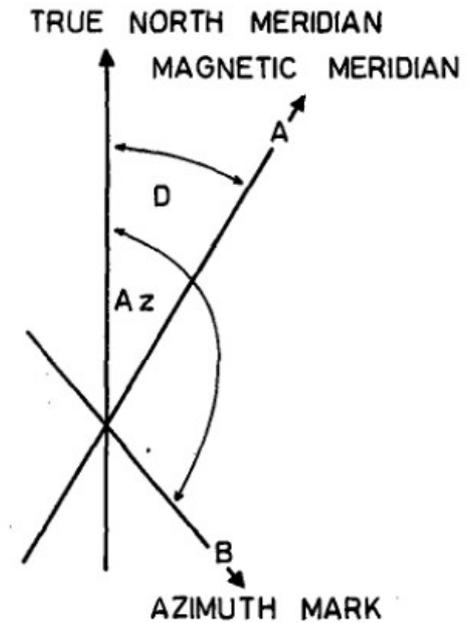
Los resultados son presentados de acuerdo al lugar del levantamiento y no por el método utilizado.

### 5.1. Mitla

#### 5.1.1. Magnetometría

En la figura 5.1 se muestran las anomalías de campo total obtenidas en el patio trasero del calvario con dirección de los perfiles S-N. Se utilizó el método de interpolación de *Kriging*. El rango de valores va de 37621.1 nT a 38386.48 nT.

1. La anomalía magnética total se muestra la tendencia S-N con la se realizó la adquisición de los datos.



2. En la porción sur del levantamiento existe un gran bajo magnético, posiblemente asociado al material removido de la zona y a la cercanía a las casas del lugar.
3. La porción norte, de igual manera, se nota un bajo magnético cercano varias casas.
4. Existen un alto magnético en la porción este del mapa con dirección preferencial S-N que se extiende desde la porción sur hasta el norte del mapa en la figura 5.1.

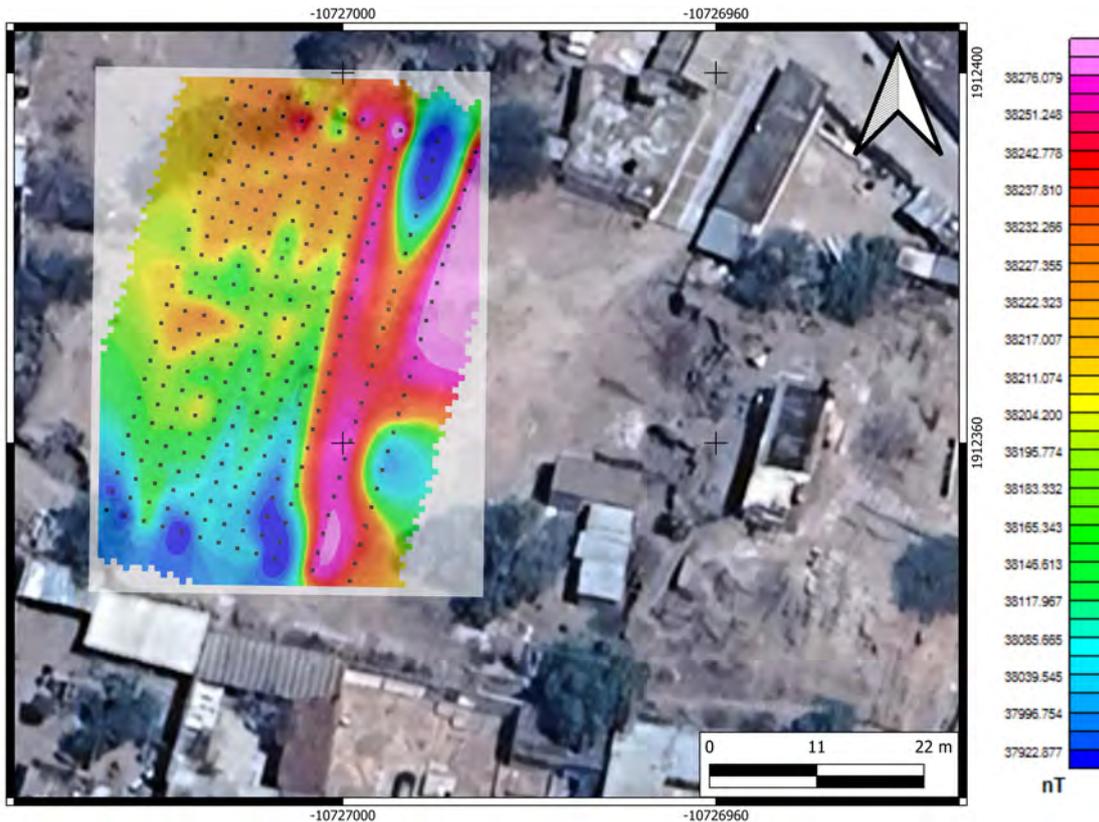


Figura 5.1: Mapa de anomalía total de campo en el Grupo del Adobe, luego de procesado mediante IGRF y variación diurna.

Al aplicar reducción al polo al campo magnético total, para los valores de declinación, inclinación y fuerza total, se tomaron los valores obtenidos de la estación de repetición Mitla-1. Los valores obtenidos se pueden visualizar en la tabla 5.1. La reducción al polo se aplicó solo en el Grupo del Adobe en Mitla, no en Teotitlán del Valle. Para obtener el mapa residual (fig. 5.2), se obtuvo la diferencia entre el mapa de continuación ascendente a 10 metros y el mapa de campo magnético total. Obtener el mapa residual nos permite resaltar de mejor manera las anomalías más superficiales como notamos en la parte suroeste del mapa.

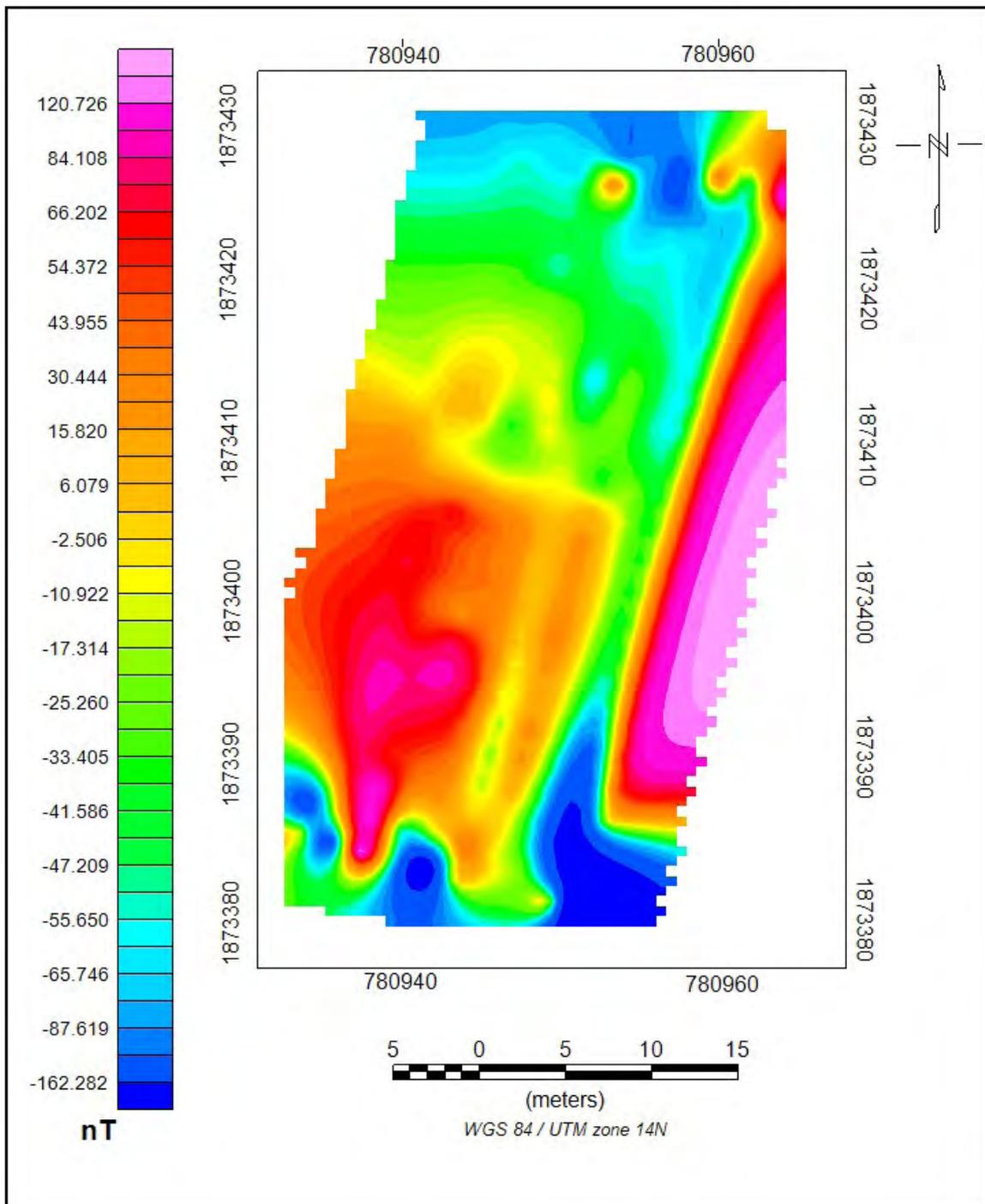


Figura 5.2: Mapa de anomalía magnética residual de Mitla.

como vemos en la figura 5.3, en el perfil A podemos notar un dipolo con dirección preferencial NE-SW. Al aplicar reducción al polo, facilitamos la visualización de anomalías. Se aplicó reducción al polo directamente al campo magnético total. Asimismo, se realiza la anomalía N-S en la porción este del mapa.

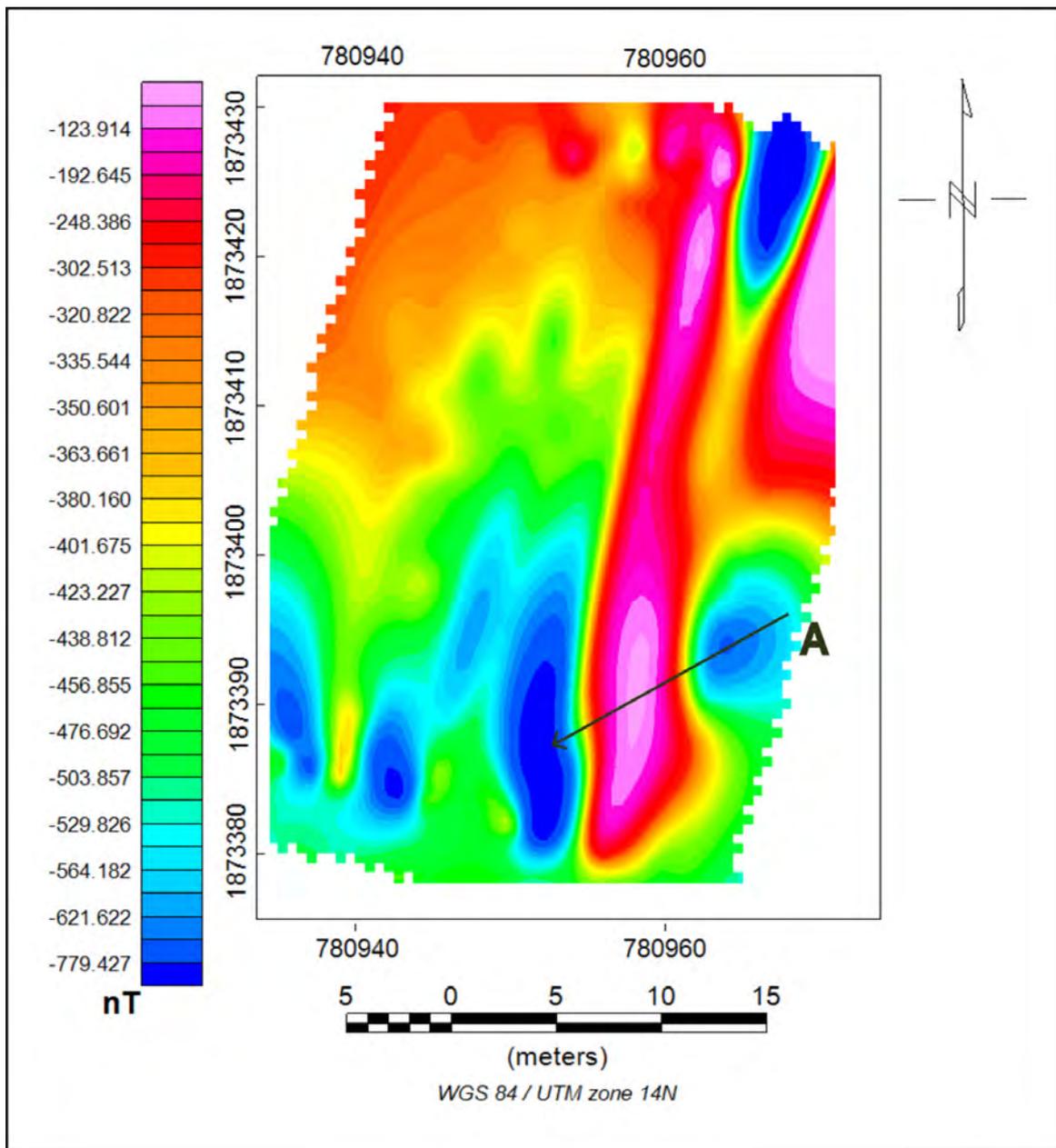


Figura 5.3: Mapa de reducción al polo. En el perfil A se muestra un dipolo.

Se aplicó, además, señal analítica al mapa de reducción al polo, como vemos en la figura 5.4. A partir de los datos obtenidos de la señal analítica se obtuvo la deconvolución de Euler. Al aplicar señal analítica, podemos definir de mejor manera los bordes de las anomalías y obtenemos los picos magnéticos. Se puede notar como se realiza de mejor manera la anomalía principal con dirección N-S en la porción este del mapa, posiblemente asociado a alguna estructura antropogénica.

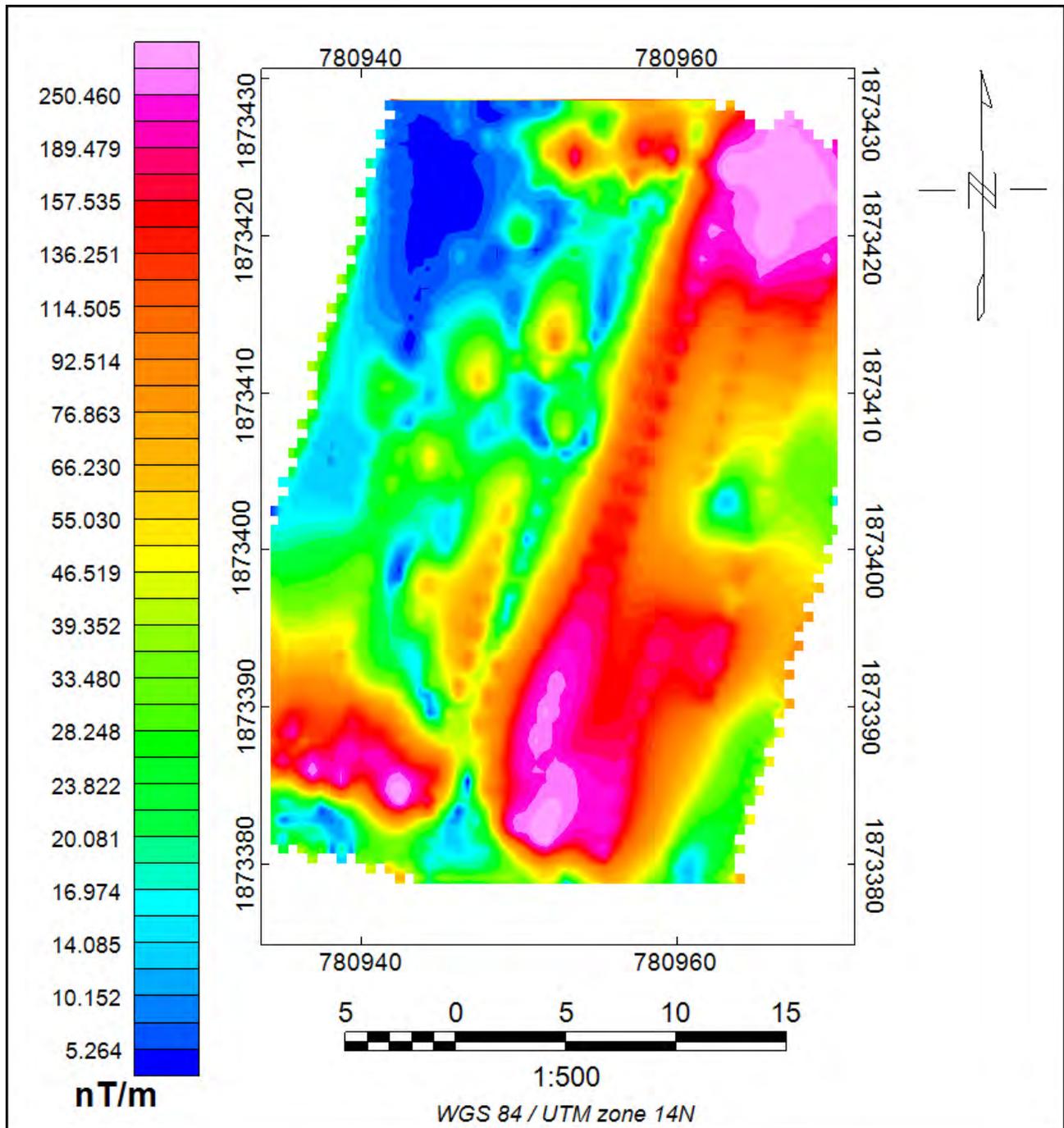


Figura 5.4: Señal analítica del Grupo del Adobe.

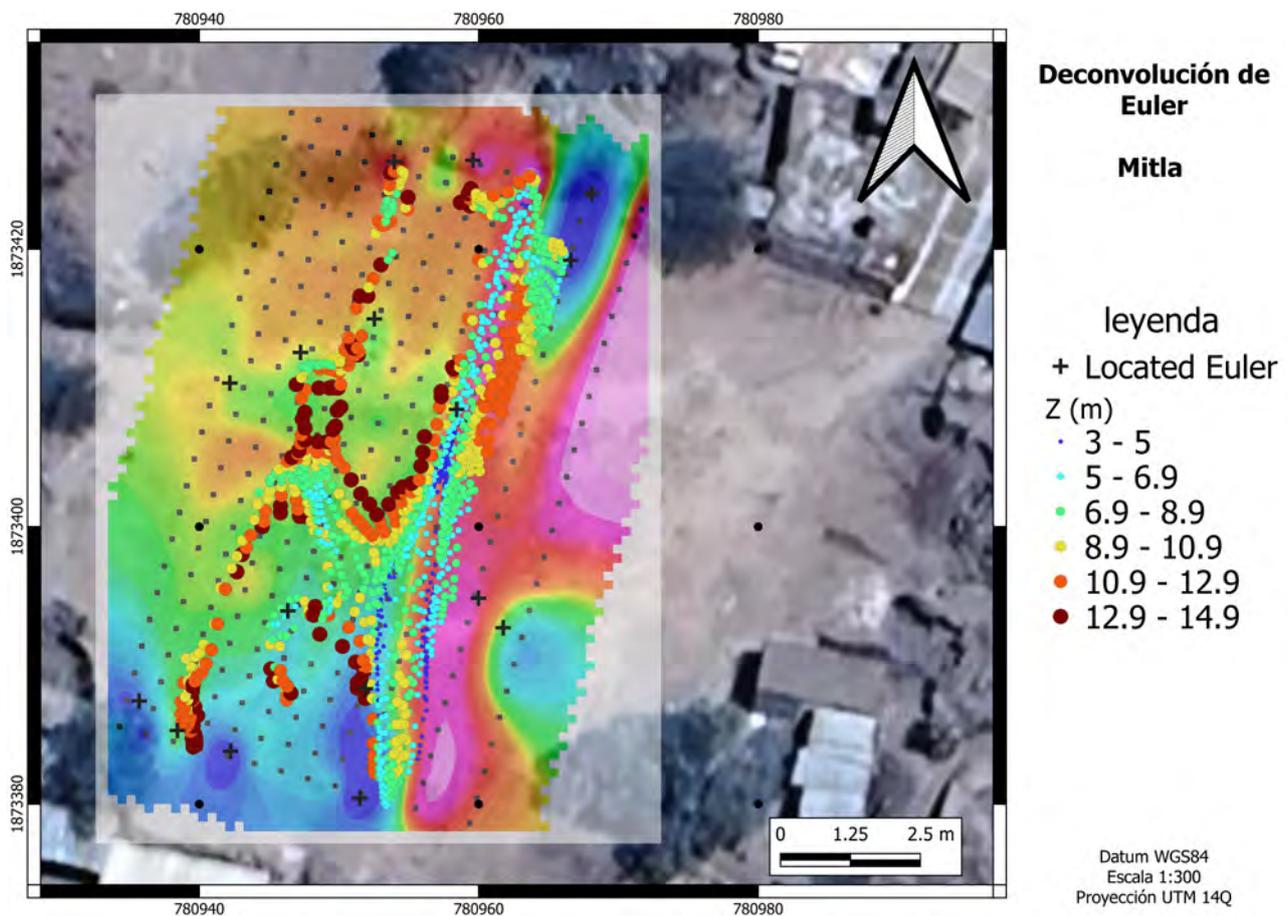


Figura 5.5: Deconvolución de Euler en Mitla.

El mapa de deconvolución de Euler (fig. 5.5), presenta la profundidad estimada de cada pico identificado en la malla magnética. Se empleó un índice estructural  $s=2$ , considerando que la fuente es un túnel. Se puede ver una clara tendencia donde los círculos verdes se localizan dentro del alto magnético en a porción este del mapa que corresponden a una altura promedio entre 5-6 metros.

### 5.1.2. TRE

Los resultados fueron procesados con ayuda del Depto. de ingeniería geofísica, división de ciencias de la Tierra de la facultad de ingeniería de la UNAM (Tejero Andrade *et al.*, 2024).

En la figura 5.6, las anomalías, en color verde, se pueden asociar a túneles y cámaras subterráneas. La profundidad en promedio al techo de los posibles túneles es 5.3 metros. Asimismo, es posible observar las entradas línea 7 y la línea 1. Se marca en rojo, el adoratorio central, cuyos restos fueron excavados por John Paddock en la década de los 1960. No se asocia ninguna resistividad a esa zona.

Los resultados de la inversión en ResPIy revelaron un rango de valores entre 26.7 y 102.9  $\Omega\text{m}$ . La figura 5.7, muestra una anomalía de baja resistividad a aproximadamente 2 metros de profundidad, con una extensión aproximada de 20 metros en dirección norte-sur. Esta característica es consistente con los resultados obtenidos por el Dr. Tejero (fig. 5.6). Al analizar los perfiles 2D (fig. 5.8), se observa que la anomalía de baja resistividad se manifiesta en los perfiles

5.8a, 5.8b y 5.8c. En la zona media de estos perfiles (línea punteada negra), se identifica una zona de resistividad intermedia ( $47$  y  $55.3 \Omega\text{m}$ ) a una profundidad de aproximadamente 3 metros, lo cual sugiere la posible presencia de una oquedad. Esta interpretación difiere ligeramente de los resultados reportados por el Dr. Tejero en (Lyobaa, 2022) quien estimó una profundidad al techo de cinco metros y de los resultados de magnetométricos de deconvolución de Euler que reportan una profundidad entre 5-6 metros (5.5).



Figura 5.6: Resultado de TRE en el Grupo del Adobe. Obtenido de Tejero Andrade *et al.* (2024).

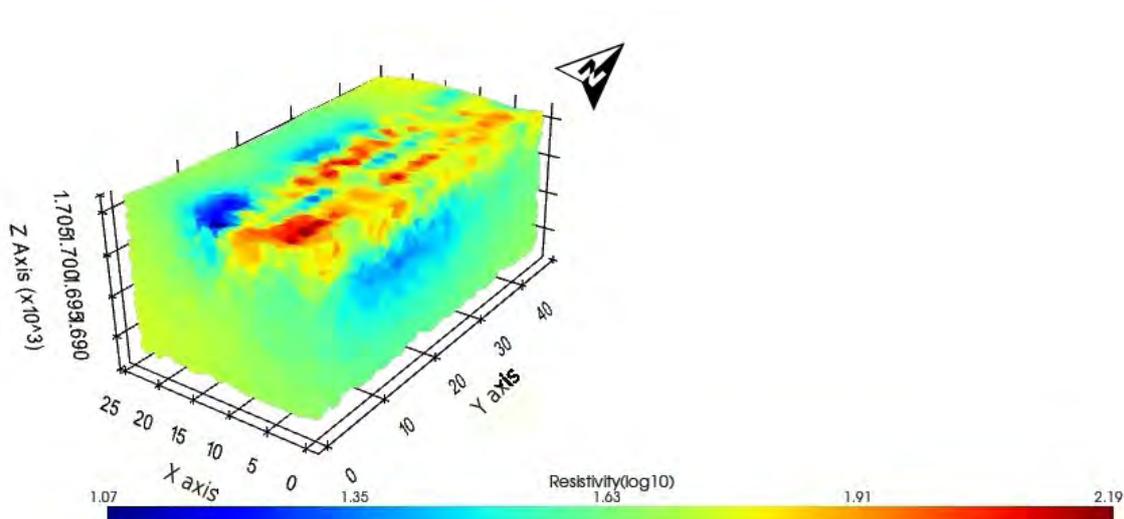


Figura 5.7: Inversión 3d realizada en ReSIpy.

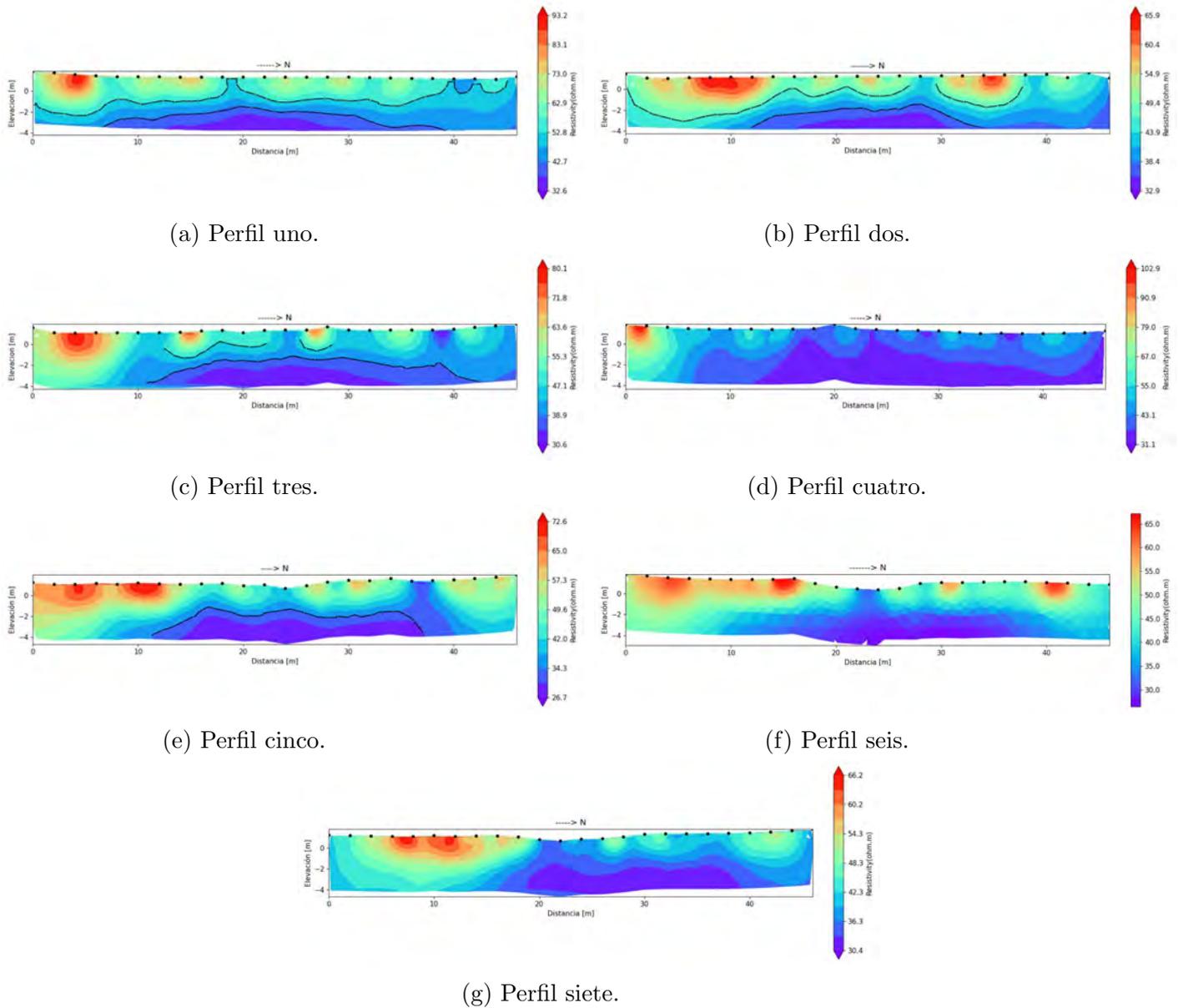


Figura 5.8: Perfiles 2D obtenidos mediante ReSIpy.

## 5.2. Teotitlán del Valle

### 5.2.1. magnetometría

- En la figura 5.9, podemos notar las anomalías de campo total de Teotitlán del Valle. Correspondiente a los perfiles S-N.
- El valor mínimo es de 38377.12 nT y el valor máximo es de 38981.48 nT. Asimismo, notamos en el perfil (correspondiente al perfil No. 5), podemos notar un dipolo, en el área color rojo, en la zona central del mapa.
- También, en el área central notamos una anomalía en forma circular, que abarca gran parte del centro del mapa.

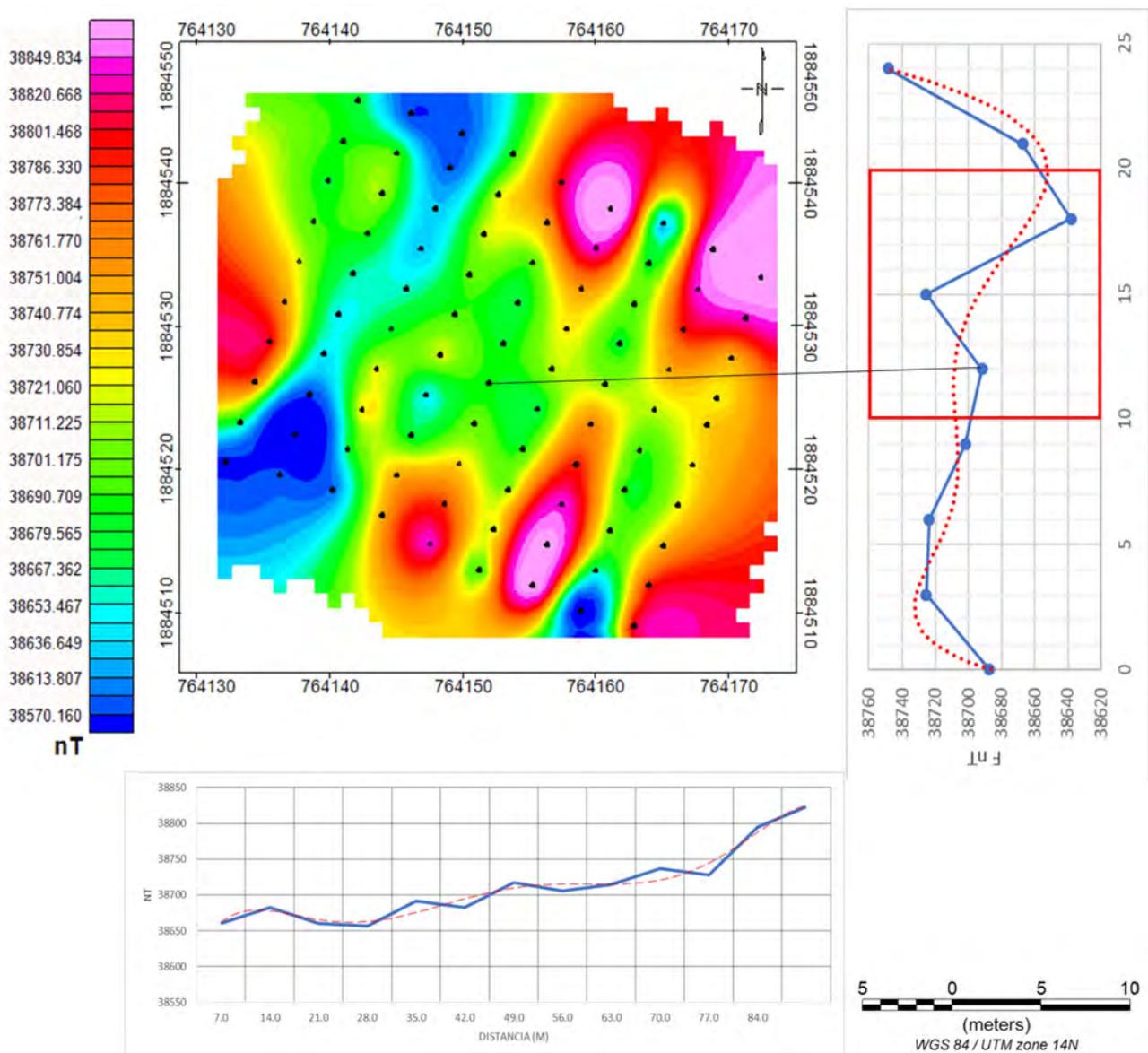


Figura 5.9: Mapa de anomalía total de campo de Teotitlán del Valle.

La aplicación de la reducción al polo en el mapa de anomalía total de campo resultó inviable debido a la reducida extensión del área de estudio (fig. 4.10). Durante el procesamiento de datos, debido a la proximidad entre las potenciales anomalías, impidiendo la aplicación de reducción al polo. Por lo que, para poder suavizar las anomalías y eliminar el ruido, se aplicó continuación ascendente a 10 metros al mapa de anomalía total y con ello se obtuvo el mapa de residual (fig. 5.10) para tener una mejor visualización de las anomalías más someras.

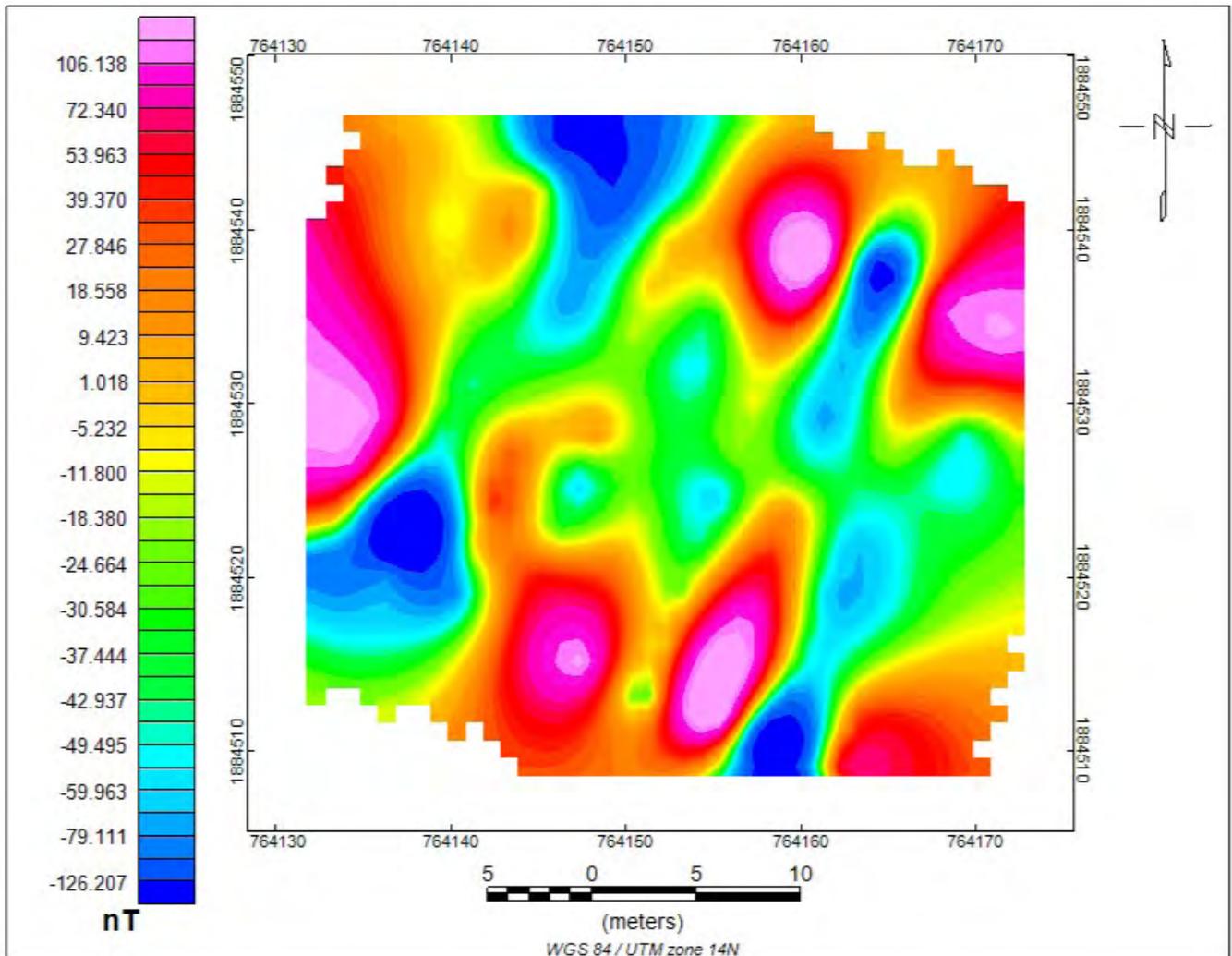


Figura 5.10: Mapa de anomalía magnética residual de Teotitlán del Valle.

El mapa de señal analítica se obtuvo a partir del mapa residual. En el área central del mapa (fig. 5.11) podemos notar un bajo magnético en forma elongada al centro del mapa. Asimismo, es posible notar altos magnéticos en la porción sur del mapa, posiblemente asociados a una construcción (bodega), que se localiza cerca de la zona del levantamiento. De igual manera, en la porción norte del mapa, se observan altos magnéticos, asociados posiblemente a la pared del templo de la iglesia.

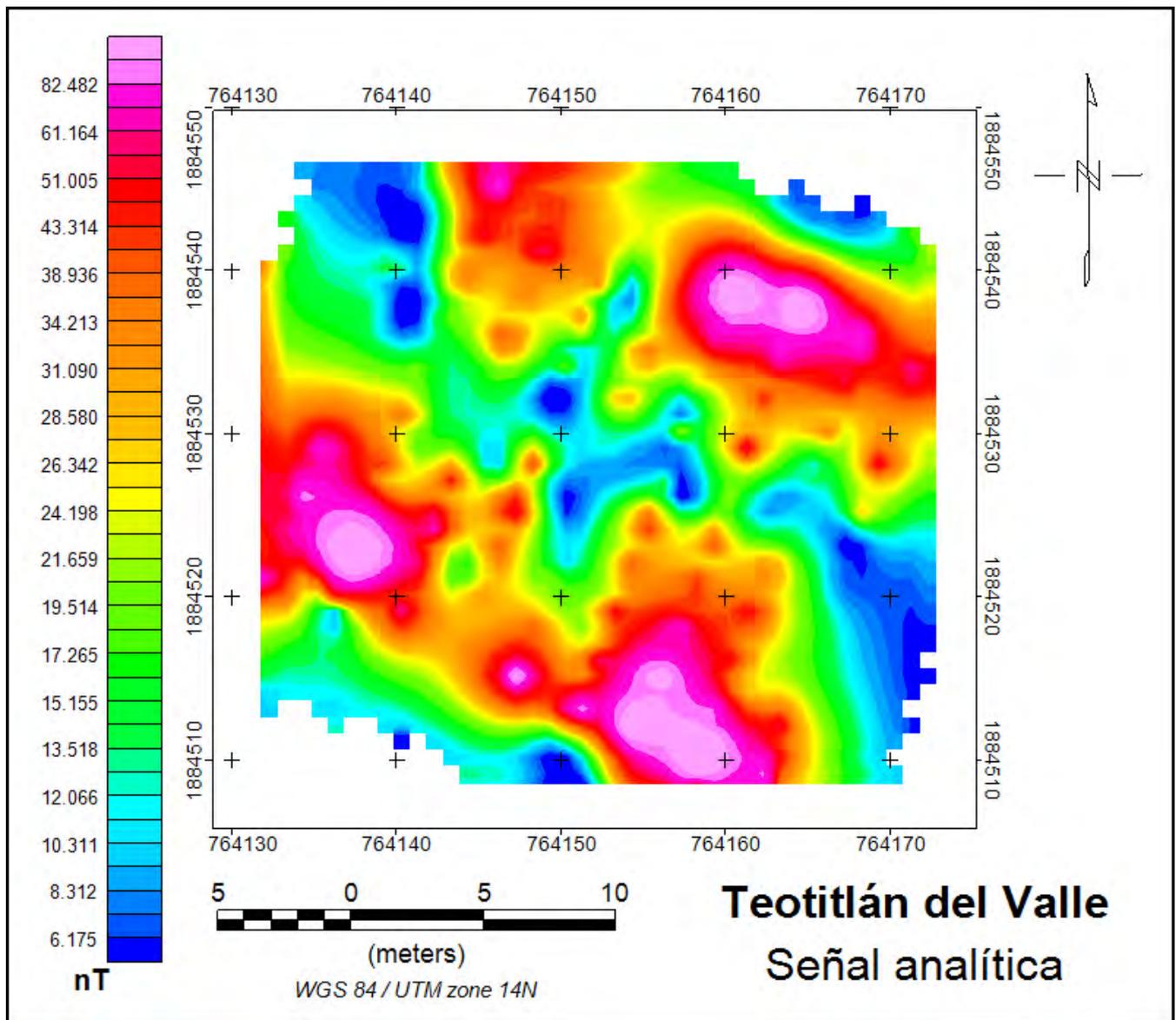


Figura 5.11: Señal analítica al mapa de Teotitlán del valle.

El mapa de deconvolución de Euler para Teotitlán del Valle (fig. 5.12), podemos notar picos definidos en la parte central del mapa. con profundidades estimadas entre 11-15 metros. Al igual que en Mitla, se utilizó un índice estructural  $s=2$ , considerando que la fuente es un túnel. Se resalta que en la parte central del mapa existe una ausencia de fuentes, al comparar con el perfil de TRE 2D (fig. 5.13). Es posible que esté asociado a una oquedad en esa zona, que se localiza entre 8-10 metros de profundidad.

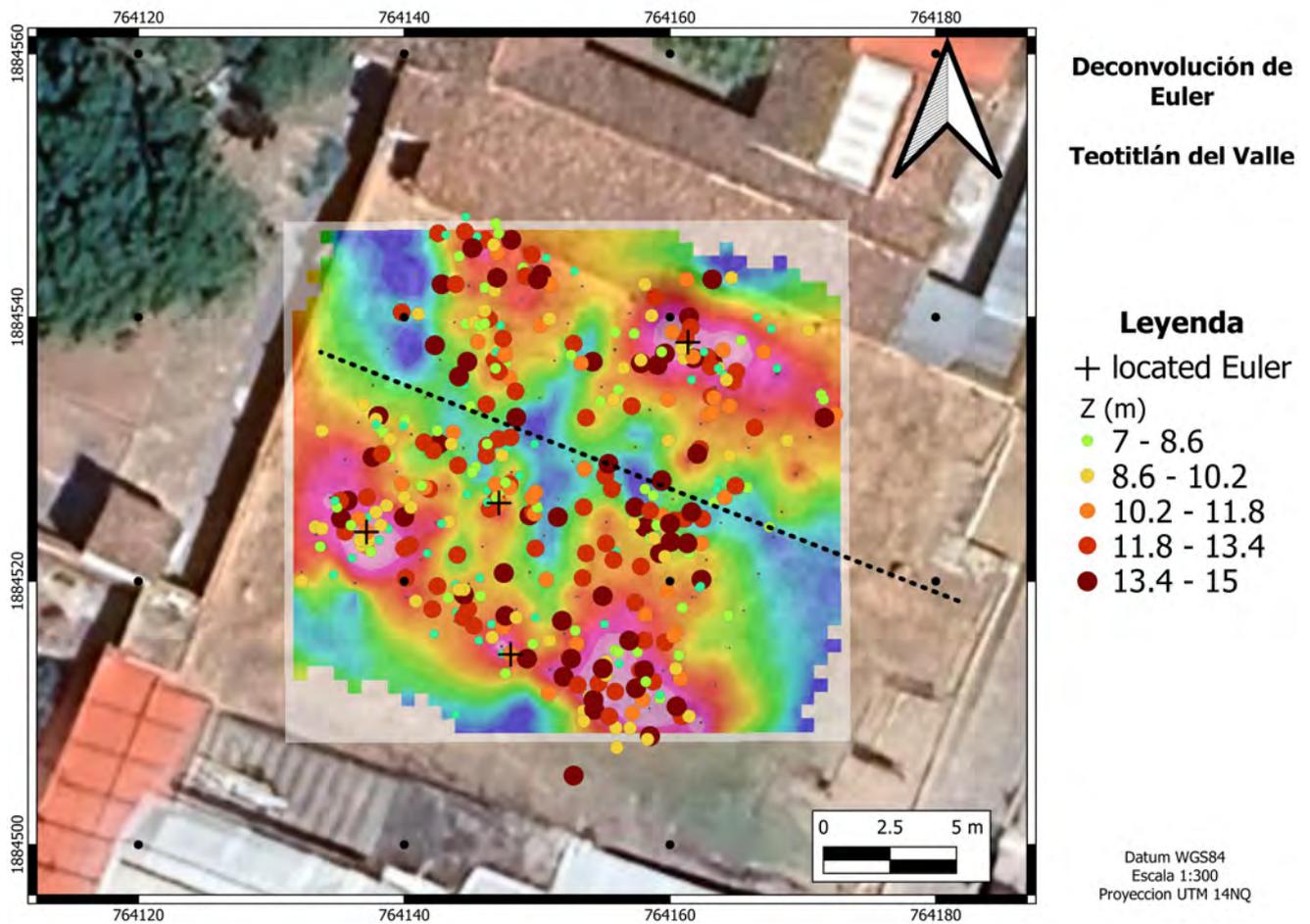


Figura 5.12: Deconvolución de Euler aplicado en Teotitlán del Valle. Se muestra en línea punteada la posición del perfil TRE2D realizado.

### 5.2.2. Eléctrica y magnetometría

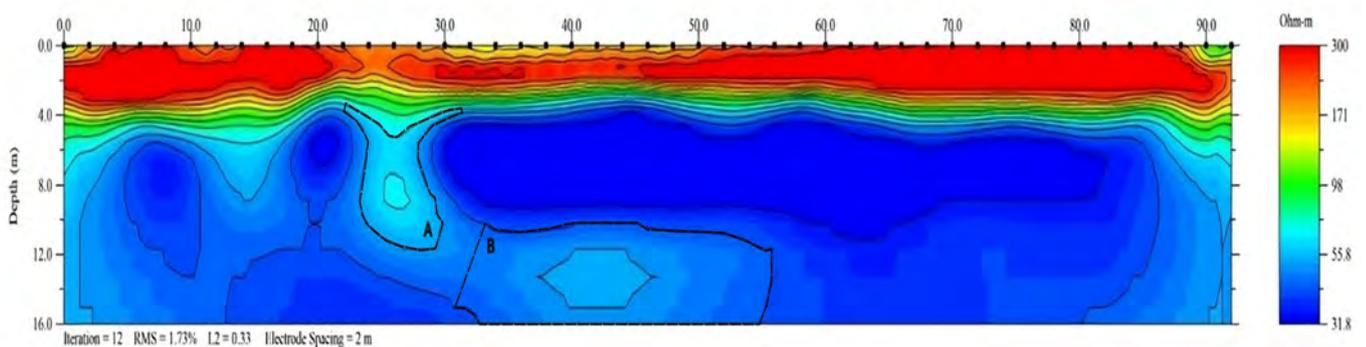


Figura 5.13: Perfil TRE2D en Teotitlán del Valle.

- En la Figura 5.13 se muestra la imagen 2D de la inversión de los datos en la plaza de Teotitlán del Valle.
- Los valores de resistividad mínima son de  $31 \Omega\cdot\text{m}$  y un máximo de  $300 \Omega\cdot\text{m}$ .
- Se observa en la parte superficial una unidad, hasta el cadenamiento  $x=90$ , con una alta

resistividad respecto al resto del perfil (color rojo) que se extiende hasta  $z=4$  m. Posiblemente asociado a la plataforma de la construcción de la zona arqueológica compuesta de ignimbrita.

- El resto del perfil tenemos una resistividad baja (color azul fuerte) con un promedio de  $35 \Omega \cdot m$ , este se extiende hasta los 16 metros, posiblemente asociado al nivel freático.
- En el perfil, se identifican dos zonas de resistividad promedio de  $60 \Omega \cdot m$  (representadas en azul claro), situadas entre los cadenamientos  $x=22.0$  m y  $x=30.0$  m con una profundidad de  $z=8.0$  m, y entre los cadenamientos  $x=38.0$  m y  $x=48.0$  m con una profundidad de  $z=14$  m. Estas anomalías, denominadas A y B, podrían corresponder a cavidades que posiblemente estén parcialmente llenas de agua.
- La anomalía A, podría ser la misma que [Rios Allier et al. \(2012\)](#) escribe acerca del antiguo huerto, espacio que hoy ocupa la zona arqueológica: Es una historia difundida en el pueblo, la de que el agua que se desviaba desde un arroyo para el riego de dicho campo, tras una noche entera de estarse regando, el líquido era absorbido, por una parte, al centro del terreno sin permitir que la demás tierra alrededor se humedeciera.

### 5.3. Estación de repetición

La red de estaciones de repetición del estado de Oaxaca consta de seis estaciones: Oaxaca, Pinotepa Nacional, Salinas Cruz, Trapiche (Cozoaltepec) y Mitla. La Figura 5.14 muestra la distribución geográfica de estas estaciones.

Mitla-1		
m.s.n.m	Easting	Northing
1705	0780950	1873417
Componentes		
D	2.95	°
I	44.18	°
F	38,291.48	nT
H	27,460.4	nT
Z	26,725.8	nT

Cuadro 5.1: Componentes obtenidos de la estación de repetición

Para construir curvas de variación secular regionales, los datos de declinación e inclinación magnética obtenidos en cada estación fueron relocalizados a un punto común (Mitla-1) empleando el método de reducción al polo. Este método consiste en calcular un Polo Virtual

Geomagnético (VGP) a partir de los datos de cada estación y, posteriormente, utilizar este VGP para determinar los valores relocalizados en el punto de referencia (R. F. Butler, 1992).

Se analizaron un total de 14 registros geomagnéticos, correspondientes a medidas de intensidad, declinación e inclinación, obtenidos entre 1954 y 2023 en las cinco estaciones. Estos datos fueron procesados utilizando un software desarrollado en MATLAB por el Dr. Rafael García Ruiz del Instituto de Geofísica, con el objetivo de generar curvas de variación secular regionales para el estado de Oaxaca.

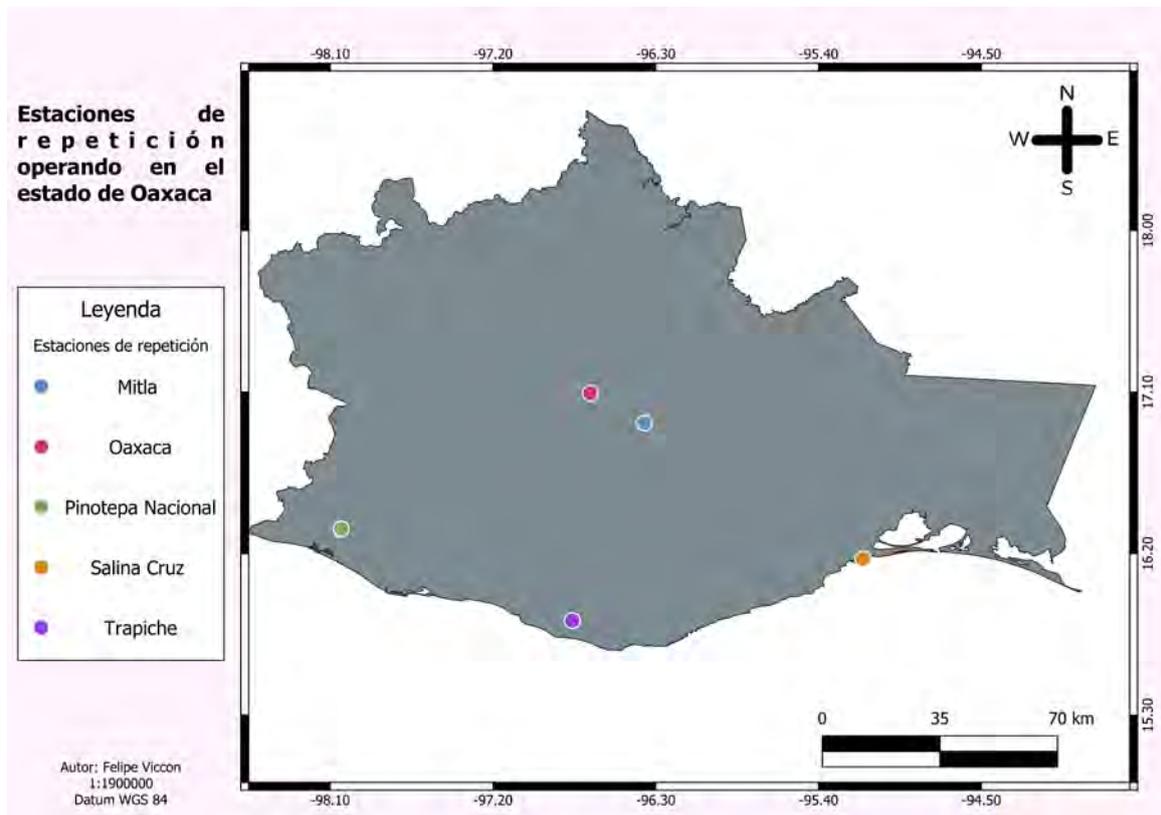


Figura 5.14: Ubicación de las estaciones de repetición en el estado de Oaxaca.

La Figura 5.15 presenta las curvas de variación temporal de la inclinación, declinación e intensidad magnética total en la ciudad de Mitla, Oaxaca, obtenidas a partir de datos relocalizados; con el fin de evaluar la precisión de estos datos, se realizaron comparaciones con el modelo geomagnético IGRF-13.

Los resultados indican que la inclinación magnética en Mitla experimentó una variación entre  $43.25^\circ$  (1956) y  $44.75^\circ$  (2010). Por su parte, la declinación magnética mostró un rango de variación entre  $8.56^\circ$  (1959) y  $3.93^\circ$  (2010). La intensidad magnética total, en tanto, presentó una tendencia decreciente, disminuyendo desde  $42.80 \mu\text{T}$  en 1954 hasta  $39.27 \mu\text{T}$  en 2010.

Es importante destacar que los valores máximos y mínimos mencionados corresponden únicamente a los datos relocalizados y no incluyen los valores obtenidos directamente en Mitla, los cuales se detallan en la tabla 5.1.

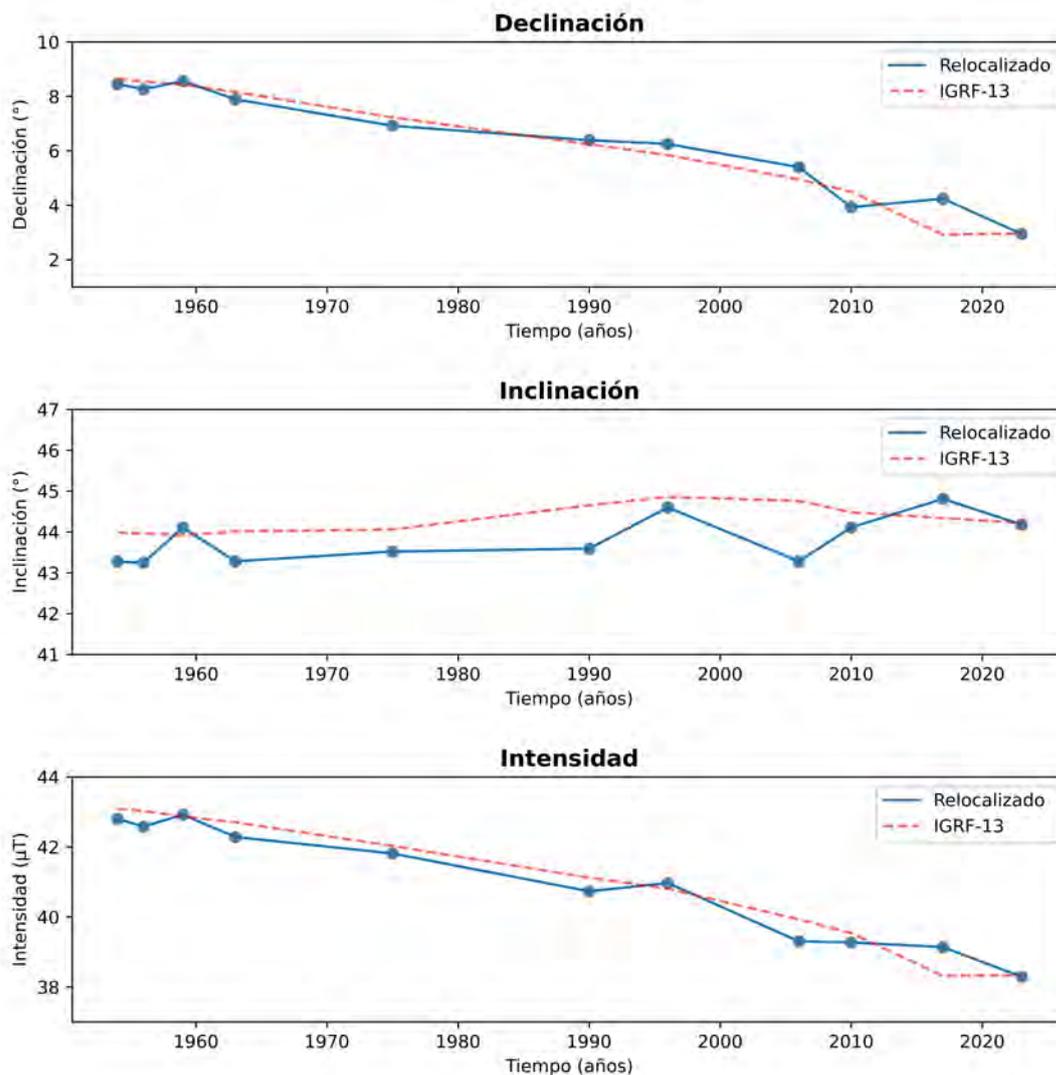


Figura 5.15: Curvas de variación secular de inclinación magnética, declinación e intensidad relocalizadas en la Mitla Oaxaca.

Es importante señalar que la mayor parte de las estaciones de repetición solo tienen datos hasta el año 2010. Según la guía del IAGA, se debe realizar cada 5 años una recuperación para actualizar la variación secular de cada región, en este caso el estado de Oaxaca (Newitt *et al.*, 1996).

Como se observa, la declinación magnética tiene una tendencia hacia el cero. Posiblemente asociado a la línea agónica (declinación cero), que actualmente se localiza en la península de Yucatán (Guzmán Armenta, 2014). Dicha línea se desplaza hacia el oeste debido al fenómeno de la deriva hacia el oeste, tal como se explica en la sección 2.1.3.

Asimismo, el cambio en la intensidad total desde 1954, ha habido un decremento de 4.5  $\mu\text{T}$ , este decremento es consistente con los modelos de Jackson *et al.* (2000) y Alken *et al.* (2021). Esto se debe a la disminución de campo interno.

## 6. Conclusión y recomendaciones

El uso de métodos geofísicos en exploración somera, con aplicación en arqueología, son de gran utilidad para generar un modelo del subsuelo que nos brinda información vital de las estructuras que puedan estar enterradas. Gracias a esto se puede estudiar de mejor manera las estructuras para futuras investigaciones.

Se lograron identificar anomalías magnéticas y eléctricas en el Grupo del Adobe. Las anomalías magnéticas detectadas en el patio presentan características consistentes con posibles estructuras antropogénicas. La alineación de estas anomalías sugiere una disposición intencional, mientras que el análisis mediante deconvolución de Euler indica una profundidad estimada de 5 a 10 metros aproximadamente. Igualmente, las anomalías obtenidas mediante TRE se corrobora con la anomalía localizada mediante magnetometría, incluso se puede inferir la posible ubicación de accesos a esta estructura subterránea.

Estas anomalías son consistentes con los escritos de Francisco de Burgoa con la posible existencia de un túnel o cámara subterránea. El Grupo del Adobe fue uno de los centros ceremoniales más importantes en Mitla y posiblemente se desarrollaron importantes ceremonias como se describe en [Arfman \(2008\)](#) y [Robles García \(2016\)](#). En conclusión, los resultados obtenidos respaldan la hipótesis planteada.

En Teotitlán del Valle se identificaron dos anomalías mediante el uso de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE). Estas anomalías podrían estar relacionadas con una oquedad descrita en el informe de la zona arqueológica por [Rios Allier \*et al.\* \(2012\)](#). Se llevó a cabo únicamente una línea de TRE 2D en la zona; por lo tanto, se sugiere realizar un levantamiento 3D para mejorar la visualización de las anomalías. Además, estas anomalías se correlacionaron con el mapa de magnetometría, en el cual se observan dos anomalías que podrían estar asociadas.

Se sugiere aplicar más métodos de exploración como GPR o tomografía sísmica para poder conocer de mejor manera la distribución de las anomalías delimitadas por el método de tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría para tener una imagen completa del subsuelo de la zona.

Por último, el análisis de las curvas de variación secular en el estado de Oaxaca nos permite contribuir al conocimiento del campo geomagnético en México. En consecuencia, podemos elaborar cartas de variación secular actualizadas para México y mejorar el entendimiento sobre el campo geomagnético en la región, como la tasa de decrecimiento para  $F$  y la tasa de la deriva hacia al oeste de la línea agónica.

Se recomienda una reocupación de las estaciones magnéticas de estado de Oaxaca para realizar una actualización al catálogo de estaciones de repetición y asimismo, poder tener una curva de variación secular con mayor precisión del estado de Oaxaca.

## Referencias

- Aizebeokhai, A. P. (2010). 2d and 3d geoelectrical resistivity imaging: Theory and field design. *Scientific Research and Essays*, 5(23), 3592–3605.
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., . . . others (2021). International geomagnetic reference field: The thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73, 1–25.
- Álvarez, S. A. A., Gutiérrez, F. O., y Samaniego, Á. F. N. (1994). Structural evolution of the sierra de juarez mylonitic complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2), 3.
- Arfman, W. R. (2008). *Visiting the calvario at mitla, Oaxaca: A critical look at the continuity of a religious practice*. Sidestone Press.
- Argote, D. L. (2008). *Modelación en 3d de datos magnéticos para caracterizar estructuras arqueológicas* (Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México). Descargado de <http://132.248.9.195/ptd2008/junio/0628867/Index.html>
- Argote, D. L., Tejero, A., Chávez, R. E., López, P. A., y Bravo, R. (2009). 3d modelling of magnetic data from an archaeological site in north-western Tlaxcala state, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 36, 1661-1671. doi: 10.1016/j.jas.2009.03.004
- Argote-Espino, D., Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava, G., Iriarte, L., Farías, S., Chávez, R. E., y López, F. (2013). 3d electrical prospecting in the archaeological site of El Pahñú, Hidalgo state, central Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 40(2), 1213–1223.
- Argote-Espino, D. L., Juárez-Osnaya, A., y García-Serrano, A. (2022). Finding evidence of an ancient platform through magnetometry in Huexotla, central Mexico. *Archaeological Prospection*, 29(2), 305–315.
- Argote-Espino, D. L., López-García, P. A., y Tejero-Andrade, A. (2016). 3d-ERT geophysical prospecting for the investigation of two terraces of an archaeological site northeast of Tlaxcala state, Mexico. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 8, 406-415. doi: 10.1016/J.JASREP.2016.06.047
- Arzate-Flores, J. A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., y Márquez-Ramírez, V. (2017). Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from magnetotelluric data. *Geodynamics of the Latin American Pacific Margin*, 3357–3371.
- Bernal, I. (1963). Otra tumba cruciforme en Mitla. *Estudios de Cultura Náhuatl*, IV, 223-238.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Butler, D. K. (2005). *Near-surface geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Butler, R. F. (1992). Paleomagnetic poles. En *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes* (p. 121-136). Blackwell Scientific Publications.
- Cano, N., Camprubí, A., y González-Partida, E. (2022). Metallogeny of the state of Oaxaca, southern Mexico: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 103992.
- Caso, A., y Rubín de la Borbolla, D. (1936). Exploraciones en Mitla, 1934-1935. En *Contribución al segundo congreso nacional de historia en Mérida, Yucatán*. México: Instituto

Panamericano de Geografía e Historia.

- Chávez, R. E., Tejero-Andrade, A., Cifuentes, G., Argote-Espino, D. L., y Hernández-Quintero, E. (2018). Karst detection beneath the pyramid of el castillo, chichen itza, mexico, by non-invasive ert-3d methods. *Scientific Reports*, 8(1), 15391.
- Durrheim, R., y Cooper, G. (1998). Euldep: a program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Computers & geosciences*, 24(6), 545–550.
- Egbert, G., Alken, P., Maute, A., y Zhang, H. (2021). Modelling diurnal variation magnetic fields due to ionospheric currents. *Geophysical Journal International*, 225(2), 1086–1109. doi: 10.1093/gji/ggaa533
- Fassbinder, J. W. E. (2017). Magnetometry for archaeology. En A. S. Gilbert (Ed.), *Encyclopedia of geoarchaeology* (p. 499-514). Springer Netherlands.
- Florio, G., Fedi, M., y Pasteka, R. (2006). On the application of euler deconvolution to the analytic signal. *Geophysics*, 71(6), L87–L93.
- Garduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Morelli, S., Figueroa-Soto, A., Ruiz-Figueroa, A., Robles-Camacho, J., y Veronica, P. (2020). Landslide impact on the archaeological site of mitla, oaxaca. *Geoarchaeology*, 35, 644-658. doi: 10.1002/GEA.21790
- Gauss, C. (1839). *Allgemeine theorie des erdmagnetismus, in resultate aus den beobachtungen des magnetkchen vereins im jahre 1838*. Gottingen und Leipzig.
- GEM Systems, I. (2008). Gsm-19 v7.0 instruction manual [Manual de software informático]. Geometrics. (2008). Magloglite user guide (3rd ed.) [Manual de software informático].
- Glatzmaiers, G. A., y Roberts, P. H. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377(6546), 203–209.
- Goguitchaichvili, A., Hernández-Quintero, E., García-Ruiz, R., Kravchinsky, V., Cejudo, R., y Cifuentes, G. (2022). Secular variation of the earth's magnetic field revealed by mexican geomagnetic repeat stations during the last two centuries. *Journal of South American Earth Sciences*, 113. doi: 10.1016/j.jsames.2021.103652
- Guzmán Armenta, B. (2014). *Catálogo de estaciones magnéticas de repetición y carta magnética época 2010.0 para méxico* (Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México). Descargado de <http://132.248.9.195/ptd2014/enero/0707666/Index.html>
- Hernández Quintero, J. E. (2022). *Estudio descriptivo de la variación secular del campo magnético terrestre en el área de la república mexicana: alcances y limitaciones de los modelos geomagnéticos de referencia* (Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México). Descargado de <http://132.248.9.195/ptd2022/marzo/0823258/Index.html>
- Hernández Quintero, J. E., Cifuentes Nava, G., y Caccavari Garza, A. (s.f.). *Catálogo de estaciones magnéticas de repetición de la república mexicana*.
- Humboldt, A. (1867). *Cosmos*. tomo IV.
- Jackson, A., Jonkers, A. R., y Walker, M. R. (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1768), 957–990.

- Juárez, K., López-García, P., Argote-Espino, D. L., Tejero-Andrade, A., Chávez, R. E., y García-Serrano, A. (2017). Magnetic and electrical prospecting in the archaeological site of xalasco northeast of tlaxcala, mexico. *Global J. Archaeol. Anthropol*, 2(2), 555–581.
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 3). John Wiley & Sons.
- Keating, P., y Pilkington, M. (2004). Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation: Geophysical prospecting. *Geophysical Prospecting*, 52(3), 165 - 182.
- Lanza, R., y Meloni, A. (2006). *The earth's magnetic field*. Springer.
- Lind, M. (2015). *Ancient zapotec religion: An ethnohistorical and archaeological perspective*. Colorado: University Press of Colorado.
- Loke, M. H. (2004). *Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys*. Birmingham, UK.
- Love, J. J. (2008). Magnetic monitoring of earth and space. *Physics Today*, 61(2), 31–37. doi: 10.1063/1.2883907
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics* (Second Edition ed.). CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS.
- Lyobaa. (2022). *The arx project*. Descargado 2023-09-09, de <https://es.arxproject.org/lyobaa>
- Matzka, J., Chulliat, A., Manda, M., Finlay, C. C., y Qamili, E. (2010). Geomagnetic observations for main field studies: from ground to space. *Space Science Reviews*, 155, 29–64.
- McElhinny, M. W., y McFadden, P. L. (2000). *Paleomagnetism: Continents and oceans* (Vol. 73; R. Dmowska, J. R. Holton, y H. Rossby, Eds.). International Geophysics Series.
- Mendoza Ortega, E. B., Cordero Tercero, M. G., Lara Sánchez, A., Maravilla Meza, M. D., Valdés Galicia, J. F., y Velasco Herrera, V. M. (2013). *Introducción a la física espacial*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Milsom, J. (2003). Field geophysics, 3rd. *University College London*, 232.
- Nabighian, M. N., Grauch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Peirce, J. W., ... Ruder, M. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33ND–61ND.
- Newitt, L., Barton, C., y Bitterly, J. (1996). *Guide for magnetic repeat station surveys* (Vol. 325). International Association of Geomagnetism and Aeronomy Boulder, CO.
- Reid, A. B., Ebbing, J., y Webb, S. J. (2014). Avoidable euler errors—the use and abuse of euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5), 1162–1168.
- Rios Allier, J. L., Olguin Ramirez, A. I., y Salazar Salinas, J. O. (2012). *Informe técnico preliminar de la exploración arqueológica en el basamento prehispánico de la zona arqueológica de teotitlán del valle*. Archivo Técnico INAH.
- Robles García, N. M. (2016). *Mitla: su desarrollo cultural e importancia regional*. Fondo de Cultura Económica.

- Rodríguez García, A. (2019). restauración del retablo y escultura de jesús de nazareno y pinturas de la vida de la virgen maría del templo de la preciosa sangre de cristo. En J. C. S. M. F. C. S. Nogales G.V. s Cruz Robledo (Ed.), (1.<sup>a</sup> ed., Vol. 1, p. 237-549). Taller de Restauración FAHHO.
- Roy, K. K. (2007). *Potential theory in applied geophysics*. Springer Science & Business Media.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., y Ravat, D. (2008). Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73(1), L1–L10.
- Sánchez Mijangos, A. A., y Mora Cantellano, M. d. P. A. (2018). *La identidad regional a traves de la apropiación iconografica en los artesanos de teotitlán del valle, oaxaca*. Universidad Nacional Autónoma de México y Asociación Mexicana de Ciencias.
- Scales, J. A., Smith, M. L., y Treitel, S. (2004). *Introductory geophysical inverse theory*. Samizdat Press Golden.
- SEMAEDES. (2021). *Caracterización*. Secretaria de medio ambiente, biodiversidad, energías y sostenibilidad.
- Smekalova, T. N., Smekalov, S. L., Voss, O., y Bevan, B. W. (2008). *Magnetic surveying in archaeology: more than 10 years of using the overhauser gsm-19 gradiometer*. Wormianum.
- Supandi, S. (2021). Geotechnical profiling of a surface mine waste dump using 2d wenner-schlumberger configuration. *Open Geosciences*, 13(1), 335–344. doi: 10.1515/geo-2020-0234
- SyscalPro. (2014). Syscalpro resistivity ip equipment [Manual de software informático].
- Tejero Andrade, A., Argote Espino, D. L., y Pacheco Arias, L. D. (2024). *Informe técnico del proyecto lyobaa: Estudio geofísico del subsuelo en la zona arqueológica de mitla, oaxaca. temporada 2023*. INAH.
- Tejero-Andrade, A., Cifuentes, G., Chávez, R. E., López-González, A. E., y Delgado-Solórzano, C. (2015). L-and corner-arrays for 3d electric resistivity tomography: an alternative for geophysical surveys in urban zones. *Near Surface Geophysics*, 13(4), 355–368.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Velazquez López, C. (2019). *Recupera inah centro ceremonial en teotitlán del valle*. Descargado 2019-04-22, de <https://www.nvinoticias.com/pueblos-magicos/viaje/recupera-inah-centro-ceremonial-en-teotitlan-del-valle/42715>
- Witze, A. (2019). Earth's magnetic field is acting up and geologists don't know why. *Nature*, 565(7738), 143–145.

## A. Apéndice

									
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>					FOLIO 001				
Estacion	Mitla 1		Fecha	28-sep-23	UTM 0780950 N, 1873417 E				
Instrumento	Teodolito-magnetometro DIFLUX A20		Az.-marca	153	DEC 16.92748552				
Pilar	1		Observador	F.V.H	-96.36235681				
<b>Serie-A</b>	<b>DECLINACION</b>								
	Marca-arriba	170.2914	153.2623		Meridiano-Mag. 231.092				
	Marca-abajo	370.3076	333.2768		131.092				
					LAMA DMI				
circulo-Sensor	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-D Delta-D			
	E-UP	18:03:00	231.5334	231	32.0	0.2			
	W-DOWN	18:05:50	231.3110	231	18.0	39.6			
	E-DOWN	18:07:25	31.0680	31	4.0	4.8			
	W-UP	18:09:33	31.4574	31	27.0	26.6			
	Marca-arriba	170.2972	153.2675						
	Marca-abajo	370.3058	333.2752						
<b>INCLINACION</b>					LAMA	DMI			
circulo-Sensor	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-I Delta-F	Delta-H Delta-Z	Fppm	
	N-UP	18:17:30	49.0406	49	2	26.2			
	S-DOWN	18:19:34	249.0406	249	2	26.2			
	N-DOWN	18:22:50	350.0924	350	5	32.6			
	S-UP	18:25:40	150.0772	150	4	37.9			
<b>Notas:</b>	E.H.Q	Estepan Hernández quintero							
	F.V.H	Felipe Viccon Hernández							

Figura A.1: Serie 1 – Mitla-1.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio Geofísico		 GEOFISICA UNAM						
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>						FOLIO 002				
Estacion	Mitla 1			Fecha	28-sep-23		UTM	0780950 N, 1873424 E		
Instrumento	Teodolito-magnetometro DI-FLUXA20			Az.-marca	153		DEC	16.92748552		
Pilar	1			Observador	E.H.Q.			-96.36235681		
<b>Serie-A</b>		<b>DECLINACION</b>								
	Marca-arriba	170.2441	153.2197			Meridiano-Mag.		231.0885		
	Marca-abajo	370.2503	333.2253					131.0885		
						LAMA	DMI			
circulo-Sensd	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-D	Delta-D			
	E-UP	18:35:18	231.0058	231	0.0	20.2				
	W-DOWN	18:37:45	231.0084	231	0.0	30.2				
	E-DOWN	18:39:20	31.1910	31	11.0	27.8				
	W-UP	18:40:45	31.0880	31	4.0	8.4				
	Marca-arriba	170.2415	153.2174							
	Marca-abajo	370.2457	333.2211							
<b>INCLINACION</b>						LAMA	DMI			
circulo-Sensd	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-I	Delta-F	Delta-H	Delta-Z	Fppm
	N-UP	18:45:24	49.3301	49	19	48.4				
	S-DOWN	18:49:06	249.0460	249	2	45.6				
	N-DOWN	18:51:28	351.0932	351	5	35.5				
	S-UP	18:54:18	151.1559	151	9	21.2				
<b>Notas:</b>		E.H.Q.		Esteban Hernández quintero						
		F.V.H.		Felipe Vicoan Hernández						

Figura A.2: Serie 2 – Mitla-1.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio		 GEOFISICA UNAM	
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>					FOLIO 003
Estacion	Mitla 1		Fecha	28-sep-23	
Instrumento	Teodolito-magnetometro DI-FLUXA10		Az.-marca	153	
Pilar	1		Observador	F.V.H	
UTM			0780950 N, 1873424 E		
DEC			16.92748552		
			-96.36235681		
<b>Serie-A DECLINACION</b>					
Marca-arriba		170.2968	153.2871		Meridiano-Mag.
Marca-abajo		370.2992	333.2893		130.9275
circulo-Sens					LAMA
					DMI
	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos
E-UP	19:46:00	231.7878	231	47.0	15.4
W-DOWN	19:48:43	231.0928	231	5.0	33.4
E-DOWN	19:50:45	31.2778	31	18.0	39.4
W-UP	19:51:25	29.5522	29	33.0	7.9
Marca-arriba		170.2878	153.2590		
Marca-abajo		370.2944	333.2850		
<b>INCLINACION</b>					
circulo-Sens					
	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos
N-UP	19:57:16	49.0668	49	3	59.8
S-DOWN	19:58:18	249.0698	249	4	10.6
N-DOWN	20:02:02	351.1682	351	10	5.5
S-UP	20:03:23	151.1800	151	9	38.0
Notas:		E.H.Q Esteban Hernández quintero			
		F.V.H Felipe Viccon Hernández			

Figura A.3: Serie 3 – Mitla-1.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio Geofísico		 GEOFISICA	
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>					FOLIO 004
Estacion	Mitla 1		Fecha	28-sep-23	
Instrumento	Teodolito-magnetometro DH-FLUXA10		Az.-marca	153	
Pilar	1		Observador	E.H.Q	
<b>Serie-A</b>			<b>DECLINACION</b>		
	Marca-arriba	170.2999	153.2899		Meridiano-Mag.
	Marca-abajo	370.2972	333.2875		231.1738
					131.1738
circulo-Sensor	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos
					LAMA
					DMI
					Delta-D
					Delta-D
E-UP	20:12:40	231.0348	231	2.0	5.3
W-DOWN	20:14:27	231.0772	231	4.0	37.9
E-DOWN	20:15:35	31.3092	31	18.0	33.1
W-UP	20:17:18	31.2735	31	18.0	24.6
	Marca-arriba	170.2889	153.2800		
	Marca-abajo	370.2889	333.2800		
<b>INCLINACION</b>					LAMA
					DMI
circulo-Sensor	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos
					Delta-I
					Delta-F
					Delta-H
					Delta-Z
					Fppm
N-UP	20:21:46	49.0918	49	5	28.8
S-DOWN	20:22:59	249.0880	249	5	16.8
N-DOWN	20:25:09	351.1571	351	9	25.6
S-UP	20:27:00	151.1483	151	8	53.9
<b>Notas:</b>	E.H.Q	Esteban Hernández quintero			
	F.V.H	Felipe Viccon Hernández			

Figura A.4: Serie 4 – Mitla-1.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio Geofísico		 GEOFISICA UNAM						
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>					FOLIO 005					
Estación	Mitla 1	Fecha	28-sep-23	UTM	0780950 N, 1873424 E					
Instrumento	Teodolito-magnetometro DI-FLUX A10	Az.-marca	153	DEC	16.92748552					
Pilar	1	Observador	F.V.H		-96.36235681					
<b>Serie-A</b>	<b>DECLINACION</b>									
	Marca-arriba	170.3206	153.2885		Meridiano-Mag.					
	Marca-abajo	370.3252	333.2927		231.4083					
					131.4083					
					LAMA DMI					
circulo-Sens	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-D				
	E-UP	21:12:07	321.1754	321	10.0	31.4				
	W-DOWN	21:15:00	232.1498	232	8.0	58.6				
	E-DOWN	21:16:50	31.0082	31	0.0	22.3				
	W-UP	21:17:32	31.3022	31	18.0	7.9				
	Marca-arriba	170.3292	153.2983							
	Marca-abajo	370.3228	333.2905							
<b>INCLINACION</b>					LAMA	DMI				
circulo-Sens	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-I	Delta-F	Delta-H	Delta-Z	Fppm
	N-UP	21:23:32	49.0184	49	0	59.0				
	S-DOWN	21:24:15	249.0382	249	2	21.1				
	N-DOWN	21:28:57	351.2224	351	13	20.6				
	S-UP	21:28:46	151.1250	151	7	30.0				
<b>Notas:</b>	E.H.Q	Eteban Hernández quintero								
	F.V.H	Felipe Viccon Hernández								

Figura A.5: Serie 5 – Mitla-1.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio Geofísico		 GEOFISICA						
<b>FORMA: IGEF-SMag-F03</b>					FOLIO 006					
Estacion	Mitla 1		Fecha	28-sep-23		UTM	0780950 N, 1873424 E			
Instrumento	Teodolito-magnetometro DI-FLUX A10		Az.-marca	153		DEC	16.92748552			
Pilar	1		Observador	E.H.Q			-96.36235681			
<b>Serie-A</b>	<b>DECLINACION</b>									
	Marca-arriba	170.3085	153.2777			Meridiano-Mag.	231.2880			
	Marca-abajo	370.3141	333.2827				131.2880			
						LAMA	DMI			
circulo-Sens d	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-D	Delta-D			
	E-UP	21:36:27	231.1354	231	8.0	7.4				
	W-DOWN	21:38:22	231.2217	231	13.0	18.1				
	E-DOWN	21:39:38	31.3601	31	21.0	36.4				
	W-UP	21:41:06	31.3550	31	21.0	18.0				
	Marca-arriba	170.3096	153.2798							
	Marca-abajo	370.8185	333.7387							
<b>INCLINACION</b>					LAMA	DMI				
circulo-Sens d	Hora	Gonios	Grados	Minutos	Segundos	Delta-I	Delta-F	Delta-H	Delta-Z	Fppm
	N-UP	21:45:09	49.1140	49	6	50.4				
	S-DOWN	21:46:48	249.1112	249	6	40.3				
	N-DOWN	21:49:57	331.3306	331	19	50.2				
	S-UP	21:52:25	151.2818	151	16	53.8				
<b>Notas:</b>	E.H.Q		Esteban Hernández quintero							
	F.V.H.		Felipe Viccon Hernández							

Figura A.6: Serie 6 – Mitla-1.

# B. Apéndice

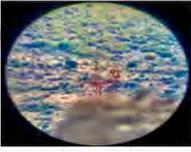
 Instituto de Geofísica UNAM		ESTACIÓN	FECHA	D			I			F	H	Z	OBSERVADOR	INST.
				°	'	"	°	'	"	nT	nT	nT		
Nombre de la Estación: <i>Mixta-1</i>		I	28/09/2023	2	57	1	44	11	8	38291	27,460.40	25,725.8	FVH, EHQ	RMDA
Latitud: 10° 5' 38.9" Longitud: 96° 2' 44.5"														
Descripción de la Mira: Una torre de telefonía ubicada al sur del Grupo Adobe.		Estación Magnética: Se encuentra dentro del Grupo Adobe en el patio trasero de la iglesia El Calvario. Azimut A (deg hex) 153.00												
														
NOTA: FVH=Felipe Viccon Hernández EHQ=Esteban Hernández Quintero														
RMDA = Declination Inclination Magnetometer (°)														

Figura B.1: Formato del Instituto de Geofísica estación de repetición.

 Universidad Nacional Autónoma de México		 Servicio		 geofísica UNAM	
<b>FORMATO: IGEF-SMag-Ftec01-04</b>					FOLIO 0
Estación	Mitla - 1			Az. "A"	
Instrumento	Teodolito magnetométrico DI-FLUX A20			Az. "B"	
Fecha	28-sep-23	Observador	F.V.H		
<b>Serie-A</b>	<b>SOLARES</b>				
	Marca-arriba	170.2914			
	Marca-abajo	370.3078			
	<b>Hora</b>	<b>Grados</b>	<b>Minutos</b>		
Directa	20:39:17	180	6.0		
Inversa	20:40:02	180	23.0		
Directa	20:42:02	180	38.0		
Inversa	20:43:14	180	50.0		
Directa	20:44:43	181	9		
Inversa	20:45:45	181	18.0		
Directa	20:46:41	181	29.0		
Inversa	20:47:41	181	40		
	Marca-arriba	170.3160			
	Marca-abajo	370.3258			
Fecha		Observador	E.H.Q		
<b>Serie-A</b>	<b>SOLARES</b>				
	Marca-arriba	170.3094			
	Marca-abajo	370.3179			
	<b>Hora</b>	<b>Grados</b>	<b>Minutos</b>		
Directa	20:55:11	182	57.0		
Inversa	20:58:08	183	8.0		
Directa	20:58:58	183	14.0		
Inversa	20:59:11	183	37.0		
Directa	20:59:54	183	44		
Inversa	21:01:09	183	58.0		
Directa	21:01:59	184	4.0		
Inversa	21:03:40	184	20		
	Marca-arriba	170.3102			
	Marca-abajo	370.3214			

Figura B.2: Formato del Instituto de Geofísica para mediciones solares.